

Чувствительность климатической системы к малым внешним воздействиям

В.П. Дымников, Е.М. Володин, В.Я. Галин, А.В. Глазунов,
А.С. Грицун, Н.А. Дианский, В.Н. Лыкосов
Институт вычислительной математики РАН, Москва

Введение

Специфические особенности климатической системы как физического объекта приводят к тому, что метод математического моделирования является в настоящее время основным инструментом исследования ее чувствительности к малым возмущениям внешних воздействий. Отдавая должное большим успехам, достигнутым в данном направлении (особенно, в моделировании современного климата), следует отметить, что фундаментальный вопрос - какие характеристики и с какой точностью должна воспроизводить математическая модель климатической системы, чтобы ее чувствительность к малым внешним воздействиям была близка к чувствительности реальной климатической системы, - остается до настоящего времени практически открытым. В данной работе основное внимание уделено проблеме чувствительности климатической системы к изменению концентрации углекислого газа в атмосфере.

В настоящее время в рамках программы CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) осуществляется международное сравнение совместных моделей общей циркуляции атмосферы и океана, составляющих основу климатических моделей. Климатическая модель, разработанная в Институте вычислительной математики (ИВМ) РАН, принимает участие во второй стадии (CMIP-2) этой программы. Оказалось, что величины глобального потепления, то есть осредненного по всей Земле повышения температуры приповерхностного воздуха, полученные при моделировании климата с увеличением содержания CO₂, сильно отличаются друг от друга. При этом модель ИВМ РАН показала одну из самых малых величин глобального потепления при увеличении содержания CO₂. Некоторые результаты моделирования отклика совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана ИВМ на изменение концентрации CO₂ рассмотрены в первом разделе настоящей работы.

При анализе отклика климатической системы целесообразно использовать понятия "динамический" отклик и отклик "радиационный". Показано (Володин и Дианский, 2003), что в суммарном отклике системы на изменение концентрации CO₂ главную роль играет радиационный отклик. Это проявляется в том, что чувствительность климатической модели к увеличению содержания атмосферного CO₂ определяется, в первую очередь, количеством тепла, расходуемым на прогрев океана, а также тем, насколько меняется радиационный баланс Земли в результате изменения облачности при изменении климата (Watterson et al., 1999). Вместе с тем, необходимо адекватно воспроизвести и динамический отклик, главной компонентой которого является Арктическая осцилляция. Этой проблеме посвящен второй раздел работы.

В третьем разделе по результатам моделирования в рамках программы CMIP рассматривается ключевой механизм, ответственный за формирование радиационного отклика. Здесь приводится оценка связи величины глобального потепления и изменений компонент баланса тепла на поверхности по данным всех моделей, участвующих в CMIP (Володин и группы-участники CMIP, 2003). Основное внимание уделено изменениям

коротковолнового радиационного баланса. На основе предложенного механизма и использования натуральных данных оценивается радиационный отклик реальной атмосферы на изменения концентрации углекислого газа. В заключении сформулированы основные выводы проведенных исследований.

1. Отклик климатической модели на увеличение атмосферной концентрации углекислого газа

В основу гидродинамической модели климата положена совместная модель общей циркуляции атмосферы и океана. Ее атмосферный блок подробно описан в работе Алексева и др. (1998), а модель океана представлена в статье Дианского и др. (2002). При сопряжении атмосферной и океанической части модели на границе раздела "атмосфера - океан" записываются условия теплового и водного баланса. При этом процедура коррекции потоков тепла на поверхности океана с целью устранения "дрейфа климата" не используется.

По условиям программы СМIP, с каждой моделью было проведено два эксперимента. В первом (контрольном) эксперименте воспроизводился современный климат. Концентрация всех радиационно активных газов была фиксирована и равна наблюдавшейся в конце XX столетия. Во втором эксперименте моделировалось глобальное потепление, для чего задавалось увеличение концентрации CO_2 на 1% в год от современного значения в начале эксперимента. Это примерно в 2 раза больше, чем наблюдаемая скорость увеличения содержания CO_2 . Продолжительность каждого численного эксперимента составляла 80 лет. В эксперименте, моделирующем глобальное потепление, удвоение концентрации CO_2 происходит примерно к 70 году расчета. Под откликом модели на увеличение CO_2 , также как и в работе (Covey et al., 2000), всюду, если не оговорено особо, подразумевается разность данных эксперимента с увеличением CO_2 и результатов расчетов в контрольном эксперименте за последние двадцать лет модельного времени (годы 61-80). Средним откликом будем называть отклик, осредненный по результатам всех моделей, участвовавших в программе СМIP2, и представленный в публикации (Covey et al., 2000). Ниже анализируются некоторые характеристики отклика модели климатической системы ИВМ в сравнении с другими участвующими в СМIP моделями.

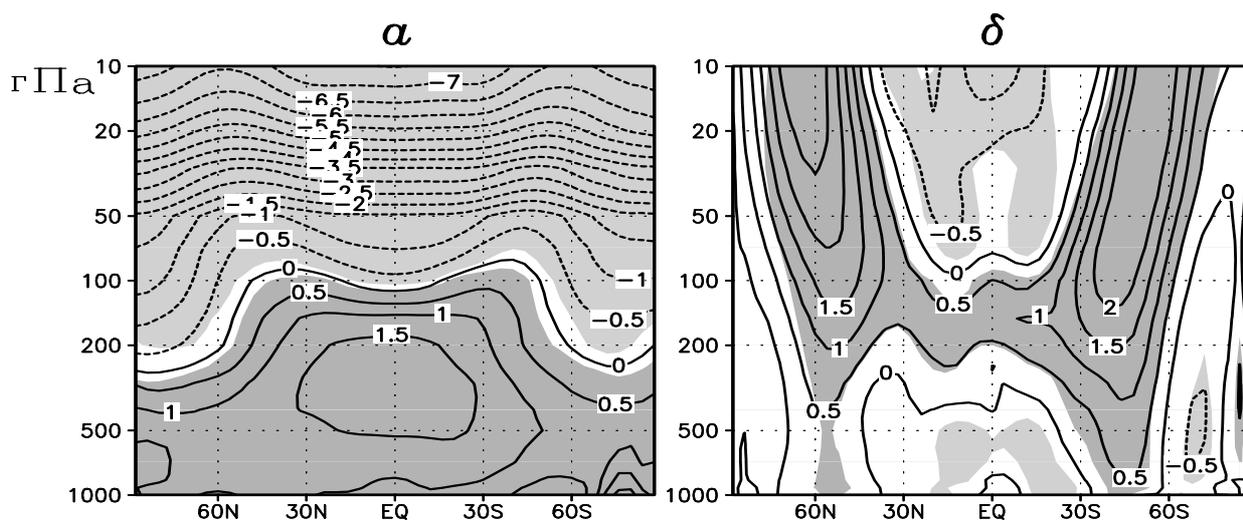


Рис. 1. Среднегодовой отклик совместной модели на увеличение CO_2 для зонально осредненной температуры (а) и зональной скорости ветра (б). Изолинии проведены через 0.5

К для температуры и через 0.5 м/с для скорости ветра. Серым цветом показаны области статистической значимости отклика с вероятностью 95%.

