

УДК @@@

ВЛИЯНИЕ АНОМАЛЬНЫХ РЕЖИМОВ ЮЖНОГО ОКЕАНА НА ДИНАМИКУ ЭКВАТОРИАЛЬНЫХ ВОД

© 2005 г. В. Б. Залесный*, В. И. Ивченко**

*Институт вычислительной математики, РАН@119991 Москва, ул. Губкина, 8

E-mail: zalesny@inm.ras.ru

**Океанографический Центр, Саутгемптон, Англия

Поступила в редакцию 15.04.2004 г., после доработки 01.09.2004 г.

С помощью модели, основанной на полной системе уравнений общей циркуляции, изучаются процессы быстрой передачи сигнала из высоких широт Южного океана в тропический/экваториальный океан. В исследовании выделяются две задачи: формирование равновесных климатических режимов под действием заданных на поверхности стационарных полей ветра, температуры и солёности (первая задача) и быстрая реакция тропического/экваториального океана на локальные аномалии солёности в Южном океане (вторая задача). Проблемы решаются с помощью численного эксперимента в идеализированной расчетной области, составленной из зонального периодического канала, аппроксимирующего Южный океан, и примыкающего к нему на севере прямоугольного бассейна, аппроксимирующего Тихий океан. Проводится сравнение равновесного численного решения с климатическими полями температуры и солёности. Изучается влияние параметров модели на характеристики термохалинной циркуляции (начальных значений температуры и солёности, коэффициента трения, рельефа дна, параметризации конвекции). Эксперимент показывает наличие разных стационарных режимов при идентичном внешнем воздействии на поверхности океана. Выделяются два режима: теплый, солёный и холодный, распреснённый океан. Основной вопрос второй задачи состоит в следующем: может ли океан играть активную роль в формировании короткопериодной климатической изменчивости типа Эль-Ниньо? Каков механизм передачи сигнала из высоких широт Южного океана в тропические? В результате исследования обнаружен волновой механизм быстрого отклика экваториального океана к процессам, протекающим в высоких широтах Южного океана. Показано, что сигнал, генерируемый на поверхности Южного океана локальными аномалиями солёности, может посредством баротропных волн Россби достигать западной границы и перемещаться затем как волна Кельвина вдоль берега на север, достигая экватора. Возникшая в западной экваториальной подобласти Тихого океана аномалия начинает вдоль экватора перемещаться на восток в виде захваченной экваториальной волны Кельвина, генерируя температурную аномалию в районе Эль-Ниньо.

1. ВВЕДЕНИЕ

В последней четверти 20 столетия академиком Г.И. Марчуком была выдвинута гипотеза о наличии в Мировом океане локализованных энергоактивных зон, динамика которых может управлять глобальной климатической изменчивостью [1, 2]. Эта идея оказалась плодотворной для организации в нашей стране последнего крупнейшего наблюдательного эксперимента “Разрезы” [2] и дальнейших исследований в области моделирования общей циркуляции атмосферы и океана. Наша работа примыкает к данному кругу исследований. Она посвящена изучению отклика глобальной циркуляции океана на аномалии морского льда и солёности, возникающие в локализованных акваториях Южного океана.

Интерес исследователей к изучению процессов термохалинной динамики Южного океана возрастает как с точки зрения наблюдений [3, 4], так и моделирования [5–7]. Все более широкое

использование данных дистанционных наблюдений [8, 9] позволяет обнаружить новые явления и обогатить понимание процессов, включая динамику течений и ледового покрова [10, 11].

Одним из наиболее интересных обнаруженных недавно явлений является связь между процессами Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК) и распределением морских льдов в водах Антарктики [3, 12]. Изучение этих связей – важная задача, направленная на выяснение роли Антарктического региона в глобальных изменениях климата. Пока не имеется обоснованной теории этого явления и связанных с ним процессов, происходящих во взаимодействующей системе атмосфера–океан–криосфера. Почти все исследования в данной области полагают, что передача сигнала от низких широт к средним и далее к полярным районам идет через атмосферу, а океан играет пассивную роль. Наши расчеты показывают, что возможна передача сигнала и в обратном направ-

лении: из полярных широт Южного океана в тропическую зону Тихого океана, осуществляемая посредством самого океана.

Статистический анализ данных наблюдений выявляет наличие статистически значимых корреляций, или удаленных связей, между аномалиями ледового покрытия в Антарктике и глобальной климатической изменчивостью [3, 12]. В [3] проведен совместный анализ количества айсбергов в тихоокеанском секторе Антарктики, наблюдаемых в период 1981–1994 гг. и аномалий приземного атмосферного давления. Делается вывод о том, что первопричиной межгодового географического перераспределения айсбергов является аномалия локального приводного давления, зависящая, в свою очередь, от явления Эль-Ниньо.

В [12] изучаются связи между акваториями, характеризующимися высокой изменчивостью льдов (юго-восточный регион Антарктики) и центрально-западной областью тропического Тихого океана. Для морей Амудсена, Беллингаузена и Уэдделла обнаруживаются большие корреляции между характеристиками процессов Южной осцилляции и аномалиями льда со сдвигом, зависящим от долготы. Одной из причин наличия межгодовой и десятилетней изменчивости в Южном океане может быть сигнал ЭНЮК, распространяющийся в высокие широты [13]. Корреляция между аномалиями ледового покрытия в Антарктике и индексом ЭНЮК показывает, что 40% изменчивости ледового покрытия можно объяснить процессом ЭНЮК [10].

Некоторые исследователи объясняют осуществление связи между низкими, средними и высокими широтами посредством атмосферных длинных волн [14] или квази-стационарных волн Росби [15] без явного учета процессов, связанных с динамикой льда. В [11] впервые отмечается наличие 4-х летних совместных колебаний океанических полей и распределения морского льда. Причина изменчивости полей в этом процессе связывается с атмосферным воздействием, а океану приписывается пассивная роль. Исследование квазичетырех-летних совместных аномалий в системе океан–лед продолжено в [16]. Авторы анализируют пространственные распределения ледового покрытия, дрейфа льда и приводного давления. Они делают вывод о том, что аномалии солёности (пресной воды) и стратификации, генерируемые комбинацией аномалий меридионального дрейфа льда (т.е. потока пресной воды) и таяния кромки льда, могут потенциально быть ответственными за аномалии обмена теплом между атмосферой и океаном и выступать в качестве обратной связи, влияя на атмосферные характеристики.

Основываясь на характеристиках обнаруженных удаленных связей в системе атмосфера–океан–криосфера, можно условно определить изучаемые нами временные масштабы океанических процессов в пределах 4–7 лет. Более активную роль в формировании удаленных связей и, в частности, взаимодействии полярных и тропических широт, океан может играть в том случае, когда временные масштабы его изменчивости уменьшаются, приближаясь к характеристикам наблюдаемой изменчивости.

Имеется два разных климатически значимых типа океанических процессов, отвечающих за распространение аномалий или передачу сигнала в климатической системе посредством самого океана. Первый процесс связан с термохалинной циркуляцией океана и имеет масштабы порядка сотен и тысяч лет. Вызываемые им изменения происходят в глубоком океане и оказывают малое влияние на климатическую систему на рассматриваемых промежутках времени (4–7 лет). Другой процесс, гораздо более быстрый, состоит в передаче сигнала за счет длинных волн. Характеристики его временных масштабов изменяются от суток до месяцев.

В нашей работе мы моделируем оба процесса: климатический (первая серия расчетов с заданным стационарным внешним воздействием) и короткопериодный (вторая серия расчетов с локальной аномалией солёности в Южном океане). И в том и другом случае изучается способность самого океана формировать особенности своей климатической структуры и короткопериодной изменчивости. Акцент делается на изучение быстрой глобальной реакции – передаче сигнала из акватории Южного океана в тропическую зону Тихого океана. Данная работа является развитием работы [17]. Здесь нас интересует качественный механизм обнаруженной удаленной связи, хотя следует отметить, что количественная реакция экваториального океана на значительную по величине аномалию солёности (2‰) невелика.

В нашей работе мы моделируем оба процесса: климатический (первая серия расчетов с заданным стационарным внешним воздействием) и короткопериодный (вторая серия расчетов с локальной аномалией солёности в Южном океане). И в том и другом случае изучается способность самого океана формировать особенности своей климатической структуры и короткопериодной изменчивости. Акцент делается на изучение быстрой глобальной реакции – передаче сигнала из акватории Южного океана в тропическую зону Тихого океана. Данная работа является развитием работы [17]. Здесь нас интересует качественный механизм обнаруженной удаленной связи, хотя следует отметить, что количественная реакция экваториального океана на значительную по величине аномалию солёности (2‰) невелика.

2. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

2.1. Расчетная область и внешние источники

Расчетная область модели состоит из двух сопряженных частей: зонального периодического канала и прямоугольного бассейна. Зональный канал имитирует акваторию Южного океана или Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) от 70° до 55°S, а прямоугольный бассейн – Тихий океан от зоны АЦТ (55°S) до 20°N (рис. 1). Мы ограничиваем на севере Тихий океан данной параллелью, поскольку нашей основной задачей является изучение динамики Южного океана и экваториальной зоны Тихого океана.

Топография морского дна приведена на рис. 1а. Она устроена следующим образом. Южный океан

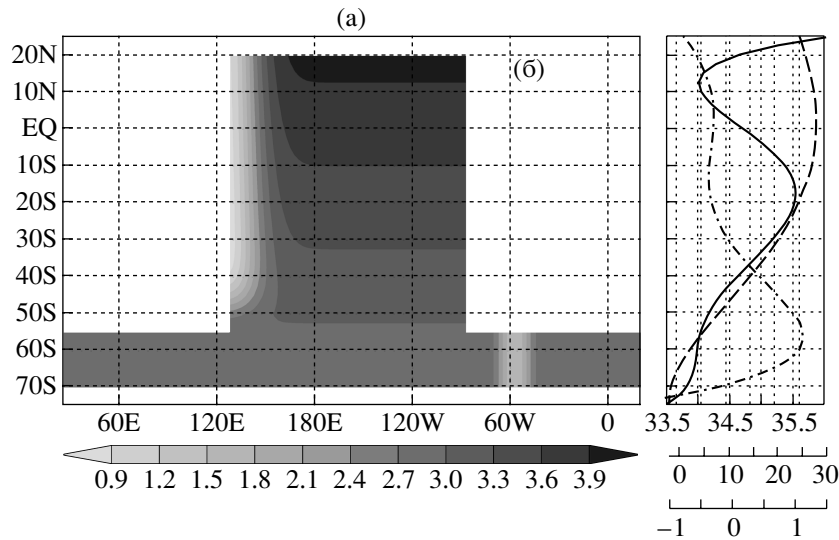


Рис. 1. а – Расчетная область с рельефом дна (в км); б – внешние источники на поверхности океана : соленость океана (‰, сплошная линия), температура (°С, пунктир) и напряжение трения ветра (дин/см², штрих-пунктир).

имеет постоянную глубину, равную 3 км всюду, за исключением дельтообразного локального поднятия рельефа до 1.5 км на 60°W (подводная гора в АЦТ). Эта особенность рельефа имитирует препятствие, которое встречают воды АЦТ в проливе Дрейка в районе Южных Шетлендских островов – хребта Скоша. При модельном описании дна Тихого океана учитывается его наклон с юга на север: глубина океана увеличивается от 3 км на его границе с Южным океаном до 4 км у северной границы. В качестве третьего элемента особенности рельефа вводится материковый склон у западной границы Тихого океана вдоль 125°E. В окрестности западного берега, на протяжении 2000 км, глубина моря экспоненциально уменьшается от 3–4 км до 800 м.

