

0-789733



НА ПРАВАХ РУКОПИСИ

СТЕПАНОВ ВЛАДИМИР НИКОЛАЕВИЧ

**ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ МЕРИДИОНАЛЬНОГО ПЕРЕНОСА В
ЮЖНОМ ОКЕАНЕ НА СОБЫТИЯ ЭЛЬ-НИНЬО**

Специальность 25.00.28 - океанология

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени

доктора физико-математических наук

МОСКВА – 2011

Работа выполнена в Учреждении Российской академии наук Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН и в Научном центре экологических систем Университета г. Рединга (Великобритания)

Официальные оппоненты:

доктор физико-математических наук, профессор
Залесный Владимир Борисович,
Учреждение Российской академии наук Институт
Вычислительной Математики РАН

доктор физико-математических наук, профессор
Сонечкина Дмитрий Михайлович,
Учреждение Российской академии наук Институт
океанологии им. П.П. Ширшова РАН

доктор физико-математических наук, старший научный
сотрудник Реснянский Юрий Дмитриевич,
Государственное учреждение "Гидрометеорологический
научно-исследовательский центр Российской Федерации"
(ГУ "Гидрометцентр России")

Ведущая организация:

Российский государственный гидрометеорологический
университет

Защита состоится « 27 » октября 2011 г. в 14 ч. 00 мин. на заседании
Диссертационного совета Д 002.239.02 при Учреждении Российской академии наук
Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН по адресу: 117997, г. Москва,
Нахимовский пр., 36

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института океанологии им. П.П.
Ширшова РАН.

Автореферат разослан « 5 » сентября 2011 г.

Ученый секретарь Диссертационного Совета

Кандидат физико-математических наук А.И. Гиг

НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА



0000687266

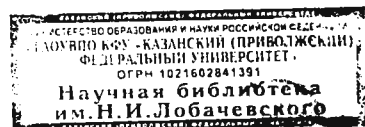
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность темы. Одним из разрушительных природных явлений, сопровождающихся многочисленными человеческими жертвами и колоссальными материальными потерями, является Эль-Ниньо. Начинается это явление в восточном и центральном регионах экваториального Тихого океана и водах, прилегающих к Южной Америке в районе Эквадора, Перу и частично Чили за несколько месяцев до Рождества. В это время у побережий Эквадора и Перу резко, на 6-10°C, повышается температура воды, значительно ослабевает Перуанский апвеллинг, в результате чего исчезает рыба и гибнут птицы. Начинаются затяжные проливные дожди. События Эль-Ниньо нарушают обычный цикл циркуляции в системе океан-атмосфера и оказывают заметное воздействие на погоду всего мира.

Интенсивность, масштабы и продолжительность Эль-Ниньо могут существенно меняться. Так, за последние десятилетия были отмечены следующие события Эль-Ниньо: 1982-1983, 1986-1987, 1991-1993, 1994-95, 1997-98, 2002-03, 2006-07 и 2009-2010 гг., причем в 1982-1983, 1997-1998 и 2009-2010 г.г. фазы Эль-Ниньо были очень мощные, а в остальные годы явления, часто повторяясь, были слабо выраженными. Закономерности для времени наступления Эль-Ниньо до сих пор обнаружено не было. Явление Эль-Ниньо повторяется с промежутком от 4 до 18 лет (наиболее часто отмечались 6-8-летние интервалы), когда температура тихоокеанских тропических вод становится экстремально высокой. Эль-Ниньо и Ла-Нинья являются составляющими (теплой и холодной фазами соответственно) процесса Эль-Ниньо - Южное Колебание (ЭНЮК), или ENSO (El Niño/La Niña-Southern Oscillation).

События Ла-Нинья также не являются безобидными. Такие события за последние годы наблюдались в 1984-1985, 1988-1989, 1995-1996, 1998-2000 и 2007-2008 годы. В эти периоды в Индокитае, Индии и Австралии наблюдаются мощные муссонные дожди. Страны Карибского бассейна и США при этом страдают от засух и смерчей. Ла-Нинья, как и Эль-Ниньо, чаще всего возникает с декабря по март примерно раз в шесть-семь лет. Оба явления несут с собой повышенное количество ураганов, но во время Ла-Нинья их бывает в три-четыре раза больше, чем при Эль-Ниньо.

Следовательно, прогноз этих событий является весьма актуальным. Но для достоверного прогноза необходимо в первую очередь понимать все механизмы взаимодействия между океаном и атмосферой, ведущие к возникновению ENSO событий. Считается, что причиной возникновения Эль-Ниньо и Ла-Нинья являются процессы взаимодействия между атмосферой и океаном в тропиках. Установлено, что наступление Эль-Ниньо (обычно наблюдается в зимние календарные месяцы) зависит от вида ветровых аномалий, установившихся в западной экваториальной части Тихого океана в течение предшествующих весны и лета, хотя, как было показано в работе Lengaigne et al. (2004), эти ветровые аномалии могут “запускать” Эль-Ниньо только при некоторых благоприятных для его развития океанских условиях. Как было продемонстрировано другими авторами (Eisenman, Tziperman, 2005), рассматриваемые ветровые аномалии в тропиках являются комбинацией совместных эффектов стохастического атмосферного воздействия и крупномасштабной динамики, зависящей от процессов Эль-Ниньо, и не являются абсолютно внешними силами для развития событий Эль-Ниньо. Величина коэффициента корреляции между зональным напряжением трения ветра над Тихим океаном (ECMWF-данные) и зимним NINO4-



индексом (<http://climexp.knmi.nl>) свидетельствует о наличии высокой корреляции NINO4-индекса не только с ветром в тропиках, но и с пассатами и с ветром над Антарктическим циркумполярным течением (АЦТ). Следовательно, при изучении Эль-Ниньо нельзя исключать из рассмотрения внетропические регионы.

Основной целью работы является

- а) исследование океанской изменчивости в Южном океане, обусловленной ветровым воздействием;
- б) установление связей между процессами, происходящими около Антарктиды и тихоокеанскими тропиками (на примере событий Эль-Ниньо).

Для достижения поставленной цели

1. Построена глобальная баротропная модель океанской циркуляции, предназначенная для использования на компьютерах с параллельными процессорами.
2. Выполнены численные эксперименты с моделями океанской циркуляции различной сложности, способными воспроизводить изменчивость океанских течений с временными масштабами порядка несколько месяцев.
3. Показана роль океана в процессах взаимодействия системы океан – атмосфера на коротких временных масштабах. Для этого рассматривается влияние ветра и атмосферного давления на баротропную изменчивость АЦТ и исследуется возможная связь между этой баротропной изменчивостью в тихоокеанском секторе Южного океана и событиями Эль-Ниньо.
4. Построена простая малопараметрическая модель, способная воспроизводить ENSO события.

Научную новизну исследования составляют положения, выносимые на защиту:

1. Построена глобальная баротропная модель океанской циркуляции, позволяющая воспроизводить приливы и короткопериодную океанскую изменчивость для всего Мирового Океана. Модель учитывает эффекты самопритяжения приливов и приливных деформаций океана.

2. Показано влияние топографии, береговой линии и ветра на баротропную изменчивость АЦТ. Выявлено, что баланс напряжения ветра над топографическими препятствиями, находящимися в Южном океане, с сопротивлением давления на рельефе, совместно с изменчивостью атмосферного возмущения над АЦТ, приводит к изменчивости меридиональных массовых потоков в окрестности донных хребтов, генерируя в Южном океане аномалии давления или плотности.

3. Предложена параметризация эффекта самопритяжения приливов и приливных деформаций океана.

