
Международная школа молодых ученых
«Вычислительно-информационные технологии для наук об окружающей среде:
CITES – 2003», Томск, 1-7 сентября 2003 г.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КЛИМАТА

Лекция 4. Чувствительность климата

В.Н. Лыкосов

**Институт вычислительной математики РАН,
119991, Москва, ГСП-1, ул. Губкина, 8
e-mail: lykosov@inm.ras.ru**

Транзитивность и интранзитивность климатической системы

- Физические законы, управляющие поведением климатической системы, определяют изменения ее статистических свойств в ходе ее эволюции во времени, начиная от некоторого ее начального состояния.
- Согласно Лоренцу (Lorenz, 1968), если все ее начальные состояния приводят к одному и тому же набору статистических свойств за бесконечный интервал времени, то система называется транзитивной (или эргодической).
- Если же существуют два или большее число физически возможных климатов и разные исходные состояния формируют различные наборы статистических свойств, то система называется интранзитивной.
- Наконец, если существуют различные наборы статистических свойств, которые транзитивная система может приобретать в ходе эволюции от различных начальных состояний на протяжении длительного, но конечного интервала времени, то система называется почти-интранзитивной.

Прогноз климата

- На практике климат определяется как ансамбль состояний климатической системы за длительное, но конечное время (~ 30 лет).
- Закономерен вопрос о длине временного отрезка, на протяжении которого сохраняется тот или иной климат: при исследовании эпох оледенения характерное время составляет тысячелетия, а для сельского хозяйства важны процессы с временами порядка десятилетий.
- По определению (Lorenz, 1968), прогноз климата первого рода состоит в выявлении изменений статистических характеристик климатической системы по мере приближения к концу рассматриваемого отрезка времени, а изучение предсказуемости (также первого рода) – в исследовании того, возможен ли такой прогноз.
- Прогнозы же, не связанные непосредственно с хронологическим порядком различных состояний климатической системы, Лоренц называет климатическими прогнозами второго рода.
- Такого рода прогнозы имеет смысл и в том случае, когда климатический ансамбль определен на бесконечном промежутке времени.
- Это может быть, например, в случае, когда исследуется влияние на климат удвоения концентрации углекислого газа, а динамика ее изменений не рассчитывается.

- Чувствительностью климата называют изменения характеристик климатической системы при заданном изменении внешних условий (Дикинсон, 1988).
- В частности, речь может идти о том, насколько велико влияние антропогенных факторов или как зависит модельный климат от особенностей использованных в модели схем параметризации.
- Например, для глобально осредненных климатических моделей с единственной переменной (температурой), чувствительность представляет собой изменения температуры, обусловленные вариациями параметров радиационного баланса.
- Диагностические исследования поверхностной температуры воздуха показывают, что:
 - а) за последние 30 лет произошли заметные изменения среднедекадной (поверхностной) температуры воздуха - произошло ее повышение;
 - б) максимальные изменения температуры произошли зимой в Сибири и на северо-западе Канады;
 - в) летние изменения температуры существенно меньше;
 - г) поверхностная температура Северной Атлантики не только не повысилась, а даже понизилась.

- В чем причина этих изменений?
- Являются ли эти изменения следствием собственных колебаний параметров климатической системы, или это есть следствие антропогенных воздействий, связанных с увеличением, например, концентрации углекислого газа и сульфатных компонентов в атмосфере?
- Необходима теория чувствительности климатической системы к малым внешним воздействиям, которая давала бы конструктивный метод вычисления изменений климата под влиянием этих воздействий.
- В основу такой специальной, математической, теории климата целесообразно положить методы теории динамических систем (Дымников и Филатов, 1994).
- С этой целью реальной климатической системе необходимо сопоставить некоторый математический объект, представляющий идеализацию реальной системы и который можно назвать ее "идеальной" моделью.
- Предполагается, что такая "идеальная" модель существует и что наблюдаемая динамика климатической системы представляет собой реализацию траектории, порождаемой этой моделью.
- Необходимо ответить на вопрос: что и с какой точностью должна воспроизводить климатическая модель, чтобы ее чувствительность к разнообразным малым внешним воздействиям была близка к чувствительности реальной климатической системы?

Теория чувствительности (Дымников и Филатов, 1994, Дымников и др., 2003)

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

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

$\psi(\lambda, \varphi, \sigma, t)$ - вектор-функция параметров климатической системы $(u, v, \dot{\sigma}, T, q, S, \dots)$; $K(\psi)$ - "динамический" оператор задачи; D - оператор, описывающий диссипацию системы; f - внешнее возбуждение.

Система приведена к такому виду, что ее энергию можно выразить квадратичной формой $E \equiv (\psi, \psi)$. Это означает, что $\psi \in \Psi$, где Ψ - гильбертово пространство со скалярным произведением (\cdot, \cdot) , являющееся по определению фазовым пространством рассматриваемой системы.

Пусть пространство Ψ сепарабельно, т.е. в нем можно ввести счетный базис $\{\psi_i\}$, а функцию ψ - разложить по этому базису:

$$\psi = \sum_{i=1}^{\infty} \alpha_i \psi_i .$$

Коэффициенты Фурье α_i - координаты ψ в пространстве Ψ аналогично обычным геометрическим координатам. Если ψ_i есть функция только пространственных координат, то α_i - функция от времени.

Функцию ψ в любой момент времени t можно считать точкой в пространстве Ψ с координатами $\{\alpha_i(t)\}$, а решение $\psi(t)$ при изменении t будет представлять из себя некоторую кривую в этом пространстве, которую будем называть *траекторией*.

Предполагается, что записанная выше система обладает *глобальным аттрактором*, под которым понимается некоторое множество в фазовом пространстве, такое, что траектория, выпущенная из любой точки пространства Ψ , со временем притягивается к этому множеству, а попав на это множество, здесь же и остается.

Множество $A \in \Psi$ называется глобальным аттрактором полугруппы $S_t, t \geq 0$, если: 1) A - компактно; 2) A - инвариантно, т.е. $S_t A = A \quad \forall t \geq 0$; 3) A притягивает каждое ограниченное множество $B \in \Psi$.

Вся динамика рассматриваемой системы может быть разбита условно на два этапа: приближение к аттрактору и движение на аттракторе. Для качественного анализа динамики климатической системы на ее аттракторе полезными оказались современные модели климатической системы, которые в той или иной мере успешно описывают современный климат.

Опыт гидродинамического краткосрочного и среднесрочного прогноза погоды свидетельствует о том, что траектория атмосферы неустойчива в смысле Ляпунова: какую бы малую ошибку в начальных данных не внести: всегда найдется время T , при котором ошибка достигнет конечной величины.

Математически это формулируется следующим образом (Дымников и Филатов, 1994).

Решение $\psi = S_t \psi_0$ называется неустойчивым по Ляпунову, если для некоторого $\varepsilon > 0$ и любого $\delta > 0$ найдется решение $\psi^* = S_t \psi_0^*$ и момент $t_0 > 0$, такие, что $\|\psi_0^* - \psi_0\|_{\Psi} < \delta$ и $\|\psi^*(t_0) - \psi(t_0)\|_{\Psi} \geq \varepsilon$.

Неустойчивая траектория, заключенная в ограниченный объем (аттрактор), порождает динамический хаос. Это означает, что если выпустить из малой окрестности точки ψ_0 пучок траекторий, то они разбегутся, но оставаясь в замкнутом объеме, перепутаются очень сложным образом.

Характерное время разбегания определяется положительными показателями Ляпунова, а их количество дает число направлений, вдоль которых траектория неустойчива.

Если траектория климатической системы находится на ее аттракторе, а ее динамика здесь хаотична и эргодична. Это означает, что траектория всюду плотна на аттракторе и существует инвариантная эргодическая мера.

Эргодическая мера любого подмножества на аттракторе совпадает со временем, которое траектория проводит на этом подмножестве. Осреднение по мере (среднее по ансамблю) будет совпадать с осреднением вдоль траектории.

Требуется доказать устойчивость аттрактора (как множества) и меры на нем по отношению к возмущениям внешнего воздействия и вычислить линейные операторы связи возмущений (например, моментов от решения) с возмущениями внешнего воздействия.

Для получения конкретных результатов целесообразно ограничить класс рассматриваемых систем, используя подходы теории регулярных систем, обладающих квадратичным законом сохранения (энергии) и несжимаемости фазового объема в фазовом пространстве. Пусть имеется регулярная система:

$$\frac{d\psi_i}{dt} = Q_i(\psi) \left(\sum_i \psi_i^2 = E, \sum_i \frac{\partial Q_i}{\partial \psi_i} = 0 \right), \psi_i|_{t=0} = \psi_{i0}.$$

Возмутим эту систему малой правой частью $\delta f(t)$. Будем иметь

$$\frac{d\psi'_i}{dt} = Q_i(\psi') + \delta f, \psi'_i|_{t=0} = \psi_{i0}.$$

Обозначим $\delta\psi = \psi' - \psi$ и линеаризируем эту систему уравнений относительно ψ на интервале малых времен, когда $\delta\psi$ мало. Если $\delta f = 0$ при $t \leq 0$, то для $\delta\psi$ справедливо выражение

$$\delta\psi(t) = \int_0^t G(t, t') \delta f(t') dt', \quad \text{где } G(t, t') \text{ - функция Грина}$$

линеаризованной задачи, определяемая системой ее фундаментальных решений.