Отклик модели для зонально осредненных температуры и зональной скорости ветра в атмосфере представлен на рис. 1. В стратосфере происходит выхолаживание, максимальное на уровне 10 гПа и достигающее там величины 5-7 К. В умеренных широтах в стратосфере происходит также усиление западного ветра до 2-2.5 м/с. Это неплохо согласуется со средним откликом для всех моделей, где похолодание в стратосфере достигает 5 К, а усиление скорости западного ветра в умеренных широтах стратосферы достигает 2-3 м/с. В тропосфере происходит нагревание, максимальное в тропиках на высотах 200-500 гПа, а также в высоких широтах Северного полушария на высоте 500-1000 гПа и достигающее там 1.5 К. Статистически значимое усиление западного ветра в умеренных широтах обоих полушарий происходит также и в тропосфере. Пространственная структура модельного отклика здесь близка к структуре отклика, осредненного по всем моделям. Однако, величина потепления в модели ИВМ примерно в 1.5 раза меньше, чем в среднем по всем моделям (Covey et al., 2000).

Средняя температура приповерхностного воздуха в контрольном эксперименте составляет 12.6 °С, что на 1.4 градуса ниже, чем температура по данным наблюдений за период 1961-1990 г.г. (Jones et al., 1999). Среднеквадратичное отклонение (СКО) среднегодовой глобально осредненной температуры поверхности в модели равно 0.09 К, а отклик модели на увеличение CO₂ составляет 0.99 К. Это меньше, чем средний модельный отклик в температуре приповерхностного воздуха, который равен 1.7 К. В целом по моделям СМIP, повышение среднеглобальной температуры приповерхностного воздуха находится в диапазоне значений от 0.75 К до 3.77 К.

Пространственные распределения среднегодового отклика модели для температуры поверхности, давления на уровне моря и осадков приведены на рис. 2. В модели потепление максимально в центре Евразии (рис. 2а) и достигает там 3.5 К, а также в Антарктиде (до 2.5 К). На большей части остальных континентов потепление составляет 1 -1.5 К, а на большей части океанов 0.5 -1 К. В Евразии отклик модели в температуре близок по величине к среднему по всем моделям, а в остальных районах он меньше среднего примерно в 2 раза. По осредненным данным всех моделей, минимальная величина потепления (около 1 К) имеет место в тех же местах, где потепление минимально и в модели ИВМ РАН: в Южном океане и на севере Атлантики.

Давление при увеличении CO₂ в модели ИВМ уменьшается в высоких широтах обоих полушарий на 1-2 гПа и несколько возрастает в субтропиках обоих полушарий (рис. 2б). Это неплохо соответствует отклику, осредненному по всем моделям.

Глобально осредненные среднегодовые осадки в контрольном эксперименте составляют величину 2.76 мм/сут, что близко к среднему по всем моделям значению 2.83 мм/сут и оценкам по данным наблюдений (Xie and Arkin, 1997) 2.66 - 2.82 мм/сут. Среднеквадратичное отклонение среднегодовых осадков в контрольном эксперименте составляет около 0.01 мм/сут, а отклик модели на увеличение CO₂ достигает значения 0.03 мм/сут. Для моделей СМIP2 величина этого отклика изменяется от 0.03 до 0.15 мм/сут. Таким образом, и для глобально осредненных осадков отклик модели ИВМ оказывается одним из наименьших среди всех СМIP-моделей.

Рассматривая пространственное распределение отклика осадков в модели (рис. 2в), можно отметить статистически значимое увеличение осадков в центре Тихого океана, в районе летнего азиатского муссона, в северной половине Евразии и Северной Америки, а также в

некоторых районах средних и высоких широт Южного полушария. Статистически значимое уменьшение осадков произошло на юге Европы, в тропической Атлантике, а также в некоторых субтропических районах обоих полушарий. География уменьшения и увеличения осадков в модели ИВМ хорошо согласуется с откликом, осредненным по всем моделям.

