

Анализ результатов наблюдений и методы расчета гидрофизических полей океана

УДК 551.465(261)

Ю.В. Артамонов

Циркуляция вод Южной Атлантики по результатам диагностического моделирования и натурным наблюдениям

Проведено сравнение схем крупномасштабной циркуляции вод Южной Атлантики, полученных диагностическими и адаптационными расчетами с использованием разных типов моделей, динамическим методом и инструментальными измерениями течений. Всеми методами надежно выделяются: экваториальное противотечение; перенос вод в западном погрансое из Южного в Северное полушарие и из Индийского океана в Атлантику; зона схождения вод Бразильского и Фолклендского течений; Южно-Атлантическое (ЮАТ) и Антарктическое Циркумполярное (АЦТ) течения. Показано, что в разных моделях одни и те же элементы циркуляции вод проявляются неодинаково. Вихреразрешающая модель лучше, чем «грубая» модель, воспроизводит более узкие и быстрые течения, например ЮАТ. Она показывает более сложную синоптическую структуру в АЦТ и более сложную систему экваториальных течений. Наибольшие различия в модельных расчетах наблюдаются в центральной части Южной Атлантики. Сделан вывод, что применение диагностических моделей, в которых наиболее полно усваиваются современные массивы данных в комплексе с инструментальными измерениями течений, позволяет углубить наши знания о циркуляции вод океана.

Введение

Моделирование океанических течений с усвоением данных наблюдений расширяет возможности океанологов в исследовании циркуляции вод Мирового океана. Такой синтез «модель – экспериментальные данные» компенсирует недостатки теории морских течений, а с другой стороны, – увеличивает информативность результатов экспедиционных исследований [1]. Задание граничных условий в диагностических моделях тесно связано с количеством гидрологических данных. В настоящее время в регионах, хорошо обеспеченных наблюдениями (например, западная часть тропической зоны Атлантики), где более качественно задаются граничные условия, результаты диагностических расчетов лучше согласуются с инструментальными измерениями течений. В то же время в районах с малой обеспеченностью данными (центральные области океана) расхождения велики. Используемые климатические поля обычно содержат шумы, которые определяются недостаточной статистической обеспеченностью средних значений температуры и солености в узлах регулярной сетки. Грубое задание граничных условий, неточная параметризация влияющих факторов приводят к тому, что даже известные элементы крупномасштабной циркуляции, установленные прямыми измерениями течений и воспроизводимые в простейших диагностических моделях, таких, как динамический метод, в сложных адаптационных и четырехмерных моделях сглаживаются.

© Ю.В. Артамонов, 2003

В настоящей работе на примере Южной Атлантики проводится анализ схем крупномасштабных течений, полученных разными, в том числе сложными диагностическими моделями. Динамическим методом (ДМ) рассчитаны карты динамической топографии по данным массива [2] относительно поверхности 1000 дбар. Для объяснения различий, полученных в результате расчетов по разным моделям, и подкрепления надежности отдельных элементов циркуляции привлекаются данные прямых измерений течений [3,4], схемы циркуляции по сносу судов [5] и наблюдения за дрейферами [6].

Описание моделей

Трудности моделирования циркуляции вод Южной Атлантики связаны с тем, что она, во-первых, широко открыта в сторону Северной Атлантики и Индийского океана, во-вторых, имеет значительный приток вод из Тихого океана через более узкий пролив Дрейка. На каждой из этих открытых границ существуют свои особенности переноса вод, поэтому моделирование циркуляции вод Южной Атлантики требует рассмотрения и учета на них межокеанического обмена [7]. Попытки изучения циркуляции вод этого региона предпринимались либо в рамках моделей Мирового океана, с рассмотрением Южной Атлантики как подрегиона [8 – 10], либо с использованием моделей, ограниченных только Южной или Тропической Атлантикой [7, 11, 12]. При этом возникали различия между модельными оценками переносов на границах Южной Атлантики. Эти оценки существенно влияют на результаты внутри области исследований [7].

В данной работе использованы результаты, полученные по трем моделям, которые отражают основные направления диагноза циркуляции вод Южной Атлантики.

