

МОСКОВСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА, ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ  
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени М.В. ЛОМОНОСОВА

---

Географический факультет

На правах рукописи  
УДК 551.46 : 551.583

РЫБАК Олег Олегович

ДИНАМИКО-СТОХАСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ АНОМАЛИЙ  
ТЕПЛОВЛАГООБМЕНА КРУПНЫХ РЕГИОНОВ

11.00.08 - Океанология

А В Т О Р Е Ф Е Р А Т  
диссертации на соискание ученой степени  
кандидата географических наук

Москва 1992

Работа выполнена в лаборатории климатической изменчивости гидрологических процессов Института водных проблем РАН

Научный руководитель: В.Е.Привальный,  
доктор физико-математических наук,  
старший научный сотрудник

Научный консультант: С.Г.Добровольский,  
кандидат географических наук,  
старший научный сотрудник

Официальные оппоненты: А.И.Дуванин,  
доктор географических наук,  
профессор  
Д.А.Ларин,  
кандидат Физ.-мат. наук,  
старший научный сотрудник

Ведущая организация: Географический институт

Защита диссертации  
в 15 часов в  
совета / Д-053  
им. М.В.Ломоносова  
МГУ, географический факультет

С диссертацией  
факультета МГУ

Автореферат

Ученый совет

1992 г.  
гидрологического  
персультате  
инские горы,

графического  
1 этаже.

2 г.

Ф.Алексеева

ева

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

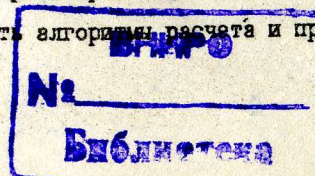
Актуальность проблемы. В настоящее время в мире вновь растет интерес к простым моделям климата. Наряду с моделями общей циркуляции атмосферы (МОЦА) получают дальнейшее развитие энергобалансовые, термодинамические, стохастические, динамико-статистические и динамико-стохастические модели. Последние можно отнести к переходному классу, объединяющему достоинства детерминистического и вероятностного подходов к проблеме.

Использование относительно простых моделей климата в исследованиях существенно снижают материальные затраты на них. Подобные модели нетребовательны к вычислительной технике, и численные эксперименты с ними могут проводиться в большинстве случаев на персональных компьютерах. Простые модели позволяют оперативно проверять те или иные гипотезы, корректировать постановку задачи по ходу экспериментов.

Цель и задачи. Цель настоящей работы заключается в проведении численных экспериментов с динамико-стохастической моделью аномалий теплообмена. На основе полученных результатов оцениваются факторы, в наибольшей степени влияющие на формирование процессов междугодичной термической изменчивости верхнего перемешанного слоя океана и теплообмена в тропосфере.

Для достижения поставленной цели потребовалось решить следующие задачи:

- на основе опубликованных работ, посвященных построению термодинамических и динамико-стохастических моделей разработать новую версию модели, ориентированную на поставленную цель;
- составить алгоритм расчета и программу для ЭВМ;



- обосновать постановку численных экспериментов и провести их;
- провести статистический анализ полученных результатов и сравнить с результатами обработки имеющихся данных наблюдений;

Научная новизна работы:

1. Модель, разработанная автором генерирует месячные аномалии переменных, что сокращает число необходимых входных параметров;
2. В отличие от аналогичных работ, в настоящую версию модели включено описание элементов гидрологического цикла (месячных аномалий количества осадков, влагосодержания тропосферы, интегрального влагопереноса);
3. Изучены пространственные особенности формирования крупных аномалий температуры поверхности океана, температуры воздуха, влагосодержания и влагопереноса в районе, ограниченном  $80^{\circ}$ з.д. -  $65^{\circ}$ в.д.,  $25^{\circ}$ с.ш. -  $70^{\circ}$ с.ш.;
4. Выделены ведущие процессы, влияющие на междугодичную изменчивость параметров крупномасштабного теплообмена;
5. Проанализировано распределение параметров авторегрессионных моделей месячных аномалий ТПО по акватории Северной Атлантики;

Практическая значимость работы.

1. Разработанная модель может служить основой для дальнейших исследований в области аномального крупномасштабного теплообмена.
2. В ДСМ могут быть включены локальные малопараметрические модели речного стока. В этом случае была бы построена полная климатическая модель, основанная на промежуточном масштабе времени.
3. Данная версия ДСМ может использоваться для создания разного рода обучающих компьютерных программ для студентов соответствующих специальностей. Отечественный опыт в этом направлении практически отсутствует.