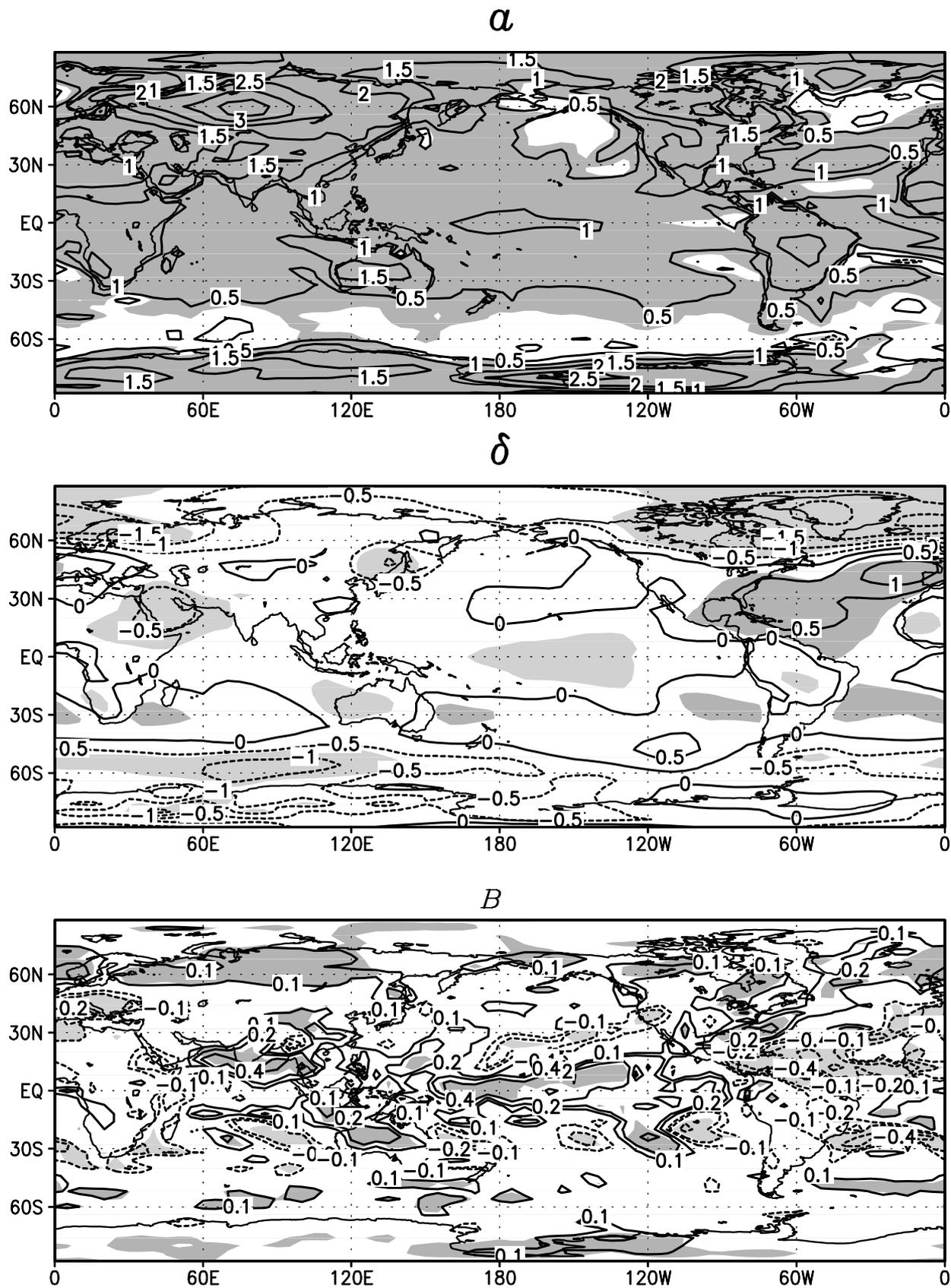


Рис. 2. Среднегодовой отклик для температуры поверхности (а), давления на уровне моря (б)

и осадков (в). Изолинии проведены через 0.5 К для температуры, через 0.5 гПа для давления. Для осадков изолинии соответствуют значениям -0.8, -0.4, -0.2, -0.1, 0.1, 0.2, 0.4, 0.8 мм/сут.

Большая часть среднегодового потепления в Евразии вызвана потеплением в холодную половину года. Вклад динамики в потепление на континентах Северного полушария в холодное полугодие достигает на севере Европы и западе Сибири 1 -2 К, что составляет 20-50 % от общего потепления. В остальных районах вклад изменения динамики в потепление близок к нулю. В давлении в Северном полушарии отклик в этот период также больше по величине, чем среднегодовой, и значительная часть его обусловлена Арктической осцилляцией (АО, Thompson and Wallace, 2000). Определим индекс АО как коэффициент Фурье при первой эмпирической ортогональной функции для среднемесячного поля давления на уровне моря в холодную половину года. Нормируя этот индекс так, чтобы среднеквадратичное отклонение для межгодовой модельной изменчивости было бы равным единице, можно рассчитать отклик модели для индекса АО. Этот отклик в модели ИВМ оказался в холодную половину года равным 0.8. Большая часть увеличения осадков на севере Атлантики и Европы, а также большая часть уменьшения осадков на юге Европы, обусловлена также изменениями динамики атмосферы.

2. Отклик моделей на малые возмущения

Представленные в предыдущем разделе результаты численных экспериментов с климатической моделью показали, что значительная часть зимнего потепления на севере Евразии обусловлена изменением динамики атмосферы, а именно, увеличением индекса Арктической осцилляции. В то же время оказалось, что в целом по Земле степень глобального потепления определяет величина радиационного отклика на увеличение содержания углекислого газа. Целесообразно, в связи с этим, вначале рассмотреть вопрос о том, каким должен быть модельный источник тепла для того, чтобы проекция отклика на АО была максимальной, и сравнить форму такого источника с формой источника нагревания, полученного из обработки данных наблюдений.

2.1. Оператор отклика для модели общей циркуляции атмосферы

В предположении, что климатическая модель принадлежит классу динамических диссипативных систем, ее формально можно описать следующей системой уравнений:

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} + K(\psi) \cdot \psi = -D\psi + f, \quad \psi|_{t=0} = \psi_0, \quad \psi \in \Psi, \quad (1)$$

где ψ представляет собой вектор-функцию параметров климатической систем, зависящую от пространственных координат и времени; $K(\psi)$ есть "динамический" оператор задачи; D - оператор, описывающий диссипацию системы; f – внешнее возбуждение. Предполагается, что рассматриваемая физическая система открыта, а ее воздействие на внешний поток энергии настолько мало, что им можно пренебречь. Считается также, что решение ψ детерминировано, т.е. существует и единственно при заданном ψ_0 на любом сколь угодно большом промежутке времени T . Если рассматриваемая динамическая система является регулярной (обладает квадратичным законом сохранения энергии и свойством несжимаемости фазового объема в фазовом пространстве), то используя ее статистические характеристики, можно вычислить оператор отклика U на малые постоянные по времени внешние воздействия δf (Дымников, 1998, Dymnikov and Gritsoun, 2001) $\langle \delta \psi(t) \rangle = U \delta f$, где

$$U = \int_0^{\infty} C(\tau)C^{-1}(0)d\tau, \quad (2)$$

угловые скобки означают осреднение по равновесному ансамблю рассматриваемой системы, а $C(\tau)$ есть - ковариационная матрица вектора ψ со сдвигом τ :

$$C(\tau) \equiv \langle \psi(t) \cdot \psi^T(t+\tau) \rangle. \quad (3)$$

В эргодическом случае (когда статистические характеристики вычисляются осреднением по времени вдоль одной траектории) оператор отклика может быть построен по одной достаточно длинной траектории системы.

После проведения пространственной аппроксимации задачи (1) возникает система обыкновенных дифференциальных уравнений большого порядка. Для того, чтобы построить приближенный оператор отклика конечномерного аналога модели необходимо вычислить достаточно длинную траекторию системы, проинтегрировав модель численно. Затем, по полученным данным определяются матрицы $C(t)$ и $C(0)$ и вычисляется оператор отклика U . Описанный подход построения оператора отклика был реализован и верифицирован (Gritsoun et al., 2002) для модели общей циркуляции атмосферы ССМ0 Национального центра атмосферных исследований США (Pitcher et al., 1982). Выбор этой модели был обусловлен главным образом тем, что с ней предварительно было проведено большое количество численных экспериментов, в том числе была вычислена модельная траектория длительностью в один миллион дней. Прогностическими переменными являются вертикальная компонента относительной завихренности и горизонтальная дивергенция скорости, а также температура воздуха, относительная влажность и приземное давление. Для аппроксимации уравнений по горизонтали в модели ССМ0 применяется метод Галеркина с базисом, состоящим из сферических гармоник. При этом используется ромбоидальное усечение R15 (сумма номера полинома Лежандра l и азимутального числа m сферических гармоник не превосходит 15), в котором число ненулевых коэффициентов составляет 496. Таким образом, система обыкновенных дифференциальных уравнений модели состоит из $(4 \cdot 9 + 1) \cdot 496$ уравнений (для относительной завихренности, дивергенции, температуры и влажности на девяти вертикальных уровнях, а также приземного давления, с размерностью каждого поля равной 496), при этом размерность фазового пространства составляет величину 18352.

Для рассматриваемой модели был проведен длительный расчет с граничными условиями, соответствующими непрерывному январю (один миллион дней, всего два миллиона точек на траектории системы - каждая с шагом в 12 часов). Эти данные использованы для построения приближенного оператора отклика. Кроме того, с моделью ССМ0 был проведен ряд дополнительных экспериментов по моделированию ее отклика на термические источники, расположенные на экваторе и в средних широтах.