Усредняя это соотношение по равновесному ансамблю рассматриваемой системы, получаем

$$\langle \delta\psi(t) \rangle = \int_0^t \langle G(t, t') \rangle \delta f(t') dt' .$$

Kraichnan, 1959: диссипационно-флуктуационная теорема:

$$\langle G(t, t') \rangle = \langle G(t - t') \rangle \square \langle G(\tau) \rangle = C(\tau) C^{-1}(0) ,$$

где $C(\tau)$ есть - ковариационная матрица вектора ψ со сдвигом τ :

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

Соотношение для $\langle G(t, t') \rangle$ означает, что оператор отклика U регулярных систем на малые постоянные по времени внешние воздействия δf :

$\langle \delta\psi(t) \rangle = U \delta f$ можно вычислить по статистическим характеристикам этих

системе: $U = \int_0^{\infty} C(\tau) C^{-1}(0) d\tau .$

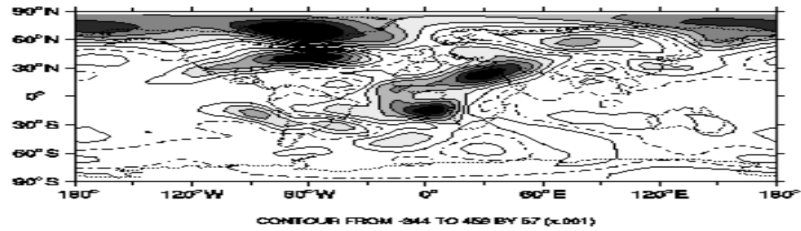
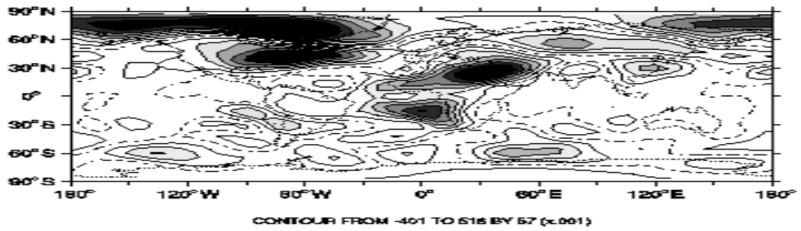
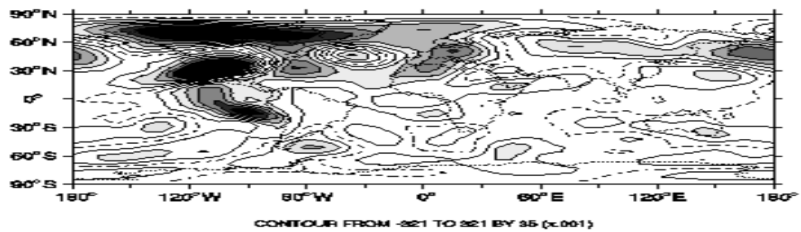
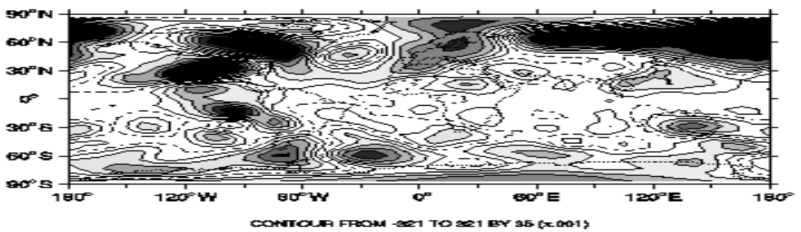
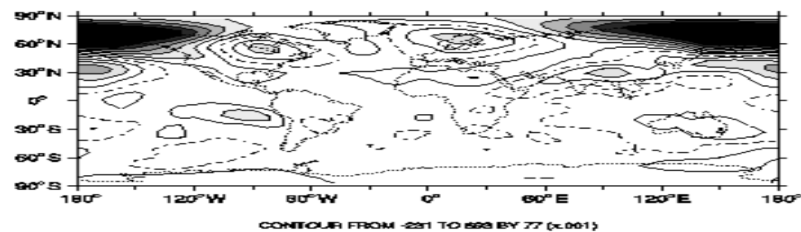
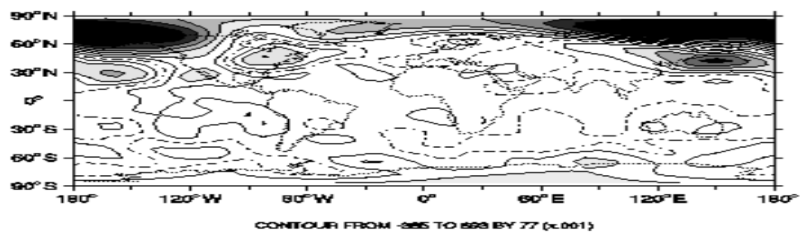
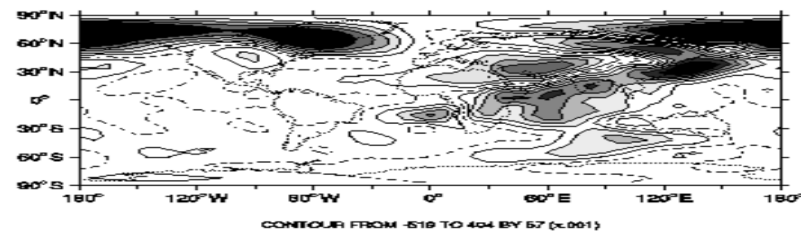
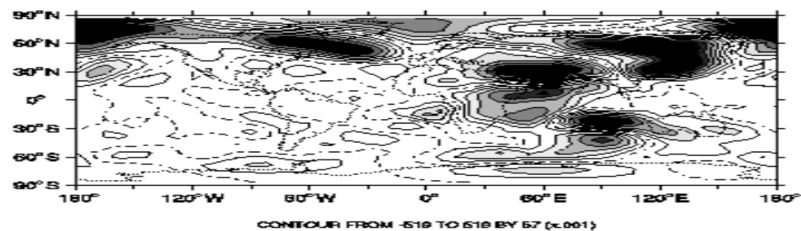
Практическое использование ДФС

- Если рассматриваемая система эргодична, то оператор отклика может быть рассчитан по одной (типичной) траектории.
- Диссипационно-флуктуационное соотношение (ДФС) является приближенным, но оно выполняется точно, если исходная система линейна, а δf есть δ - коррелированный по времени гауссовый случайный процесс.
- Это соотношение может оставаться приближенным с хорошей точностью, если энергия в системе "почти" сохраняется и "почти" сохраняется фазовый объем (или равновесное распределение является "почти" гауссовым).
- Для его использования в качестве аппроксимации оператора отклика диссипативной системы (на ее аттракторе) на малые внешние воздействия необходимо установить, при каких условиях динамика диссипативных систем на аттракторах будет квазирегулярной.
- Показано (Дымников и Грицун, 2001), что гидродинамические модели с рэлеевской диссипацией являются квазирегулярными системами.
- С высокой точностью ДФС выполняются для баротропной и двуслойной бароклинических глобальных моделей атмосферы, если возмущение источников брать на подпространстве, натянутом на главные эмпирические ортогональные функции (Дымников и Грицун, 2000).

Иллюстрация эффективности использования оператора отклика (Gritsoun et al., 2002)

- Использована модель общей циркуляции Национального центра атмосферных исследований США CCM0 (Pitcher et al., 1982).
- Модель имеет девять вертикальных уровней в σ -системе координат. Прогностическими переменными являются вертикальная компонента относительной завихренности и горизонтальная дивергенция скорости ветра, а также приземное давление, температура и относительная влажность воздуха.
- Используется полный пакет физических параметризаций процессов подсеточного масштаба.
- Для аппроксимации уравнений по горизонтали применяется метод Галеркина с базисом, состоящим из сферических гармоник, при ромбоидальном усечении R15.
- Для аппроксимации по времени используется полунявная схема с временным шагом 30 минут.
- Проведен длительный (на один миллион дней) расчет с граничными условиями, соответствующими "непрерывному" январю (всего на траектории системы - два миллиона точек с 12-часовым интервалом).
- Дополнительные эксперименты по моделированию ее отклика на термические источники, расположенные на экваторе и в средних широтах.