4. На основе численного эксперимента с 3-х мерной бароклинной моделью циркуляции океана выявлен механизм формирования температурных аномалий в тропической зоне Тихого океана.

5. Разработана малопараметрическая модель, способная воспроизводить события Эль-Ниньо. Модель представляет собой классический осциллятор с затуханием, находящийся под воздействием вынуждающих внешних сил.

6. На основе моделирования с тремя численными моделями, представленными в работе, установлено, что изменчивость динамики вод Южного океана, обусловленная ветровыми процессами над АЦТ, может оказывать существенное влияние на развитие событий Эль-

Ниньо и что при изучении ENSO-явлений необходимо принимать во внимание процессы, происходящие в Южном океане.

Практическая значимость. Разработанная глобальная баротропная модель может активно использоваться при анализе изменчивости океанской циркуляции на сверхкоротких временных масштабах, а предложенная параметризация эффекта самопритяжения приливов и приливных деформаций океана будет полезна при моделировании палеоклимата Земли.

Выявлен новый механизм, описывающий влияние изменчивости атмосферных условий над Южным океаном на усиление фазы развития событий Эль-Ниньо. Показано, что изменчивость меридиональных потоков массы в Южном океане, обусловленная изменчивостью атмосферного возмущения над АЦТ, может являться триггером для начала развития событий Эль-Ниньо. Результаты моделирования показывают, что взаимодействие между тропиками и высокими широтами может приводить или к Эль-Ниньо, или к обычной сезонной изменчивости, что существенно зависит от процессов, протекающих в Южном океане.

Воспроизведение рассмотренного механизма в численных моделях динамики океана может улучшить точность прогноза событий Эль-Ниньо.

Достоверность результатов определяется физической обоснованностью постановки задач, обоснованностью уравнений геофизической гидродинамики и эффективностью их применения в мировой практике. Поля физических характеристик, полученных в результате численного моделирования, сравниваются с данными наблюдений, где это возможно. Анализ этих сопоставлений показывает физическую состоятельность предложенных механизмов.

Апробация работы. Результаты работы докладывались на семинарах Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Московского Государственного Университета, на Ученом Совете Института океанологии РАН им. П.П. Ширшова, в Институте вычислительной математики РАН, в Российском государственном гидрометеорологическом университете, в Национальном Осанографическом Центре (Великобритания), на международных конференциях Европейского Геофизического Общества (EGU General Assembly 2004 (Nice, France); EGU General Assembly 2006 (Vienna, Austria)), Challenger Conference for Marine Science, 2006 Oban (UK).

Публикации и вклад автора. По теме диссертации опубликована 21 работа. Из них 16 – статьи в рецензируемых журналах (из них 15 – в журналах из списка ВАК), 5 – тезисы в трудах конференций.

Автором лично:

- сформулирована общая проблема, поставлены конкретные задачи исследования;
- построены модель океанской циркуляции, которую можно эффективно использовать при исследовании океанской изменчивости на сверхкоротких временных масштабах, и простая модель для воспроизведения событий Эль-Ниньо;
- предложен механизм, объясняющий возникновение быстро развивающихся (менее чем за 9 месяцев после начала появления ветровых аномалий в западной экваториальной части Тихого океана) событий Эль-Ниньо;

Формулировка результатов и выводов, выполнение численных расчетов, написание большинства публикаций принадлежат автору.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, трех глав, заключения и списка использованной литературы из 185 наименований. Она содержит 257 страниц, 46 рисунков и 7 таблиц.

ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Во Введении дано общее описание ENSO-явлений; описано влияние ENSO-событий на климат различных регионов; обсуждаются два основных механизма, объясняющих возможное появление аномалий температуры океанской поверхности в тихоокеанских тропиках: механизм осциллятора с задержкой и модель заряжающегося/разряжающегося осциллятора; формулируются цели и задачи исследования. Дается краткий обзор существующих моделей океанской циркуляции. Особое внимание уделяется специфике моделирования океанской циркуляции на коротких временных масштабах. Существующие модели океанской циркуляции занижают эффект океанской баротропной изменчивости вследствие того, что при решении уравнений для модельных бароклининой и баротропной составляющих используются различные шаги по времени τ_c и τ_b (таких что $\tau_c \gg \tau_b$). Поэтому для согласованности этих составляющих производится осреднение баротропного компонента по интервалу τ_c , что сразу уменьшает баротропную изменчивость (так, например, при моделировании приливов это ведет к занижению приливных амплитуд почти на 50%). Делается вывод, что при изучении процессов океанской изменчивости на сверхкоротких временных масштабах необходимы численные эксперименты с баротропной моделью или некие гибридные эксперименты с баротропной и трехмерной моделями. Приводится краткая характеристика содержания по главам.

Первая глава содержит описание глобальной баротропной модели океанской циркуляции, которая предназначена для использования на компьютерах с параллельными процессорами. С помощью этой модели можно воспроизводить океанскую циркуляцию на коротких временных масштабах: от нескольких месяцев до нескольких часов (при моделировании приливов). В частности, можно изучать влияние

топографии, береговой линии и ветра на баротропную изменчивость АЦТ. Приводятся результаты моделирования, полученные с помощью этой модели, и проводится их сравнение с данными наблюдений и с другими модельными расчетами.

Поскольку для верификации данной модели проводится сравнение результатов моделирования, в том числе и с данными наблюдения приливов, то для полноты освещения данной темы в § 1.1 дается краткая история развития теории приливов, а в § 1.2 приводятся определения основных терминов, используемых при описании приливных явлений.

В § 1.3 вводятся понятия приливного потенциала и высоты статического прилива, которые используются для описания приливообразующей силы. Показывается важность этих характеристик, являющихся неким отсчетным уровнем, по отношению к которому можно соотнести амплитуды и фазы гармонических составляющих реальных приливов, что является необходимым как при анализе данных наблюдений, так и при моделировании приливов с помощью моделей океанской циркуляции. Приводятся расчетные формулы для данных характеристик.

В § 1.4 приводится разложение высоты статического прилива на гармоники, соответствующие шести фундаментальным астрономическим частотам и частотам, равным сумме или разности этих частот. Описываются главные приливные составляющие.

Земная кора обладает как упругостью, так и вязкостью. Поэтому действие потенциала приливообразующих сил возбуждает в твердом теле Земли приливные деформации. В § 1.5 рассматривается каким образом эффект перераспределения массы Земли, вызванного деформацией земной коры, учитывается при вычислении высоты статического прилива, а в § 1.6 рассмотрен другой, не менее важный

эффект самопритяжения приливов и приливных деформаций (the ocean self-attraction and loading, далее как SAL-эффект), обусловленный перераспределением массы твердой Земли и океанских вод, вызванного деформацией земной коры.

В § 1.7 исследуется возможность использования простой параметризации эффекта самопритяжения приливов и приливных деформаций для всех типов внешних сил, т.е., обусловленных как приливами, так и атмосферным воздействием.

Расчет SAL-терминов требует расчета глобальных интегралов от поля придонного давления, в результате чего возникает необходимость решать интегро-дифференциальные уравнения. Решение такой задачи значительно сложнее по сравнению с решением самих уравнений океанской модели. Поэтому при расчете SAL-эффекта вместо применения оператора конволюции к уровенной океанской поверхности, использующего глобальную функцию Грина (которая зависит только от углового расстояния между центрами приложения нагрузки, вызванной приливными возвышениями уровня океана), часто применяют параметризацию этого эффекта. Обычно предполагается, что существует прямая пропорциональность между SAL-членом и уровенной океанской поверхности с коэффициентом β . Но такие параметризации недостаточны для аккуратного моделирования приливов в прибрежных зонах Мирового океана, и лучше всего использовать итерационный метод.