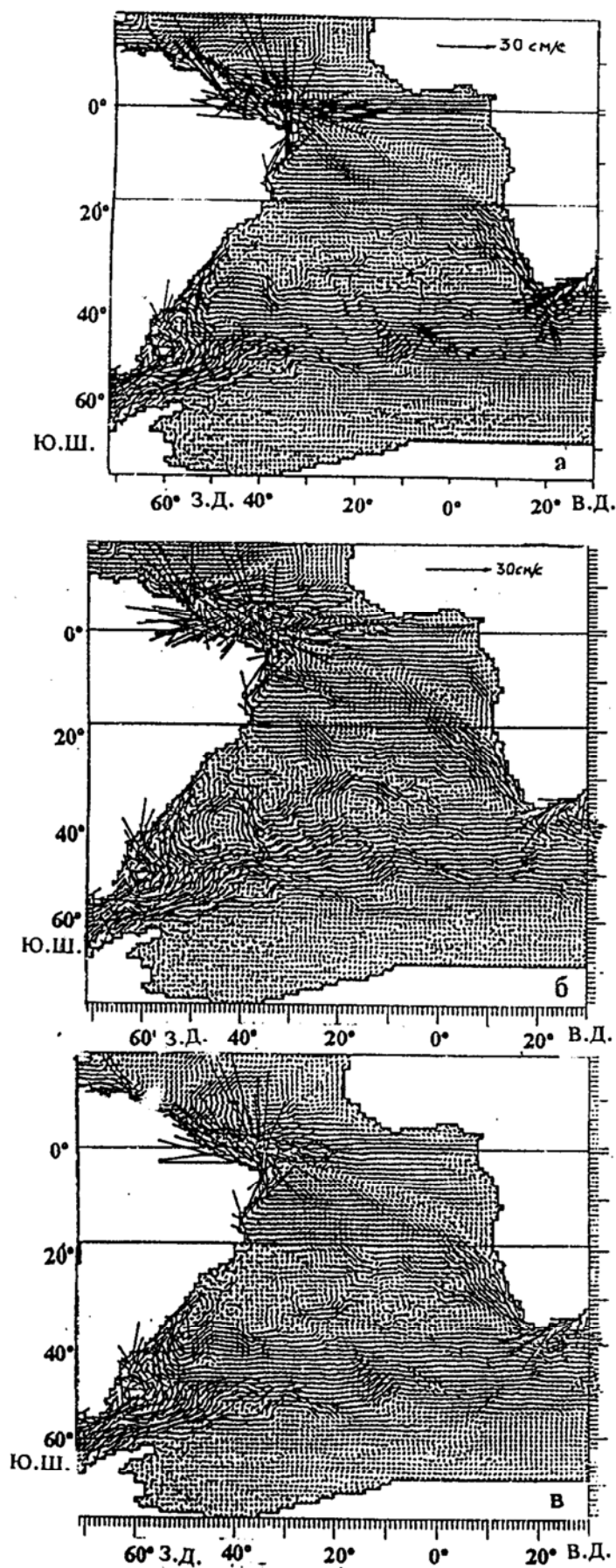
Первая — модель общей циркуляции океана, использованная Ю.А. Ивановым и К.В. Лебедевым [8, 9] (ИЛ00-модель, или ИЛ00), которая описывается полной системой уравнений термодинамики в сферических координатах. Она применяется в режиме диагноза и адаптации с использованием заданных в начальный момент наблюдаемых полей температуры и солености. В качестве первого поля приближения брали данные климатического гидрологического массива [2]. Использовалось тангенциальное напряжение трения ветра климатического массива [13]. Расчеты проводились для акватории Мирового океана, ограниченной на севере 85,5° с.ш. (перенос через Берингов пролив отсутствует), на юге — берегами Антарктиды, с шагом расчетной сетки 1° по долготе и широте на 32-х горизонтах. Рельеф дна получен осреднением фактических глубин в узлы регулярной одноградусной сетки. На боковых границах для скорости задано непротекание и скольжение без трения. Этот метод, предложенный в работе [14], применяется для расчета сбалансированных между собой рельефом дна и граничными условиями полей температуры солености, плотности и течений. Численная реализация модели подробно изложена в [15]. При построении разностной схемы широко используется техника численного моделирования, применяемая К. Брайеном [16].

Вторая, так называемая «грубая» модель (*England Garcon* — *EG94*-модель, или *EG94*), имеет разрешение, типичное для моделей океан-атмосфера, используемых для исследования климатической изменчивости. Ее конфигурация и коэффициенты перемешивания описаны в [10]. Модель базируется на примитивных уравнениях океанической циркуляции [14]. Шаг расчетной сетки $1,8^\circ$ по долготе и $1,6^\circ$ по широте, поэтому вихревые поля не разрешаются. Расчет проводился с учетом рельефа дна и контуров берегов на 33 горизонтах. В качестве граничных условий в «грубой» модели используется климатический ветер [13]. Начальные температура и соленость на поверхности и глубже 700 м брались как климатические среднегодовые поля из массива [17]. Поэтому на глубинах более 700 м *EG94*-модель работает в режиме диагноза, в то время как выше она свободно уравновешена. На глубинах более 700 м члены, восстанавливающие T, S -структуру, малы и действуют главным образом вертикальные движения и конвекция, играющие более важную роль, чем боковое трение [18].