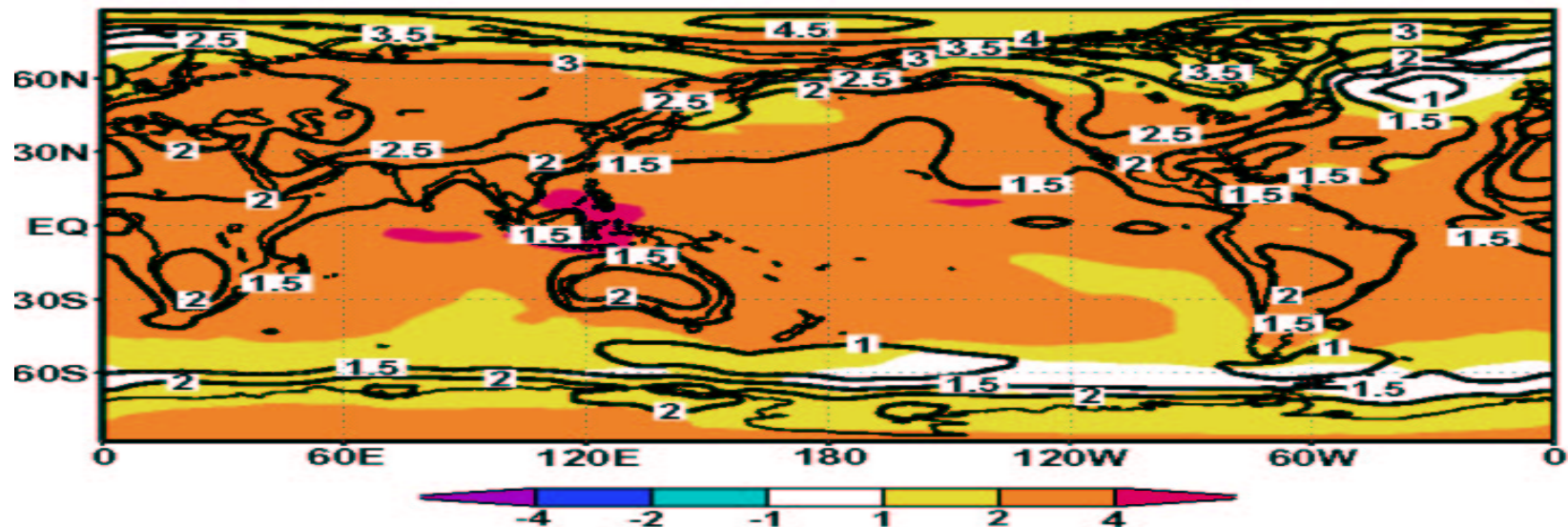
Линейная часть отклика модели (температура на уровне $\sigma = 0.926$) на протяженную по вертикали аномалию температуры на экваторе (слева) и отклик, полученный с помощью ФДС (справа). Нагревание - с центрами в точках (сверху вниз) 60 в.д., 150 з.д., 105 з.д. и 15 з.д.



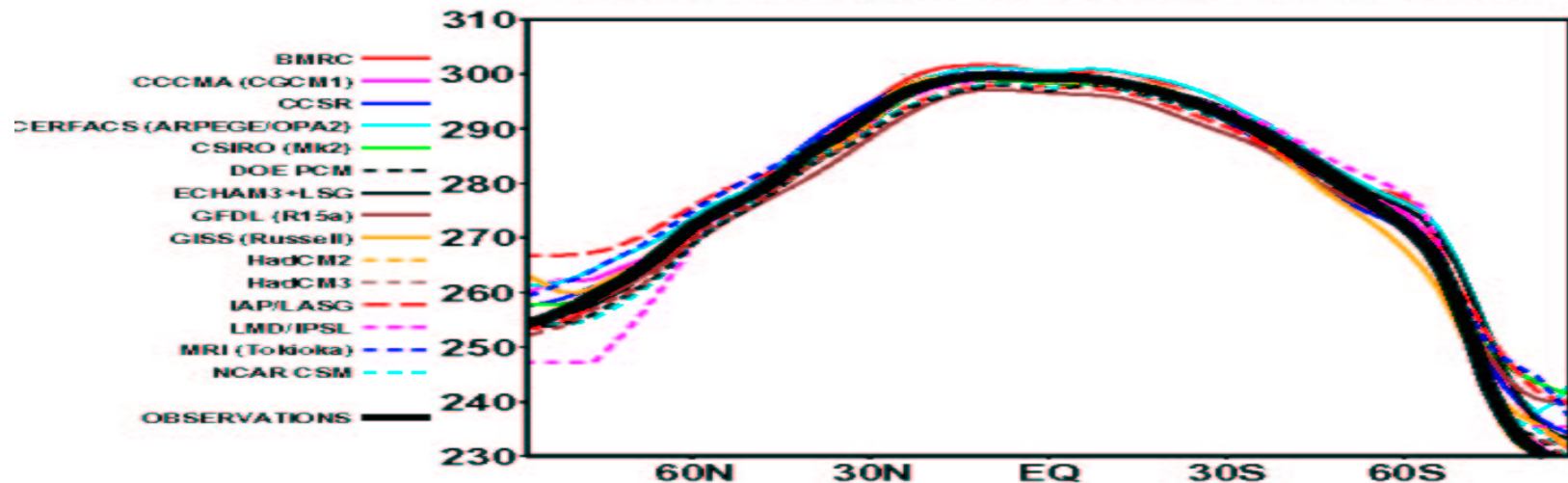
Отклик климатических моделей на удвоение концентрации углекислого газа (Covey et al., 2003)

- Эксперименты со CMIP2-моделями в рамках сценария 1% роста CO₂ в год. Удвоение – за 70 лет.
- Диапазон глобального среднего потепления в разных моделях – относительно узкий (1.5 - 4.5°C).
- Возможно, в силу того, что время отклика системы возрастает с увеличением чувствительности климата (Wigley and Schlesinger 1985).
- Модели с большей чувствительностью (больше потепление за счет удвоения CO₂) дальше от равновесного состояния чем менее чувствительные модели (в каждый конкретный момент времени).
- CMIP2 – модели с большей чувствительностью эффективнее реализуют тепло, поступающее в океана в процессе увеличения концентрации CO₂ (Raper et al. 2001).
- Усиленное потребление тепла океаном «затягивает» процесс потепления его поверхности.
- Разброс в отклике температуры поверхности океана на заданное возмущение меньше, чем неопределенность в прогнозе самого возмущения.
- В то же время, рост модельных осадков сильно отличается между моделями и не проявляет простых связей с модельными температурами.

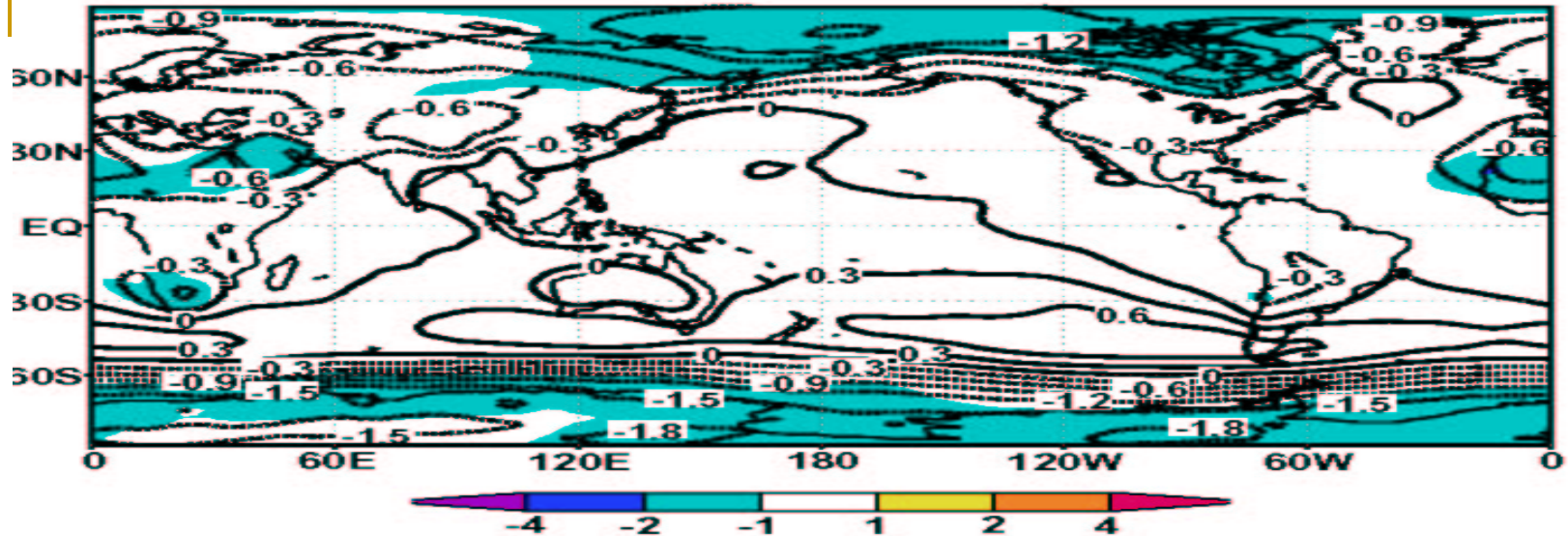
Surface Air Temperature Years (61-80) Minus Years (1-20)
 Model Mean Contoured Normalized Difference Shaded