В § 1.8 приводятся исходные уравнения океанской модели. Записываются уравнения динамики жидкости, обсуждается задание граничных условий, вводятся различные упрощающие предположения. Исходными уравнениями модели океанской циркуляции являются уравнения баланса импульса, тепла, количества соли, записанные в левой сферической системе координат. Используются общепринятые

приближения Буссинеска, несжимаемости и гидростатического равновесия.

В § 1.9 описывается глобальная баротропная океанская модель (Stepanov, Hughes, 2004), предназначенная для использования на компьютерах с параллельными процессорами. Кратко рассматривается численный метод решения уравнений модели.

Уравнения баротропной модели выводятся из исходных уравнений движения путем их интегрирования от ζ до дна H :

$$\begin{aligned} \partial_t u_o - f v_o = & -m \alpha^l g \eta_\lambda - \alpha^l [m \partial_\lambda (u_o^2) + \partial_\varphi (u_o v_o)] + \\ & + A_M \Delta u_o + \tau_\lambda / (H \rho_o) - \varepsilon_o H^{-1} |V| u_o, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \partial_t v_o + f u_o = & -\alpha^l g \eta_\varphi - \alpha^l [m \partial_\lambda (u_o v_o) + \partial_\varphi (v_o^2)] + \\ & + A_M \Delta v_o + \tau_\varphi / (H \rho_o) - \varepsilon_o H^{-1} |V| v_o, \end{aligned} \quad (2)$$

и используется кинематическое условие на поверхности океана, проинтегрированное по глубине:

$$\zeta_t + \alpha^l [m \partial_\lambda (H u_o) + m \partial_\varphi (H v_o)] = 0. \quad (3)$$

Здесь $\zeta(\lambda, \varphi, t)$, $u_o(\lambda, \varphi, t)$, $v_o(\lambda, \varphi, t)$ – соответственно уровенная поверхность океана и баротропные горизонтальные составляющие скорости течения по осям λ (долгота) и φ (широта), т.е. средние по вертикали скорости течения; $|V| = (u_o^2 + v_o^2)^{1/2}$; $m = \sec \varphi$, $\eta = p_\sigma / (\rho_o g) + \zeta + \zeta_o + \zeta_{SM}$, где ζ_o и ζ_{SM} описывают эффекты соответственно приливов (через высоту статического прилива) и самопритяжения приливов и приливных деформаций; A_M – коэффициент мелкомасштабного турбулентного обмена импульсом по горизонтали; $\vec{\tau} = (\tau_\lambda, \tau_\varphi)$ – вектор напряжения трения ветра; $\varepsilon_o = \chi \varepsilon$, $\chi = 1 + (A_M / k_M |H|) |\nabla H|^2$ – коэффициент, возникающий при интегрировании по глубине члена уравнения, параметризующего горизонтальный турбулентный обмен. Таким образом, величина донного трения модулируется градиентом топографии дна через безразмерный коэффициент χ (чем больше

градиент, тем больше эффект трения; отметим, что до этого такая параметризация донного трения никогда не применялась в моделях циркуляции). Этот коэффициент можно выразить через толщину донного погранслоя $\delta_B := (2k_M/f)^{1/2}$ как $\chi = 1 + 2A_M/(f\delta_B^2) |\nabla H|^2$. Следовательно, порядок χ для типичных значений $\delta_B \sim 50\text{--}100$ м, $f \sim 10^{-4}$ с⁻¹, $|\nabla H| \sim 10^{-3}\text{--}10^{-2}$ лежит в широком диапазоне от 1.01 до 9, что может помочь в выборе наименьшей величины параметра донного трения ε .

Модель рассчитывает гидродинамические характеристики для всего земного шара на двух модельных расчетных сетках. Основная сетка (назовем ее Модель 1) охватывает часть Мирового океана, исключая Северную Атлантику и Арктику, и является простой долготой и широтой. Вторая сетка (Модель 2) – это долготно-широтная сетка, повернутая таким образом, что «полюса» находятся на экваторе Тихого и Индийского океанов. Это позволяет избежать проблемы схождения меридианов на северном полюсе и моделировать там гидродинамические процессы. Обмен данными между моделями 1 и 2 осуществляется через границу на экваторе Атлантики и через Берингов пролив. Обмен через Берингов пролив происходит посредством простой модели канала.

В § 1.10 исследуется возможность использования простой параметризации эффекта самопритяжения приливов и приливных деформаций для всех типов внешних сил, т.е. сил, обусловленных как приливами, так и атмосферным воздействием.

Показывается, что при моделировании приливов полученная простая параметризация, в которой движение геоида относительно морского дна пропорционально придонному давлению с коэффициентом β , зависящим от глубины, может быть весьма эффективной, давая ошибку для придонного давления, осредненную по

всему океану, менее 5 см. Тем не менее, этой параметризации недостаточно для аккуратного моделирования приливов в прибрежных зонах Мирового океана, и лучше использовать итерационный метод или пользоваться представлением SAL-эффекта в виде предлагаемой в работе формулы. Для этого, используя функцию Грина, рассчитывается SAL-эффект для каждой приливной i -ой составляющей (например, можно выбрать 4 основных суточных и полусуточных составляющих: K1, O1, P1, Q1 и K2, M2, N2, S2) в виде:

$$C_i(\lambda, \varphi) = \int A_i(\lambda', \varphi') \cos \theta_i G(\lambda, \varphi, \lambda', \varphi') d\lambda' d\varphi', \quad (4)$$

$$S_i(\lambda, \varphi) = \int A_i(\lambda', \varphi') \sin \theta_i G(\lambda, \varphi, \lambda', \varphi') d\lambda' d\varphi', \quad (5)$$

где A_i и θ_i – соответственно, амплитуда и фаза приливной i -ой составляющей, G – функция Грина. Следовательно, вклад каждой составляющей в SAL-член ζ_i рассчитывается как

$$\zeta_i = C_i(\lambda, \varphi) \sin(\omega_i(t) \cdot t) + S_i(\lambda, \varphi) \cos(\omega_i(t) \cdot t), \quad (6)$$

где $\omega_i(t)$ – частота i -ой гармоники. После этого SAL-член рассчитывается как сумма всех ζ_i .

При учете только атмосферного воздействия подобные параметризации гораздо менее эффективны из-за региональных различий характерных пространственных масштабов движений океанских масс. Тем не менее, простая параметризация $\beta=0.10$ позволяет уменьшить ошибку, обусловленную существованием SAL-эффекта, на 30%.

В § 1.11 проводится сравнительный анализ результатов моделирования, полученных с помощью баротропной модели, с расчетами по полной трехмерной модели, имеющей более высокое пространственное разрешение, а также с различными данными наблюдений.

Сравнение модельных результатов с альтиметрическими данными показывает, что модель успешно воспроизводит крупномасштабную высокочастотную изменчивость уровня океана (за исключением тропических регионов, где основная изменчивость обусловлена бароклинными процессами). Это подтверждает важность ветрового воздействия на баротропную изменчивость океанской циркуляции на временных масштабах от нескольких дней до нескольких недель. Модельные результаты также сравнивались с показаниями датчиков придонного давления, установленных в Южном океане вблизи архипелага Тристан-да-Кунья. Выполненное сравнение показывает, что эти сигналы существенно коррелированы между собой (особенно на периодах 2-60 суток).