Эксперименты проводились следующим образом. В правую часть уравнения для температуры добавлялся постоянно действующий термический источник вида $\delta f = AT_f(\lambda, \varphi, \sigma) = AT_1(\sigma) \cdot T_2(\lambda - \lambda_c, \varphi - \varphi_c)$, где λ - долгота, φ - широта, а $\sigma = p/p_s$ - вертикальная координата (p - давление, p_s - его значение на поверхности Земли). Горизонтальный профиль воздействия максимален (принимает значение 1) в центральной точке с координатами $\lambda = \lambda_c, \varphi = \varphi_c$ и убывает линейно до нуля на расстоянии 1500 км. При каждом заданном T_f , выполнялись два эксперимента при $A = +T_0$ и при $A = -T_0$ с тем, чтобы выделить линейную часть отклика. В каждом случае для определения нового среднего

состояния проводился расчет на 10000 дней и определялось изменение среднего состояния как

$$\bar{\psi}_1 - \bar{\psi} = W(\delta f) \equiv W(T_f),$$

где $\bar{\psi}$ и $\bar{\psi}_1$ представляют собой средние состояния невозмущенной и возмущенной систем, соответственно. Далее вычислялась линейная часть отклика системы по формуле

$$U\delta f = \frac{1}{2} [W(T_0 T_f) - W(-T_0 T_f)],$$

а также оценивалась его остаточная нелинейная часть.

Вертикальный профиль источника $T_1(\sigma)$ задавался двумя способами. В первом случае предполагалось, что $T_1(\sigma) = \sin(\sigma)$, что соответствует максимуму нагревания на уровне $\sigma = 0.5$ и обращению T_1 в ноль на подстилающей поверхности и на верхней границе атмосферы. Во втором случае считалось, что $T_1 = 1$ при $\sigma = 0.991$ и 0.926 , $T_1 = 0.5$ при $\sigma = 0.811$ и $T_1 = 0$ при остальных значениях σ . Такой профиль T_1 означает, что нагревание происходит только на приземных уровнях атмосферы.

Были проведены три серии экспериментов с различными значениями (λ_c, φ_c) . В первой серии широта центральной точки была фиксирована и равна 40° с.ш., а долгота изменялась от 0 до 2π с шагом $\pi/12$ (общее число экспериментов - 24). Во второй серии широта центра была принята равной 20° с.ш., в третьей - максимум нагревания приходился на экватор. Величина максимума нагревания $|T_0|$ принимала значение $2.5^0/\text{сут}$ для двух экваториальных серий экспериментов (напомним, что при каждом заданном пространственном распределении воздействия проводилось два численных эксперимента с $+T_0$ и с $-T_0$) и $5^0/\text{сут}$ - в остальных случаях. Всякий раз выделялась линейная часть отклика среднего состояния системы и проводилось ее сравнение с откликом, построенным с помощью приближенного оператора отклика ($U\delta f$). Некоторые результаты численных экспериментов суммированы в следующих таблицах.

Таблица 1: Отклик модели ССМ0 на приземный термический источник в средних широтах (на широте 40°).

Поле	Корреляция между предсказанным и реальным откликом	Отношение нормы реального отклика к норме предсказанного	Отношение нормы нелинейной части к норме линейной
ψ_{336}	0.11	0.63	0.16
ψ_{811}	0.16	0.53	0.19
T_{336}	0.21	0.50	0.20
T_{811}	0.54	0.92	0.19

Характерной чертой этого случая является "локальный" характер отклика системы. Эффект от термической аномалии не распространяется выше уровня 0.664 и максимален вблизи источника нагревания. Время формирования отклика составляет величину 10-15 суток.

Линейная часть отвечает примерно за 85 % от нормы отклика. Корреляции соответствующих полей температуры и функции тока на нижних уровнях (0.926 и 0.991) составляют в среднем (по всем 24 экспериментам) величину 0.68, при этом приближенный оператор завышает величину отклика примерно на 15 %. В ряде случаев как отклик модели, так и его предсказанное значение оказываются малыми и ошибки вычислений становятся значительными по отношению к самому отклику. Отклики на верхних уровнях в большинстве случаев слабы и не могут быть воспроизведены при помощи приближенного оператора. Если ограничиться рассмотрением случаев с сильным по величине откликом (5 случаев), то средняя пространственная корреляция окажется равной 0.79. По-видимому, это объясняется тем, что при формировании "сильного" отклика задействованы "значимые" физические механизмы, информация о которых содержится в корреляционных матрицах, а, значит, и в приближенном операторе отклика.

Таблица 2: Отклик модели ССМ0 на протяженное по вертикали экваториальное воздействие.

Поле	Корреляция между предсказанным и реальным откликом	Отношение нормы реального отклика к норме предсказанного	Отношение нормы нелинейной части к норме линейной
ψ_{336}	0.88	1.09	0.13
ψ_{811}	0.87	1.13	0.10
T_{336}	0.85	1.16	0.17
T_{811}	0.76	0.92	0.15

Здесь отклик носит глобальный характер как по вертикали, так и по горизонтали. Характерное время его формирования составляет 60 суток. Приближенный оператор отклика воспроизводит пространственную структуру линейной части отклика с точностью до 85 % и несколько занижает его амплитуду (в среднем, на 12 %).

2.2. Построение по данным наблюдений и результатам моделирования воздействия, оптимальным образом возбуждающего Арктическую осцилляцию

Для построения оператора отклика реальной климатической системы были использованы результаты процедуры реанализа (см., например, Kalnay et al., 1996) полей температуры на уровнях 850, 500, 200, 100, 50 и 20 гПа, а также ряд первой ЭОФ (эмпирической ортогональной функции) поля приземного давления (т.е. Арктической осцилляции), за период с 1948 по 2003 г. Горизонтальное разрешение полей температуры равнялось 10^0 по долготе и 5^0 по широте. Полная размерность оператора составила, таким образом, величину 4105. В данном пространстве была вычислена матрица $S(0)$ и построены ее собственные функции (ЭОФ). Дальнейшие вычисления проводились в пространстве первых 15-ти ЭОФ.

Точно такие же вычисления были проведены с данными, полученными в результате интегрирования модели общей циркуляции ИВМ РАН, имеющей горизонтальное разрешение 5^0 по долготе, 4^0 по широте и 21 уровень по вертикали. В результате вычислений были построены два оператора отклика - для реальной климатической системы и для модели ИВМ РАН. Для них были найдены воздействия, вызывающие максимальный отклик вдоль АО (вдоль первой ЭОФ поля приземного давления). Эти воздействия (соответственно, для модели и реальной системы) приведены на рисунках 3 и 4.