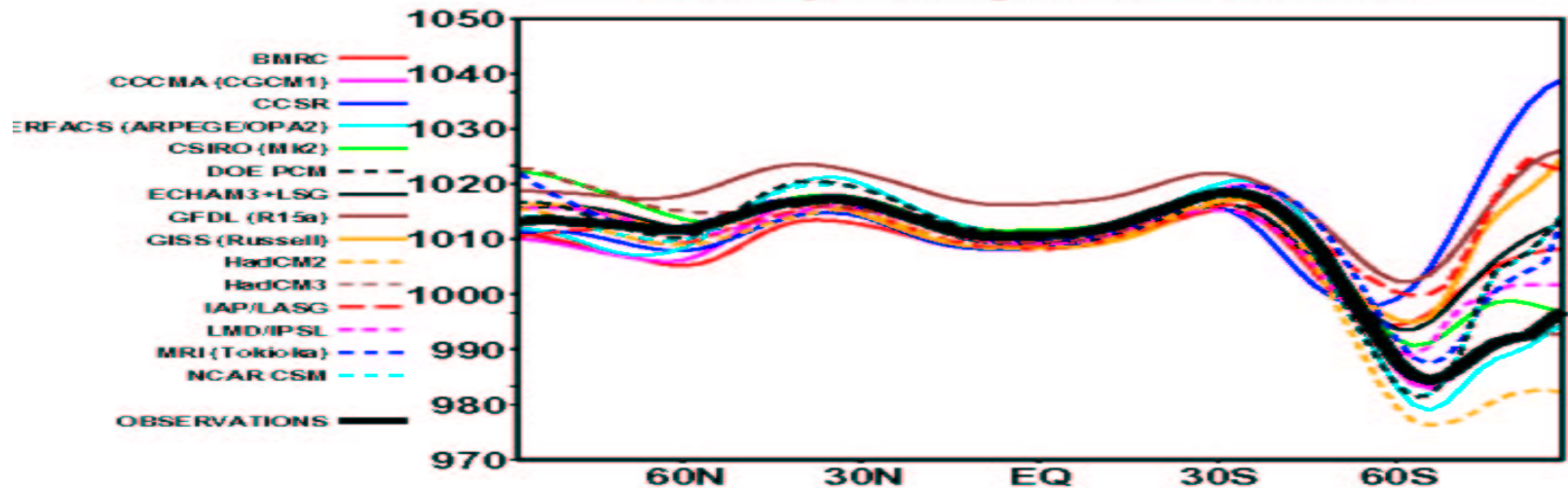
Zonally-Averaged Surface Air Temperature



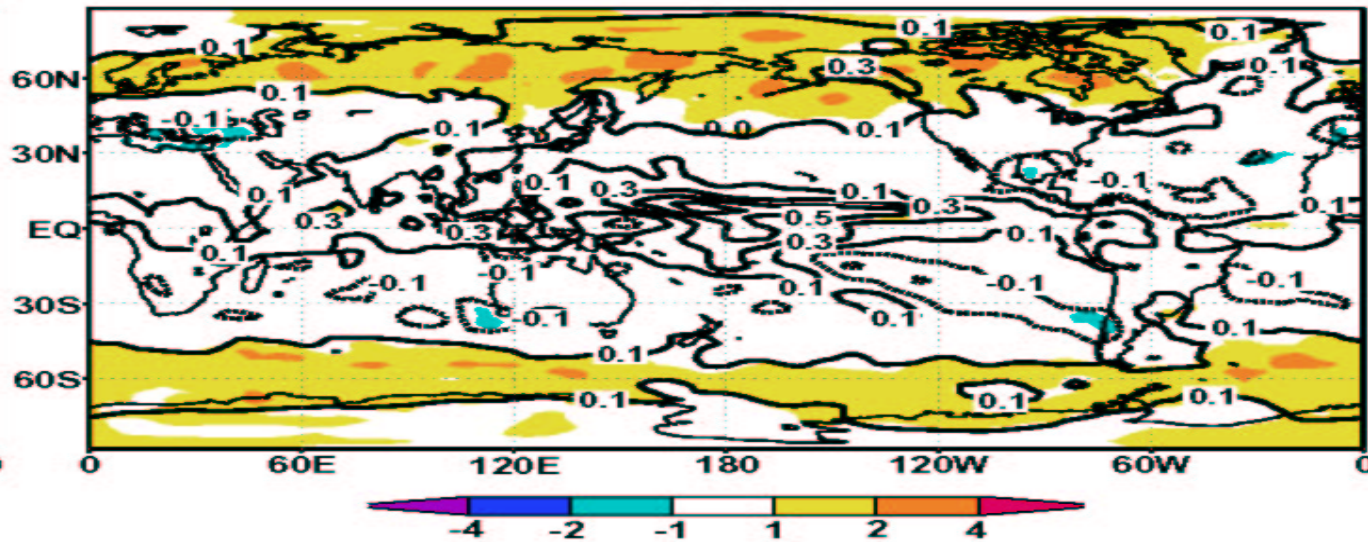
MSL Pressure Years (61-80) Minus Years (1-20)
Model Mean Contoured Normalized Difference Shaded