Полученные с помощью 1-градусной баротропной модели расходы АЦТ были сопоставлены с аналогичными расходами, рассчитанными по 8-летним модельным данным, полученным с помощью трехмерной океанской модели с 1/4-градусным разрешением по горизонтали. В обеих моделях в качестве внешних сил (скорость ветра и приводное атмосферное давление) использовались данные из ECMWF (the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Несмотря на низкое разрешение баротропной модели (и, следовательно, различное представление топографии в моделях), рассчитанные модельные расходы через пролив Дрейка высоко коррелируют между собой (с коэффициентом корреляции 0.7) и статистически значимы с вероятностью 99%, что подтверждает вывод о том, что флюктуации меридионального переноса в АЦТ обусловлены, в основном, баротропными процессами.

На основе этого сравнительного анализа делается вывод, что данная модель хорошо воспроизводит короткопериодную изменчивость океана и может достаточно эффективно применяться при изучении

процессов переноса в Южном океане, имеющих характерный временной масштаб несколько месяцев.

В § 1.12 проводится сравнение того, как наблюдаемая изменчивость коэффициента J_2 может быть объяснена изменчивостью океанской динамики на коротких временных масштабах, рассчитанной с помощью предлагаемой глобальной баротропной океанской модели. Коэффициент J_2 характеризует величину момента инерции Земли, который является важной характеристикой, определяющей динамику нашей планеты. Показывается, что модель хорошо воспроизводит данные наблюдений, хотя изменения величины J_2 в 1997/1998 не удается воспроизвести моделью. Возможно, большая изменчивость величины J_2 в 1997/1998 была обусловлена мощным явлением Эль-Ниньо, которое, естественно, не воспроизводится баротропной моделью.

Вторая глава представляет модельные результаты, полученные с помощью глобальной баротропной и трехмерной океанских моделей. С помощью глобальной баротропной модели рассмотрено влияние топографии, береговой линии и ветра на баротропную изменчивость АЦТ. Изучается массообмен, обусловленный балансом между напряжением силы ветра и перепадами давления на океанском дне (будем называть далее перепады давления на океанском дне сопротивлением давления на рельефе) в проливе Дрейка, между Южным, Атлантическим и Тихим океанами как на коротких, так и на длинных периодах. Исследуется роль океана в процессах взаимодействия системы океан – атмосфера на примере ENSO событий.

Показано, что баланс напряжения ветра над топографическими препятствиями, находящимися в Южном океане (пролив Дрейка, плато Кергелен и тихоокеанско-антарктический хребет), с сопротивлением давления на рельефе, совместно с изменчивостью атмосферного

возмущения над АЦТ, может приводить к некоторой изменчивости меридиональных потоков масс в окрестности донных хребтов, генерируя в океане аномалии давления или плотности (этот эффект может быть особенно значительным вблизи океанских фронтов Южного океана, опоясывающих Антарктиду).

С помощью трехмерного океанского моделирования и корреляционного анализа модельных данных исследуется, каким образом процессы изменчивости меридиональных потоков массы (с временным масштабом около 1-3 месяцев) в тихоокеанском секторе Южного океана могут влиять на тихоокеанские тропики (явления Эль-Ниньо и Ла-Нинья).

В § 2.1 с помощью глобальной баротропной океанской модели при идеализированных и реальных атмосферных воздействиях изучается влияние топографии, береговой линии и ветра на баротропную изменчивость АЦТ. Изучается массообмен, обусловленный балансом между напряжением силы ветра и перепадами давления на океанском дне в проливе Дрейка, массообмен между Южным, Атлантическим и Тихим океанами как на коротких (~ 5 дней), так и на длинных (30-100 дней) периодах. Показано, что на периодах короче, чем 30 сут, массообмен в основном происходит между Тихим океаном, Атлантикой и Индийским океаном (возможно, из-за меньшего по сравнению с Пацификой и Атлантикой размера Индийского океана его роль в этом процессе не так важна). Наиболее сильный массообмен между этими тремя бассейнами наблюдается на периодах 4-6 сут. На длинных периодах массообмен главным образом происходит между Тихим и Южным океанами.

В § 2.2 исследуется изменчивость меридиональных потоков воды в Южном океане, обусловленная изменением силы ветра над АЦТ, совместно с эффектом топографии и береговой линии. Изменчивость

этих потоков отрицательно коррелированы с силой ветра над АЦТ. Возможная связь между короткопериодной изменчивостью меридиональных потоков воды в тихоокеанском секторе Южного океана и Эль-Ниньо демонстрируется с помощью трехмерного океанского моделирования и корреляционного анализа модельных данных. Показано, что изменчивость меридиональных потоков воды, обусловленная атмосферным возмущением над АЦТ, может приводить к возникновению короткопериодных аномалий поля плотности воды в Южном океане к северу от широты 47° ю.ш., которые затем могут быть перенесены в низкие широты посредством волнового механизма, описанного в работах В.О. Ивченко с соавторами (Ivchenko et al., 2004), и оказывать существенное влияние на тропики.

Эти аномалии в тропиках изменяют стратификацию вод. Трехмерное моделирование показывает, что для случая слабого ветра над АЦТ, что соответствует положительным (направленным к экватору) флюктуациям меридиональных потоков в Южном океане, происходит подъем термоклина на западе экваториальной Пацифики, который ведет к усилению теплого ENSO явления (Эль-Ниньо). И наоборот - отрицательная величина флюктуации меридиональных потоков в Южном океане (случай сильного ветра над АЦТ) вызывает заглубление термоклина на западе экваториальной Пацифики и, следовательно, способствует развитию более интенсивного холодного ENSO явления (Ла-Нинья).

В § 2.3 анализируются обнаруженные модельные связи между процессами массообмена в Южном океане и процессами в тропиках. Делается вывод, что ветровые процессы над АЦТ могут оказывать существенное влияние на ENSO события. Как известно, начальная фаза развития Эль-Ниньо обычно начинается в июне-июле. Максимальная фаза развития события наблюдается в зимние календарные месяцы

(NINO4-индексы, осредненные за июнь-июль и декабрь-февраль, коррелируют между собой с коэффициентом 0.8). На рис. 1 представлена взаимная корреляционная функция между изменчивостью массы воды в Пацифике $M_p(t)|_{\varphi=40S}$, обусловленной флюктуациями потока масс на широте 40° ю.ш., и NINO4-индексом, где сдвиг между

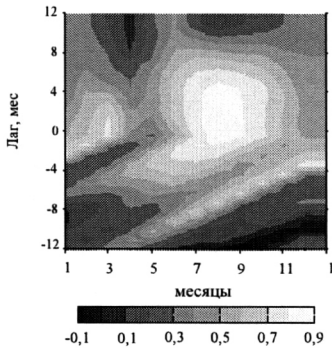


Рис. 1 Взаимная корреляционная функция между $M_p(t)$ и NINO4-индексом (3-месячное скользящее осреднение было применено для всех исходных данных с 1985 по 2004 гг.), где лаг между временными сериями относительно друг друга зависит от календарного месяца. Положительный (отрицательный) лаг описывает случай, когда $M_p(t)$ опережает (отстает от) NINO4-индекса. Величины коэффициентов корреляций выше чем 0.46 статистически значимы с вероятностью 95%

временными сериями относительно друг друга (лаг) зависит от календарного месяца. Из рисунка видно, что в начале года теплые (холодные) события в тихоокеанских тропиках коррелируют с направленной к экватору (полюсу) флюктуацией меридионального потока массы в тихоокеанском секторе Южного океана, с опережением примерно на 3 мес. Однако, в марте и, особенно, в зимне-весенний период южного полушария (с июня по сентябрь), когда изменчивость южноокеанской атмосферы особенно велика, коэффициент корреляции значительно возрастает, и изменчивость меридионального потока массы

в тихоокеанском секторе Южного океана начинает опережать наступление Эль-Ниньо примерно на 4-6 мес.