Апробация работы. Основные положения работы докладывались на Всесоюзной конференции молодых ученых "Гидрология 2000 года" в Москве в 1986 г., на семинарах лаборатории климатической изменчивости гидрологических процессов ИВП АН СССР в 1989-1991 гг., на семинарах лаборатории моделирования климата океана Института океанологии им. П.П.Ширшова в 1991 г. Два доклада по теме диссертации приняты Союзными Симпозиумами XX Генеральной Ассамблеи Международного Союза Геодезии и Геофизики (Вена, 11-24 августа 1991 г.) По теме диссертации опубликована 1 статья, 3 сдано в печать.

Объем и структура работы. Общий объем работы составляет 191 страницу машинописного текста, который иллюстрируется 85 рисунками и содержит 5 таблиц. Диссертация состоит из введения, четырех глав и заключения. Список литературы включает 95 наименований.

Работа выполнялась под научным руководством доктора физико-математических наук В.Е.Привальского, которому автор выражает искреннюю признательность. Неоценимую помощь при выполнении работы оказал кандидат географических наук, с.н.с. ИВП АН СССР С.Г.Добровольский. Ценные консультации в процессе работы были получены от доктора географических наук Л.П.Кузнецовой и кандидата географических наук Е.С.Яроша.

## СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

### ГЛАВА I. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОСТРОЕНИЯ ДИНАМИКО-СТОХАСТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ.

Наряду с разнообразными методами анализа наблюдаемых данных весьма полезными в исследованиях динамики климата оказываются простые модели климата, опирающиеся на те или иные концепции, формулирующие законы эволюции климатической системы. К.Хассельманн считает, что ведущая задача климатического моделирования состоит в идентификации структуры ведущих взаимодействий внутри климатической системы и выражение их в терминах относительно простых климатических моделей.

Процессы, протекающие в климатической системе имеют вероятностную природу и сильно различаются по временному масштабу изменчивости. В соответствии с этим К.Хассельманн [1976] применил в теории климата используемый в физике подход к исследованию систем, в которых характерный временной масштаб отклика на флуктуации каких-либо параметров системы и характерный временной масштаб самих флуктуаций существенно различаются. В этом случае флуктуации параметров могут быть аппроксимированы белым шумом с известными статистическими характеристиками. Гипотеза разделения переменных дала толчок к построению простых моделей, основанных на стохастическом "погодном" возбуждении энергобалансовых и термодинамических моделей.

Основная идея, которая легла в основу предлагаемой работы, заключалась, во-первых, в использовании полной системы уравнений термодинамической модели, разработанной Адемом, а во-вторых, во включении в нее атмосферной ветви гидрологического цикла. Его вос-

произведение – наиболее уязвимое место всех климатических моделей. И если описание гидрологии в глобальном масштабе можно считать близким к реальному, то региональные особенности элементов гидрологического цикла описываются неудовлетворительно. Следуя идее Адема, автор попытался связать тепловой и водный баланс тропосферы в единой модели, применяя концепцию Хассельманна.

Климат представляет собой систему с многочисленными положительными и отрицательными обратными связями. В ней можно выделить подсистемы, характерный временной масштаб изменчивости которых резко различается. Каждой такой подсистеме можно поставить в соответствие переменные: "погодную" – относительно быстро меняющуюся, и "климатическую", характерное время отклика которой на флуктуации первой гораздо больше, чем масштаб изменчивости "погодной" переменной. Предложенная аппроксимация атмосферной изменчивости приводит к тому, что изменчивость климатических переменных может быть описана в терминах моделей авторегрессии малого порядка. Значительная часть работ, выполненных в рамках гипотезы Хассельманна, направлена на исследование отклика океана на случайное погодное возбуждение, которое задается самыми разнообразными способами.

В качестве детерминистической основы модели автора была использована модель Адема. Она занимает особое место среди других моделей климата и на протяжении последних тридцати лет вызывает пристальный интерес своей необычностью и универсальностью. Это одна из наиболее ранних моделей климата. Она соединяет в себе качества, присущие энергобалансовым моделям (ЭБМ) и моделям общей циркуляции атмосферы (МОЦА), сохраняя при этом относительную простоту, и занимает одно из ведущих мест в иерархии моделей климата, предложенной А.Хендерсон-Селлерс.

ГЛАВА 2.

ПОСТРОЕНИЕ ДИНАМИКО-СТОХАСТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ МЕСЯЧНЫХ АНОМАЛИЙ ТЕПЛОВЛАГООБМЕНА.

Динамико-стохастическая модель (ДСМ), разработанная автором, описывает месячные аномалии (среднемесячные отклонения от средних многолетних значений) всех переменных.