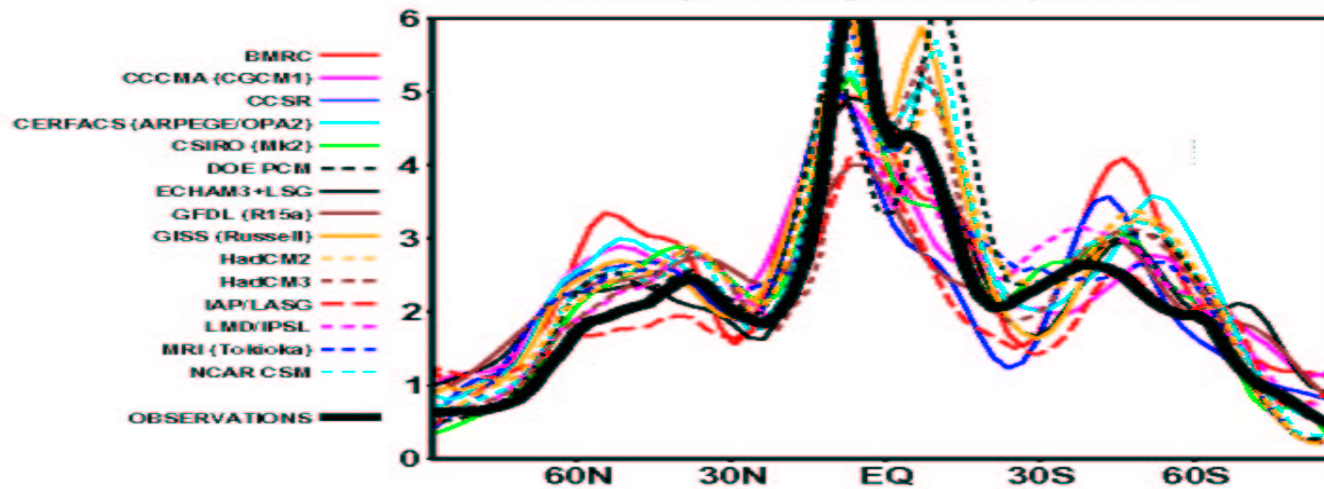
Zonally-Averaged MSL Pressure



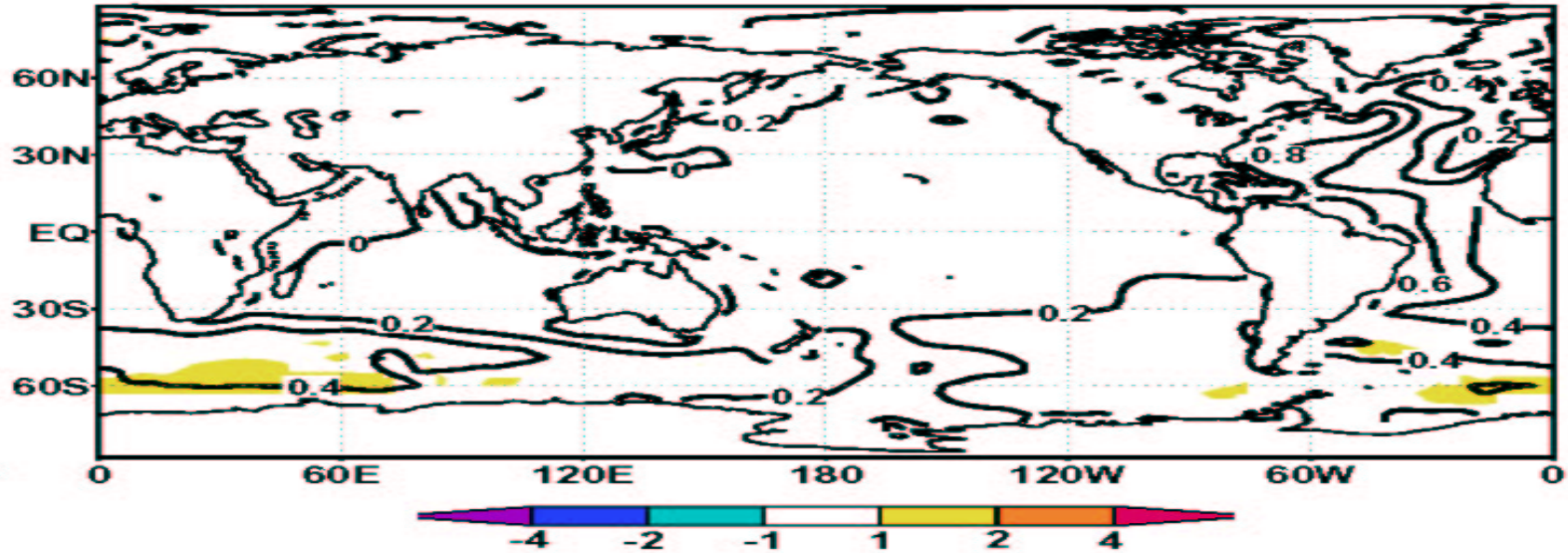
Precipitation Years (61-80) Minus Years (1-20)
 Model Mean Contoured Normalized Difference Shaded



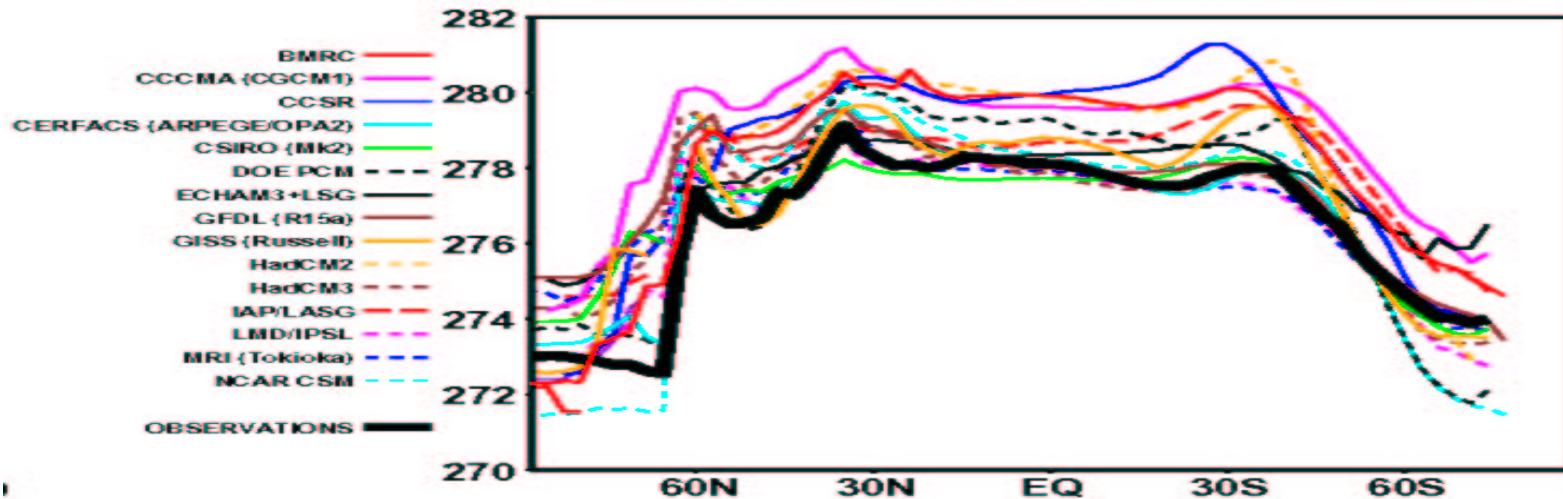
Zonally-Averaged Precipitation



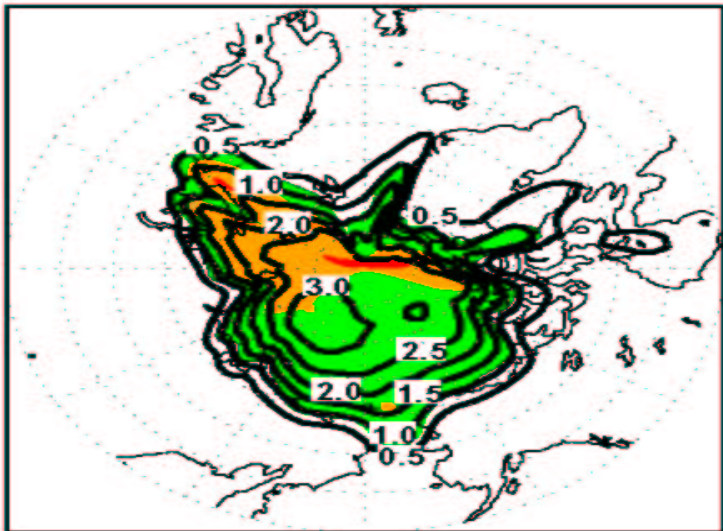
Temperature (1000m) Years (61-80) Minus Years (1-20)
 Model Mean Contoured Normalized Difference Shaded



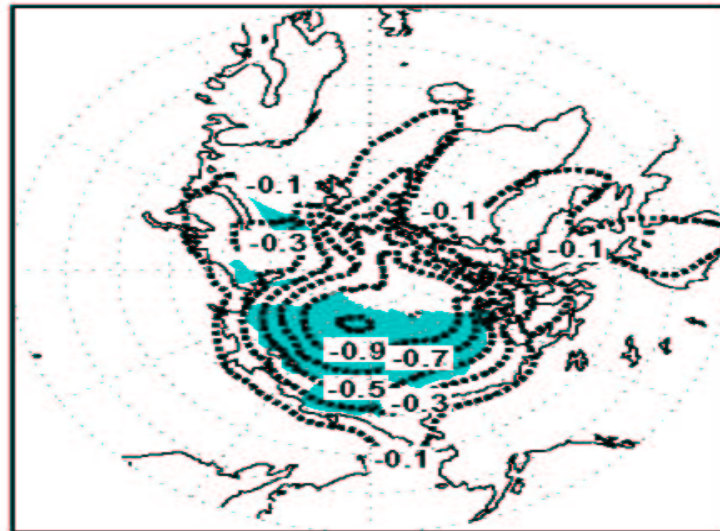
Zonally-Averaged Temperature (1000m)



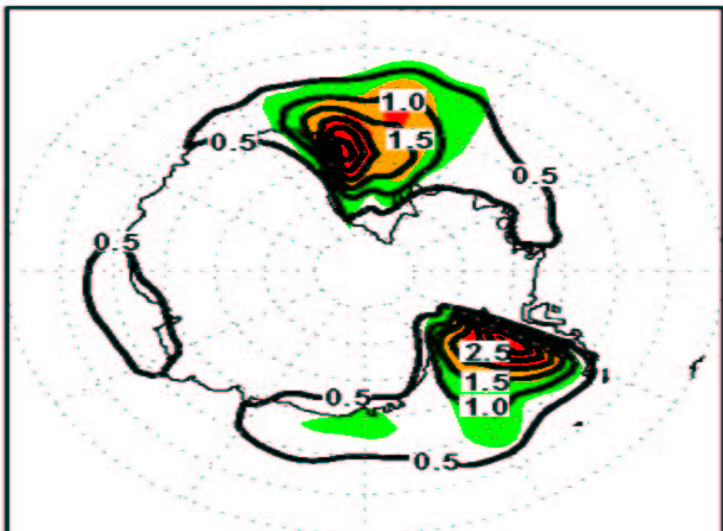
Sea Ice Thickness
Model Mean Contoured Model Standard Deviation Shaded