С июня по октябрь заметна (рис. 1) некоторая остаточная корреляция между меридиональными массовыми флюктуациями в Южном океане и событиями Эль-Ниньо с мая по декабрь предыдущего года, что обуславливается длительной продолжительностью Эль-Ниньо (около 2-3 лет).

Описанные выше корреляции можно объяснить результатом взаимодействия тропиков и Южного океана, осуществляемого посредством циркуляционной ячейки Гадлея. Потепление (охлаждение) верхнего слоя океана в тропиках (которое, например, может быть связано с сезонным циклом) ведет к увеличению (уменьшению) нагрева тропосферы в зоне подъема атмосферных масс в тропиках Тихого океана. Это означает, что больше теплого (холодного) восходящего воздуха из тропической зоны переносится циркуляционной ячейкой Гадлея в нисходящую зону субтропиков, что замедляет (ускоряет) движение воздуха в нисходящей ветви ячейки Гадлея и приводит затем к ослаблению (усилению) ветра над Южным океаном (случай низкого (высокого) значения SAM-индекса (SAM-индекс характеризует силу ветра над АЦТ и определяется как нормализованная и осредненная по долготе разность приводных давлений между 40° и 70° ю.ш.)). Как было показано ранее, слабый (сильный) ветер над Южным океаном связан с флюктуацией меридионального потока водных масс Южного океана в окрестности параллели 47° ю.ш., направленного к экватору (полюсу), что, в конечном счете, может привести к изменению наклона термоклина в тихоокеанских тропиках (раздел 2.2.2) и усилить Эль-Ниньо.

Взаимодействие между тропиками и Южным океаном находится в зависимости от стохастических процессов, которые всегда случаются

при взаимодействии атмосферы и океана. Существенное влияние на развитие этих стохастических процессов может оказывать изменчивость меридиональных потоков массы в Южном океане, обусловленная изменчивостью атмосферного возмущения над АЦТ (рис. 1). Приведет ли взаимодействие между тропиками и высокими широтами к ENSO событиям или к обычной сезонной изменчивости - может зависеть от процессов, протекающих в Южном океане.

Лаг в 4-6 мес. между изменением $M_p(t)$ в зимне-весенний период южного полушария и зимним NINO4-индексом, четко различимый на рис. 1, определяется временем, необходимым для того, чтобы возникшие в Южном океане аномалии плотности за счет волнового механизма переместились в низкие широты. Величина этого лага согласуется с временной оценкой, полученной в разделе 2.2.2.

В третьей главе описываются результаты по воспроизведению событий Эль-Ниньо, полученные с помощью простой модели (Степанов, 2009), представляющей собой классический осциллятор с затуханием, находящийся под воздействием внешней силы. Температура поверхности океана в восточной части Тихого океана и средняя глубина термоклина в экваториальной Пацифике выступают в ролях момента импульса и положения соответственно. Внешняя сила в модели определяется двумя факторами: короткопериодной изменчивостью меридиональных потоков водных масс в тихоокеанском секторе Южного океана, обусловленной совместным эффектом атмосферной изменчивости над АЦТ, топографии и береговой линии, и изменчивостью западных ветров в тропиках. При таких условиях в модели возникают осцилляции, сходные с событиями Эль-Ниньо, которые, согласно модели, являются следствием распространения сигналов, возникающих как в Южном океане (из-за флюктуаций меридиональных транспортных потоков), так и из-за изменчивости

западных ветров в тропиках. Возникшие сигналы распространяются через всю экваториальную Пацифику посредством быстрого волнового механизма. Показано, что внешние силы являются основным фактором в установлении полученной картины изменчивости модельных характеристик.

В § 3.1 описаны все модельные связи между процессами массообмена в Южном океане и процессами в тропиках, полученные во второй главе, и обсуждается, как они согласуются с результатами работ других авторов.

Из графика, представленного на рис. 2, средняя величина диапазона изменчивости массы воды в Пацифике $M_P(t)|_{\varphi=40S}$ с июля по сентябрь, обусловленной флюктуациями потока масс на широте 40° ю.ш., оценивается более чем в 2000 Гт. Это позволяет оценить типичный сигнал, достигающий тихоокеанских тропиков: такое изменение массы соответствует смещению положения границы термоклина над тропической областью 5 градусов на 50 градусов более чем на 50 см, что сравнимо с эффектом сгонно-нагонных течений в тропической Пацифике.

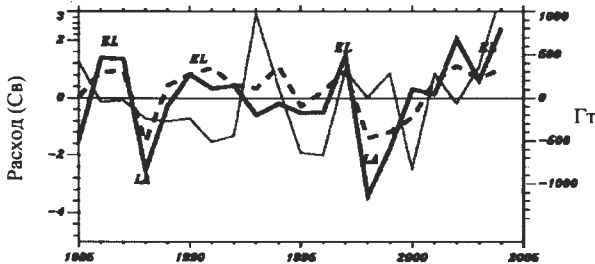


Рис. 2 Изменчивость расхода через пролив Дрейка в Св, $1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$, (тонкая сплошная линия) и изменчивость $M_P(t)|_{\varphi=40S}$ (жирная сплошная линия), осредненная за период с июля по сентябрь, которая обусловлена меридиональными флюктуациями потоков массы через параллель 40° ю.ш. в тихоокеанском секторе Южного океана в Гт (гигатоннах). Годовой цикл из всех исходных временных серий, содержащих 7300 среднесуточных величин, был устранен. Символы EL и LA обозначают теплые (Эль-Ниньо) и холодные (Ла-Нинья) явления соответственно. Штриховая линия соответствует зимнему NINO4-индексу.

Из рис. 2 ясно видно, что теплые события Эль-Ниньо в 1986-87, 1991-92, 1997-98, 2002-04 гг. и холодные Ла-Нинья в 1988-1989 и 1998-2000 гг. устанавливаются после того, как наблюдаются пики и минимумы флюктуаций меридиональных потоков в Южном океане в предшествующие летние календарные месяцы. Коэффициент корреляции между кривой $M_P(t)|_{\varphi=10S}$ (еплошная жирная линия на рис. 2) и зимним NINO4-индексом (пунктир на рис. 2) равен 0.84.

В § 3.2 описывается простая модель событий Эль-Ниньо, состоящая из трех уравнений с тремя неизвестными: температуры поверхности океана в тропической части Тихого океана T_E , средней глубины термоклина в экваториальной Пацифике h и аномалии толщины придонного слоя в западной части экваториальной Пацифики z (слоя воды, ограниченного дном и нижней границей термоклина). Модель представляет собой модифицированную версию модели классического осциллятора с затуханием (Burgers, Jin, van Oldenborgh, 2005), находящегося под воздействием внешней силы F_{ex} , которая в модели прямо пропорциональна среднемесячной изменчивости океанской массы в Тихом океане, обусловленной флюктуациями потоков масс на широте 40° ю.ш., $M_P(t)|_{\varphi=40S}$.