В качестве источников на поверхности океана используются климатические зональные средние значения ветра, температуры и солености (рис. 1б). Напряжение трения ветра построено по данным Европейского Центра среднесрочного прогноза погоды, осредненным за период 1990–1995 гг. над акваторией Тихого океана, а температура и соленость – по данным [18].

Все расчеты проведены с указанными идентичными граничными условиями на поверхности океана. Они отличаются друг от друга некоторыми входными параметрами модели: рельефом дна, начальными условиями по температуре и солености, коэффициентом трения, параметризацией конвекции.

2.2. Уравнения и параметры модели

В качестве модельной системы использованы полные нелинейные уравнения общей циркуля-

ции океана, записанные в сферических координатах λ, θ, z . Уравнения имеют вид

$$\frac{du}{dt} - (l - m \cos \theta) v = -\frac{m}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial z} v_u \frac{\partial u}{\partial z} + F^u, \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} + (l - m \cos \theta) u = -\frac{n}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial \theta} + \frac{\partial}{\partial z} v_v \frac{\partial v}{\partial z} + F^v, \quad (2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = g\rho, \quad (3)$$

$$m \left[\frac{\partial u}{\partial \lambda} + n \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{v}{m} \right) \right] + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (4)$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} v_T \frac{\partial T}{\partial z} + F^T, \quad (5)$$

$$\frac{dS}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} v_S \frac{\partial S}{\partial z} + F^S, \quad (6)$$

$$\rho = f(T_{\text{real}}, S, p), \quad \text{в области } D(\lambda, \theta, z). \quad (7)$$

Система уравнений (1)–(7) рассматривается на интервале по времени $(0, t)$ в трехмерной области D . К системе присоединяются соответствующие граничные условия. В частности, по вертикали имеем:

на поверхности океана, при $z = 0$

$$v \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{\tau_\lambda}{\rho_0}, \quad v \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{\tau_\theta}{\rho_0}, \quad w = 0, \quad (8)$$

$$v_T \frac{\partial T}{\partial z} = \alpha_T (T - T_S), \quad v_S \frac{\partial S}{\partial z} = \alpha_S (S - S_S); \quad (9)$$

на дне, при $z = H(\lambda, \theta)$,

$$w = m \frac{\partial H}{\partial \lambda} u + n \frac{\partial H}{\partial \theta} v, \quad v \frac{\partial u}{\partial z} = -R \int_0^H u dz, \quad (10)$$

$$v \frac{\partial v}{\partial z} = -R \int_0^H v dz,$$

$$v \frac{\partial T}{\partial z} = 0, \quad v \frac{\partial S}{\partial z} = 0. \quad (11)$$

Начальные условия при $t = 0$ имеют вид

$$u = u_0 \equiv 0, \quad v = v_0 \equiv 0, \quad T = T_0 \equiv \text{const}_1, \quad (12)$$

$$S = S_0 \equiv \text{const}_2.$$

Здесь λ – долгота, $\theta = 90^\circ + \psi$, где ψ – широта, z – направленная вниз вертикальная координата, (u, v, w) – поле скорости, T – потенциальная температура, S – соленость, p – давление, ρ – плотность, T_{real} – температура in situ, $T = T_{\text{real}} - 1.2 \times 10^{-6} z$, плотность рассчитывается по формуле UNESCO-80; v_u, v_v, v_T, v_S – коэффициенты вертикальной турбулентной диффузии; F^u, F^v, F^T, F^S – члены, описывающие горизонтальную турбулентную вязкость и диффузию; l – параметр Кориолиса: $l = -2\Omega \cos \theta$; $m = \frac{1}{R \sin \theta}$, $n = \frac{1}{R}$, R – радиус земли.

Остальные обозначения можно найти в [19].

Уравнения (1)–(7) записаны в традиционных для задач общей циркуляции океана приближениях Буссинеска, гидростатики, турбулентной вязкости и диффузии. Предполагается, что океан устойчиво стратифицирован, так что градиент потенциальной плотности всюду положителен по вертикали от поверхности до дна. Для того чтобы обеспечить это условие, введена специальная параметризация конвективного перемешивания. Коэффициент турбулентного перемешивания по вертикали принимается зависящим от градиента потенциальной плотности $\frac{\partial \rho_{\text{poten}}}{\partial z}$. Используются два варианта параметризации такого рода: “жесткий” и “мягкий”. В первом случае – в большинстве расчетов – принята зависимость релейного типа: при нарушении условия устойчивости коэффициент перемешивания с минимального значения $v_{\text{min}} = 2 \text{ см}^2/\text{с}$ переключается на максимальный $v_{\text{max}} = 10^5 \text{ см}^2/\text{с}$. Во втором – коэффициент задается в виде непрерывной нелинейной функции [20].

$$v_T = v_S \equiv v_{\text{min}} \exp\left(\alpha_1 \left[1 - \text{th}\left(\alpha_2 \frac{\partial \rho_{\text{poten}}}{\partial z}\right)\right]\right), \quad (13)$$

где $v_{\text{max}}, v_{\text{min}}, \alpha_1, \alpha_2$ – положительные постоянные,

$$v_{\text{max}} \gg v_{\text{min}}, \quad \alpha_1 = \frac{1}{2} \ln[v_{\text{max}}/v_{\text{min}}].$$

Численный алгоритм основан на методе расщепления по физическим процессам и геометрическим переменным [19]. Он применяется для решения эквивалентных (1)–(7) уравнений, переписанных в симметризованной форме, в σ – системе координат ($\sigma = z/H(\lambda, \theta)$). Преобразованные уравнения аппроксимируются по пространству на сетке $2.5 \times 2.5 \times 12$ (2.5 градуса по долготе и широте и 12 σ -уровней по вертикали).

В численных экспериментах используются следующие значения коэффициентов турбулентности:

$$v_u = v_v \equiv 2 \text{ см}^2/\text{с}, \quad (v_T)_{\text{min}} = (v_S)_{\text{min}} \equiv 2 \text{ см}^2/\text{с},$$

$$\mu_u = \mu_v = \mu_T = \mu_S \equiv 2 \times 10^7 \text{ см}^2/\text{с},$$

в граничных условиях (9) полагаются $\alpha_T = \alpha_S \equiv 0.04 \text{ см}^2/\text{с}$. Шаг интегрирования по времени во всех экспериментах равен 15 ч. Отметим, что относительно большие коэффициенты вязкости и диффузии взяты для того, чтобы уменьшить время выхода решения на равновесный режим.

Численные эксперименты проведены в 2 этапа. Первый этап состоит в расчете равновесных решений под действием заданных на поверхности стационарных источников: ветра, температуры и солености. На втором этапе рассчитывается реакция океана на локальную аномалию солености, помещенную в районе возмущения рельефа дна в АЦТ.

3. РАСЧЕТ РАВНОВЕСНЫХ РЕЖИМОВ В ИДЕАЛИЗИРОВАННОЙ ОБЛАСТИ ЮЖНЫЙ ОКЕАН – ТИХИЙ ОКЕАН

3.1. Первая серия численных экспериментов

Цель первой серии экспериментов – сравнить решения с данными наблюдений и выявить особенности формирования установившихся решений в зависимости от входных параметров модели.

Рассчитано несколько режимов термохалинной циркуляции при разных входных параметрах модели: начальных условиях, конфигурациях рельефа дна, значениях коэффициента трения R в (10), параметризациях глубокой конвекции. Расчеты проводились до выхода решения на стационарный или близкий к нему режим. Время установления решения составляет около 2000 лет. Условия экспериментов и некоторые характеристики установившихся решений приводятся в табл. 1.

В табл. 1 использованы следующие обозначения. В название эксперимента включены начальные значения температуры и солености: например, вариант TS_0_35 означает, что в начальный

Таблица 1. Первая серия экспериментов

Эксперимент	H	R	\bar{T}	\bar{S}	ACC	kin	V_{mix}
TS_0_35	Cs, SI, M	1.e-06	5.72	34.43	52.3	2.26	3.5
TS_4_35	Cs, SI, M	1.e-06	5.64	34.39	60.7	2.18	3.9
TS_4_34	Cs, SI, M	1.e-06	4.62	34.12	83.2	2.15	6.7
TS_4_33	Cs, SI, M	1.e-06	4.54	33.99	100.7	2.42	8.9
TS_-1_35	Cs, SI, M	1.e-06	5.81	34.45	49.1	2.30	3.3
TS_0_35	Cs, SI, M	0.	5.63	34.82	53.2	2.51	0.9
TS_0_35 (МК)	Cs, SI, M	1.e-06	5.76	34.43	52.9	2.28	0.2–0.4
TS_0_35	M	0.	5.98	34.73	65.6	2.36	1.0

Примечание. Глобальные установившиеся средние значения температуры, солёности, расхода АЦТ, кинетической энергии и процентного размера области глубокой конвекции. Обозначения: Cs – материковый склон у западного берега; SI – наклон дна в Тихом океане; M – подводная гора в АЦТ; МК – “мягкая” конвекция.

момент времени значения температуры и солёности соответственно равны 0°C и 35‰ . В графе H указано, из каких элементов в данном варианте сформирован рельеф дна. Они обозначены как: Cs – материковый склон у западного берега Тихого океана; SI – линейный наклон с юга на север в Тихом океане и M – подводная гора в АЦТ. В графе V_{mix} указано процентное содержание подобластей, охваченных конвективным перемешиванием. Оно вычисляется как отношение подобластей с максимальным значением коэффициента вертикального перемешивания к общему объёму расчетной области.

Расчеты показывают, что равновесное решение изменяется не только при изменении типа рельефа дна и коэффициента трения R , но и при разных начальных условиях по температуре и солёности (табл. 1., первые 5 вариантов). На рис. 2а–2с приведено поведение по времени глобальных средних значений температуры ($^{\circ}\text{C}$), солёности (‰) и расхода АЦТ (Cv). Видно, что, во-первых, 2000-летний период достаточен для формирования равновесных решений и, во-вторых, эти решения различны. Этот результат, ранее отмеченный в [19, 21], означает наличие множественных установившихся термохалинных режимов океана при идентичном внешнем атмосферном воздействии на поверхности. Причиной существования разных равновесных состояний является нелинейный процесс глубокой конвекции. Индивидуальность режима определяется средним по объёму запасом тепла и соли, заданным в начальный момент времени [19].

3.2. Сравнение полученных решений с данными наблюдений

Сравним структуру рассчитанных полей температуры и солёности с данными наблюдений [22, 23]. Особое внимание при этом уделим 3-м подоб-

ластям: акватории Антарктического циркумполярного течения – в окрестности зонального разреза вдоль 60°S ; экваториальной зоны Тихого океана ($0\text{--}5^{\circ}\text{S}$) и открытой части Тихого океана от побережья Антарктиды до 20°N (меридиональный разрез вдоль 120°W). Каждая из указанных зон имеет характерные распределения полей температуры, солёности и потенциальной плотности, где для нас наиболее существенным является качество воспроизведения в модели их вертикальной структуры. Это важно, поскольку вертикальная структура фоновых полей определяет характеристики процесса глобальной передачи сигнала из полярных широт Южного океана в зону Эль-Ниньо – нашей основной задачи, решаемой на втором этапе. От вертикальной структуры полей солёности и потенциальной плотности в зоне АЦТ зависит режим глубокой конвекции, вызываемой положительными аномалиями солёности на поверхности при формировании морского льда. От вертикального распределения температуры и потенциальной плотности в экваториальной зоне зависит характер распространения температурных аномалий от западного берега к восточному, в зону Эль-Ниньо. Опишем особенности полученных равновесных режимов в различных расчетных вариантах.