Третья, включенная в данный анализ модель — вихреразрешающая модель (*Parallel Ocean Climate Model* — *POCM*-модель, или *POCM*), базирующаяся на описанной в работах [19, 20]. Расчеты проводились для акватории Мирового океана от 65° с.ш. до 75° ю.ш. с шагом расчетной сетки $0,4^\circ$ по долготе и $0,25^\circ$ по широте. Обмен водными массами через открытые границы расчетной области не учитывался. Рельеф дна получен в результате осреднения фактических глубин в узлы регулярной сетки со стороной $\sim 0,1^\circ$. В отличие от «грубой» *EG94*-модели вихреразрешающая модель включает свободную поверхность как прогностическую переменную. В рамках *POCM*-модели проводилось численное интегрирование с января 1987 г. по июнь 1998 г. с использованием ежедневных полей тангенциального напряжения ветра и климатических среднемесячных потоков тепла на поверхности океана по данным реанализа *European Center Medium Weather Forecast (ECMWF)* [7]. Для расчетов были использованы 32 горизонта до глубины 5000 м. В поверхностном слое значения температуры и солености брались из массива [2], в подповерхностном — из массива [17].

Ниже проводится сравнение между собой результатов диагноза циркуляции вод по трем перечисленным моделям. Эти данные сравниваются с циркуляцией вод Южной Атлантики, полученной динамическим методом, по результатам наблюдений за дрейфтерами и сносу судов. Во всех моделях циркуляция вод рассматривается примерно на одинаковых горизонтах (ИЛ00 — 100 м, *EG94* — 90 м, *POCM* — 87,5 м, ДМ — 100 м), поэтому сравнение результатов позволяет определить, какая схема циркуляции воспроизводится при различном модельном разрешении, какие структуры течений проявляются во всех моделях и как они отражаются в наблюдениях.

На картах, взятых из литературных источников, представлены течения с разным периодом осреднения: среднегодовые для ИЛ00 [8], *EG94*, *POCM* [19] и сезонные для ИЛ00 [9]. Известно, что циркуляция вод в Южной Атлантике, особенно в тропической зоне, имеет ярко выраженный сезонный ход [3, 4, 5, 21], который лучше разрешается по средним месячным данным, поэтому, наряду со среднегодовой схемой циркуляции вод, рассчитаны по ДМ карты динамической топографии для центральных месяцев летнего и зимнего се-



Р и с. 1. Поле течений Южной Атлантики на горизонте 100 м: среднегодовое (а) [8], летом (б) и зимой (в) Южного полушария [9]

зон Южного полушария. Известно также, что максимум скорости большинства течений Южной Атлантики располагается в верхнем 100-метровом слое [3, 5, 21], поэтому, кроме указанного горизонта, в данной работе представлена циркуляции вод, полученная по ДМ для поверхности.

Сравнение результатов модельных расчетов и наблюдений

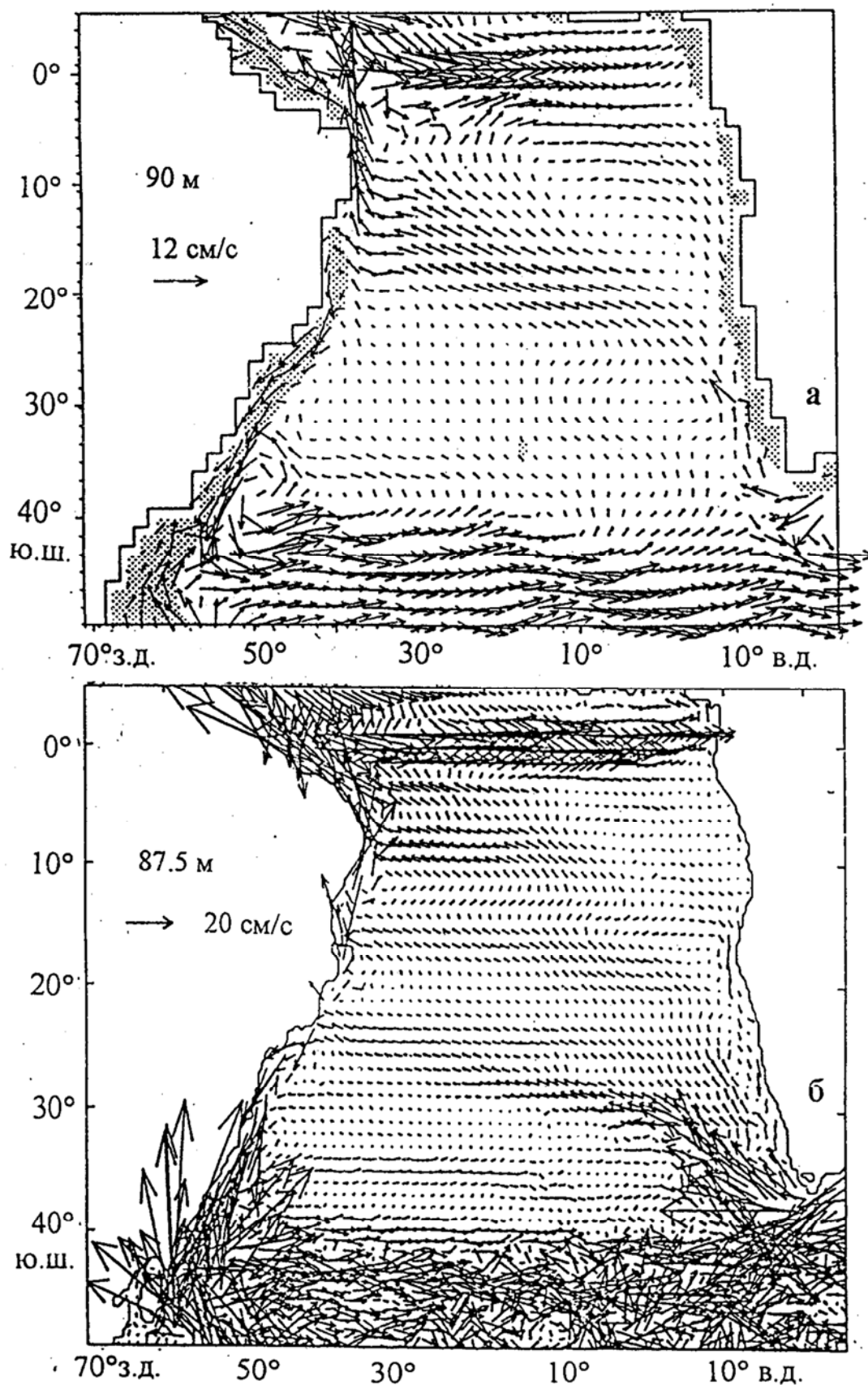
В ряде случаев в результатах модельных расчетов прослеживаются одинаковые элементы циркуляции вод Южной Атлантики. Так, все модели воспроизводят интенсивное экваториальное противотечение (рис.1, 2). На всех картах хорошо проявляется антициклонический разворот в системе Гвианское течение – Межпассатное противотечение, крупномасштабный субтропический антициклонический круговорот, интенсивный разворот течений на восток в зоне схождения Бразильского и Фолклендского течений, вынос вод из Индийского океана в Атлантику вдоль южной оконечности Африки. На юге региона все модели воспроизводят интенсивное Антарктическое Циркумпольное течение (АЦТ).