К исходной модели «заряжающегося осциллятора» (Burgers, Jin, van Oldenborgh, 2005), состоящей из двух уравнений для T_E и h , было добавлено третье, описывающее изменчивость аномалии толщины придонного слоя в западной части экваториальной Пацифики z , для того чтобы учесть изменчивость средней толщины термоклина h за счет флюктуаций меридиональных массовых потоков в Южном океане. В таком случае уравнения исходной модели можно переписать в следующем виде:

$$\partial_t T_E = -2\gamma T_E + \omega_v h, \quad (7)$$

$$\partial_t h = -\omega_o T_E - 2\gamma_B h + \omega_B z, \quad (8)$$

$$\partial_t z = -2\gamma_B z + F_{ex}, \quad (9)$$

где $\omega_o^2 = \omega^2 + \gamma^2$; $\omega_B^2 = \Omega^2 + \gamma_B^2$; ω и Ω частоты колебаний с периодами T и T_B ($T = 2\pi\omega^{-1}$ и $T_B = 2\pi\Omega^{-1}$, через T_B обозначено время, которое требуется, чтобы возникшие в Южном океане плотностные аномалии достигли низких широт), а γ^{-1} и γ_B^{-1} - времена затухания для процессов, происходящих соответственно в тропиках и умеренных широтах Южного полушария; $F_{ex} = C_o M_P(t)|_{\varphi=40S}$ - внешняя сила (C_o - масштабирующий коэффициент). Жирным шрифтом в (7) - (8) обозначены члены уравнений, используемые в первоначальной версии модели (Burgers, Jin, van Oldenborgh, 2005). Члены с индексом «В» параметризуют процессы, происходящие в Южном океане и влияющие на тропики за счет распространения быстрых баротропных волн из Южного океана в низкие широты. Эти члены аналогичны членам системы уравнений, используемых в первоначальной версии модели, которые описывали процессы взаимодействия в тропиках.

Представляются результаты моделирования событий Эль-Ниньо для случая, когда внешняя сила в модели определяется только короткопериодной изменчивостью меридиональных потоков водных масс в тихоокеанском секторе Южного океана, обусловленной совместным эффектом атмосферной изменчивости над АЦТ, топографии и береговой линии. Возникшие сигналы распространяются через всю экваториальную Пацифику посредством быстрого волнового механизма.

В § 3.3 моделируются события Эль-Ниньо для случая, когда внешняя сила в модели определяется двумя факторами: короткопериодной изменчивостью меридиональных потоков водных масс в тихоокеанском секторе Южного океана (как и в § 3.2) и

изменчивостью западных ветров в тропиках (через SOI-индекс). При таких условиях в модели возникают осцилляции, сходные с событиями Эль-Ниньо, которые, согласно модели, являются следствием распространения сигналов, возникающих как в Южном океане (из-за флюктуаций меридиональных транспортных потоков), так и из-за изменчивости западных ветров в тропиках. В этом случае события Эль-Ниньо и Ла-Нинья воспроизводятся данной простой моделью лучше. Так, если в Южном полушарии в течение какого-то года сила ветра и его изменчивость были слабыми, то это минимизирует эффект атмосферной изменчивости над АЦТ, влияющей на динамику Южного океана, и динамика Южного океана не оказывает существенного влияния на тропики. Но если в то же самое время в тропиках в течение долгого промежутка времени устанавливается слабый ветер в западной части Пацифики, то это, естественно, приводит к наступлению Эль-Ниньо, и этот эффект уже параметрически учитывается в модели через новое определение внешней силы.

В § 3.4 описывается упрощенная версия модели событий Эль-Ниньо (по сравнению с той, что была представлена в § 3.2), представляющая собой классический осциллятор с затуханием, находящийся под воздействием внешней силы. Температура поверхности океана (ТПО) в тропической части Тихого океана T_E и средняя глубина термоклина в экваториальной Пацифике h выступают в ролях момента импульса и положения соответственно:

$$\partial_t T_E = -2\gamma T_E + \omega_o h, \quad (10)$$

$$\partial_t h = -\omega_o T_E + \langle F_{ex} \rangle + F_T, \quad (11)$$

где член $\langle F_{ex} \rangle$, параметризующий процессы, происходящие в Южном океане и влияющие на тропики за счет распространения быстрых волн из Южного океана в низкие широты, задается как

$$\langle F_{ex}(t, \Delta\tau) \rangle = C_o / \Delta\tau \int_{t-\Delta\tau}^t M_P(t)|_{\varphi=40S} dt. \quad (12)$$

Здесь $\Delta\tau$ - время задержки, которое требуется, чтобы сигнал, возникший в Южном океане, за счет волновых процессов достиг экваториальной Пацифики.

Внешняя сила в тропиках F_T , параметризующая эффект изменчивости западных тропических ветров, определяется как

$$F_T(t, \Delta\tau_T) = -C_T / \Delta\tau_T \int_{t-\Delta\tau_T}^t SOI(t) dt, \quad (13)$$

где C_T - масштабирующий коэффициент, SOI – нормированный SOI-индекс, т.е. $|SOI| \leq 1$. SOI-индекс включает в себя длиннопериодный и шумовой компоненты сигнала Эль-Ниньо. Для минимизации эффекта шумового компонента в модели SOI-индекс осредняется за предшествующий период $\Delta\tau_T$. Период $\Delta\tau_T$ выбирается большим, чем время задержки, которое требуется для того чтобы сигнал, возникший из-за изменчивости ветра в тропиках, за счет волновых процессов распространился по всей экваториальной Пацифике (> 2 мес.).

Таким образом, внешние силы параметрически учитывают эффекты изменчивости в Южном океане (через $M_P(t)|_{\varphi=40S}$) и в тропиках (через SOI-индекс), осредненные за предыдущие, соответственно $\Delta\tau$ и $\Delta\tau_T$, месяцы.

Система уравнений (10)-(13) была решена численно, начиная с 1951 г., с начальными условиями: $T_E|_{t=1951+\Delta\tau} = 0$, $h|_{t=1951+\Delta\tau} = 0$. Временной сдвиг $\Delta\tau$ в начальных условиях обусловлен имеющимся лагом между внешними силами F_{ex} , F_T и наступлением ENSO событий.

Графики нормированных величин F_T (сдвинут на 4 месяца вперед) и NINO4-индекса для периода с 1951 по 2005 г.г. показаны на рис. 3 (а). Поведения этих кривых очень похожи между собой (коэффициент корреляции 0.70), хотя сама кривая SOI содержит больше высокочастотных осцилляций, чем NINO4, что естественно для изменчивости атмосферного давления по сравнению с изменчивостью ТПО. Верхняя и средняя сплошные линии на рис. За соответствуют нормированным модельным характеристикам ТПО T_E и толщины термоклина h , полученными в данном эксперименте

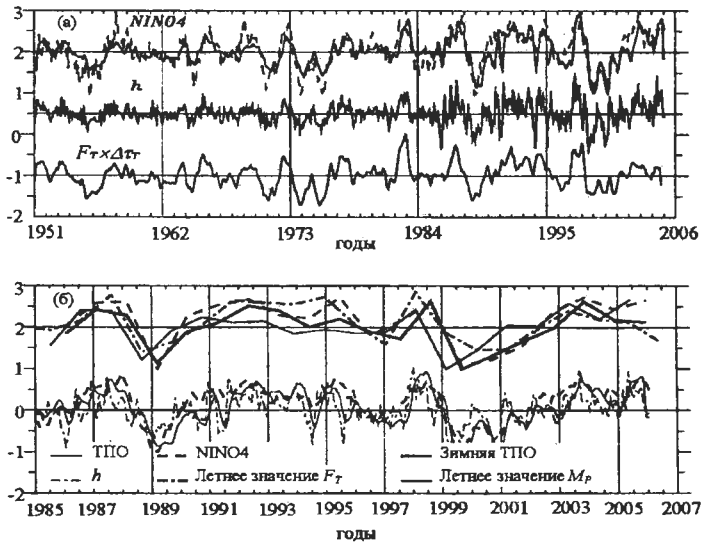


Рис. 3 а – Сила $F_T \times \Delta T_T$ с 4-х месячным лагом (нижняя линия); аномалия толщины термоклина h (средняя кривая); аномалия ТПО T_E (верхняя жирная линия) и NINO4-индекс (верхняя штриховая линия) за период с 1951 по 2005 гг. (величины NINO4-индекс и T_E нормированы на $1,6^\circ\text{C}$); б- верхние кривые: зимние T_E (жирная линия) и NINO4-индекс (штриховая линия); предшествующие летние $M_P(t)$ (тонкая сплошная линия) и $F_T \times \Delta T_T$ (штрих-пунктирная линия); нижние кривые: h (штрих-пунктирная линия), T_E (тонкая сплошная линия) и NINO4-индекс (штриховая линия) за период с 1985 по 2005 гг.