Зона АЦТ

Наблюдения. По данным наблюдений [22, 23] поле солёности в Южном океане увеличивается от поверхности до глубины 1000 м на 1‰ , изменяясь, примерно, от 33.75‰ до 34.75‰ . Ниже 1000 м солёность меняется мало, оставаясь в пределах $34.70\text{--}34.75\text{‰}$. На глубине 1000–1500 м имеется максимум солёности $\sim 34.75\text{‰}$.

Поле температуры в этом районе имеет трехслойную структуру, изменяясь в диапазоне от -1.0° до $+4.0^{\circ}$. На глубинах 400–600 м наблюдаются

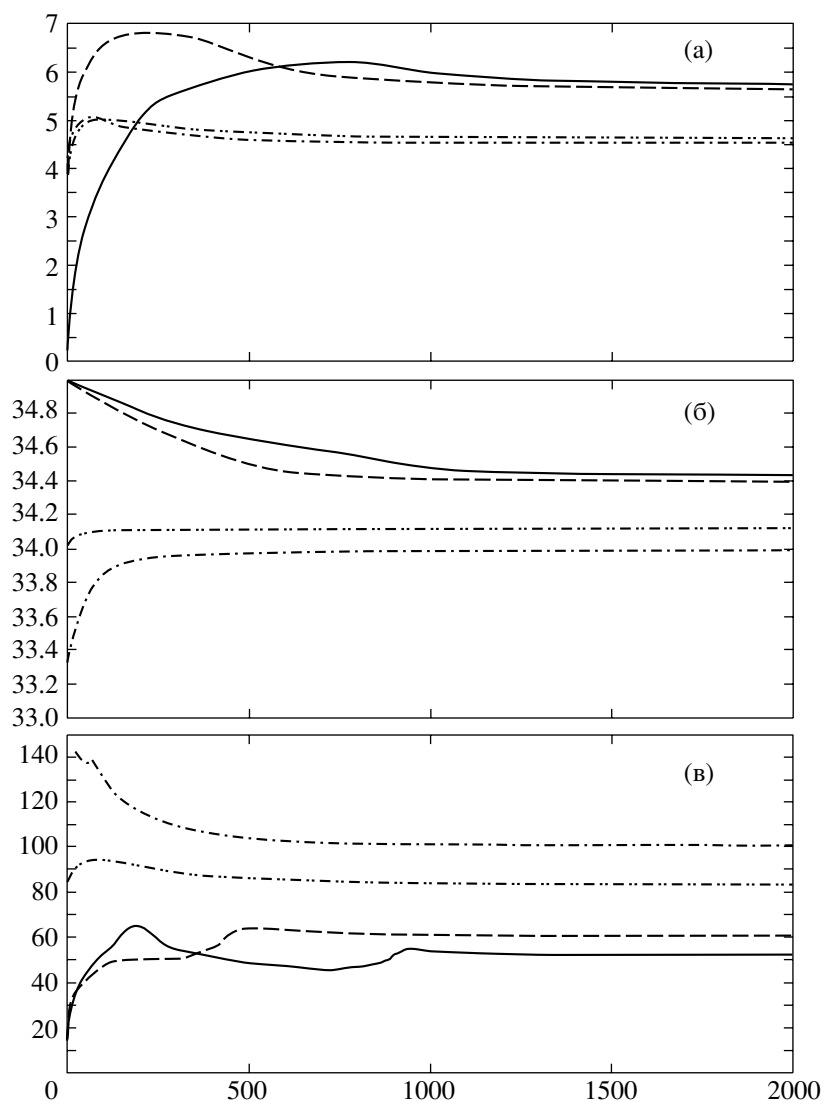


Рис. 2. Расчет равновесных режимов. Изменение по времени (от 0 до 2000 лет) глобальных средних значений: а – температуры, б – солёности; в – расхода АЦТ (в Св). Вариант TS_0_35 – сплошная линия, TS_4_35 – пунктир, TS_4_34 – пунктир-2 точки, TS_4_33 – штрих-пунктир.

промежуточные локальные максимумы: максимум со значением $+2.5^{\circ}\text{C}$, лежащий на 140°E , максимум равный $+3.5^{\circ}\text{C}$ в море Росса (180°E), максимум около $+3.5^{\circ}\text{C}$ в м. Беллинсгаузена (90°W) и около $+2^{\circ}\text{C}$ в восточной части м. Уэдделла (20°W).

Интересна динамика м. Уэдделла, где в зимний период наблюдается интенсивная конвекция, возникающая из-за осолонения поверхностных вод в процессе ледообразования. Конвекция проникает до дна и солёность на поверхности, равная вначале 33.90‰ , достигает значения солёности глубинного слоя (около 34.70‰). Таким образом, солёность может меняться по величине на $0.5\text{--}1\text{‰}$ [24]. Этот район хорошо известен, как один из важнейших источников формирования антарктической глубинной воды.

Результаты расчетов. В качестве наиболее существенной особенности равновесных решений следует отметить различие, возникающее при разных начальных условиях по солёности. Различие глобальных средних температур, равных в начальный момент времени, для установившихся состояний превышает 1°C (рис. 2а). Причем наиболее существенное отличие полей температуры наблюдается в Южном океане. Выделяются две группы рассчитанных равновесных состояний, отличающихся друг от друга термохалинной структурой в акватории АЦТ. К первой можно отнести состояния с низкими значениями температуры и солёности: более холодный, более пресный океан (TS_4_33, TS_4_34), а ко второму – с высокими: теплый, солёный океан (варианты TS_0_35, TS_1_35). Следует учесть, что группы выделяют-

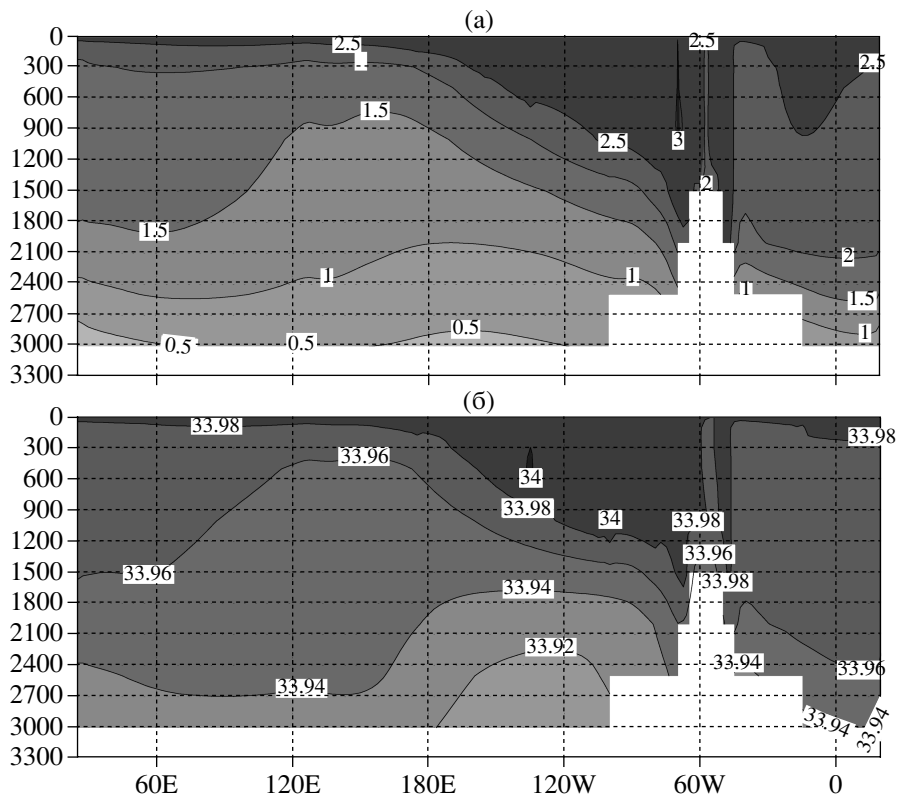


Рис. 3. Расчетные поля температуры (а) и солёности (б) на зональном разрезе в АЦТ, 60°S. Равновесный режим TS_4_34.

ся по установившемуся решению, а не по исходным значениям средней температуры и солёности, фигурирующими в названии варианта.

Первая группа характеризуется наличием больших подобластей перемешанных по вертикали слоев до глубин (в разных местах АЦТ) в 1000, 1500 и 2000 м (рис. 3). Значения солёности в зоне АЦТ равны около 33.98 ‰ на поверхности и 33.94 ‰ на дне. Температура по глубине также мало меняется: от 2.5°C на поверхности до 0.6°C на дне. Стратификация вод АЦТ близка к безразличной: значения потенциальной плотности лежат в пределах 1.0271–1.0272 (г/см³). Видно, что в зоне АЦТ эти решения существенно отличаются от данных наблюдений.

Для второй группы характерна выраженная стратификация по солёности, качественно согласующаяся с данными наблюдений. Более близким к данным наблюдений является решение варианта TS_0_35 с нулевым коэффициентом трения (рис. 4). В данном случае солёность изменяется по вертикали от 34.00 ‰ на поверхности до 34.90 ‰ на дне. Температура по вертикали имеет трехслойную структуру с максимумом на глубинах 500–1000 м. На поверхности она принимает значения около 3°C на дне – около 1.5°C. Имеются промежуточные максимумы температуры: на зональном разрезе вдоль 60°S (рис. 4) хорошо выра-

жены два максимума, равные примерно 4.5–5.5°C и лежащие на 90 и 120°W, а также два максимума по 3.5°C, лежащие на 50°W и 20°W (море Уэдделла).

Потенциальная плотность от поверхности до 1700–2000 м изменяется в пределах 1.0271–1.0279 (г/см³). Ниже, примерно 2000 м, стратификация по плотности близка к безразличной.

ЭКВАТОРИАЛЬНАЯ ЗОНА ТИХОГО ОКЕАНА

Наблюдения. В средней части экваториальной зоны Тихого океана наблюдается значительная стратификация поля температуры по вертикали с хорошо выраженным термоклином [22, 23]. С запада на восток глубина залегания термоклина уменьшается, изменяясь от 200 м на западе до 50 м у восточного берега. В горизонтальной плоскости хорошо видна область пониженной температуры, обусловленная экваториальным апвеллингом. На глубине 100 м у западного берега температура равна 24°C, у восточного она уменьшается до 14°C.