В систему уравнений ДСМ входят:

1) уравнение теплового баланса тропосферного слоя:

$$\frac{\partial T'_m}{\partial t} + AD'_m - K_m \nabla^2 T'_m = \frac{1}{c_v a_0} (R'_T + G'_2 + G'_3), \quad (2.1)$$

2) уравнение теплового баланса верхнего перемешанного слоя океана:

$$\frac{\partial T'_s}{\partial t} + AD'_s - K_s \nabla^2 T'_s = \frac{1}{\rho_s c_s H_s} (R'_S - G'_2 - G'_3), \quad (2.2)$$

которое для континентальных областей принимает вид:

$$R'_S - G'_2 - G'_3 = 0. \quad (2.3)$$

$$R'_T = A'_2 T'_m + (A'_3 (\epsilon + \epsilon') D'_3) T'_s + \epsilon' (D'_6 + b_3 I), \quad (2.4)$$

$$R'_S = B'_2 T'_m + B'_3 T'_s + \epsilon' (B_7 + (k-1)(1-\alpha)(Q+q)_0), \quad (2.5)$$

$$G'_2 = K_3 |\vec{V}| (T'_m - T'_s), \quad (2.6)$$

Обозначения (апостроф означает, что речь идет о месячных аномалиях):

$T'_m$  - температура воздуха на высоте средней тропосферы;

$T'_s$  - температура поверхности океана (ТПО);

$c_v$  - удельная теплоемкость сухого воздуха при постоянном объеме;

$a_0$  - масса единичного столба воздуха;

$\rho_s$  - плотность морской воды;

$c_s$  - удельная теплоемкость морской воды;

$H_s$  - толщина верхнего квазиоднородного слоя океана (ВКС);

$K_m$  - коэффициент горизонтального турбулентного обмена в тропосфере;

$K_s$  - коэффициент горизонтального турбулентного обмена в океане;

$G'_2$  - поток явного (турбулентного) тепла в тропосферу;

$G'_3$  - поток скрытого тепла;

$G'_5$  - поток тепла за счет конденсации водяного пара в облаках;

$E'_T$  - поток радиационного тепла в тропосфере;

$E'_S$  - поток радиационного тепла на поверхности океана (континента);

$I$  - поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы;

$(Q+q)_0$  - суммарная коротковолновая (прямая и рассеяная) радиация у поверхности Земли при безоблачном небе;

$\epsilon$  - среднее многолетнее значение облачности в процентах;

$\epsilon'$  - месячная аномалия балла облачности;

$\alpha$  - альbedo поверхности Земли;

$A'_2, A'_3, B'_2, B'_3, B_7, D'_3, D'_6, b_3, k$  - эмпирические коэффициенты;

$\vec{V}$  - скорость ветра на изобарической поверхности 850 мб. Величина

$|\vec{V}|$  рассчитывается как модуль суммарного ветра:

$$|\vec{V}| = \sqrt{(\vec{V}_{xN} + \vec{V}'_x)^2 + (\vec{V}_{yN} + \vec{V}'_y)^2}, \quad (2.7)$$

Поверхность 850 мб выбрана из-за того что ветер на этой поверхности

входит в схему для параметризации аномального влагопереноса в тропосфере.

$V_{xN}$  и  $V_{yN}$  - зональная и меридиональная составляющие средней многолетней скорости ветра,

$V'_x$  и  $V'_y$  - месячные аномалии составляющих.

$AD_m$  - адвекция тепла в тропосфере:

$$AD_m = V'_x \frac{\partial T_{mN}}{\partial x} + V'_y \frac{\partial T_{mN}}{\partial y} + V_{xN} \frac{\partial T'_m}{\partial x} + V_{yN} \frac{\partial T'_m}{\partial y}, \quad (2.9)$$

$T_{mN}$  - средняя многолетняя температура на изобарической поверхности 850 мб;

$AD_s$  - адвекция тепла в океане:

$$AD_s = U'_x \frac{\partial T_{sN}}{\partial x} + U'_y \frac{\partial T_{sN}}{\partial y}, \quad (2.10)$$

$$U'_x = 0.0126 (\sin \varphi)^{-2} C_1 (V'_x \cos \theta + V'_y \sin \theta), \quad (2.11)$$

$$U'_y = 0.0126 (\sin \varphi)^{-2} C_1 (V'_y \cos \theta - V'_x \sin \theta), \quad (2.12)$$

$U'_x$  и  $U'_y$  - зональная и меридиональная составляющие вектора аномальной скорости течения на поверхности океана;

$T_{sN}$  - средняя многолетняя температура поверхности океана;

$\varphi$  - широта;

$\theta$  - угол между направлением ветра и вектором течения;

$C_1$  - эмпирический коэффициент, равный в данном случае единице.