для периода с 1951 по 2005гг. Наблюдается заметное увеличение изменчивости характеристик T_E и h после 1985г., когда в модели возникла сила F_{ex} . Более детально кривые для T_E и h показаны на рис. 3б, из которого видно, что колебания h опережают колебания T_E примерно на 2 месяца. Коэффициент корреляции кривых F_T и F_{ex} с модельной T_E (когда колебания F_T и F_{ex} опережают изменчивость T_E на 4 месяца) за период с 1985 по 2005 гг. равен 0.65, в то время как коэффициент корреляции между модельной T_E и NINO4-индексом за этот период равен 0.82 (0.78 для периода с 1951 по 2005 гг.). Рассчитанный процент изменчивости NINO4-индекса, описываемой T_E , около 60%. Коэффициент корреляции между зимними T_E и NINO4-индексом за период с 1985 по 2005 гг. равен 0.92, а рассчитанный процент изменчивости, описываемой зимней T_E , около 84%. Таким образом, наша модель способна предсказать явления Эль-Ниньо за 4 месяца, используя модельные данные $M_T(t)$ и данные SOI-индекса.

В Заключении диссертации сформулированы основные результаты, полученные в работе:

1. Построена глобальная баротропная океанская модель, предназначенная для использования на компьютерах с параллельными процессорами, с помощью которой можно эффективно исследовать процессы глобального океанского массообмена на временных масштабах от нескольких часов до нескольких месяцев (что позволяет воспроизводить приливы и моделировать высокочастотную океанскую изменчивость). С помощью этой глобальной океанской модели было продемонстрировано влияние топографии, береговой линии и ветра на баротропную изменчивость АЦТ. Было показано, что существует

массообмен между Южным океаном, Атлантическим и Тихоокеанским регионами как на коротких (~ 5 дней), так и на длинных (30-100 дней) периодах. Такой массообмен сопровождается перестроечными процессами в океане, которые длятся около месяца.

Выявлено, что:

- на периодах короче, чем 30 сут, массообмен в основном происходит между Тихим океаном, Атлантикой и Индийским океаном (возможно, из-за меньшего размера Индийского океана по сравнению с Пацификой и Атлантикой его роль в этом процессе не так важна). Наиболее сильный массообмен между этими тремя бассейнами наблюдается на периодах 4-6 сут.

- наличие 4-6-суточной моды является главной причиной нарушения закона обратного барометра. Эта мода является доминирующим сигналом в межконтинентальном массообмене из-за того, что на этом периоде атмосферное воздействие имеет необычайно большой пространственный масштаб.

2. Основной суммарный массообмен на длинных периодах происходит между Южным и Тихим океанами, что обусловлено балансом между напряжением силы ветра и перепадами давления на океанском дне в проливе Дрейка (сопротивлением давления на рельефе). Показано, что существуют три основные области в Южном океане (область в окрестности пролива Дрейка, плато Кергелен и тихоокеанско-антарктический хребет, которые отвечают примерно за 65% суммарного сопротивления давления на рельефе в АЦТ. Причем регион пролива Дрейка является наиболее значительным из упомянутых выше трех регионов с точки зрения баланса сил, ответственного примерно за 30% суммарного сопротивления давления на рельефе. Направленное на восток напряжение ветра приводит к уменьшению придонного давления около берегов

Антарктиды. В то же время для баланса напряжения ветра над каким-то топографическим препятствием требуется, чтобы придонное давление на западной стороне препятствия было больше, чем на восточной. Это, совместно с изменчивостью атмосферного возмущения над АЦТ, может приводить к некоторой изменчивости меридиональных массовых потоков в окрестности донных хребтов, генерируя в океане аномалии давления или плотности (этот эффект может быть особенно значительным вблизи океанских фронтов Южного океана, опоясывающих Антарктиду).

3. Установлен характер изменчивости меридиональных потоков водных масс в Южном океане в зависимости от изменчивости ветра и атмосферного давления над АЦТ. Результаты глобального баротропного моделирования показали, что изменение атмосферного возмущения над АЦТ (в качестве меры которого можно использовать SAM-индекс) совместно с эффектом топографии дна океана приводят к появлению зоны дивергенции/конвергенции в районе широт $47-48^{\circ}$ ю.ш., вблизи которой наблюдается существенная изменчивость меридиональных потоков водных масс из Южного океана. При этом флюктуации меридиональных потоков к северу от этой зоны отрицательно коррелированы с силой ветра над АЦТ. Такая изменчивость в меридиональных потоках может привести к появлению короткопериодных (с периодами порядка несколько месяцев) аномалий в южноокеанском поле давления/плотности к северу от 47° ю.ш., которые затем могут переместиться в экваториальные широты за счет волнового механизма, описанного в работах (Ivchenko et al., 2004, 2006). Это означает, что динамика Южного океана может влиять на поле температуры в тихоокеанских тропиках.

4. Возможный механизм воздействия изменчивости атмосферных условий над Южным океаном на усиление фазы развития явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья продемонстрирован в данной работе с помощью численного океанского моделирования, спектрального и корреляционного анализа модельных данных.
5. Представлена модифицированная версия простой модели (Burgers, Jin, van Oldenborgh, 2005) для воспроизведения событий Эль-Ниньо, представляющей собой классический осциллятор с затуханием, в которой температура поверхности океана в тропической части Тихого океана и средняя глубина термоклина в экваториальной Пацифике выступают в ролях момента импульса и положения соответственно. Основное отличие между предложенной моделью и моделью (Burgers, Jin, van Oldenborgh, 2005) заключается в наличии вынуждающих внешних сил и задании меньших величин для модельных временных параметров: периода и времени затухания (величины которых - порядка времени, необходимого для распространения волн Кельвина через экваториальную Пацифику).
6. Показано, что эффект волновых процессов приводит к возникновению межгодовой изменчивости ТПО в тропиках, которая в модели полностью определяется эффектом внешних сил, приводимых в действие изменчивостью океанской динамики в Южном океане и атмосферных условий над тропиками. Внешние силы в модели параметризуются через короткопериодную изменчивость водных масс в тихоокеанском секторе Южного океана, обусловленную флюктуациями меридионального транспорта через широту 40° ю.ш., и SOI-индексом (взятым с обратным знаком). Первая сила обусловлена совместным эффектом атмосферной изменчивости над АЦТ, южноокеанской топографии и береговой линии; вторая – определяется изменчивостью западных ветров в

тропиках (в данной работе выдвигается гипотеза, что обе силы являются результатом взаимодействия тропиков с высокими широтами, осуществляемого посредством циркуляционной ячейки Гадлея). При таких условиях в модели возникают колебания с периодами, соответствующими кратности появления событий Эль-Ниньо. Для того чтобы вклад изменчивости SOI-индекса в модельную изменчивость ТПО был сравним с вкладом Южного океана, пришлось в экспериментах выбирать большую величину масштабировющего коэффициента для тропиков, чем для Южного океана. Это демонстрирует тот факт, что изменчивость динамики Южного океана вносит больший вклад в изменчивость ТПО в тропиках, хотя сама эта изменчивость может являться следствием изменчивости тропической атмосферы в начале года (в январе-феврале). Однако изменчивость ветров в тропиках становится очень важным фактором, когда в течение долгого времени (порядка года) в тропиках устанавливаются слабые ветра. Это неминуемо приводит к наступлению Эль-Ниньо, в то время как слабый ветер над Южным океаном (с его низкой временной изменчивостью) ведет к минимальной изменчивости динамики Южного океана, не способной оказывать существенного влияния на тропики.