Поле солёности имеет более сложную структуру. Для него характерно наличие двух минимумов в западной части и одного - в восточной, расположенных у поверхности. Аномалия солёности, соответствующая первому минимуму, располага-

Таблица 2. Характерные значения наблюдаемых и рассчитанных полей температуры, солёности и потенциальной плотности для средней части экваториальной области

<i>H</i> , м	Наблюдения T/S/ ρ	TS_0_35	TS_4_35	TS_4_33	TS_0_35, $R = 0$
25	25.0/35.0/23.3	27.5/34.72/22.3	28/34.72/22.2	27.5/34.71/22.3	27.5/34.72/22.3
100	22.1/35.29/24.4	22.5/34.94/24.0	22/34.92/24.2	22.0/34.75/24.2	21.5/35.02/24.4
500	8.4/34.72/27.0	13.0/34.7/26.2	13/34.68/26.2	11/34.16/26.2	13/34.94/26.4
1000	4.6/34.60/27.4	7.0/34.54/27.0	7/34.54/27.0	4.5/33.87/26.8	7/34.91/27.4
1500	3.1/34.61/27.6	5.0/34.5/27.3	5/34.54/27.3	2.5/33.78/26.9	4/34.91/27.6
3000	2.0/34.68/27.7	4.0/34.6/27.4	3.5/34.60/27.5	1.9/33.81/27.0	2/35.0/28.0

ется на глубине около 70 м и примыкает к западному берегу. Солёность здесь меняется от 34.10 ‰ до 34.80 ‰. Вторая аномалия лежит на долготе 160°E. Солёность в ней меняется от 34.20 ‰ на поверхности до в 34.80 ‰ на глубине 50 м. У восточного берега Тихого океана расположена более значительная аномалия с изменениями солёности от 33.80 ‰ на поверхности до 34.80 ‰ на глубине 100 м.

Расчеты. В табл. 2 приведены характеристики наблюдаемых и рассчитанных полей температуры, солёности и потенциальной плотности для средней части экваториальной области. Видно, что качественная структура гидрологических полей описана верно. С количественной точки зрения, однако, всем расчетным вариантам присущ размытый термоклин. Основной причиной этого является недостаточное пространственное разрешение, отчасти сказывается также и схематизация модели.

Как и ранее, можно условно выделить, наличие двух типов равновесных режимов: холодный, распресненный океан (вариант TS–4–33) и теплый, солёный (TS_0_35). В экваториальной области, как и в акватории АЦТ, большее согласие с данными наблюдений имеет модельное решение TS_0_35 с нулевым коэффициентом трения (рис. 5). В целом, в этом варианте полю температуры присущ тот же характер, как и по данным наблюдений. Имеется хорошо выраженный термоклин, глубина которого меняется от 200 м на западе до 50 м на востоке. На глубине 100 м на западе температура равна 27.5°C, к восточному берегу она уменьшается до 18°C. Имеется некоторое отличие в поле температуры у западного берега. Если по наблюдениям здесь температура практически постоянна от поверхности до 200 м, то в расчетном поле имеется небольшая стратификация: температура уменьшается на 0.5–1 градус от поверхности до 200 м.

В окрестности западной стенки на расстоянии около 1000 км по горизонтали в поле температуры (и потенциальной плотности) имеется дельтообразная особенность. Она выражается в наличии локального минимума температуры (максимума

плотности), расположенного на 130°E. Справа и слева от экстремума температура меняется на 0.25–0.5°C, отражая соответствующие аномалии.

Горизонтальное распределение солёности на глубине 100 м качественно удовлетворительно согласуется с данными. Его характерная особенность состоит в том, что севернее экватора вода имеет пониженную солёность, а южнее – повышенную. По наблюдениям их значения соответственно равны 34.4 ‰ и 35.8 ‰, а по расчетам (вариант TS_0_35) – 34.3 ‰ и 35.3 ‰.

Особенности вертикальной структуры поля солёности более заметно отличаются от наблюдений. Наиболее яркой особенностью поля солёности у западного берега является наличие (во всех вариантах) дипольной структуры максимум–минимум. Так, например, для условий теплого, солёного океана (TS_0_35) минимум солёности равен примерно 34.5–34.7 ‰, а максимум 35.0–35.3 ‰. На экваторе минимум находится на глубине 20 м, а на широте 2.5°S на глубине 100 м.

В зональной плоскости экватора, у западного берега, также как и по наблюдениям, имеется минимум солёности. Однако в модели он расположен не на поверхности, а на глубине 10 м. Он равен здесь 34.55 ‰, к поверхности солёность увеличивается примерно на 0.2 ‰. Второго и третьего минимумов солёности, наблюдаемых на долготе 160°E и у восточного берега в расчетах не имеется.

Распределение гидрологических полей в меридиональном направлении

Наблюдения. Одной из интересных особенностей меридиональной структуры океанических полей в открытом океане является наличие промежуточного минимума солёности. По наблюдениям [23], на 120°W он опускается от поверхности Южного океана до глубины 1000 м на широте 20°S и равен 34.20 ‰.

Расчеты. По модельным расчетам промежуточный минимум солёности хорошо проявляется в варианте (TS_0_35), более ярко – при нулевом коэффициенте трения. Как и по наблюдениям, он прослеживается от поверхности Южного океана

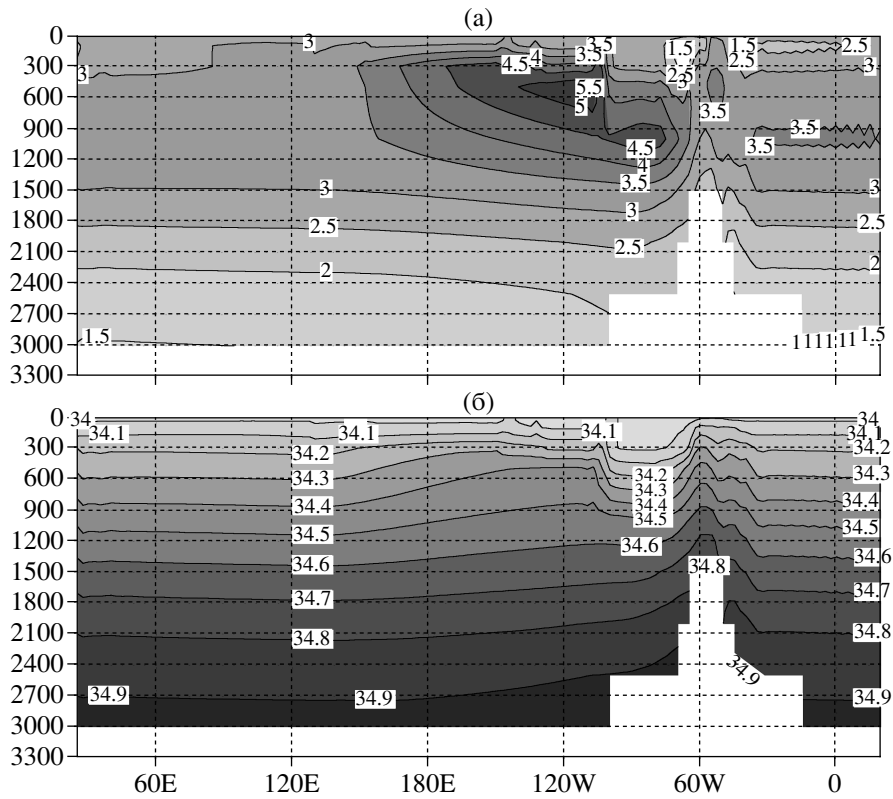


Рис. 4. То же, что на рис. 3. Равновесный режим TS_0_35, $R = 0$.

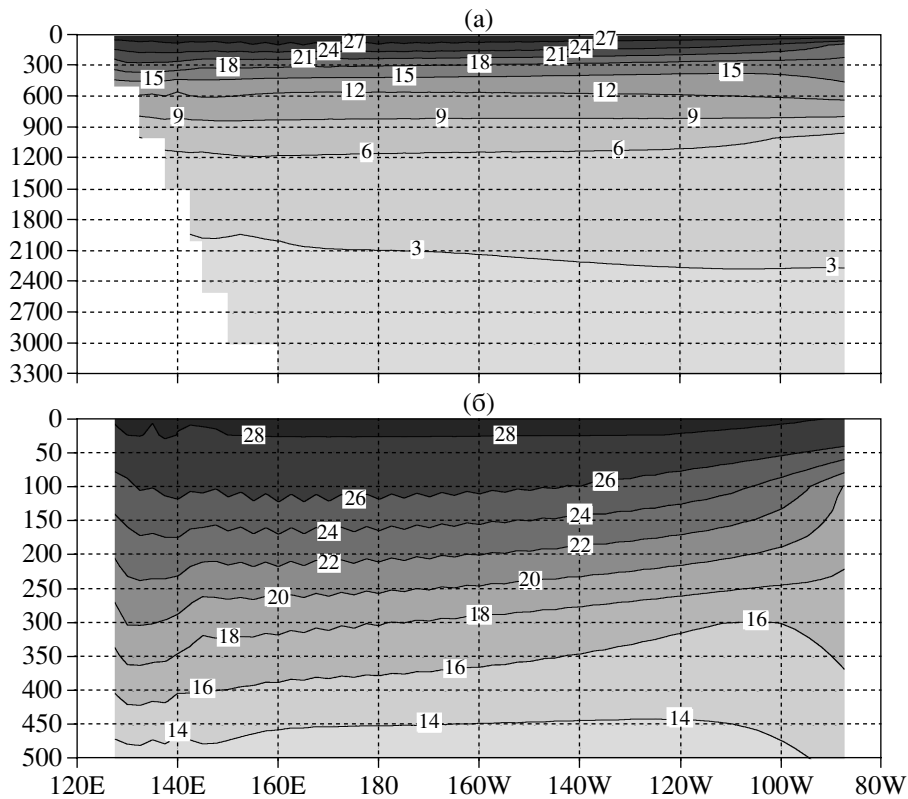


Рис. 5. Расчетное поле температуры на зональном разрезе в окрестности экватора, 5°S . Равновесный режим TS_0_35, $R = 0$.

до глубины 1000 м, равен 34.40 ‰ на широте 30°S и 34.60 ‰ на 15°S. В равновесных режимах, соответствующих холодному, распресненному океану (TS_4_33) промежуточный минимум солёности не формируется. В этом случае в акватории АЦТ солёность перемешана до больших глубин и ее минимум на поверхности не формируется. Это говорит о том, что образование климатического промежуточного минимума солёности в Тихом океане зависит от термохалинной динамики Южного океана. Изменение ее структуры, например при реализации условий турбулизованного режима в Южном океане, может приводить к исчезновению промежуточного минимума солёности в средних широтах Тихого океана.

3.3. Выводы по результатам серии климатических экспериментов

На основании результатов расчетов равновесных режимов можно сделать следующие выводы.

Сравнение с данными наблюдений показывает, что идеализированная модель Южный океан – Тихий океан качественно верно воспроизводит основные особенности климатической термохалинной структуры океанических полей.

Эксперимент показывает наличие разных стационарных состояний при идентичном внешнем воздействии на поверхности океана. Среди возможных можно условно выделить два типа режимов: теплый, солёный океан и холодный, распреснённый. На интервалах времени в сотни лет океан способен формировать собственный равновесный термохалинный режим. Ключевыми параметрами, определяющими стационарное состояние, являются глобальные средние значения запасов тепла и соли.

К условиям современного состояния ближе режим теплого солёного океана, описываемый вариантом TS_0_35. Это хорошо видно при сравнении расчетных и наблюдаемых полей температуры и солёности в акватории АЦТ, а также распределений солёности в меридиональном направлении.

Модель качественно верно описывает структуру полей температуры и плотности в экваториальной области. Однако имеются локальные неоднородности их пространственного распределения, отличающиеся от данных наблюдений. Наиболее ярко они проявляются в окрестности западного берега. К этим особенностям относится наличие дипольных структур температуры и солёности, которые могут влиять на количественные характеристики процесса формирования аномалий в этом районе.