В то же время наблюдается ряд различий, а именно: в районах узких и быстрых прибрежных течений, в системе экваториальных противотечений и в центральной области Южной Атлантики.

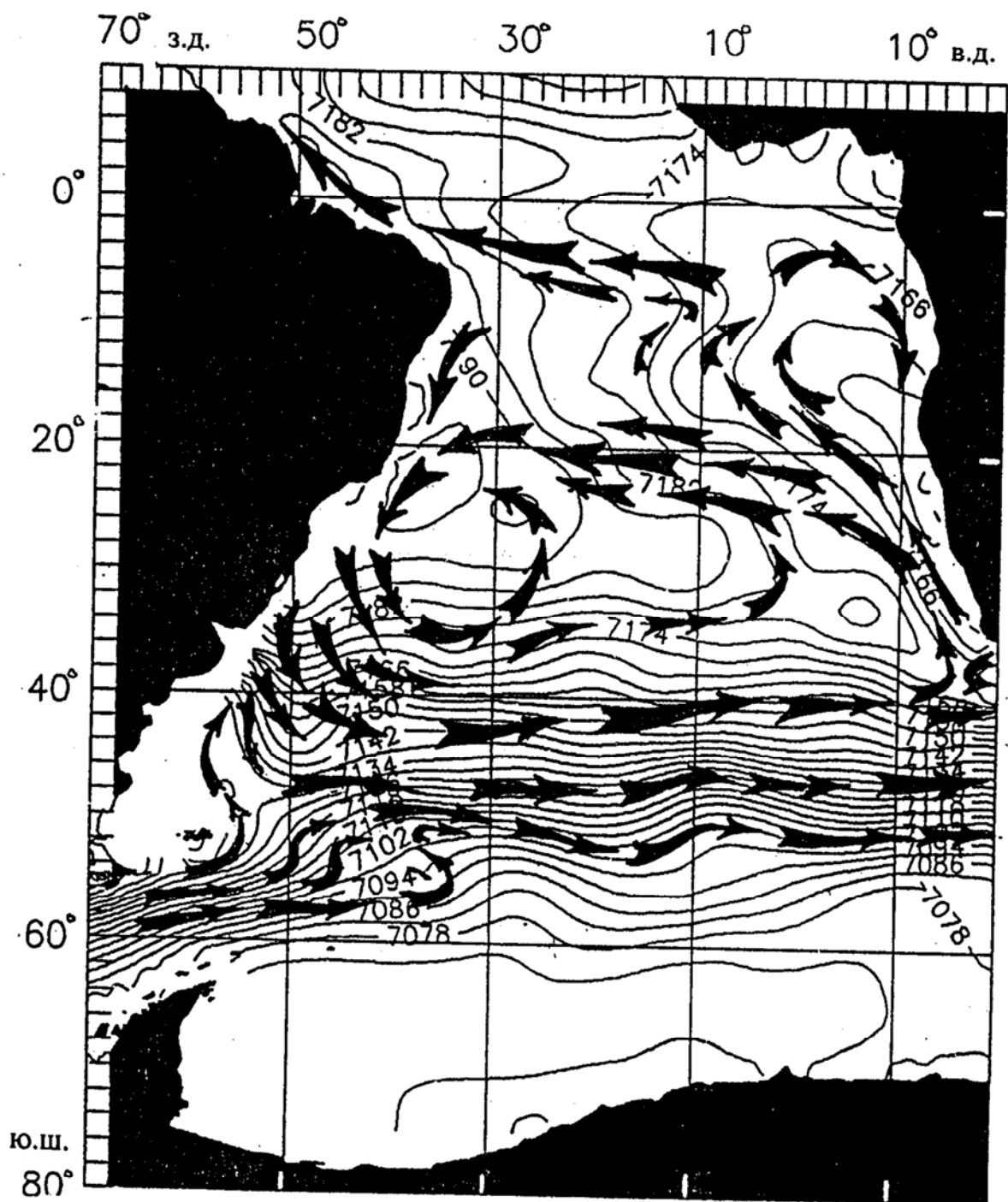
Так, вихреразрешающая модель и динамический метод воспроизводят более сложную меридиональную структуру зональных течений севернее 15° ю.ш. (рис. 2, б; 3), тогда как по результатам ИЛ00 и EG94 можно выделить только одно широкое экваториальное противотечение с максимальными скоростями у экватора, которое расширяется и ослабевает в восточном направлении. Инструментальные измерения течений [3, 4], данные по сносу судов [5] и последние исследования сезонной изменчивости градиентных течений в тропической зоне [21] показывают сложную меридиональную структуру зональных потоков. Существование по крайней мере трех восточных потоков климатического масштаба: Межпассатного противотечения, течения Ломоносова и Южного Экваториального противотечения — является в настоящее время установленным фактом. Южное Экваториальное противотечение наименее изучено. Оно проявляется в виде отдельного восточного потока на среднегодовых схемах по соответствующему развороту изодинам на карте динамической топографии и повороту траектории дрейфтеров на восток в районе 10° ю.ш. (рис. 3). При этом в сезонном цикле Южное Экваториальное противотечение более четко проявляется в верхнем 100-метровом слое в зимний период Южного полушария (рис.4, в, г), тогда как летом оно ослаблено (рис.4, а, б). По сезонным картам (ИЛ00-модель) такой вывод сделать трудно (рис.1, б, в).