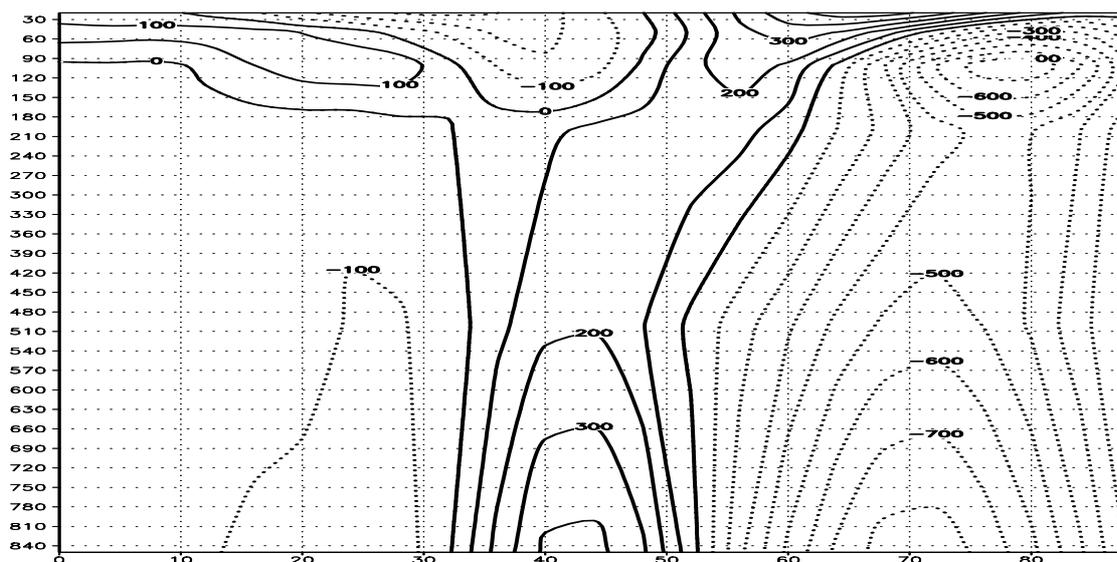


Рис. 3. Зонально-осредненное воздействие (в мК), вызывающее наибольший отклик вдоль АО (по результатам моделирования для Северного полушария).

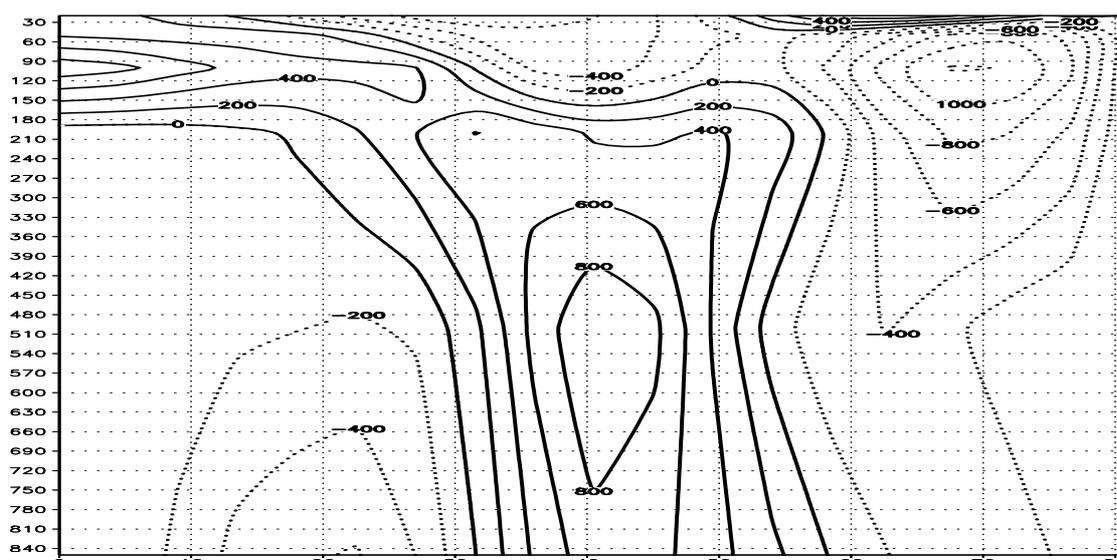


Рис. 4. Зонально-осредненное воздействие (в мК), вызывающее наибольший отклик вдоль АО (по данным наблюдений в Северном полушарии).

Как видно из сравнения этих рисунков, в целом, несмотря на существенные количественные расхождения, имеется вполне удовлетворительное качественное согласие между модельными результатами и данными наблюдений для зонально-осредненных распределений термического воздействия, приводящего к максимальному отклику в Арктической осцилляции. Так, в субтропиках Северного полушария выделяется дипольная структура с выхолаживанием в тропосфере и нагреванием в стратосфере. Аналогичный диполь, но с противоположными знаками, формируется в средних широтах. В высоких же широтах Северного полушария по данным наблюдений преобладает монополярная структура с максимальными значениями воздействия в слое, ограниченном р-поверхностями 120 и 90 гПа. По результатам моделирования, максимум также достигается в этом слое, но одновременно образуется отсутствующая в реальных данных "факелоподобная" структура в нижней части тропосферы.

3. Основные механизмы формирования радиационного отклика

В предыдущем разделе показано, что приближенный оператор отклика позволяет с высокой точностью воспроизвести как величину, так и пространственную структуру линейной части динамического отклика модели общей циркуляции атмосферы. В настоящем разделе рассматриваются факторы, от которых зависит величина глобального потепления в моделях атмосферы при заданном сценарии увеличения содержания CO_2 .

Откликом модели на увеличение содержания CO_2 будем считать разность результатов расчета с увеличением концентрации углекислого газа за последнее двадцатилетие (годы 61-80) и первое двадцатилетие (годы 1-20). Связано это с тем, что к сожалению, данные за каждое двадцатилетие контрольного эксперимента доступны не для всех моделей, участвующих в СМIP. Всего в программе СМIP принимало участие около 30 совместных моделей атмосферы и океана, но на настоящий момент данные по температуре и потокам тепла на поверхности доступны лишь для 18 моделей. В таблице 3 приведены их сокращенные названия, а описание представлено в Интернете по адресу: <http://www-rcmdi.llnl.gov/cmip/cmiphome.html>. В 10 из этих моделей использована процедура коррекции потоков тепла на поверхности.

3.1. Сравнение глобального потепления в моделях СМIP

В таблице 3 для каждой модели приведены величины глобального потепления и изменения составляющих баланса тепла на поверхности, а также данные, полученные осреднением по всем моделям. Здесь же приведены коэффициенты корреляции между величиной глобального потепления и составляющими баланса тепла, а также коэффициент регрессии между этими величинами, рассчитанный как тангенс угла наклона прямой, аппроксимирующей по методу наименьших квадратов соответствующие данные моделей. Модели в таблице упорядочены по убыванию величины глобального потепления.