Во внимание принимается адвекция тепла только аномальными дрейфовыми течениями, поскольку адвекция тепла стационарными течениями не играет, по-видимому, существенной роли в переносе крупномас-

штабных аномалий ТПО.

Не учитывается поток тепла на нижней границе ВКС. В монографии Л.И.Питербарга [1989] показано, что его вклад будет существенным лишь в случае  $w_e \neq 0$  ( $w_e$  - скорость вовлечения). Подобная ситуация складывается в конце осени - начале зимы. Однако и в это время суммарный поток тепла на поверхности океана зачастую превалирует над потоком на нижней границе ВКС.

На вход ДСМ подаются четыре некоррелированные по времени погодные переменные - месячные аномалии зональной и меридиональной составляющих скорости ветра на изобарической поверхности 850 мб, испарения с поверхности суши (океана) и балла общей облачности. Пространственная корреляция полей белого шума выбирается близкой к значениям, рассчитанным по наблюдаемым данным. Среднеквадратические отклонения меняются от месяца к месяцу и по пространству в соответствии с данными наблюдений. Поля альбедо  $\alpha$  строились для каждого сезона в соответствии с наблюдаемыми значениями. Поля средних многолетних значений облачного покрова,  $\epsilon$ , представлены среднезональными величинами.

Для определения оптимальной толщины ВКС в ДСМ в различные сезоны и адаптации этого важного инерционного параметра к используемым наблюдаемым параметрам полей белого шума на входе модели, используется несколько значений  $H_5$ .

Для параметризации  $G'_5$  используется уравнение сохранения водяного пара в тропосфере:

$$\frac{\partial Q'}{\partial t} + \text{div } \vec{F}' = P' - E', \quad (2.13)$$

$Q'$  - интегральное влагосодержание слоя тропосферы;

$\vec{F}'$  - интегральный поток водяного пара;  
 $P'$  - месячная сумма осадков;  $P' = C'_S/L$ ;  
 $L$  - удельная теплота парообразования;  
 $E'$  - месячная сумма испарения;

Параметризация величин  $Q'$  и  $\vec{F}'$  производится в соответствии с результатами, полученными Е.С.Ярошем [1986]. Месячные аномалии влагосодержания могут быть связаны простым линейным соотношением с аномалиями абсолютной влажности на изобарической поверхности 850 мб ( $a'_{850}$ ), а месячные аномалии зональной и меридиональной составляющих интегрального влагопереноса  $F'_x$  и  $F'_y$  с соответствующими аномалиями влагопереноса на той же поверхности  $F'_{x850}$  и  $F'_{y850}$ :

$$Q' = K_q a'_{850} \quad (2.14)$$

$$F'_x = K_x F'_{x850} \quad (2.15)$$

$$F'_y = K_y F'_{y850} \quad (2.16)$$

$K_q, K_x, K_y$  - эмпирические параметры. Аномалии зонального и меридионального потоков влаги могут, в свою очередь, быть выражены через аномалии составляющих скорости ветра на поверхности 850 мб и аномалии абсолютной влажности, а также через средние многолетние значения этих переменных ( $a'_{N850}, V'_{xN850}, V'_{yN850}$ ):

$$F'_{x850} = a'_{N850} V'_{x850} + a'_{850} V'_{xN850} \quad (2.17)$$

$$F'_{y850} = a'_{N850} V'_{y850} + a'_{850} V'_{yN850} \quad (2.18)$$

Абсолютная влажность (средние многолетние величины) и месячные

аномалии эффективно параметризуются способом, который предложил Адем [1967] и который успешно применял Ярош [1986] для расчета средних многолетних значений влагосодержания и месячных аномалий влагосодержания и влагопереноса. Входными величинами служат средние многолетние значения температуры воздуха на изобарической поверхности 850 мб, многолетние среднезональные значения балла общей облачности, аномалии температуры средней тропосферы и аномалии облачного покрова, генерируемые в модели.

Уравнения системы преобразуются к эллиптическому типу путем линеаризации частных производных по времени:

$$\frac{\partial T'_m}{\partial t} = \frac{T'_m(i) - T'_m(i-1)}{\Delta t}, \quad \frac{\partial T'_s}{\partial t} = \frac{T'_s(i) - T'_s(i-1)}{\Delta t}$$

Здесь  $i$  - индекс месяца,  $\Delta t = 1$  месяц.