Существенное отличие в схемах циркуляции наблюдается в юго-восточной части Южной Атлантики. Вынос вод из Индийского океана, по результатам ДМ, ИЛ00-модели и траекториям дрейфтеров, прослеживается на север как интенсивное прибрежное Бенгальское течение почти до 30° ю.ш. Это течение четко выражено на среднегодовых, сезонных и среднемесячных схемах циркуляции вод (рис. 1, 3, 4). На схемах, полученных по EG94 и РОСМ, этот прибрежный поток очень слабый. В то же время, по результатам РОСМ, наблюдается интенсивный поток, следующий почти на запад из зоны рециркуляции течения Агульяс в центральную часть Южной Атлантики. Он расположен значительно южнее, чем показывают другие модели.

Можно отметить также различия в структуре потоков Южного Пассатного течения (ЮПТ). По данным «грубой» EG94-модели, отмечается только один широкий поток ЮПТ примерно между 10 и 25° ю.ш., который ближе к Южной Америке расширяется и достигает прибрежной области между 10 и 18° ю.ш. (рис.2, а). Трудно предположить, что такой результат является реальным, поскольку другие модели и прямые измерения показывают несколько струй ЮПТ. По ИЛ00-модели, на горизонте 100 м прослеживаются две ветви ЮПТ в полосе широт $10-20^\circ$ ю.ш. и $20-30^\circ$ ю.ш. Более четко эти ветви выделяются в летний сезон Южного полушария (рис.1, а). По результатам РОСМ, наблюдается четыре ветви западного переноса соответственно около $3-4$, $7-9$, $15-16$ и $25-30^\circ$ ю.ш. (рис. 2, б). На среднегодовой и сезонных картах динамической топографии, как и в ИЛ00-модели, можно выделить только две ветви ЮПТ (рис.3, 4). Но по ДМ ветви ЮПТ смещены примерно на 5° севернее, чем по ИЛ00-модели.