4. РЕАКЦИЯ ОКЕАНА НА ЛОКАЛЬНУЮ АНОМАЛИЮ СОЛЁНОСТИ В АКВАТОРИИ АЦТ

4.1. Вторая серия экспериментов

На втором этапе была проведена серия численных экспериментов по изучению реакции океана на локальные аномалии солёности в районе АЦТ. Аномалии помещались на поверхности океана над западным склоном подводной горы. Во всех расчетах в качестве начального условия использовалось одно из равновесных решений, полученных на первом этапе. Аномальные эксперименты рассчитывались на небольшой срок: один – два года. Их основная цель состояла в изучении быстрой глобальной реакции океана: генерации аномалий температуры в тропической зоне Тихого океана под воздействием аномалий солёности в Южном океане. Нас интересовал вопрос о том, может ли осуществляться передача сигнала из полярных широт в тропические посредством самого океана. И если это возможно, то какой физический механизм осуществляет передачу сигнала?

Выполнено несколько расчетов, отличающихся друг от друга входными параметрами модели.

Эксперимент 1. В качестве основного выбран эксперимент TS_0_35 – холодный солёный океан, стационарное решение которого хорошо воспроизводит характеристики наблюдаемых полей температуры и солёности. В качестве начальных условий заданы равновесные поля скорости, температуры и солёности. В начальный момент времени на поверхность океана помещается локальная аномалия солёности – возмущается Ss в правой части (9). Аномалия равна 2 ‰ и действует в течение 4 месяцев, после чего снимается. Расчет проводится на 1 год. Рельеф дна включает три элемента: гора в АЦТ, материковый склон у западного берега Тихого океана, наклон дна в Тихом океане. Аномалия солёности помещена перед препятствием, в подобласти (60–95°E; 55–70°S), имитирующей м. Беллинггаузена.

Эксперимент 2. Аналогичен эксперименту 1 с одним отличием – другим начальным условием. В данном случае используется равновесное решение варианта TS_0_35 с нулевым коэффициентом трения.

Эксперимент 3. Аналогичен эксперименту 1, но с другим начальным условием. В качестве начального условия используется равновесное решение варианта TS_4_33 – теплый распреснённый океан. Расчет проведен на 2 года.

Эксперимент 4. Аналогичен эксперименту 1, но с другим рельефом дна. Из особенностей рельефа исключены два элемента: материковый склон и наклон дна в Тихом океане. Дно океана – ровное, глубина его 3 км, гора в АЦТ – прежняя, высотой 1.5 км.

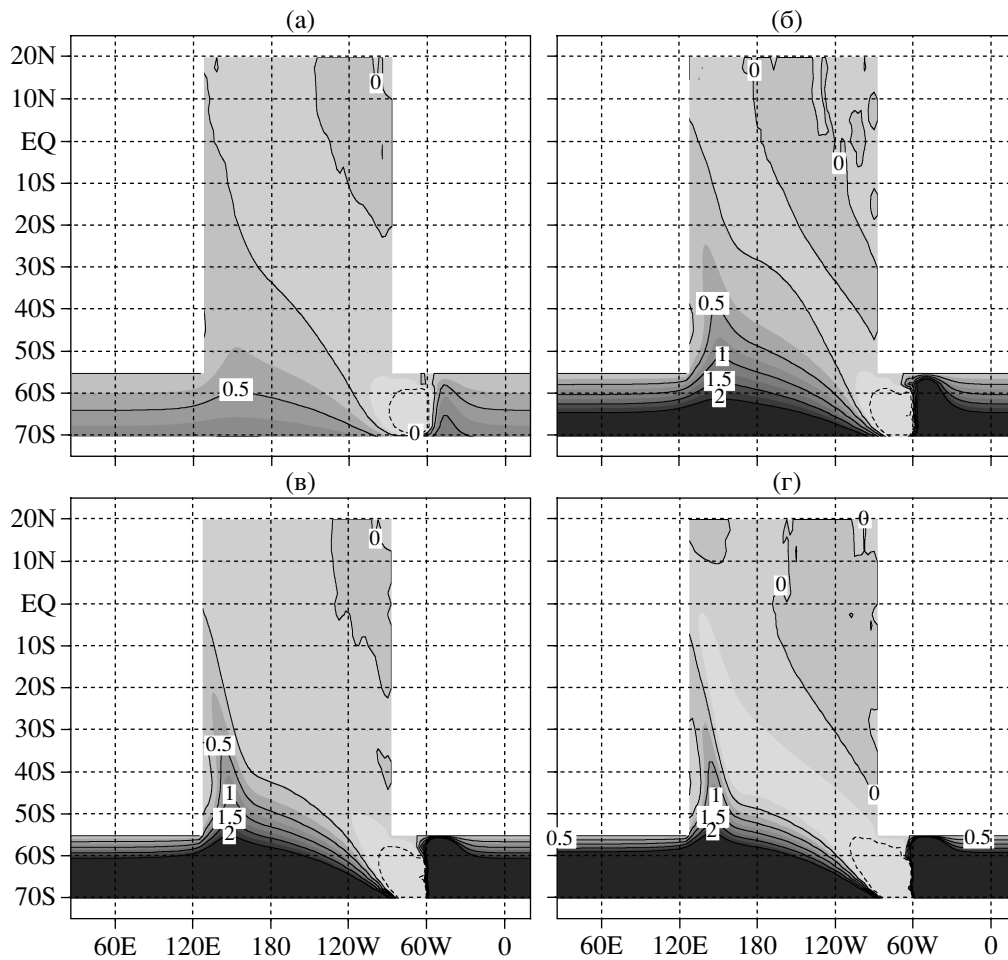


Рис. 6. Эксперимент 1 с аномалией солёности. Аномалии функции тока (Св) в 1-е (а), 3-е (б), 5-е (в) и 7-е (г) суток.

Эксперимент 5. Вариант с плоским рельефом дна, глубина океана 3 км.

Эксперимент 6. Аналогичен эксперименту 1, но с другой параметризацией конвекции. В отличие от всех предыдущих вариантов, в эксперименте 6 используется “мягкий” вариант конвекции: коэффициент вертикального перемешивания рассчитывается по формуле (13).

4.2. Результаты численного эксперимента с аномалиями солёности в акватории АЦТ

Эксперимент 1. Результаты расчета основного эксперимента показывают быстрый глобальный отклик гидрофизических полей на аномалию солёности на поверхности океана. Сигнал, генерируемый в АЦТ, достигает западного берега Тихого океана за несколько суток (рис. 6). Аномалии функции тока в Южном океане перемещаются на запад вдоль АЦТ. В течение суток во всей акватории АЦТ аномалия достигает величины 1 Св. Затем аномалии распространяются в область Тихого океана с существенной северо-западной ком-

понентой (Рис. 6). Сигнал достигает западного берега Тихого океана, отражается от него и вдоль берега вплоть до окрестности экватора возникает температурная аномалия. Ее формирование происходит в результате взаимодействия приходящего баротропного волнового сигнала с береговой границей, отражения от нее и генерации бароклинного отклика. Этот процесс сопровождается возникновением в окрестности берега конвекции, в результате которой между 15°S и экватором создается ярко выраженная температурная аномалия в виде диполя. Аномалия увеличивается во времени: через месяц ее экстремальные значения достигают +0.1°C и -0.4°C, а к 80 суткам – величин +0.8 и -1.2°C (рис. 7). От западного берега экваториальной области Тихого океана аномалия температуры движется на восток вдоль экватора, как захваченная экваториальная волна Кельвина (рис. 8, 9). Через 2–3 месяца температурный волновой сигнал достигает восточного берега, усиливается в окрестности берега, достигая к 200 суткам на глубине 100 м величины около 0.1°C. Да-

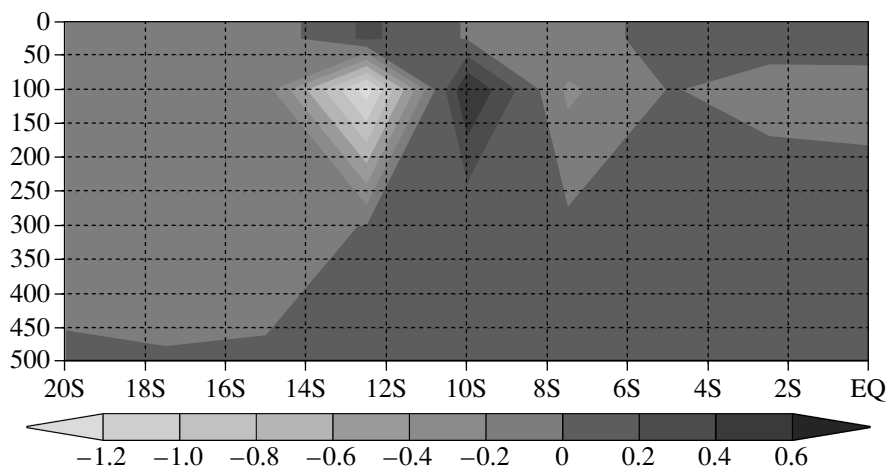


Рис. 7. Эксперимент 1. Аномалия температуры ($^{\circ}\text{C}$) у западной границы Тихого океана через 80 суток.

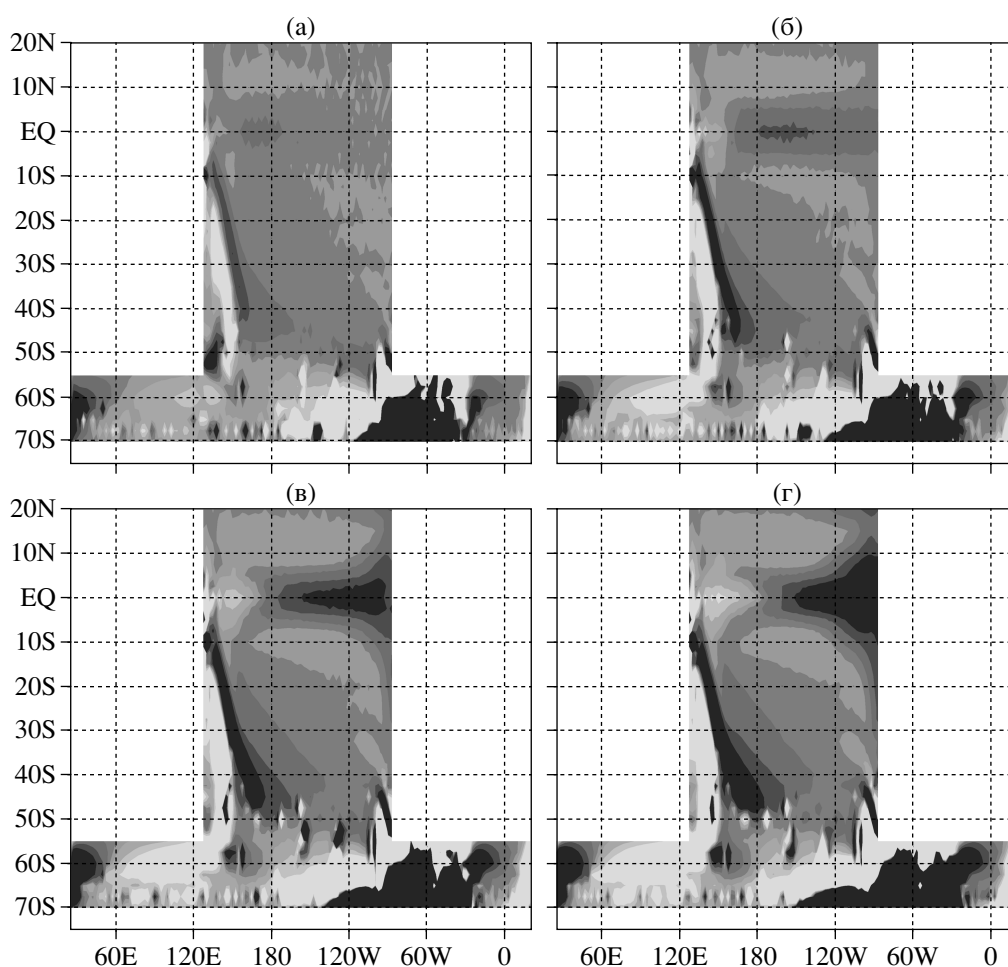


Рис. 8. Эксперимент 1. Аномалия температуры на 2-м расчетном горизонте через 60 (а), 90 (б), 120 (в) и 150 (г) суток.