Средняя величина глобального потепления для всех моделей составляет величину 1.69 К, а среднеквадратичное отклонение равно 0.61 К. Потепление минимально в модели NRL (0.75 К) и максимально в модели NCAR-WM (3.77 К). При глобальном потеплении в среднем происходит нагревание поверхности Земли за счет изменения длинноволнового радиационного баланса (2.51 Вт/м^2) и потока явного тепла (0.82 Вт/м^2), в то время как потоки скрытого тепла и поток тепла в океан действуют противоположным образом. Хотя осредненное по всем моделям изменение коротковолнового радиационного баланса мало (-0.14 Вт/м^2), его среднеквадратичное отклонение равно 1.37 Вт/м^2 , то есть оказывается больше, чем для всех остальных составляющих теплового баланса. Для большинства моделей, величина глобального потепления в которых меньше средней, изменение коротковолнового радиационного баланса отрицательно. Коэффициент корреляции величины глобального потепления и изменения коротковолнового радиационного баланса по всем моделям составляет 0.72, а коэффициент регрессии между этими величинами равен $1.62 \text{ Вт/(м}^2\text{К)}$. Коэффициент корреляции между величиной глобального потепления и изменением потока скрытого тепла равен -0.65 , а коэффициент регрессии составляет величину $-1.09 \text{ Вт/(м}^2\text{К)}$. Для потока тепла в океан эти величины равны -0.43 и $-0.41 \text{ Вт/(м}^2\text{К)}$, соответственно. Для длинноволнового радиационного баланса и потока явного тепла величины коэффициентов корреляции и регрессии малы.

Таблица 3. Изменения температуры приповерхностного воздуха и составляющих баланса тепла на поверхности при увеличении содержания CO₂ для различных моделей СМIP. Здесь T означает изменение температуры приповерхностного воздуха (К); H_L - то же для потока скрытого тепла, H_O - то же для потока тепла из океана, H_S - то же для потока явного тепла, H_{LW} - то же для баланса длинноволновой радиации, H_{SW} - то же для баланса коротковолновой радиации (все величины в Вт/м²); AV - значения рассматриваемых величин, осредненных по всем моделям; D - соответствующие среднеквадратичные отклонения; C - коэффициент корреляции составляющих баланса тепла на поверхности и T ; k - коэффициент регрессии между составляющими баланса тепла и температурой (Вт/(м²К)); FC - наличие коррекции потока тепла на поверхности (+ есть, - нет). Положительные величины потоков тепла соответствуют притоку тепла к поверхности. Модели упорядочены по убыванию величины глобального потепления.

Модель	T	H_L	H_O	H_S	H_{LW}	H_{SW}	FC
NCAR-WM	3.77	-4.07	-1.98	0.76	1.76	3.77	-
GFDL	2.06	-3.39	-1.52	1.40	2.00	1.43	+
LMD	1.97	-2.81	-0.52	0.98	3.21	-0.86	-
CCC	1.93	-1.17	-1.31	1.34	2.88	-1.76	+
UKMO3	1.86	-1.44	-0.98	-0.19	2.76	-0.24	-
CERF	1.83	-3.70	-0.75	1.26	3.39	-0.21	-
CCSR	1.75	-1.37	-0.92	0.53	2.75	-0.99	+
CSIRO	1.73	-2.56	-1.29	0.77	2.01	1.19	+
GISS	1.70	-2.26	-1.59	1.24	1.85	0.76	-
UKMO	1.59	-2.46	-0.79	0.78	2.89	-0.43	+
BMRC	1.54	-1.61	-0.94	0.51	2.53	-0.45	+
ECHAM3	1.54	-2.33	-0.78	0.68	2.75	-0.48	+
MRI	1.50	-3.46	-0.91	1.37	1.30	1.61	+
IAP	1.48	-0.67	-2.93	0.80	3.93	-1.82	+
NCAR-CSM	1.26	-1.63	-0.77	0.78	2.22	-0.59	-
PCM	1.14	-1.57	-0.70	0.77	2.28	-0.78	-
INM	0.99	-0.93	-0.77	0.48	2.37	-1.15	-
NRL	0.75	-0.75	-0.45	0.48	2.22	-1.50	+
AV	1.69	-2.12	-1.11	0.82	2.51	-0.14	
D	0.61	1.02	0.59	0.39	0.62	1.37	
C		-0.65	-0.43	0.16	-0.12	0.72	
k		-1.09	-0.41	0.11	-0.12	1.62	

Таким образом, в среднем большая величина глобального потепления имеет место в моделях, где происходит увеличение баланса коротковолновой радиации на поверхности, которое компенсируется увеличением испарения и, в меньшей степени, увеличением потока тепла в океан. Изменение длинноволнового радиационного баланса, а также потока явного тепла, в среднем практически не связано с величиной глобального потепления.

Данные моделей по коротковолновому радиационному балансу были проинтерполированы на одну и ту же сетку с шагом 5° по долготе и 4° по широте. Затем была вычислена величина D^c , представляющая собой разность композитов коротковолнового радиационного баланса, рассчитанных для моделей, у которых величина глобального потепления больше

усредненной по всем моделям, и для тех, где эта величина оказалась соответственно меньше средней:

$$D^c = \frac{\sum_{T_n > \bar{T}} H_n (T_n - \bar{T})}{\sum_{T_n > \bar{T}} (T_n - \bar{T})} - \frac{\sum_{T_n < \bar{T}} H_n (T_n - \bar{T})}{\sum_{T_n < \bar{T}} (T_n - \bar{T})},$$

где H_n - географическое распределение коротковолнового радиационного баланса, T_n - величина глобального потепления в модели номера n , \bar{T} - величина глобального потепления, усредненная по всем моделям.