Район исследования ограничен  $25^\circ$ - $70^\circ$  с.ш. и  $80^\circ$  з.д. -  $65^\circ$  в.д.

На границе принимается условие отсутствия адвекции и турбулентной диффузии. Для численного интегрирования эллиптических уравнений использован метод Зайделя.

### ГЛАВА 3. ТЕРМИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЕРХНЕГО СЛОЯ ОКЕАНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ.

Продолжительность численных экспериментов составила 240 модельных месяцев.

В январе зона экстремальных значений  $\sigma_T$  расположена в полосе, ограниченной  $40^\circ$  и  $45^\circ$  северной широты и  $35^\circ$  и  $55^\circ$  западной долготы,

где  $\sigma_{T_s}$  превышает  $1.9^\circ\text{C}$ . Эта полоса находится в зоне субарктического океанического фронта, и максимальные градиенты средних многолетних значений ТПО приурочены именно к этой зоне. При  $H_s=50$  м максимальные значения  $\sigma_{T_s}$  не превышают  $1.4^\circ\text{C}$ . Реальное поле  $\sigma_{T_s}$ , построенное по данным наблюдений, имеет максимум, превышающий  $2.4^\circ\text{C}$  и расположенный к западу от модельного и несколько южнее.

В апреле максимальное значение  $\sigma_{T_s}$  расположено в точке с координатами  $40^\circ$  с.ш. и  $50^\circ$  з.д. и превышает  $2.4^\circ\text{C}$  при  $H_s=25$  м и  $1.9^\circ\text{C}$  при  $H_s=50$  м. Поле  $\sigma_{T_s}$ , рассчитанное по наблюдаемым данным, сходно с январским. Максимум ( $\sigma_{T_s} > 2.6$ ) расположен вблизи побережья Северной Америки на широте  $38^\circ - 40^\circ$ .

В июле максимум  $\sigma_{T_s}$  смещается к югу и на границе области достигает  $1.2^\circ\text{C}$  при  $H_s=25$  м и  $1.0^\circ\text{C}$  при  $H_s=50$  м. Рост  $\sigma_{T_s}$  наблюдается и на севере - у восточного берега Гренландии (свыше  $0.8^\circ\text{C}$ ), более умеренный ( $0.5^\circ\text{C}$ ) у западного ее берега и к северу от Великобритании. В поле реальных  $\sigma_{T_s}$  зона максимальных значений ( $\sigma_{T_s} > 1.0^\circ\text{C}$ ) расположена на  $5^\circ - 15^\circ$  севернее, чем в модельном поле. В целом, летом наблюдается наибольшее несоответствие между модельными и реальными полями  $\sigma_{T_s}$  к югу от  $50^\circ$  с.ш. В северной части области модельные поля  $\sigma_{T_s}$  сходны с действительным при несколько меньшем максимуме на северо-западе.

Наиболее сглаженный характер описываемые поля имеют в октябре. Экстремумы модельных полей расположены в районе  $41^\circ - 49^\circ$  с.ш.,  $31^\circ - 39^\circ$  з.д. ( $\sigma_{T_s} > 1.2^\circ\text{C}$  и  $\sigma_{T_s} > 0.9^\circ\text{C}$  для  $H_s=25$  м и  $H_s=50$  м. соответственно). Реальный максимум  $\sigma_{T_s}$  находится на  $15^\circ$  западнее ( $\sigma_{T_s} >$

$1.3^\circ\text{C}$ ), при этом повышенные значения ( $\sigma_{T_s}=1.2 - 1.3^\circ$ ) наблюдаются в узкой полосе вдоль всего побережья Северной Америки. В модельных полях подобная полоса повышенных значений  $\sigma_{T_s}$  отсутствует. Модель воспроизводит увеличение значений  $\sigma_{T_s}$  к востоку от побережий Гренландии ( $\sigma_{T_s}=0.6-0.9^\circ\text{C}$  в модельном поле и  $\sigma_{T_s}=0.8-1.0^\circ\text{C}$  в реальном).