лее, отражаясь от восточного берега, аномалия генерирует береговые волны Кельвина, распространяющиеся в средние широты обоих полушарий (рис. 8).

Если описать процесс распространения температурной аномалии вдоль экватора более подробно, то можно отметить следующее. Сигнал распространяется с запада на восток, время прохож-

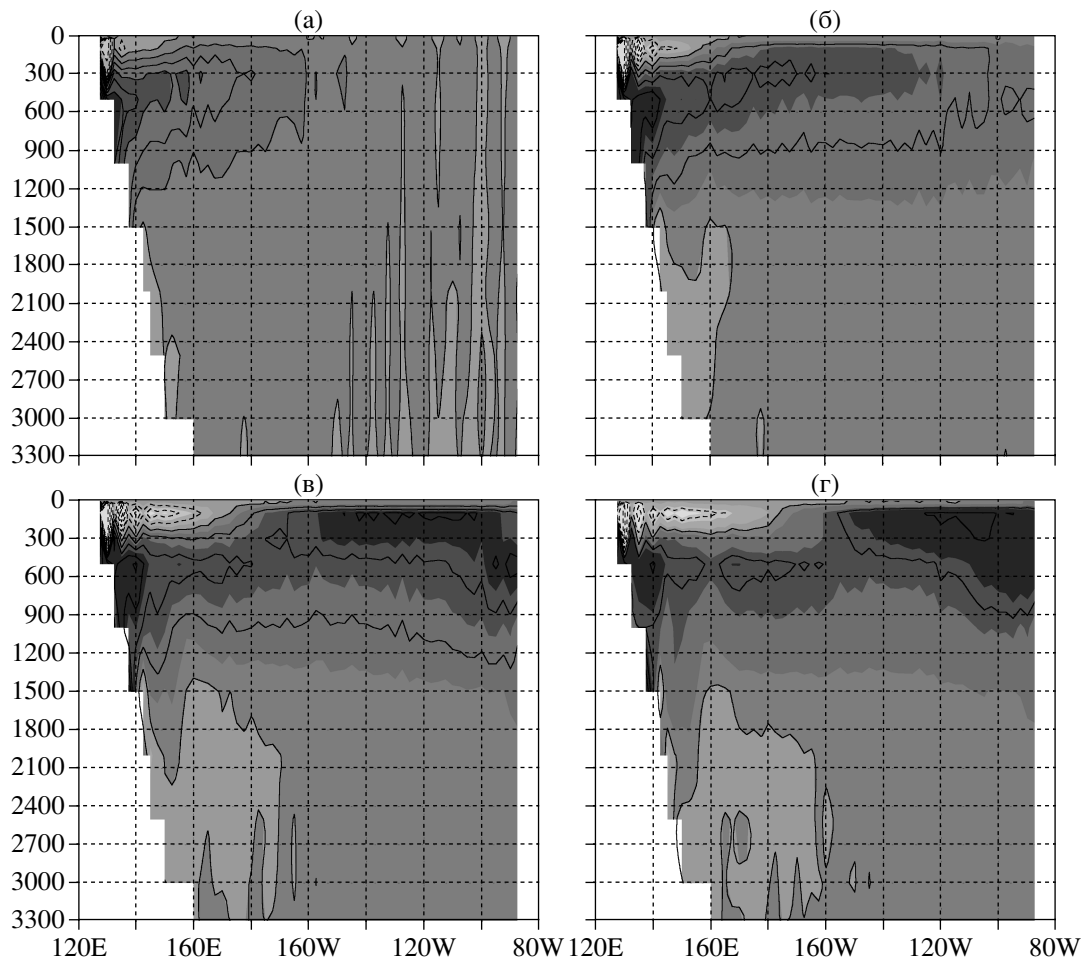


Рис. 9. Эксперимент 1. Аномалия температуры на экваториальном разрезе через 60 (а), 90 (б), 120 (в) и 150 (г) суток.

дения расположенного в средней части отрезка длиной 8500 км составляет около 30 суток. Это позволяет оценить скорость переноса сигнала – она равна около 330 см/с. Далее будет показано, что эта величина соответствует скорости распространения 1-й бароклинной моды захваченной экваториальной волны Кельвина. Начальный сигнал приходит к восточному берегу Тихого океана через два месяца, аномалия температуры – положительная. По мере движения амплитуда температурной аномалии возрастает с запада на восток. Максимального значения аномалия температуры достигает в подобласти, примыкающей к восточной границе океана через 200 суток. Вслед за положительной, у западного берега формируется и движется на восток отрицательная аномалия температуры (рис. 8в, 8г). Она достигает восточного берега через 345 суток. Разница перепада температур у восточного берега небольшая, в пределах 0.1°C .

Дополнительные эксперименты с аномалией солености в районе особенности рельефа в АЦТ были проведены по аналогии с основным расче-

том. Задача состояла в выяснении особенностей процесса формирования и трансформации аномалии температуры при изменении внешних условий. Среди них – изменения фонового термохалинного режима (невозмущенного равновесного состояния), коэффициента трения, рельефа дна и т.д.

Эксперимент 2. (TS_0_35, $R = 0$). Общий процесс генерации аномального решения в данном расчете аналогичен основному эксперименту. Характеристики временной эволюции распространения аномалий близки друг к другу: скорость сигнала в средней части экваториальной области – около 330 см/с. На Рис. 1 приведены графики изменения по времени аномалий температуры на втором расчетном σ -уровне, осредненной по трем подобластям, расположенным в окрестности экватора. Каждая подобласть D – квадрат с размерами 1000×1000 км. Подобласть D_1 расположена в середине бассейна, D_2 сдвинута на восток на расстояние 4250 км от D_1 , D_3 примыкает к восточному берегу и отстоит от D_2 на расстоянии 4500 км. Из рис. 9 видно, что так же как и ранее, начальный сигнал приходит к восточному берегу через 2 мес.

Максимум аномалии температуры также достигается через 200 сут. На 20 сут ранее, чем в основном эксперименте у восточной границы наблюдается минимум температуры, примерно, на 320-е сут. Более существенное отличие от основного эксперимента состоит в значениях максимума и минимума аномалий. В данном случае разница аномалий выше – около 0.25°C .

Эксперимент 3. (TS_4_33). В этом расчете картина распространения аномалий похожа на предыдущие. Наибольшим отличием является запаздывание минимума аномалии у восточного берега. В данном случае он развивается к 420-м сут. Перепад аномалий несколько меньше, чем в эксперименте 2: его величина около 0.12°C .

Эксперимент 4. (TS_0_35, гора в АЦТ). Расчет с измененным рельефом дна по сравнению с предыдущими приводит к двум отличиям. Во-первых, – к увеличению времени формирования температурной аномалии у западной границы и соответственно запаздыванию почти на месяц первого сигнала, приходящего к восточному берегу экваториальной зоны Тихого океана. Во-вторых, – к формированию отрицательной аномалии температуры у восточного берега. Сравнение скорости переноса сигнала вдоль экватора с оценкой скорости первой бароклинной моды показывает, что, как и прежде, аномалия температуры передается посредством первой моды. Изменение знака аномалии вызвано различным характером процесса перемешивания в верхнем слое у западного берега Тихого океана, где происходит генерация аномалии. Существенную роль в формировании этой аномалии играет фоновый процесс конвективного перемешивания в западной экваториальной окрестности. Это – нестационарный процесс, чувствительный к малому внешнему воздействию. Динамическое возмущение, возникающее у западной границы как отклик на переносимый сигнал из зоны АЦТ, изменяет пространственно-временную структуру конвективного перемешивания и формирует аномалию того или иного знака.

Эксперимент 5. (TS_0_35, плоское дно). Численный эксперимент с плоским дном и аналогичной аномалией солености в АЦТ не приводит к генерации аномалий температуры в экваториальной области! В данном случае отсутствует первое звено в цепочке передачи сигнала из Южного океана, связанное с генерацией баротропных волн Россби над переменным рельефом дна.

Эксперимент 6. (TS_0_35, “мягкая” конвекция). В отличие от всех ранее рассмотренных вариантов, этот расчет проведен с другой параметризацией конвекции. Коэффициент вертикального перемешивания рассчитывался по формуле (13). В этом состояло его единственное отличие от основного эксперимента 1. Результаты расчета аналогичны основному эксперименту. Некоторое

отличие состоит в амплитуде температурной аномалии у восточного берега: она стала несколько выше. Остальные характеристики мало отличаются от описанных ранее.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ВТОРОЙ СЕРИИ РАСЧЕТОВ

Как ранее указывалось, в последние годы выполнен ряд работ, в которых изучались причины наблюдаемых глобальных связей между динамикой тропического океана и распределением льдов и некоторых характеристик Антарктических морей [3, 10, 12, 13, 25].

Во всех работах, посвященных изучению глобальных связей между динамикой тропического океана и изменением характеристик Антарктических морей, говорится, что сигнал скорее возникает в тропиках и передается в высокие широты Южного полушария, нежели в обратном направлении. В одних работах изучается вопрос о том, какие процессы отвечают за наличие обнаруженных удаленных связей. В других заранее предполагается, что сигнал передается через атмосферу и рассматриваются механизмы возможной передачи сигнала. Вообще говоря, что всегда подчеркивается, данное явление есть результат работы совместной системы атмосфера–океан–криосфера. На рассматриваемых масштабах времени атмосфера, по-видимому, играет ведущую роль, и ее динамика определяет главную ветвь передачи сигнала на большие расстояния. Однако и в океане имеются процессы, способные формировать ответную ветвь совместной динамики, реагируя на атмосферные возмущения. Наша цель состояла в том, чтобы найти возможные механизмы собственной океанической изменчивости, за счет которых может осуществляться связь между Южным океаном и тропиками. Или, другими словами, найти путь передачи сигнала на большие расстояния через океан и рассмотреть эту вторую ветвь взаимодействующей системы.

Адвективные процессы в океане довольно медленные, их характерное время – сотни, тысячи лет. Если океан играет активную роль в осуществлении связи между тропиками и Антарктикой, то они должны обеспечиваться другими процессами. Наиболее вероятными здесь являются крупномасштабные прогрессивные волны, посредством которых может осуществляться быстрая передача сигнала на огромные расстояния.

5.1. Модовая структура крупномасштабных волновых решений

В спектре крупномасштабных волн в океане можно условно выделить внешние длинные гравитационные волны, захваченные береговые и/или шельфовые волны, экваториальные волны. В ха-

рактерных условиях нашего эксперимента эти волновые движения имеют линейный невязкий характер [26, 27]. Приведем простые теоретические оценки параметров некоторых волн и сравним их с результатами 2-й серии численных экспериментов.