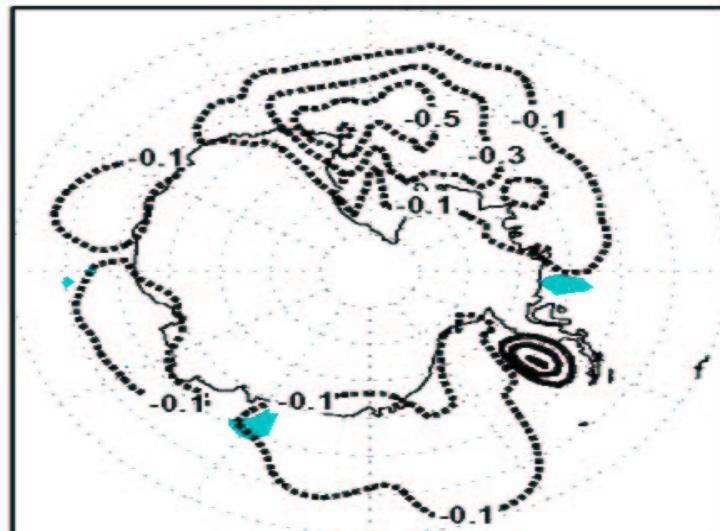
Sea Ice Thickness Years (61-80) Minus Years (1-20)
Model Mean Contoured Normalized Difference Shaded



Sea Ice Thickness
Model Mean Contoured Model Standard Deviation Shaded



Sea Ice Thickness Years (61-80) Minus Years (1-20)
Model Mean Contoured Normalized Difference Shaded

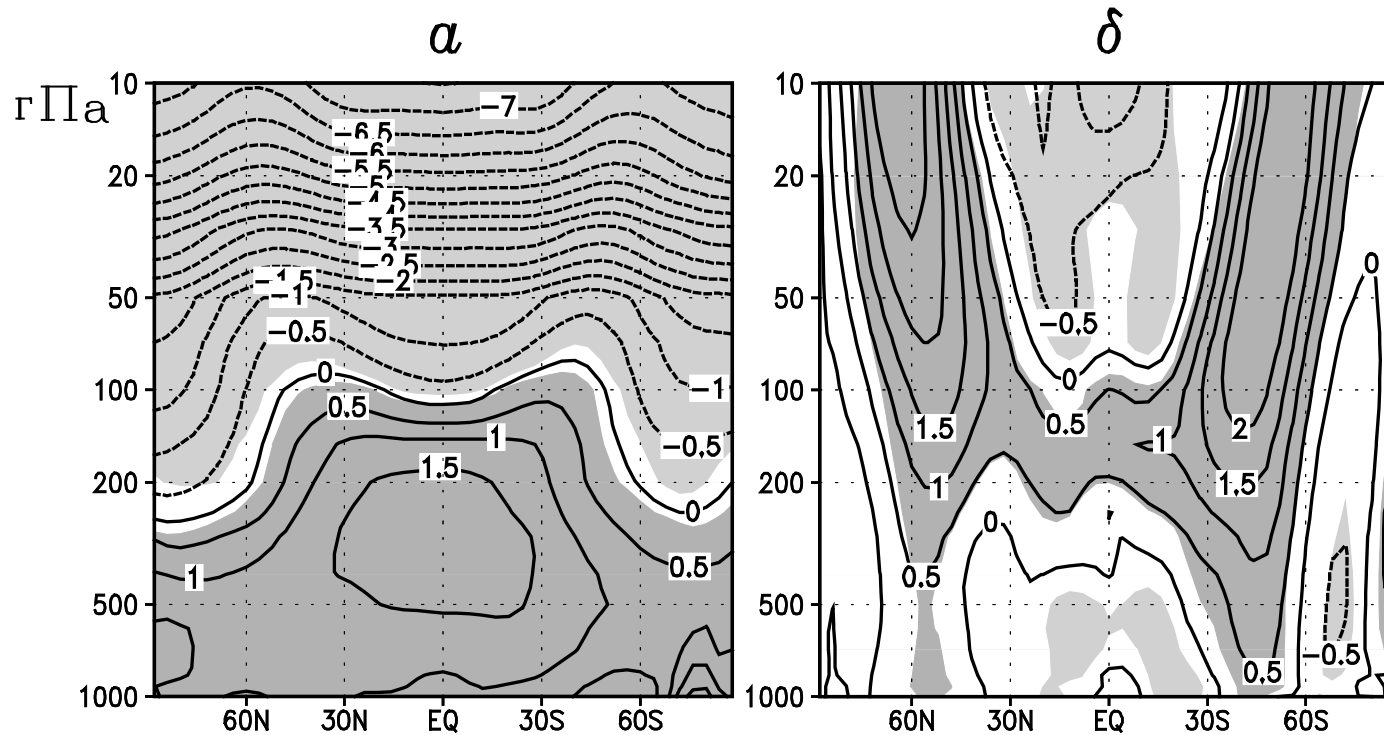


Результаты эксперимента по удвоению CO₂ с моделью ИВМ РАН (Володин и Дианский, 2003, Дымников и др., 2003)

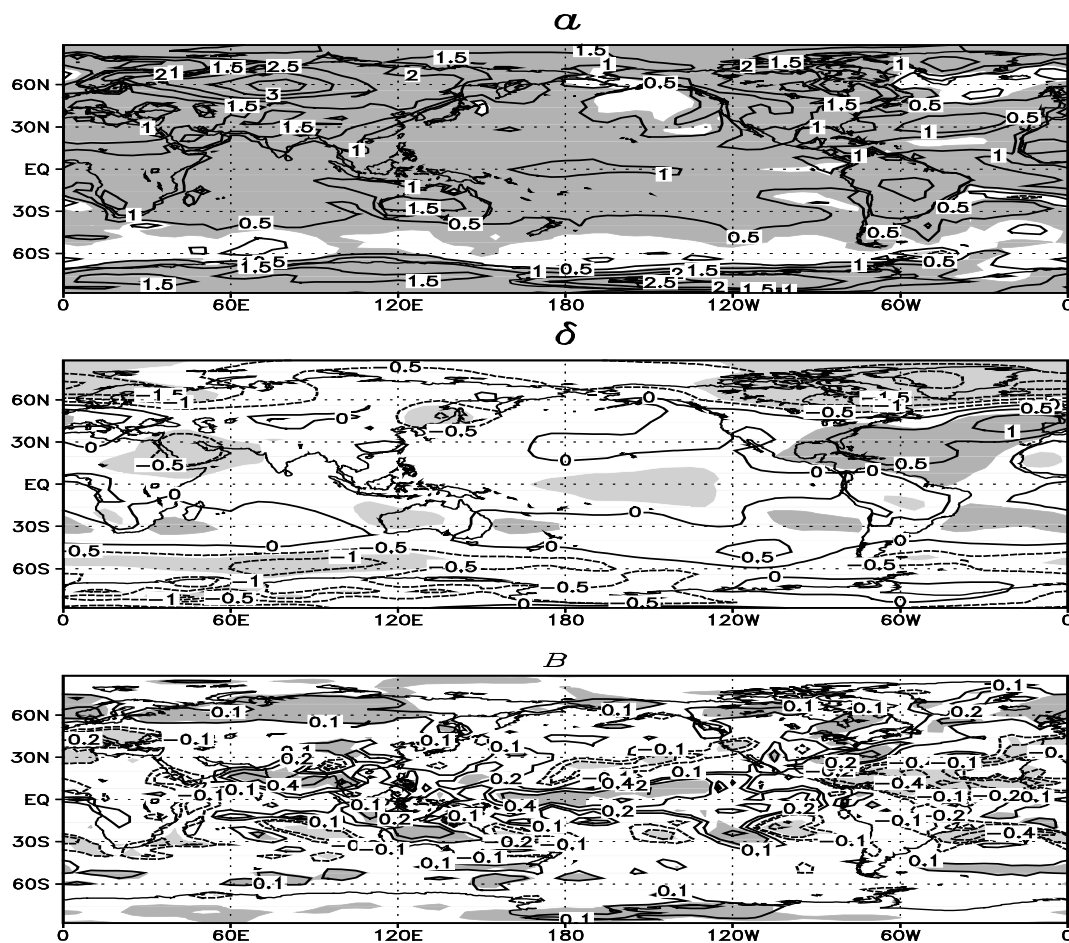
- Глобально осредненное потепление на поверхности составляет по данным модели около 0.9 К.
- Максимальное потепление происходит в центре Евразии и достигает там 2-3.5 К.
- В холодную половину года теплеет сильнее (на 3-5 К), чем в теплую половину (на 1-1.5 К).
- Приблизительно третья часть потепления в холодное полугодие в Евразии (1-2 К) объясняется изменением динамики атмосферы, а именно увеличением индекса Арктической осцилляции (падение давления в высоких широтах и усиление западного ветра в тропосфере и стратосфере вблизи 60°N).
- Аналогичное изменение динамики атмосферы в средних широтах Северного полушария происходит и при удвоении CO в модели атмосферы с фиксированной ТПО.
- Величина глобального потепления в модели ИВМ примерно в 2 раза меньше, чем в среднем для CMIP-моделей, и находится на уровне наименьших откликов среди всех моделей.
- Главным фактором роста среднеглобальной ТПО при увеличении концентрации CO₂ является изменение радиационного баланса поверхности океана.