Очертания побережья континентов в модели даны с пятиградусной дискретностью. Естественно, что все детали, в том числе и пространственные, реальной изменчивости ТПО не могут быть воспроизведены в модели. Сглажены по пространству и поля среднеквадратических отклонений составляющих скорости ветра и поля средних многолетних значений ТПО. Последнее обстоятельство приводит к тому, что не учитывается в полной мере вклад аномальных дрейфовых течений в изменчивость аномалий ТПО именно в районах с экстремальными пространственными неоднородностями полей ТПО и ветра. Различия особенно заметны в полосе вдоль побережья Северной Америки. Районы максимальной изменчивости аномалий ТПО в модели расположены на большем расстоянии от берега, и характерные  $\sigma_{T_s}$  в них несколько меньше по абсолютному значению, чем в действительности (на 10-20% при  $H_s=25$  и на 20-40% при  $H_s=50$ ). Занижены в той же пропорции и характерные  $\sigma_{T_s}$  в северных энергоактивных районах. В остальной части акватории изменчивость месячных аномалий ТПО лучше воспроизводится при  $H_s=25$  для всех сезонов.

Наименьший вклад в изменчивость месячных аномалий ТПО вносит аномальный турбулентный теплообмен с тропосферой. Использование лишь одного этого слагаемого привело к малой (в среднем  $0.1^\circ\text{C}$ ) дисперсии аномалий как ТПО, так и температуры воздуха. Дисперсия аномалий ТПО в случае отсутствия турбулентного теплообмена с тропосферой состав-



ляет 80-100 % от дисперсии, рассчитанной для случая, когда такой обмен имеет место, для всех месяцев года.

В районах океана, приуроченных к фронтальным зонам, преобладающий вклад в суммарную дисперсию вносят аномальные дрейфовые течения. Потоки тепла на поверхности океана играют в этих районах второстепенную роль. В январе этот вклад достигает местами почти 100%. Влияние аномальной адвекции к югу от  $35^{\circ}$  -  $40^{\circ}$  с.ш. и к северу от  $60^{\circ}$  с.ш. преимущественно невелико - 20% и менее от суммарной дисперсии во все сезоны года.

Распределение по акватории вклада аномального испарения в суммарную дисперсию обратно описанной выше картине для вклада дрейфовых течений. В центральных районах акватории в январе и июле он не превышает 40%, местами снижаясь до 20% и менее. Наоборот, на крайнем юге и на северо-востоке увеличивается до 80-100%.

Для рассчитанных рядов аномалий ТПО строились модели авторегрессии (АР) 1-4 порядков (всего для 103 узлов сетки на акватории Северной Атлантики). Оказалось, что большая часть модельных рядов может быть аппроксимирована АР моделями 1-го порядка (65), на 2-й, 3-й и 4-й приходится соответственно 15, 12 и 11 узлов.

Показателем термической инерционности ВКС может служить первый частный коэффициент авторегрессии. Преобладают значения 0.5-0.7 (60%), на экстремальные значения (менее 0.5 и более 0.7) приходится приблизительно по 20%. Примечательно, что разница между первыми частными и первыми общими коэффициентами авторегрессии невелика. Для 18 рядов разница по абсолютной величине превысила 0.1, в том числе для трех рядов - 0.2 (на юге акватории). В остальных случаях можно с достаточным основанием полагать, что ряды в соответствующих узлах удовлетворительно описываются АР моделями 1-го порядка.

#### ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ КРУПНОМАСШТАБНОГО ТЕПЛОВЛАГООБМЕНА В ТРОПОСФЕРЕ.

Приводятся результаты 180-месячных численных экспериментов по моделированию термической изменчивости тропосферы и изменчивости характеристик атмосферной ветви гидрологического цикла. Поля среднеквадратических отклонений месячных аномалий переменных и другие параметры рассчитывались по 224 внутренним точкам области интегрирования.

Наиболее мощный источник изменчивости температуры воздуха приурочен к субарктическому гидрологическому фронту в Атлантике. Здесь, в полосе  $45^{\circ}$  с.ш. и  $35^{\circ}$  -  $55^{\circ}$  з.д.,  $\sigma_{T_m}$  превышает  $2.2^{\circ}$ . Другой очаг повышенных значений сосредоточен на юго-востоке КТС над Прикаспийской низменностью. Очевидно, что важную роль в формировании аномалий температуры воздуха в это время года играет поток скрытого тепла с морской поверхности.

Весенняя картина распределения  $\sigma_{T_m}$  весьма сходна с зимней. Существенным отличием является снижения  $\sigma_{T_m}$  как над всей Атлантикой, так и в зоне субарктического гидрологического фронта ( $\sigma_{T_m}$  не превышает  $1.6^{\circ}$ ).

В июле поле  $\sigma_{T_m}$  над Атлантикой очень размыто, характерные значения  $\sigma_{T_m} = 0.6^{\circ}$  -  $0.8^{\circ}$ , слабые максимумы наблюдаются над восточной частью Балтийского моря, над Северным Кавказом, к юго-востоку от Каспия, над Западной Европой.