Распространение длинных волн в стратифицированном океане с плотностью $\rho = \rho_{\text{потен}}(z)$ и постоянной глубиной $H = \text{const}$ может быть описано с помощью уравнений, вытекающих из (1)–(7):

$$\frac{\partial u}{\partial t} - l v = -\frac{m}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial \lambda}, \quad (14)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + l u = -\frac{n}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial \theta}, \quad (15)$$

$$-\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial}{\partial z} \frac{\rho_0}{\Gamma} \frac{\partial p}{\partial z} + \rho_0 H^2 m \left[\frac{\partial u}{\partial \lambda} + n \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{v}{m} \right) \right] = 0, \quad (16)$$

где $\Gamma(z)$ – известная функция, $\Gamma(z) = \frac{d\rho_{\text{пот}}}{dz}$.

Отсутствие рельефа позволяет разделить горизонтальные и вертикальную переменные, выделив спектральную задачу по z :

$$-\frac{\partial}{\partial z} \frac{\rho_0}{g\Gamma} \frac{\partial \Psi_k}{\partial z} = \lambda_k \Psi_k, \quad 0 < z < H, \quad \frac{\partial \Psi_k}{\partial z} = 0, \quad (17)$$

$$z = 0, \quad z = H.$$

Фазовая скорость длинных гравитационных волн C_k достаточно высока. Она зависит от градиента фоновой стратификации потенциальной уплотности и в случае $\Gamma = \text{const}$ ее можно оценить как

$$C_k = \frac{H}{\sqrt{\lambda_k}} \sqrt{\frac{g\Gamma}{\rho_0}} \equiv \frac{H}{\pi k} \sqrt{\frac{g\Gamma}{\rho_0}}.$$

С фазовой скоростью связаны характерный пространственный L_k и временной T_k масштабы. Для краевой волны Кельвина вне узкой экваториальной окрестности имеем

$$L_k = \frac{C_k}{l}; \quad T_k = \frac{1}{l}.$$

Для экваториальной волны:

$$L_k = \sqrt{\frac{C_k}{\beta}}; \quad T_k = \sqrt{\frac{1}{C_k \beta}}.$$

Учитывая типичные значения Γ и полагая глубину океана равной 1 км, можно оценить характерные скорости первых двух бароклинных мод C_1, C_2 . Для экваториальной зоны Тихого океана, полагая $\Gamma = 4 \times 10^{-8} \text{ г/см}^2$, получим $C_1 \approx 200 \text{ см/с}$, $C_2 \approx 100 \text{ см/с}$. Для средних широт Тихого океана, при $\Gamma = 2 \times 10^{-8} \text{ г/см}^2$, имеем $C_1 \approx 150 \text{ см/с}$, $C_2 \approx 75 \text{ см/с}$. Для акватории АЦТ, при $\Gamma = 4 \times 10^{-9} \text{ г/см}^2$, $C_1 \approx 70 \text{ см/с}$, $C_2 = 35 \text{ см/с}$.

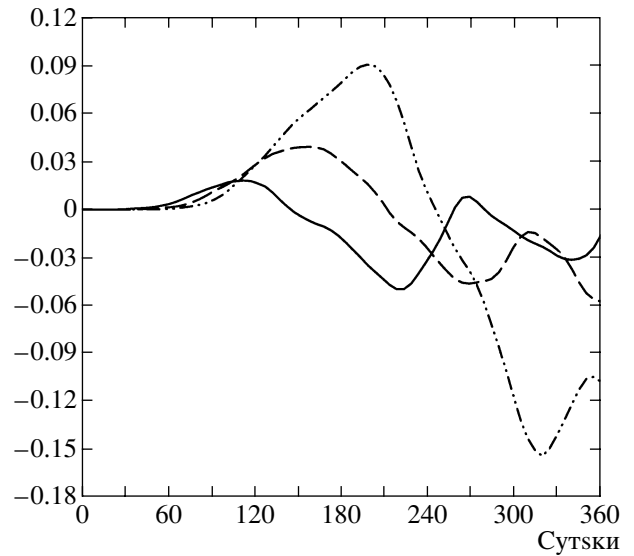


Рис. 10. Эксперимент 2 ($R = 0$). Изменение по времени (в сут) аномалии средней температуры на 2-м расчетном горизонте в экваториальных подобластях D_i (с запада на восток): D_1 – сплошная линия, D_2 – пунктир и D_3 – пунктир-2 точки.

Используя расчетные данные о стратификации плотности и решая спектральную задачу (17), можно более точно рассчитать $\lambda_1, \lambda_2, C_1, C_2$. Например, для равновесного решения варианта TS_0_35 для экваториальной области получим $\lambda_1 \approx 3, 46, \lambda_2 \approx 12, 3$ и $C_1 \approx 294 \text{ см/с}$, $C_2 \approx 156 \text{ см/с}$. Близкие значения получаются для всех расчетных вариантов, что обусловлено близостью их фоновых стратификаций плотности в экваториальной области (табл. 2). Размер модельной области Тихого океана по долготе равен $\sim 14000 \text{ км}$, поэтому время пробега первой бароклинной составляющей волны будет около 56 сут. Это соответствует расчетному времени пробега сигнала (рис. 10), откуда можно заключить, что сигнал в экваториальной зоне переносится за счет первой бароклинной моды.

Качественный процесс передачи сигнала в замкнутом океаническом бассейне из высоких широт в низкие хорошо известен [28, 29]. Захваченная береговая волна Кельвина распространяется вдоль океанической границы против часовой стрелки (по часовой стрелке) в Северном (Южном) полушарии. После того как сигнал достигает западного берега экваториальной окрестности, он перемещается на восток как экваториальная волна Кельвина. Эта схема справедлива для замкнутого океана Северного полушария. В Южном полушарии, однако, иная ситуация – акватория АЦТ представляет собой периодический квазизональный канал и описанный процесс глобальной передачи сигнала нарушается. Возникает вопрос: может ли локальное возмущение, возникшее в Юж-

ном океане, передаться в экваториальную область и затем в восточную часть Тихого океана?

Очевидно, это прежде всего зависит от того, каким образом сигнал передается в зоне АЦТ. Проведенные нами численные эксперименты с идеализированной моделью показали, что передача сигнала в зоне АЦТ возможна. Механизм перемещения на запад длинных баротропных волн Россби, генерируемых в окрестности выраженных особенностей рельефа дна. Именно это звено является первым в цепочке передачи сигнала на расстояния порядка характерных размеров глобального океана.

Оценим скорость распространения баротропной волны Россби в канале, имитируя процесс передачи сигнала в зоне АЦТ. В качестве динамического условия на поверхности в нашей модели мы используем приближение “твердой крышки”. Поэтому из модельного решения отфильтровываются быстрые длинные гравитационные волны (типа приливных) и учитываются лишь волны Россби. Данное приближение позволяет свести задачу к осредненной по глубине функции тока. Проинтегрируем по вертикали от поверхности до дна уравнения движения и неразрывности, пренебрегая нелинейными слагаемыми, горизонтальной турбулентной вязкостью, и используя для простоты декартову систему координат. Получим

$$-\left(\frac{\partial}{\partial t} + R\right)\left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{1}{H} \frac{\partial \Psi}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \frac{1}{H} \frac{\partial \Psi}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial x} \frac{1}{H} \frac{\partial \Psi}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial y} \frac{1}{H} \frac{\partial \Psi}{\partial x} = \frac{g}{\rho_0} \int_0^H \frac{z}{H^2} \left(\frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial y}\right) dz + F, \quad (18)$$

области D ,

$\Psi = 0$ на границе D ,

где

$$\frac{\partial \Psi}{\partial x} = -\int_0^H v dz, \quad \frac{\partial \Psi}{\partial y} = \int_0^H u dz,$$

а F описывает ветровое воздействие. Видно, что источник, генерирующий среднее течение и его изменения, состоит из 2-х слагаемых, стоящих в правой части (18). Первое слагаемое описывает совместный эффект бароклинности и рельефа дна (СЭБИР) [30], второе – влияние ветра. Предположим, что имеется некоторая равновесная циркуляция (рассчитанная на первом этапе), а нас интересует ее изменения под действием локального возмущения плотности (возникающего, например, в результате глубокой конвекции при увеличении солености на поверхности). Предположим, что решение уравнения для возмущенной функции тока ψ' рассматривается в замкнутом ка-

нале с западной меридиональной стенкой на некотором удалении от возмущения рельефа (горы в АЦТ). Канал имеет длину L_1 и ширину L_2 . В нашем случае $L_1 \sim 14000$ км, $L_2 \sim 2000$ км. Дно в канале – ровное, а СЭБИР учтен опосредованно в виде заданного источника в правой части (18).

В этом случае возмущенное решение ψ' можно разложить в ряд по собственным функциям спектральной задачи по y

$$\psi' = \sum_n \psi'_n(x, t) \eta_n(y), \quad (19)$$

$$-\frac{\partial^2 \eta_n}{\partial y^2} = \kappa_n \eta_n, \quad 0 < \theta < L_2, \quad \eta_n = 0, \quad \theta = 0, L_2. \quad (20)$$

Уравнение для возмущения ψ' примет простой вид

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + R\right) \left(-\frac{\partial^2 \psi'_n}{\partial x^2} + \kappa_n \psi'_n\right) - \beta \frac{\partial \psi'_n}{\partial x} = F'_n. \quad (21)$$

Если теперь для качественного анализа решения уравнения для ψ'_n воспользоваться результатами, изложенными в [31, 32], то можно прийти к следующим оценкам.

Баротропная реакция океана на стационарное возмущение – решение (21) при $R = 0$, $L_1 \gg L_2$ состоит из двух компонент: стационарной $\left(\frac{1}{\beta} F'_n(x)\right)$

и нестационарной $\left(\frac{1}{\beta} F'_n\left(x + \frac{\beta}{\kappa_n} t\right)\right)$. Нестационарная компонента описывает перемещение сигнала на запад с фазовой скоростью

$$C_n = \frac{\beta}{\kappa_n} \equiv \frac{\beta L_2^2}{(\pi n)^2}.$$

Минимальное время распространения имеет самая длинная компонента порядка ширины канала, а максимальное – самая короткая, порядка двух шагов сетки. Скорости распространения волн лежат в пределах 1000–50 см/с.

Следует отметить, что мы указали простейший начальный путь передачи сигнала, предполагая что акватория АЦТ – обособленный периодический канал. Вообще говоря, канал соединен с ограниченной меридиональными границами областью Тихого океана. Поэтому наряду с простой компонентой передачи сигнала вдоль канала присутствует мода, связанная с краевой реакцией бассейна – возбуждением волн в замкнутой области. Кроме того, следует учитывать эффект вязкого подслоя у западной стенки. В расширенной области АЦТ – Тихий океан реакция океана более быстрая, почти мгновенная, как при глобальном, так и при локальном воздействии. Простран-

ственные масштабы бассейна и неоднородности возмущения определяют пространственно-временные характеристики возбуждаемых мод. Наличие меридионального берега и эффекты вязкости приводят к проявлению в возбуждаемом сигнале краевых особенностей. Поэтому в численном решении очень быстро возникает динамическое возмущение вдоль всего западного берега.