- Формирование пространственной структуры отклика в ТПО осуществляется, в основном, за счет изменения суммарного (коротко- и длинно-волнового) радиационного баланса.
- Отклик в солёности поверхности океана в значительной мере определяется изменением, при увеличении концентрации CO₂, баланса пресной воды на поверхности океана.
- При этом в Тихом океане наблюдается распреснение, а в Атлантическом, в основном, осолонение поверхностных вод.
- Такой характер перераспределения потока пресной воды на поверхности океана приводит к повышению уровня в Тихом океане и его уменьшению в Атлантическом.
- Такое изменение уровня океана приводит к усилению так называемого "конвейерного переноса" (Broecker, 1991), при котором в среднем поверхностные воды Тихого и Индийского океанов медленно перетекают мимо южной оконечности Африки в Атлантику, далее текут на север, достигая зоны глубокой конвекции в Северной Атлантике, а затем опускаются на дно и возвращаются обратно в Тихий и Индийский океаны, перетекая вдоль дна.
- Отклик в меридиональном переносе тепла на увеличение содержания CO₂ формируется, в основном, за счет изменений, происходящих в структуре меридиональной циркуляции.

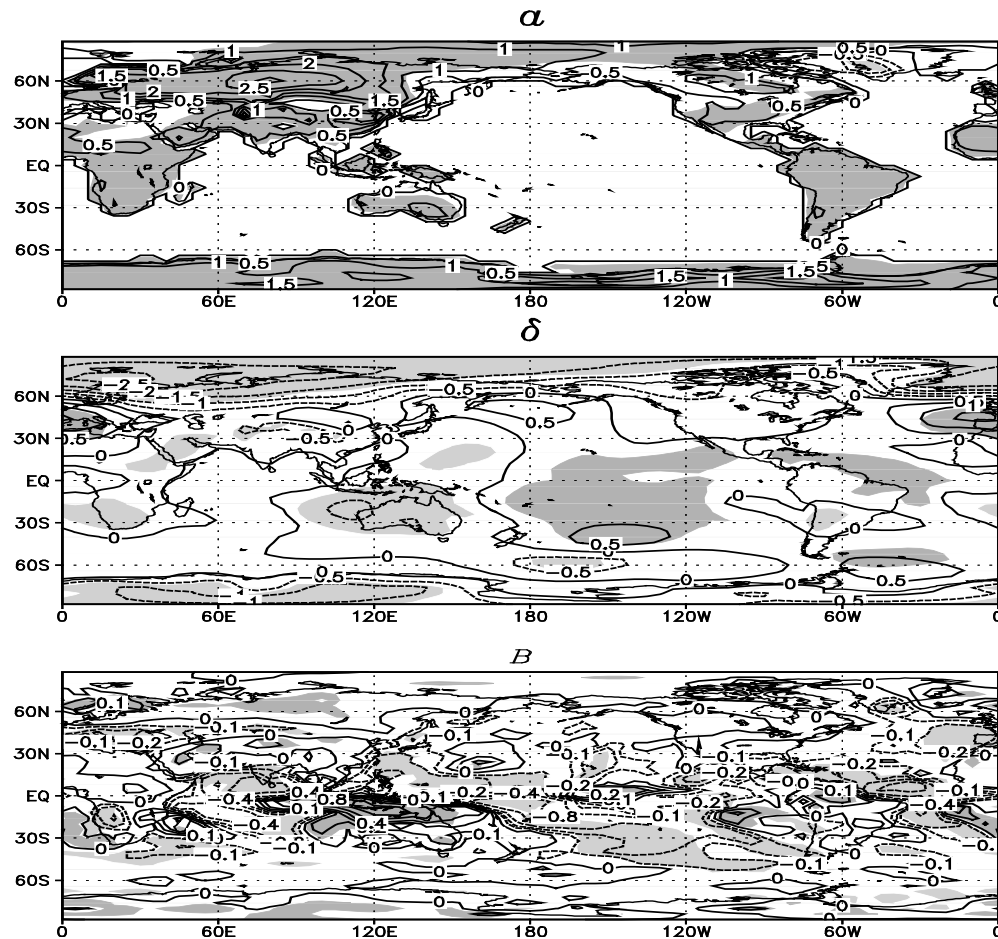
Среднегодовой отклик совместной модели на увеличение CO_2 для зонально осредненной температуры (а) и зональной скорости ветра (б). Изолинии проведены через 0.5 К для температуры и через 0.5 м/с для скорости ветра. Серым показаны области статистической значимости отклика с вероятностью 95 %.



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. Серым показаны области статистической значимости отклика с вероятностью 95 %.



Отклик температуры поверхности (а), давления на уровне моря (б) и осадков (в) в модели атмосферы с фиксированной температурой поверхности океана для условий непрерывного января. 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. Серым цветом показаны области статистической значимости отклика с вероятностью 95 %.



Основные механизмы формирования радиационного отклика (Володин, 2003)

Изменения температуры приповерхностного воздуха и составляющих баланса тепла на поверхности при увеличении содержания CO_2 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/м^2); 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 ($\text{Вт/м}^2\text{К}$); 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	

- 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 $1.62 \text{ Вт/(м}^2\text{K)}$.
- Коэффициент корреляции между величиной глобального потепления и изменением потока скрытого тепла равен -0.65 , а коэффициент регрессии составляет величину $-1.09 \text{ Вт/(м}^2\text{K)}$.
- Для потока тепла в океан эти величины равны -0.43 и $-0.41 \text{ Вт/(м}^2 \text{ K)}$, соответственно.
- Для длинноволнового радиационного баланса и потока явного тепла величины коэффициентов корреляции и регрессии малы.
- 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.

Поскольку величина глобального потепления значительно коррелирует с величиной изменения коротковолнового радиационного баланса, целесообразно выяснить, насколько хорошо можно оценить величину глобального потепления в конкретной модели, зная лишь географическое распределение коротковолнового радиационного баланса в ее контрольном эксперименте.

С этой целью 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, осредненная по всем моделям, символы

$$\sum_{T_n > \bar{T}} \quad \text{è} \quad \sum_{T_n < \bar{T}}$$

обозначают суммирование по всем тем моделям, где величина глобального потепления больше средней и меньше средней, соответственно.

На следующем рисунке в его верхней части приведена разность композитов D^c . 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, которая вычислялась как

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

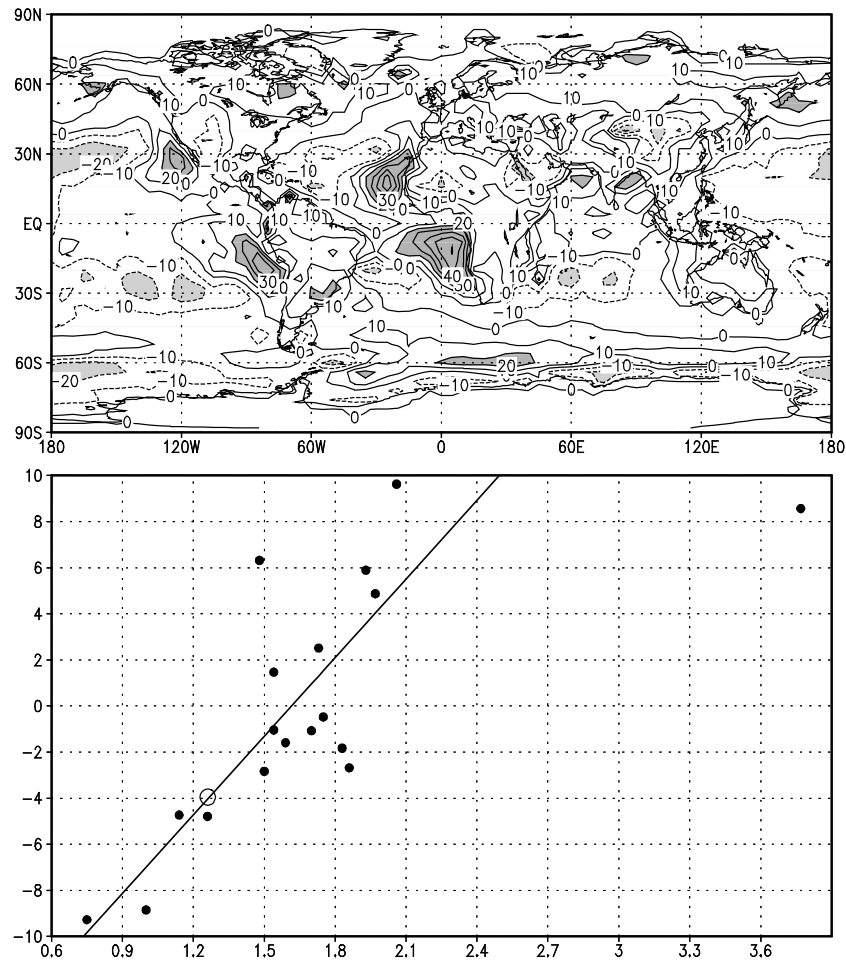
где суммирование производится по всем узлам сетки. Каждой модели на рисунке соответствует определенная точка, а через их множество проведена прямая, рассчитанная методом наименьших квадратов.