7. Показано, что представленная малопараметрическая модель способна воспроизводить события Эль-Ниньо, используя модельные данные о короткопериодной изменчивости водных масс в тихоокеанском секторе, обусловленной флюктуациями меридионального транспорта через открытую границу (40° ю.ш.), и данные SOI-индекса, осредненные за предыдущие 4 месяца. Величина полученного коэффициента корреляции (0.92) между среднезимними (осредненными с декабря по февраль) значениями модельной ТПО и NINO4-индексом сравнима с корреляцией между среднезимним

NINO4-индексом и NINO4- индексом, осредненными за период с августа по сентябрь, и поэтому может показаться не очень впечатляющим результатом. Самым важным результатом из представленных в главах 2 и 3 является обнаружение двух основных факторов (среди множества возможных других), ответственных за наступление событий Эль-Ниньо, которые объясняют около 84% изменчивости зимнего NINO4- индекса:

- короткопериодные флюктуации меридиональных потоков в тихоокеанском секторе Южного океана, обусловленные совместным эффектом атмосферной изменчивости над АЦТ, топографии и береговой линии;
- изменчивость западных ветров в тропиках.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность своим учителям Г.С. Голицыну, А.С. Монину, В.Х. Еникееву и Д.Г. Сендову за приобретённые в работе с ними знания и бесценный опыт исследований.

Автор также благодарит соавторов своих публикаций за плодотворное сотрудничество и помощь. Комментарии д.ф.-м.н. В.Б. Залесного и С.К. Гулёва были очень полезны в работе над авторсфератом и текстом диссертации.

Основные результаты диссертации изложены в работах:

1. *Степанов В.Н.* Параметризация синоптической изменчивости в моделях крупномасштабной океанской циркуляции // Метеорология и гидрология. 1992. № 1. С. 52–60.
2. *Степанов В.Н.* Расчет вертикальных движений в Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. 1993. № 3. С. 83–91.

3. *Степанов В.Н.* Влияние внутренних волн на перенос тепла и соли в океане // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1996. Т. 32. № 3. С. 421–425.
4. *Степанов В.Н.* Проявление эффекта отрицательной тепло- и солепроводности при моделировании крупномасштабной океанской циркуляции // Метеорология и гидрология. 1996. № 11. С. 70–77.
5. *Степанов В.Н.* Моделирование океанской циркуляции с помощью простой модели циркуляции // Океанология. 1996. Т. 36. № 3. С. 325–338.
6. *Степанов В.Н.* Роль океана в формировании долгопериодных колебаний климата // Природа. 1996. № 10. С. 23–35.
7. *Степанов В.Н.* Изменчивость процессов меридионального переноса в Южном Океане и возможная связь этих процессов с Эль-Ниньо // Океанология. 2009. Т. 49. № 1. С. 5–19.
8. *Степанов В.Н.* Воспроизведение явлений Эль-Ниньо с помощью простой модели. // Океанология. 2009. Т. 49. № 3. С. 337–347.
9. *Hughes C.W., Stepanov V.* Feasibility and contribution to ocean circulation studies of bottom pressure determination // Space Science Reviews. 2003. V. 108(1-2). P. 217–224.
10. *Hughes C.W., Woodworth P.L., Meredith M.P., Stepanov V.* Coherence of Antarctica sea levels, southern hemisphere annular mode, and flow through Drake Passage // Geophys. Res. Letters. 2003. V. 30. № 9. L1464, doi:10.29/2003GL017240.
11. *Hughes C.W., Stepanov V.* Ocean dynamics associated with rapid J2 fluctuations: Importance of circumpolar modes and identification of a coherent Arctic mode // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. C06002, doi:10.1029/2003JC002176.

12. *Hughes C.W., Stepanov V.N., Fu L.-L. et al.* Three forms of variability in Argentine Basin ocean bottom pressure // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. C01011, doi:10.29/2006JC003679.
13. *Meredith M.P., Woodworth P.L., Hughes C.W., Stepanov V.N.* Changes in the ocean transport through Drake Passage during the 1980s and 1990s, forced by changes in the Southern Annular Mode // *Geophys. Res. Letters*. 2004. V. 31. № 21, L21305, doi:10.1029/2004GL021169.
14. *Stepanov V.N.* Experiments with a simple three-dimensional model of the ocean circulation // *Ocean Modelling*. 1993. Oxford. № 99. P. 5–9.
15. *Stepanov V.N., Hughes C.W.* The parameterization of ocean self-attraction and loading in numerical models of the ocean circulation // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. C03037, doi:10.1029/2003JC002034.
16. *Stepanov V.N., Hughes C.W.* Propagation of signals in basin-scale bottom pressure from a barotropic model // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. C12002, doi:10.1029/2005JC003450.
17. *Hughes, C.W., Stepanov V.* Tales from (barotropic) topographic oceans. In: Challenger Conference for Marine Science, 11-15 September 2006. Oban.
18. *Stepanov V.N., Hughes C.W.* Comparison of model results for angular momentum fluctuations due to an ocean // *Geophysical Research Abstracts*. 2004. V. 6, 01318, European Geosciences Union
19. *Stepanov V.N., Hughes, C. W.* Global teleconnections between ocean basins // *Geophysical Research Abstracts*. 2006. V. 8, 01606, European Geosciences Union.
20. *Stepanov V.N.* The joint influence of topography and atmosphere on the meridional transport process in the Southern Ocean and its consequence on the ENSO events // *Geophysical Research Abstracts*. 2006. V. 8, 01645, European Geosciences Union.

21. *Stepanov V.N.* Ocean circulation variability in the Southern Ocean as the trigger of ENSO events // *Geophysical Research Abstracts*. 2006. V. 8, 01609. European Geosciences Union.

Список цитируемой литературы

1. *Burgers G., Jin F.-F., van Oldenborgh G.J.* The simplest ENSO recharge oscillator // *Geophysical Research Letters*. 2005. V.32, L13706, doi:10.1029/2005GL022951..
2. *Eisenman I., Yu L., Tziperman E.* Westerly Wind Bursts: ENSO's tail rather than the dog? // *J. Climate*. 2005. V. 18. № 24. P. 5224-5238.
3. *Ivchenko V.O., Zalesny V. B., Drinkwater M.R.* Can the equatorial ocean quickly respond to Antarctica sea ice/salinity anomalies? // *Geophys. Res. Letters*. 2004. V. 31. L15310, doi:10.1029/2004GL020472.
4. *Ivchenko V.O., Zalesny V. B., Drinkwater M.R., Schröter J.* A quick response of the equatorial ocean to Antarctic sea ice/salinity anomalies // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. C10018. doi:10.1029/2005JC003061.
5. *Lengaigne M., Guilyardi E., Boulanger J.-P. et al.* Triggering of El Niño by westerly wind events in a coupled general circulation model // *Climate Dynamics*. 2004. V. 23. № 6. P. 601-620, doi:10.1007/s00382-004-0457-2.

Подписано в печать: 11.05.2011

Заказ № 5603 Тираж - 100 экз.
Печать трафаретная. Объем: 2 усл.п.л.

Типография «11-Й ФОРМАТ»

ИНН 7726330900

115230, Москва, Варшавское ш., 36

(499) 788-78-56

www.autoreferat.ru

102