Оценим время формирования нестационарно-пограничного слоя у западного берега. Во всех аномальных экспериментах, за исключением эксперимента 5 (плоское дно), вдоль западной материковой границы, от юго-западного угла Тихого океана до экватора, формируется аномалия функции тока (рис. 6). Время формирования аномалии – несколько суток. Это находится в соответствии со временем формирования нестационарно-пограничного слоя толщиной L_x у западной стенки [31, 32]. Его качественная оценка получается на основе анализа решения уравнения (21) при $R = 0$:

$$t = \frac{1.4}{L_x \beta}. \quad (22)$$

Оценка (23) показывает, что баротропные волны Россби, генерируемые стационарным источником, формируют нестационарный западный пограничный слой толщиной $L_x = 100$ км за время порядка 1 недели. Если считать, что при использованном в модели пространственном разрешении 2.5° западный пограничный слой имеет ширину порядка шага сетки, т.е. в нашем случае 250 км, то характерное время его изменения (в отсутствии материкового склона) составит около 4-х сут. Так как коэффициент трения в модели взят равным $R = 10^{-6} \text{ с}^{-1}$, то близкое значение имеет и время формирования вязкого подслоя (около 10 сут), что хорошо подтверждается результатами расчетов. Под действием баротропного динамического возмущения у западной границы возникает бароклинный отклик, в результате которого формируется температурная аномалия. Все расчеты показывают ее быстрое формирование. Наиболее ярко она проявляется около юго-западной части границы. Аномалия волнообразно развивается по времени. Процесс генерации температурной аномалии включает взаимодействие крупномасштабной баротропной волны и пограничной моды типа волны Кельвина. Краевая волна типа Кельвина возникает в результате взаимодействия осредненного по вертикали движения и первого момента изменения плотности по вертикали $\int_0^H z \rho dz$ – источника, стоящего в правой части (18).

5.2. Выводы по результатам 2-й серии экспериментов

Опишем полную схему распространения возмущений из акватории АЦТ, присущую решениям основной серии аномальных экспериментов, за исключением эксперимента 5 – океана с плоским рельефом. Основным результатом данной серии расчетов состоит в следующем. Под действием локальной аномалии солёности, помещенной над горой АЦТ (в акватории, имитирующей м. Беллинсгаузена) через несколько месяцев возникает яркая аномалия температуры в экваториальной области Тихого океана и в зоне Эль-Ниньо (рис. 8). Максимального значения аномалия температуры достигает в верхнем слое у восточного берега экваториального пояса Тихого океана, примерно, через 180–220 сут.

Процесс передачи сигнала из высоких широт Южного океана в зону Эль-Ниньо осуществляется за счет нескольких физических механизмов, последовательную цепочку которых можно представить следующим образом.

1. Положительная аномалия солёности над горой в АЦТ приводит к процессу глубокой конвекции в этом районе. В результате конвекции вода перемешивается и создается локальная аномалия потенциальной плотности.

2. Аномалия потенциальной плотности над переменным рельефом дна вызывает сильную баротропную реакцию океана. Возбуждаются топографические волны Россби, быстро перемещающиеся на запад и в течение нескольких суток изменяющих динамическое равновесие в окрестности западного берега Тихого океана.

3. В результате достаточно сложного процесса трансформации длинных волн у западной материковой границы (в окрестности материкового склона) генерируются короткие бароклинные волны, вызывающие горизонтальные неоднородности в полях плотности и температуры.

4. Создаваемые аномалии могут двигаться вдоль западного берега к экватору как волны Кельвина или, в общем случае, шельфовые волны. Скорость волновой передачи сигнала достаточно высока: за несколько суток сигнал перемещается из средних широт до экватора.

5. Волновой отклик у западной границы (сочетание процессов, описанных в пп. 3 и 4) в окрестности экватора приводит к нарушению динамического равновесия полей течений и потенциальной плотности и вызывает локальные аномалии в поле температуры (и солёности). Следует отметить, что значительные аномалии температуры (солёности) возникают тогда, когда в западной окрестности экватора изменяется процесс перемешивания в верхнем слое, т.е., в верхнем слое либо возникает конвекция, либо изменяется пространственно-временная структура перемешанного слоя.

6. Возникшая аномалия температуры (и солености) перемещается вдоль экватора на восток, как захваченная экваториальная волна Кельвина. Фазовая скорость распространения ее первой моды равна ~300 см/сек. От западного до восточного берега волна пробегает за 2 мес.

7. Достигая восточного берега, экваториальная волна генерирует береговые волны Кельвина, распространяющиеся в средние широты обоих полушарий.

В заключение подчеркнем, что важнейшим процессом, приводящим к быстрой передаче сигнала из высоких широт Южного океана в тропики и далее в зону Эль-Ниньо, является процесс распространения баротропных волн Россби, генерируемых в окрестности особенности рельефа (над горой АЦТ). Именно за счет волн Россби сигнал быстро передается из восточной части Южного океана к западному берегу Тихого океана на расстояние, более чем 15000 км. В численном эксперименте с плоским рельефом (эксперимент 5) аномалия солености, помещенная в аналогичном районе АЦТ, не приводит к генерации захваченной экваториальной волны Кельвина.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64354а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Марчук Г.И. Моделирование изменений климата и проблема долгосрочного прогноза погоды // Метеорология и гидрология. 1979. № 7. С. 25–36.
2. Марчук Г.И., Дымников В.П., Курбаткин Г.П., Саркисян А.С. Программа “Разрезы” и мониторинг Мирового океана // Метеорология и гидрология. 1984. № 8. С. 9–17.
3. Кошляков М.Н., Романов А.А., Романов Ю.А. Эль-Ниньо – Южное колебание и распределение айсбергов в тихоокеанской Антарктике // Океанология. 1998. Т. 38. № 4. С. 485–495.
4. Strass V.E., Fahrbach E. Temporal and regional variation in sea ice draft and coverage in the Weddell Sea obtained from upward looking sonars / Ed.: Jeffries M.O. Antarctic Sea Ice: physical processes, interactions and variability. Antarctic Research Series. V. 74. Washington DC, 1998. American Geophysical Union. P. 123–139.
5. Ivchenko V.O., Richards K.J., Stevens D.P. The dynamics of the Antarctic Circumpolar Current // J. Phys. Oceanogr. 1996. V. 26. P. 753–774.
6. Ivchenko V.O., Treguier A.M., Best S.E. A Kinetic energy budget and internal instabilities in the high resolution Antarctic model // J. Phys. Oceanogr. 1997. V. 27. P. 5–22.
7. Zhang Y., Semtner A.J. The Antarctic Circumpolar Wave in a global, high-resolution Coupled ice-ocean model // Annals of Glaciology. 2001. V. 33. P. 539–544.
8. Drinkwater M.R. Satellite microwave radar observations of Antarctic sea-ice // Analysis of SAR Data of Polar Oceans. С. 8 /Eds: Tsatsoulis C., Kwok R. Berlin: Springer Verlag, 1998. P. 147–187.
9. Drinkwater M.R., Liu X., Harms S. Combined satellite- and ULS-derived sea-ice flux in the Weddell Sea, Antarctica // Annals of Glaciology. 2001. V. 33. P. 125–132.
10. Yuan X., Cane M.A., Martinson D.G. Cycling around the South Pole // Nature. 1996. V. 380. P. 673–674.
11. Peterson R.G., White W.B. Slow teleconnections linking the Antarctic Circumpolar Wave with the tropical El Niño–Southern Oscillation // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № C11. P. 24573–24583.
12. Kwok R., Comiso J.C. Southern Ocean climate and sea ice anomalies associated with the Southern Oscillation // J. of Climate. 2002. V. 15. P. 487–501.
13. White W.B., Peterson F.G. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent // Nature. 1996. V. 380. P. 699–702.
14. James I.N. On the forcing of planetary-scale Rossby waves by Antarctica // Quart. J. Roy. Met. Soc. 1988. V. 114. P. 619–637.
15. Karoly D.J. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño–Southern Oscillation events // J. of Climate. 1989. V. 2. P. 1239–1252.
16. Venegas S., Drinkwater M.R., Schaffer G. Coupled Oscillations in the Antarctic Sea-Ice and Atmosphere in the South Pacific Sector // Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28. P. 17.3301–17.3304.
17. Ivchenko V.O., Zalesny V.B., Drinkwater M.R. Can the equatorial ocean quickly respond to Antarctic sea ice/salinity anomalies? // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. L15310, doi: 10.1029/2004 GL020472.
18. Levitus S. Climatological atlas of the world oceans // Washington DC: NOAA Prof. Pap. 13. US Gov. Print. Off., 1982.
19. Marchuk G.I., Schroeter J., Zalesny V.B. Numerical study of the global ocean equilibrium circulation // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. 2003. V. 18. № 4. P. 307–335.
20. Schmidt G.A., Mysak L.A. The stability of a zonally averaged thermohaline circulation model // Tellus. 1996. V. 48 A. P. 158–178.
21. Zalesny V.B. Variability and equilibrium states of the World Ocean circulation // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. 1997. V. 12. № 6. P. 547–567.
22. Степанов В.Н. Мировой океан. М.: Знание, 1974. 256 с.
23. da Silva A.M., Young C.C., Levitus S. Atlas of surface marine data // Washington D.C., NOAA Atlas NESDIS 6, 1994.
24. Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 632 с.
25. Yuan X., Martinson D.G. Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity // J. of Climate. 2000. V. 13. P. 1697–1717.
26. Залесный В.Б., Кузин В.И. Численные аспекты моделирования общей циркуляции океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1995. Т. 31. № 3. С. 404–418.
27. Делеклюз П., Залесный В.Б. Вопросы численного моделирования экваториальной динамики // Океанология. 1996 Т. 36. № 1. С. 26–42.

28. *Kawase M.* Establishment of deep ocean circulation driven by deep-water production // *J. Phys. Oceanogr.* 1987. V. 17. P. 2294–2317.
29. *Johnson H.L., Marshall D.P.* A theory for the surface Atlantic response to thermohaline variability // *J. Phys. Oceanogr.* 2002. V. 32. P. 1121–1132.
30. *Саркисян А.С.* Численный анализ и прогноз морских течений. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 181 с.
31. *Lighthill M.J.* Dynamic response of Indian Ocean to onset of the Southwest Monsoon // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1969. V. A 265. № 1159. P. 45–92.
32. *Каменкович В.М.* Основы динамики океана. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 240 с.

Processes of the rapid transferring of signal from the high latitudes of the Southern Ocean to the tropical/equatorial oceans are studied by using a primitive equation general circulation model. This study concentrates on two problems: formation of the climatological equilibrium regimes by prescribed surface wind stress, temperature and salinity (the first problem) and the rapid response of the tropical/equatorial ocean to local salinity anomalies in the Southern Ocean (the second problem). These problems are addressed by experiments with the numerical model, applied to a idealized domain, comprising a zonal periodic channel, to simulate the Southern Ocean, and a rectangular basin to the north, to simulate the Pacific.

Comparison of the numerical solution for the equilibrium state with climatological temperature and salinity distribution has been done. The influence of the external parameters (such as initial values of temperature and salinity, friction coefficient, bottom topography and parameterization of convection) on the characteristics of the thermohaline circulation are studied. Experiments show the presence of different stationary regimes under identical external forcing on the surface. Two regimes can be singled out as the warm - salty, and the cold - fresh oceans.

The main question in the second problem is: Can the ocean play an active role in the formation of such short time climatic variability as El Nino? What is the mechanism of the propagation of the signal from high latitudes of the Southern Ocean to the tropics? A wave-like mechanism of the quick response of the equatorial ocean to the processes occurring in the high latitudes of the Southern Ocean is found. It is shown that a signal generated at the Southern Ocean surface by a local salinity anomaly can quickly propagate to the western boundary by a barotropic Rossby wave and then propagate northward along the coast as a Kelvin wave to the equator. The anomaly in the western subdomain of the equatorial Pacific then begins to propagate eastward along the equator as a trapped equatorial Kelvin wave generating a temperature anomaly in the El Nino region.