В октябре в поле  $\sigma_{T_m}$  формируются два максимума над акваторией океана (над районом Ньюфаундленда  $\sigma_{T_m} > 1.4^{\circ}$ , и к югу от Исландии,

$\sigma_{T_m} > 1.2^\circ$ ). Максимум же  $\sigma_{T_m}$  на континентом ( $>1.6^\circ$ ) расположен над Северным Каспием и Восточным Кавказом.

Поля изменчивости интегрального влагосодержания связаны с изменчивостью температуры воздуха, поэтому поля среднеквадратических аномалий влагосодержания  $\sigma_Q$  напоминают поля  $\sigma_{T_m}$ , описанные выше.

Наибольшая изменчивость поля осадков в январе наблюдается над океаном ( $\sigma_P$  более 60 мм,  $35^\circ - 45^\circ$  с.ш.,  $35^\circ - 45^\circ$  з.д.). В то же время над Западной Европой  $\sigma_P$  менее 30 мм, над Центральной и Восточной Европой  $\sigma_P$  менее 20 мм. Над Кавказом и Северным Каспием, в зоне непосредственных источников влаги,  $\sigma_P$  превышает 20 мм.

В апреле общий фон поля  $\sigma_P$  над океаном остается таким же, как и в январе, однако распределение его становится нерегулярным, максимальное значение (более 70 мм) достигается на юго-западе экватории ( $35^\circ$  с.ш.,  $55^\circ$  з.д.). К востоку от Гринвичского меридиана (за исключением небольших замкнутых областей)  $\sigma_P$  менее 30 мм.

Наиболее неупорядоченным поле  $\sigma_P$  становится в июле. Самые характерные значения 30 - 50 мм отмечаются как над экваторией океана, так и над континентом. Более гладкий вид поле приобретает в октябре, для Атлантики характерные значения  $\sigma_P$  составляют 30 - 50 мм, для большей частью Европы и Северной Африки - менее 30 мм.

Для выяснения роли аномалий крупномасштабной дивергенции влагопереноса и аномалий испарения в изменчивости месячных сумм осадков рассчитывались параметры  $P_1$  и  $P_2$ :

$$P_1 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[ (P_{div_i})^2 / (P_{\Sigma_i})^2 \right] \times 100\%, \quad (4.1)$$

$$P_2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[ (P_{E_i})^2 / (P_{\Sigma_i})^2 \right] \times 100\%. \quad (4.2)$$

Здесь  $N$  - количество модельных лет,  $i$  - индекс модельного года,  $P_{\Sigma_i}$  - месячная сумма осадков в текущем модельном месяце,  $P_{div_i}$  - месячное количество осадков, выпавшее за счет крупномасштабной дивергенции потока влаги,  $P_{E_i}$  - месячное количество осадков, выпавшее за счет локального испарения в текущем месяце.

Были построены карты среднеквадратических отклонений месячных аномалий зонального и меридионального потоков водяного пара.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Численные эксперименты показали, что ДСМ способна с удовлетворительной точностью воспроизводить природные процессы крупномасштабного тепловлагообмена. Простота модели ведет к тому, что затраты машинного времени для численных экспериментов невелики, расчеты могут производиться на персональном компьютере.

Введение в модель упрощенного описания атмосферной ветви гидрологического цикла позволило перейти к описанию изменчивости в промежуточном масштабе времени таких важных климатических характеристик как осадки, влагосодержание и влагоперенос.

Наиболее важные результаты заключаются в следующем:

1. Модель хорошо воспроизводит поля месячных аномалий ТПО. Поля  $\sigma_{T_m}$ , согласуются с рассчитанными по наблюдаемым данным) для всех сезонов. Максимальные значения  $\sigma_{T_m}$  достигают зимой в зоне субполярного фронта (более  $2^\circ\text{C}$ ). Принятые в модели величины ( $N_{\Sigma} = \text{const}$ ) тол-

щины ВКС (25 и 50 м) соответствуют летним и зимним значениям  $H_s$ . Иначе говоря, при  $H_s=25$  м  $\sigma_{T_s}$  зимой несколько превышает значения, рассчитанные по измеренным данным, а при  $H_s=50$  м занижены  $\sigma_{T_s}$  для лета. В целом летние аномалии ТПО воспроизводятся хуже, чем для остальных сезонов.