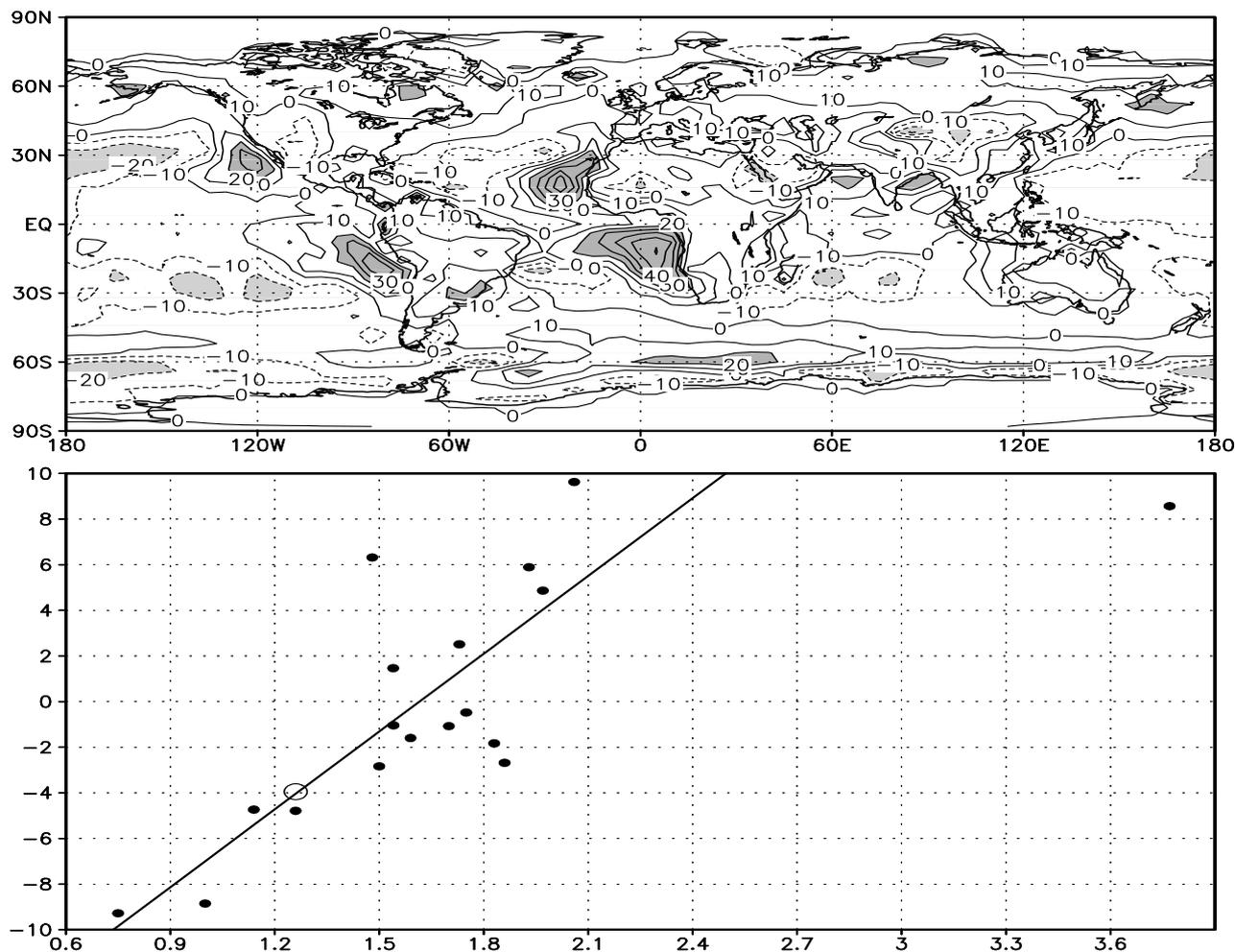


Рис. 5. Вверху - разность композитов баланса коротковолновой радиации на поверхности для моделей с величиной глобального потепления больше и меньше средней ($\text{Вт}/\text{м}^2$). Серым цветом отмечены значения, превышающие $20 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Внизу - величина проекции P баланса коротковолновой радиации на разность композитов, изображенную вверху, в зависимости от величины глобального потепления (К). По оси абсцисс отложена величина глобального потепления (К), по оси ординат - величина P ($\text{Вт}/\text{м}^2$), закрасенные кружочки обозначают данные моделей, через которые проведена наилучшая прямая. Пустые кружочки обозначает данные наблюдений.

Разность композитов D^c приведена в верхней части рис. 5. На нижнем графике по оси абсцисс отложена величина глобального потепления, а по оси ординат - величина проекции

P коротковолнового радиационного баланса H на разность композитов D^c для каждой модели. Величина проекции вычислялась как

$$P = \frac{\sum H_{ij} D_{ij}^c \cos \varphi_j}{\sqrt{\sum D_{ij}^c D_{ij}^c \sum \cos \varphi_j}}$$

где суммирование производится по всем узлам сетки. Каждой модели на рис. 6 соответствует определенная точка, а через их множество проведена прямая, рассчитанная методом наименьших квадратов. Видно, что все точки, кроме одной, лежат вблизи проведенной прямой. Исключение составляет модель NCAR-WM, в которой величина глобального потепления максимальна. Даже с учетом данных этой модели, коэффициент корреляции между величиной глобального потепления и величиной проекции P составляет 0.73. Это означает, что по географическому распределению коротковолнового радиационного баланса на поверхности можно в большой степени судить о том, какова будет величина глобального потепления в данной модели при увеличении содержания CO_2 .

В географическом распределении разности композитов D^c максимумы приходятся на тропические и субтропические области к западу от Африки и Америки. На большей части остальных тропиков и субтропиков разность композитов близка к нулю или отрицательна. Как легко заметить, максимумы величины D^c приходятся на области океана с относительно холодной температурой его поверхности, на которые натекает более теплый воздух. В таких условиях под инверсией формируется слоистая облачность нижнего яруса, которая сильно влияет на радиационный баланс поверхности, поскольку облачность более высоких ярусов в этих ситуациях практически отсутствует.

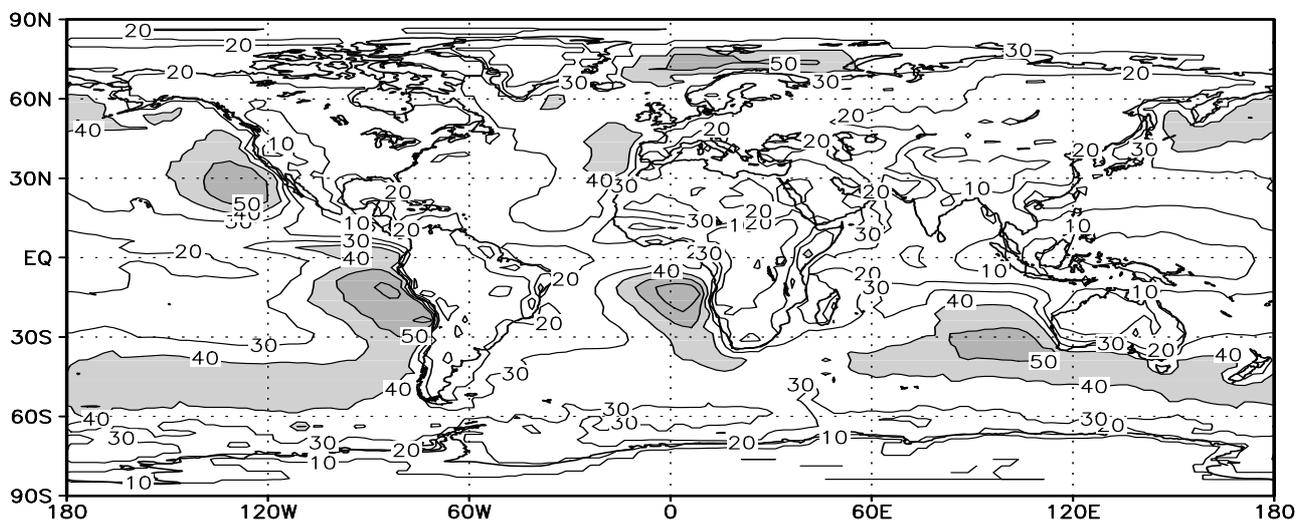


Рис. 6. Среднегодовая наблюдаемая облачность нижнего яруса (проценты) при отсутствии облачности верхнего и среднего ярусов по данным (Rossow and Schiffer, 1991).