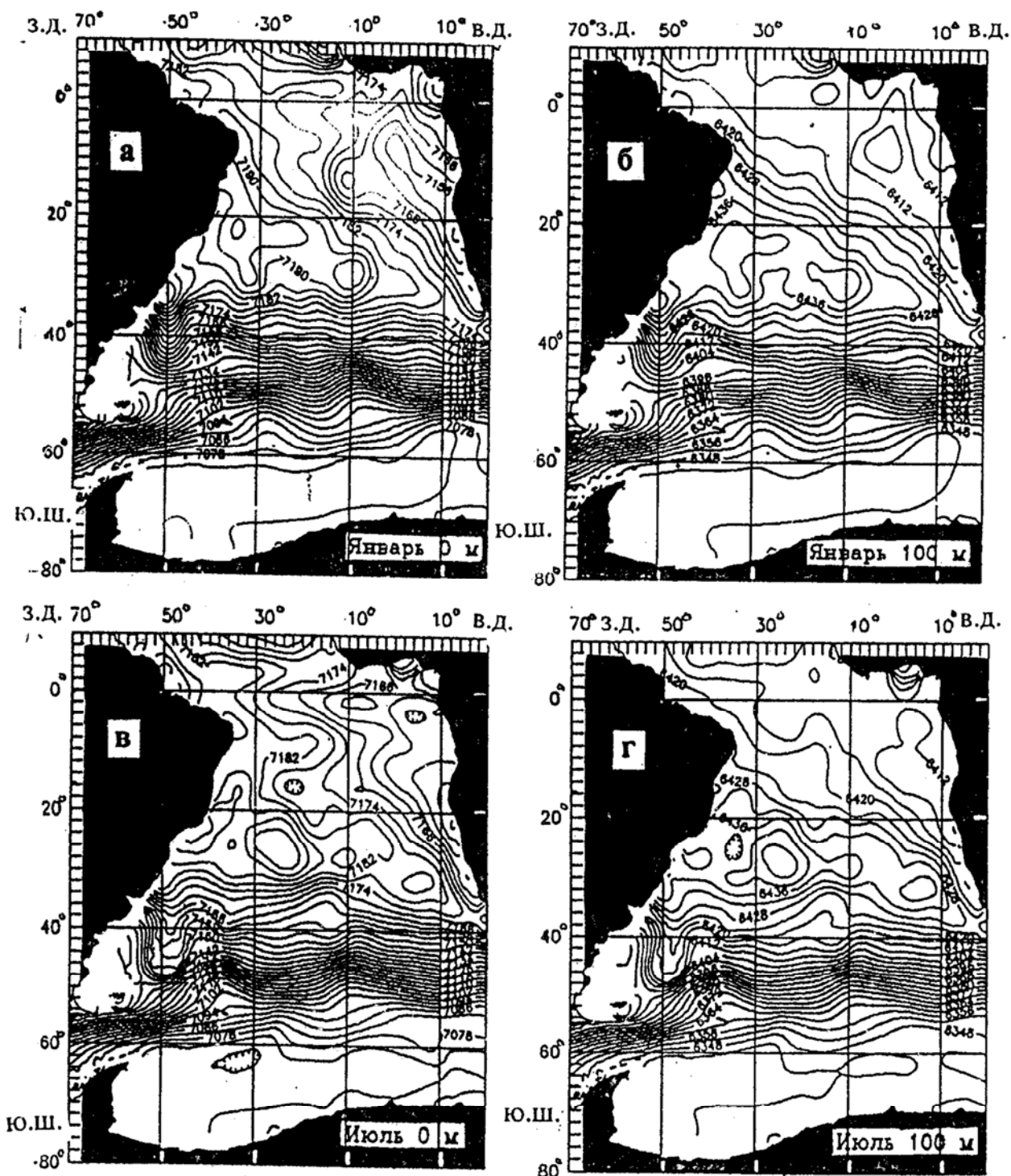


Р и с. 2. Среднегодовое поле течений Южной Атлантики на горизонтах: а — 90 м [10]; б — 87,5 м [20]



Р и с. 3. Среднегодовая динамическая топография на поверхности океана и обобщенная схема траекторий дрейфтеров по программе WOCE с 1990 по 1996 гг. [6]

Некоторые элементы наблюдаемой циркуляции моделями не воспроизводятся или проявляются нечетко. Например, РОСМ практически не показывает Ангольский купол (рис.2, б). Он имеет размытый центр и слабые периферийные течения, тогда как остальные модели, в том числе и EG94, воспроизводят его в восточной части тропиков Южной Атлантики как четко выраженный. Ангольский купол околонтурен на севере экваториальным противотечением, на юге — Южным Пассатным течением (рис.1; 2, б). Такая картина подтверждается среднегодовой динамической топографией и траекториями дрейфтеров (рис.3). По ДМ и ИЛ00 Ангольский купол более четко выражен в летний период Южного полушария (рис. 1, б; 4, а, б).



Р и с. 4. Динамическая топография на поверхности океана (а, в) и на горизонте 100 м (б, г) в январе (а, б) и в июле (в, г)

Существенно различаются результаты расчетов для области Бразильского течения. EG94-модель показывает достаточно интенсивное прибрежное течение вдоль побережья Южной Америки от 20° вплоть до 40° ю.ш., где Бразильское течение встречается с Фолклендским (рис. 2, а). При этом Бразильское течение заметно увеличивает свою интенсивность в районе 40° ю.ш. — факт, ранее зафиксированный инструментальными измерениями течений и спутниковыми наблюдениями [21]. По результатам РОСМ, Бразильское течение формируется южнее 25° ю.ш. из разворачивающейся южной ветви ЮПТ. По данным ИЛ00, Бразильское течение как устойчивый поток южного на-