2. Среди наиболее значительных источников изменчивости поля ТПО выделяются адвекция тепла аномальными дрейфовыми течениями и аномальное испарение с поверхности океана. Доля их в суммарной дисперсии ТПО на протяжении года меняется незначительно. Первый из указанных источников вносит максимальный вклад (80–100%) в зонах океанического фронта, где наиболее велики градиенты климатического поля ТПО, второй – в южных областях экватории, и на северо-востоке и северо-западе области. Показано, что аномальные потоки турбулентного тепла в атмосферу не вносят существенного вклада в суммарную дисперсию ТПО.

3. Авторегрессионный анализ модельных данных показал, что наиболее часто встречающиеся модели авторегрессии имеют первый порядок. Значения первого частного коэффициента авторегрессии, который характеризует корреляцию между смежными месяцами, колебались в пределах 0.5–0.7 (60% рядов), приблизительно по 20% приходится на ряды, где этот параметр превышал 0.7 или был меньше 0.5. Разница между первым частным и первым общим коэффициентом авторегрессии весьма незначительна. Распределение в пространстве всех упомянутых характеристик не приурочено к тем или иным локальным особенностям процессов теплообмена на экватории Северной Атлантики.

4. Рассчитанные по модельным данным поля среднеквадратических аномалий потока турбулентного тепла в атмосферу,  $\sigma_{G_2}$ , сходны с реальными.

ми. Максимальные значения зимой в зоне субполярного фронта превышают  $5.5 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ . Летом поле  $\sigma_{G_2}$  более однородно с характерными значениями  $0.5\text{--}1 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ .

5. Получены оценки среднеквадратических отклонений месячных аномалий температуры воздуха на уровне средней тропосферы, интегрального влагосодержания тропосферы, зональной и меридиональной составляющих интегрального потока влаги и осадков. Сравнение полученных оценок с данными наблюдений свидетельствует о правдоподобности, в целом, генерируемых в модели полей месячных аномалий указанных параметров.

6. Были оценены два наиболее существенных источника изменчивости месячных сумм осадков. Показано, что во внутренних районах континентов, удаленных от экваторий морей и океанов в зимние месяцы вклад аномальной дивергенции интегрального потока влаги в суммарную дисперсию месячных сумм осадков превышает 90%, над экваториями морей он снижается до 60–80%, а над зоной океанического субполярного фронта – до 40%. В летние месяцы пространственные вариации вклада аномальной дивергенции менее существенны, и над большей частью области он составляет 60–80% (исключая условно засушливые районы, где его доля превышает 90% и юг экватории океана, где доля снижается до 50%). Остальной вклад в суммарную дисперсию осадков вносит аномальное испарение с поверхности океана (континента).

7. Наибольший вклад в изменчивость интегрального потока влаги (в среднем 90%) вносит член, содержащий произведение среднего многолетнего значения абсолютной влажности на поверхности 850 мб и месячной аномалии ветра на этой же поверхности. Для целей параметризации аномального влагопереноса можно ограничиться описанием только этого одного слагаемого.

8. Авторегрессионный анализ модельных рядов температуры воздуха,

влажносодержания и осадков показал их малую инерционность. Среди АР моделей преобладали модели нулевого или первого порядка с малым коэффициентом авторегрессии (в среднем 0.1).

Основные положения диссертации опубликованы в следующих работах:

1. Статистический анализ изменчивости крупных аномалий температуры воздуха в приповерхностном слое над Северной Атлантикой. // Всесоюзная конференция "Гидрология 2000 года". Тез. докл. - Москва, 1986. - с. 200-201.

2. Construction of dynamic-stochastic heat and water exchange climate models using the approach of J. Adem // Geofisica Internacional, 1991, vol.30, Num. 1, pp. 5-12.

(Совместно с С.Г.Добровольским и Е.С.Ярошем)

3. Stochastic models of heat and water exchange processes in the ocean-atmosphere-land-cryosphere system. // XX IUGG General Assembly, Vienna, August 11-24, 1991. Program and Abstracts, p. 18.

(Совместно с С.Г.Добровольским)

4. Stochastic models of the Ocean Level Changes. // XX IUGG General Assembly, Vienna, August 11-24, 1991. Program and Abstracts, p. 136. (Совместно с С.Г.Добровольским)

5. On the application of a dynamic-stochastic climate model to the simulation of oceanic upper layer thermal variability. (В печати)

6. On the Stochastic Theory of Climatic Variations of the Global Heat and Water Exchange. (Совместно с С.Г.Добровольским, в печати)

7. Incorporation of hydrologic cycle elements into the dynamic-stochastic climate model. (Совместно с С.Г.Добровольским, в печати)

Подписано в печать 27.05.92. Заказ 606  
Формат 60x84/16 Тираж 100

Москва. Типография ПАСХИ