На рис. 6 изображено среднегодовое количество облаков нижнего яруса C_L , рассчитанное по спутниковым данным (Rossow and Schiffer, 1991) при отсутствии облачности более верхних ярусов. Сравнение рис. 5 и 6 показывает, что местоположения основных максимумов величин D^c и C_L практически совпадают.

Таким образом, можно сделать вывод, что в моделях, имеющих большую чувствительность к увеличению содержания CO_2 , величины коротковолнового радиационного баланса в указанных выше районах имеют тенденцию быть больше, чем в моделях с низкой чувствительностью. Это означает, что, вероятно, в моделях с большой чувствительностью количество нижних облаков в условиях инверсии меньше, чем в моделях с малой чувствительностью.

Из имеющихся данных можно оценить и величину глобального потепления для реальной атмосферы, предполагая что данные для реальной атмосферы лежат на прямой, построенной по данным всех моделей методом наименьших квадратов и приведенной в нижней части рис. 5. С этой целью вычислим величину проекции P , используя данные наблюдений среднегодового коротковолнового радиационного баланса (Darnell et al., 1992). Эта величина оказалась равной -3.7 Вт/м^2 , а соответствующее ей место на прямой отмечено на рис. 6 кружком. Исходя из этой линейной зависимости, величина глобального потепления для реальной атмосферы должна быть около 1.3 К , что меньше среднего для всех моделей значения. Завышение чувствительности моделями означает, что в среднем в моделях количество нижней облачности под инверсией меньше, чем по данным наблюдений. Действительно, в обсуждавшихся районах с максимумами нижней облачности в тропиках и субтропиках в среднем по моделям коротковолновый баланс на $20\text{-}40 \text{ Вт/м}^2$ больше, чем по данным наблюдений (Darnell et al., 1992).

Заключение

В работе представлены некоторые результаты исследований чувствительности климатической системы по отношению к малым внешним воздействиям. Проанализирован отклик на увеличение CO_2 18 совместных моделей атмосферы и океана, принимающих участие в программе CMIP. Показано, что в суммарном отклике преобладающую роль играет его радиационная составляющая. Вместе с тем, существенный вклад вносит динамический отклик, главной компонентой которого является Арктическая осцилляция.

Описан метод вычисления оператора динамического отклика климатических моделей и реальной климатической системы на эти внешние воздействия (расчет возмущения первого момента). Показано, что приближенный оператор отклика позволяет с высокой точностью воспроизвести как величину, так и пространственную структуру линейной части отклика модели общей циркуляции атмосферы. По данным наблюдений и результатам моделирования построено внешнее воздействие, оптимальным образом возбуждающее Арктическую осцилляцию.

Установлено, что повышение температуры поверхности в климатических моделях при увеличении атмосферного содержания углекислого газа определяется, в основном, количеством тепла, расходуемым на прогрев океана, а также тем, насколько меняется радиационный баланс Земли в результате изменения облачности при изменении климата. Дана оценка ожидаемой величины глобального потепления ($1.3 - 1.5 \text{ К}$) реальной климатической системы при увеличении содержания CO_2 , свидетельствующая о том, что чувствительность многих современных совместных моделей общей циркуляции атмосферы и океана существенно завышена.

Показано, что различия в методах учета зависимости количества облачности от наличия инверсионных условий приводит к тому, что в разных моделях величина глобального потепления сильно различается. В свою очередь, правильное воспроизведение подынверсионной облачности является ключевым условием для воспроизведения правильной чувствительности модели к увеличению содержания углекислого газа.

Представленные в данной работе исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства промышленности, науки и технологий (контракт № МО-10(00)-П), Российского фонда фундаментальных исследований (гранты №№ 01-05-64150, 02-05-64901, 02-05-64909, 02-05-64911, 02-05-65020, 02-15-98515), Фонда содействия отечественной науке, а также ИНТАС (гранты №№ 00-189, 01-732, 01-2132).

Литература

Алексеев В.А., Володин Е.М., Галин В.Я., Дымников В.П., Лыкосов В.Н. Моделирование современного климата с помощью атмосферной модели ИВМ РАН. - М.: Препринт ИВМ РАН N 2086-B98. 1998. 215 с.

Володин Е.М., Дианский Н.А. Отклик совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана на увеличение содержания углекислого газа. - Известия АН. Физика атмосферы и океана, 2003, т. 39, 193-210.

Володин Е.М. и группы-участники СМIP. Связь величины глобального потепления при увеличении содержания углекислого газа и баланса тепла на поверхности по данным СМIP. - Известия АН. Физика атмосферы и океана. 2003 (в печати).

Дианский Н.А., Багно А.В., Залесный В.Б. Сигма-модель глобальной циркуляции океана и ее чувствительность к вариациям напряжения трения ветра. - Известия АН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. С. 537 - 556.

Дымников В.П. О связи естественных ортогональных составляющих полей метеозадающих с собственными функциями динамических операторов. - Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 24. С. 675-683.

Covey C., AchutaRao K.M., Lambert S.J., Taylor K.E. Intercomparison of present and future climates simulated by coupled ocean-atmosphere GCMs. - PCMDI Report N 66. 2000. P. 1-20.

Darnell W.L., Staylor W.F., Gupta S.R., Ritchey N.A., Wilber A.C. Seasonal variation of surface radiation budget derived from International Satellite Cloud Climatology Project C1 data. - J. Geophys. Res. 1992. V.97. P.15741-15760.

Dymnikov V., Filatov N. Mathematics of climate modeling. - Birkhauser, Boston, 1997, 264 pp.

Dymnikov V., Gritsoun A. Atmospheric model attractors: chaoticity, quasi-regularity and sensitivity. - Nonlinear Processes in Geophysics. 2001. V. 8. P. 201 - 209.

Gritsoun A.S., Branstator G., Dymnikov V.P. Construction of the linear response operator of an atmospheric general circulation model to small external forcing. - Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. 2002. V. 17. P. 399 - 416.

Jones P.D., New M., Parker D.E., Martin S., Rigor I.G. Surface air temperature and its changes over the past 150 years. - Rev. Geophys. 1999. V.37. P. 173-199.

Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds B., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. - Bull. Am. Meteorol. Soc. 1996. V. 77. P. 437 - 471.

Pitcher E.J., Malone R.C., Ramanathan V., Blackmon M., Puri K., Bourke W. January and July simulations with a spectral general circulation model. - J. Atmos. Sci. 1982. V. 40, P. 580.

Rossow W.B., Schiffer R.A. ISCCP cloud data product. - Bull. Am. Meteorol. Soc. 1991. V.72. P.2-20.

Thompson D.W.J., Wallace J.M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I. Month-to-month variability. - J. Climate. 2000. V.13. P. 1000-1017.

Watterson I.G., Dix M.R., Colman R.A. A comparison of present and doubled CO₂ climates and feedbacks simulated by three general circulation models. - J. Geophys. Res. 1999. V.104. P.1943-1956.

Xie P., Arkin P. Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. - Bull. Amer. Meteor. Soc. 1997. v.78. P. 2539-2558.