правления наблюдается только южнее 30° ю.ш. Севернее 22° ю.ш. по *РОСМ* и 30° ю.ш. по ИЛ100-модели наблюдаются слабые течения разных направлений (рис.1; 2, б). Данные наблюдений за дрейфтерами и среднегодовая динамическая топография показывают, что в верхнем слое Бразильское течение прослеживается как непрерывный поток южного направления на всем протяжении от 10° ю.ш. до зоны схождения с Фолклендским течением. Поворот части вод Бразильского течения на восток по ДМ и наблюдениям за дрейфтерами происходит сразу южнее 30° ю.ш. По другим моделям этот разворот наблюдается южнее $35 - 38^\circ$ ю.ш.

Зона схождения Бразильского и Фолклендского течений, описанная по гидрологическим и спутниковым наблюдениям [18], во всех моделях располагается в районе 40° ю.ш. Характерно, что локальный антициклонический круговорот, формирующийся на северной стороне зоны слияния Бразильского и Фолклендского течений, воспроизводится по-разному. По данным *EG94*, центр этого антициклона расположен около 40° ю.ш. и 50° з.д., по ИЛ100 он смещен ближе к 35° ю.ш. (рис.1; 2, а), а по результатам *РОСМ* этот антициклон практически не выделяется (рис.2, б).

Среднегодовая и две сезонные (зима, лето) схемы течений, полученные соответственно по *РОСМ* и ИЛ100, показывают восточный поток Южно-Атлантического течения севернее АЦТ (около $35-38^\circ$ ю.ш.), а также интенсивную пространственную синоптическую изменчивость в ЮАТ и АЦТ. Сравнивая результаты ИЛ100 и ДМ, отметим, что обе модели показывают ЮАТ, более четко выраженное в западной части Южной Атлантики (рис. 1, 4).

По результатам *EG94*, между 35 и 38° ю.ш., наоборот, проявляется очень слабый, но охватывающий почти половину океана поток на запад. В литературе это течение не описано. Возможно, это эффект диагностического моделирования в области, слабо обеспеченной натурными наблюдениями.

Заключение

Сравнительный анализ схем течений, рассчитанных по различным моделям, позволил выделить общие элементы циркуляции вод южной части Атлантического океана. К ним относятся: перенос вод в западном погранслое из Южного в Северное полушарие, экваториальное противотечение, перенос вод из Индийского океана в Южную Атлантику вдоль южной оконечности Африки, зона схождения Бразильского и Фолклендского течений, Южно-Атлантическое и Антарктическое Циркумполярное течения. Циркуляция вод, полученная динамическим методом и по наблюдениям за траекторией дрейфтеров, в общих чертах согласуется с представленной средней модельной крупномасштабной циркуляцией. В то же время для отдельных течений наблюдаются некоторые отличия. В разных моделях одни элементы циркуляции вод лучше согласуются с наблюдениями, другие хуже. Это связано, с одной стороны, с различиями в массивах гидрологических данных, используемых в моделях в качестве первого поля приближения, с другой, — с особенностями задания граничных условий, параметризацией влияющих факторов и численных схем каждой из моделей. Вихреразрешающая модель лучше, чем «грубая», воспроизводит более узкие и быстрые течения, как, например,

ISSN 0233-7584. Мор. гидрофиз. журн., 2003, № 6

Южно-Атлантическое течение севернее АЦТ. Кроме того, РОСМ и ИЛ00 показывают более сложную синоптическую структуру в АЦТ и более сложную систему экваториальных течений.