Видно, что все точки, кроме одной, лежат неподалеку от 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 .

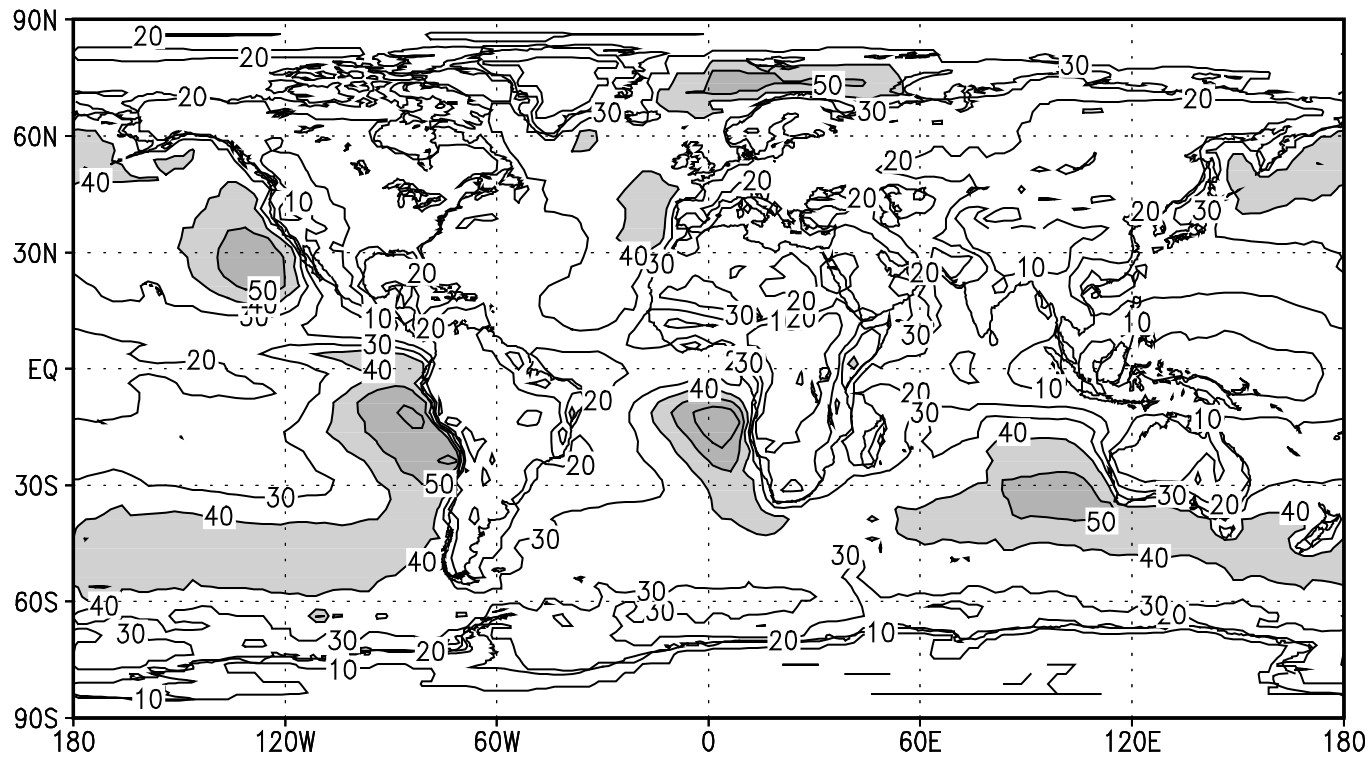
В географическом распределении разности композитов D^c максимумы приходятся на области океана с относительно холодной температурой его поверхности, на которые натекает более теплый воздух. В таких условиях под инверсией формируется слоистая облачность нижнего яруса, которая сильно влияет на радиационный баланс поверхности, поскольку облачность более высоких ярусов в этих ситуациях практически отсутствует.

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).

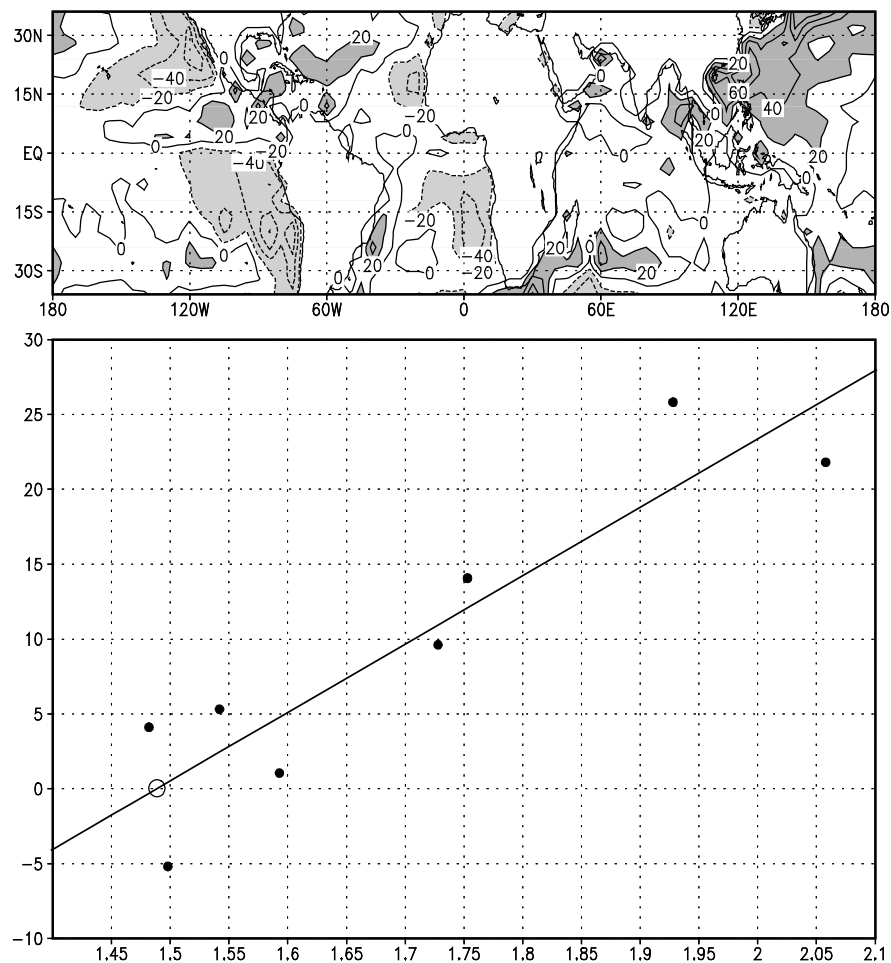


Среднегодовая наблюдаемая облачность нижнего яруса (проценты) CL при отсутствии облачности верхнего и среднего ярусов по данным (Rossow and Schiffer, 1991).

[местоположения основных максимумов величин D_s и CL практически совпадают]



Верх: разность композитов коррекции потока тепла на поверхности в тропиках и субтропиках для моделей с величиной глобального потепления больше и меньше средней (Вт/м²). Низ: величина проекции P коррекции потока тепла.



- Почти все рассмотренные модели в местах образования облачности нижнего яруса завышают поток тепла в океан и, вероятно, занижают само количество нижней облачности.
- Связано это, по-видимому, с тем, что подынверсионная облачность нижнего яруса плохо воспроизводится моделями, в которых облачность зависит только от относительной влажности (как правило, из-за грубого разрешения по вертикали).
- Для адекватного воспроизведения нижней облачности нужен специальный учет зависимости облачности от вертикальной температурной стратификации (Gordon et al., 2000, Дианский и Володин, 2002).
- Связано это с тем, что при увеличении содержания CO₂ тропосфера нагревается сильнее, чем поверхность Земли (Covey et al., 2000). В результате, вблизи поверхности возрастает частота возникновения инверсий и, следовательно, чаще формируется подынверсионная облачность.
- Это приводит к уменьшению приходящей коротковолновой радиации и ослаблению величины глобального потепления.
- Таким образом, 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.