Сложная меридиональная структура тропической циркуляции вод, полученная по данным инструментальных измерений, сносу судов, траекториям дрейфтеров, в настоящее время лучше всего проявляется при расчетах динамическим методом. Несмотря на это, ни одна диагностическая модель не в состоянии в полной мере воспроизвести систему узких зональных течений тропиков вследствие недостаточного меридионального разрешения численных схем, граничных условий (климатических атмосферных полей). В настоящее время в Южной Атлантике есть районы, где поле течений крайне неоднозначно воспроизводится различными моделями. Наибольшие различия в модельных расчетах наблюдаются в центральной части Южной Атлантики, где вообще крайне мало наблюдений. Решение этих вопросов — предмет дальнейших исследований. Уменьшение ошибок в результате диагностического моделирования циркуляции вод Южной Атлантики возможно при использовании региональных моделей, которые более полно усваивают современные массивы данных наблюдений. Кроме того, результаты диагностических расчетов, полученных по разным моделям, необходимо сравнивать между собой и с натурными наблюдениями. Последние включают в себя целый ряд современных независимых методов измерений характеристик течений (автономные буйковые станции, дрейфтеры, альтиметрические методы).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Саркисян А.С. Синтез данных наблюдений и результатов моделирования, как перспективное направление исследования океанов, морей и озер // Известия РАН. ФАО. — 2000. — 36, № 2. — С. 202–210.
2. Levitus S., Boyer P.T. World ocean Atlas. // U.S. CD-ROM Data Sets. National Oceanographic Data Center, Ocean Climate Laboratory. — Washington, D.C, June. — 1994.
3. Артамонов Ю.В., Полонский А.Б. Сезонная изменчивость гидрофизических характеристик Тропической Атлантики. Ч. 2. Течения, T,S-характеристики // Исследования Тропической Атлантики. — Севастополь: МГИ АН УССР, 1989. — С. 34–60.
4. Бубнов В.А. Циркуляция вод экваториальной зоны Мирового океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1990. — 280 с.
5. Richardson Ph.L., McKee T.K. Average seasonal variation of the Atlantic Equatorial current from historical ship drift // J. Phys. Oceanogr. — 1984. — 14, № 7. — P. 1226–1238.
6. Strutser S., Kraub W. Preliminary results from a low resolution model of the South Atlantic Ocean // Inter. WOCE Newsletter. — 1996. — 24. — P. 18–20.
7. Barnier B., Marchesiello P., de Miranda A.P. Modelling the ocean circulation in the South Atlantic: A strategy for dealing with open boundaries // *The South Atlantic Present and Past Circulation* / Ed. by G.W. Wefer et al. — Springer-Verlag, New York, 1996. — P. 289–304.
8. Григорьян К.Г., Иванов Ю.А., Лебедев К.В., Саркисян А.С. Среднегодовой климат океана. 1. Циркуляция вод Мирового океана // Изв. РАН. ФАО. — 1998. — 34, № 4. — С. 466–478.
9. Иванов Ю.А., Лебедев К.В. О межсезонной изменчивости климата Мирового океана // Там же. — 2000. — 36, № 1. — С. 129–140.
10. England M.H., Garcon V.C. South Atlantic circulation in a general circulation model // Ann. Geophys. — 1994. — 12. — P. 812–825.
11. Кныш В.В., Моисеенко В.А., Чернов В.В. Четырехмерный анализ гидрофизических полей Тропической Атлантики // Гидрофизика Тропической Атлантики. — Киев: Наук. думка, 1993. — С. 119–140.
12. Matano R.P., Philander S.G.H. Heat and mass balances of the south Atlantic ocean calculated from a numerical model // J. Geophys. Res. — 1993. — 98, № C1. — P. 977–984.

13. *Hellerman S., Rosenstein M.* Normal monthly wind stress over the World Ocean with error estimate // *J. Phys. Oceanogr.*— 1983.— 113.— P. 1093–1104.
14. *Саркисян А.С.* Моделирование динамики океана. — СПб.: Гидрометеониздат, 1991.— 306 с.
15. *Демин Ю.Л., Ибраев Р.А.* Численная модель расчета течений и уровня в многосвязных областях океана.— Москва, 1988.— 26 с.— (Препринт/АН СССР. ОВМ).
16. *Bryan K.A.* A numerical method for the study of the circulation of the World Ocean // *J. Comp. Phys.*— 1969.— 4, № 3.— P. 347–376.
17. *Levitus S.* Climatological Atlas of the World Ocean // NOAA Professional Paper.— 1982.— 13.— 173 p.
18. *Stramma L., England M.* On the water masses and mean circulation of the South Atlantic ocean // *J. Geophys. Res.*— 1999.— 104, № C9.— P. 20.863–20.883.
19. *Stammer D., Tokmakian R., Semtner A.J. et al.* How well does a 1/4 degree circulation model simulate large scale oceanic observations? // *J. Geophys. Res.*— 1996.— 101.— P. 25.779–25.811.
20. *Semtner A.J., Chervin R.M.* Ocean general circulation from a global eddy-resolving model // *Ibid.*— 1992.— 97.— P. 5493–5550.
21. *Артамонов Ю.В., Булгаков Н.П., Ломакин П.Д.* Циркуляция вод деятельного слоя Южной Атлантики.— Севастополь, 2001.— 86 с.— (Препринт НАН Украины. Морской гидрофизический институт).

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 15.07.02
После доработки 26.07.02

ABSTRACT Compared are the schemes of the large-scale water circulation in the South Atlantic obtained diagnostically and by adaptation calculations using models of different types, dynamic method and instrumental current measurements. All these techniques reliably distinguish the following: the Equatorial countercurrent, water transport from the Southern to the Northern hemisphere within the western boundary layer and from the Indian to the Atlantic ocean, the Brasil-Malvinas confluence zone, the South-Atlantic current (SAC) and the Antarctic Circumpolar current (ACC). It is shown that in different models the same elements of water circulation are displayed in different ways. The eddy-resolving model (POCM) reproduces the narrower and faster currents, for example SAC, better than the «rough» models. It shows more complicated synoptic structure in ACC and more complex system of the equatorial currents. Maximum differences in the model computations are obtained for the Central South Atlantic. It is concluded that application of diagnostic models that assimilate modern data arrays together with instrumental current measurements most fully allows extending our knowledge on the ocean current circulation.