

张明华. 2011. 平衡态和瞬变气候对人类活动强迫的响应[J]. 大气科学学报, 34(3): - .  
Zhang Ming-hua. 2011. Equilibrium and transient climate response to anthropogenic forcing: The impact of atmospheric feedback processes[J]. Trans Atmos Sci, 34(3): -.

平衡态和瞬变气候对人类活动强迫的响应

张明华

(美国纽约州立大学石溪分校 海洋和大气科学学院, 美国 纽约 11794)

**摘要:**海陆气耦合模式,是用来定量描述过去气候变化的成因和预报未来气候变化的唯一数学工具。由于大气反馈过程的差异,特别是云辐射反馈的差异,这些模式对外强迫的平衡态响应有相当大的差异。然而,参加政府间气候变化专门委员会(Inter-governmental Panel on Climate Change, IPCC)第4次评估报告(Assessment Report, AR4)的所有耦合模式,对20世纪气候的模拟结果均非常相似。本文研究了这种相似性的产生原因及启示。结果表明,若大气反馈越大,则气候对外强迫的响应时滞越长、与深海的热交换越多、模式中海洋涌升流的影响越大。这3种同样重要的物理机制共同作用,降低了瞬变气候变化对模式差异的敏感性;然而,在较长的时间尺度上,模式间大气反馈过程差异将在多个方面显现出来。

**关键词:**平衡态气候响应;瞬变气候响应;人类活动强迫;大气反馈过程

**中图分类号:**P435      **文献标识码:**A      **文章编号:**1674-7097(2011)03-0000-12

Equilibrium and transient climate response to anthropogenic forcing: The impact of atmospheric feedback processes

ZHANG Ming-hua

(School of Marine and Atmospheric Sciences, State University of New York at Stony Brook, NY 11794, USA)

**Abstract:** Coupled ocean-land-atmospheric general circulation models are the only tools to quantitatively attribute past climate change in response to human activities and to predict the magnitude of future climate change. These models are known to differ considerably in their equilibrium sensitivities to external forcing, largely because of differences in atmospheric feedbacks, especially in cloud-climate feedbacks. Yet, all models that participated in the IPCC (Inter-governmental Panel on Climate Change) Assessment Report (AR4) showed very similar simulations of the 20th century climate by these models. This paper investigates the causes and implications of this similarity. It shows three equally important physical mechanisms acting together to reduce the sensitivity of transient climate change to model differences. These include the longer time delay of climate response to forcing, more heat exchange with the deep ocean, and larger impact of oceanic upwelling in models with larger atmospheric feedbacks, but inter-model differences will show up at longer time scales.

**Key words:** equilibrium climate response; transient climate response; anthropogenic forcing; atmospheric feedback processes

收稿日期: 2010-12-13; 改回日期: 2011-01-28  
基金项目: 美国能源部气候变化预测计划 (Climate Change Prediction Program, CCpp) 项目; 美国国家科学基金会项目; 美国 NASA (National Administration of Space and Aeronautics) 模拟和分析计划项目  
作者简介: Dr. Minghua Zhang, Professor, School of Marine and Atmospheric Sciences, State University of New York at Stony Brook, NY 11794, USA, Minghua. Zhang@stonybrook.edu.

0 引言

气候敏感度是指全球平均表面温度对某种特定外强迫的响应程度。人类燃烧化石燃料导致了大气中的温室气体不断增加,已知全球表面温度对人类活动响应的程度,即气候系统的敏感度,是近 30 a 的研究热点之一(Randall et al. ,2007)。

耦合模式(Coupled General Circulation Models, CGCMs)是研究气候敏感度的少数几个有效工具之一。早期研究采用的是带有海洋混合层的大气环流模式。在定常外强迫条件下,人们通过积分模式到平衡态去研究气候敏感度(Hansen et al. ,1984;Wetherald and Manabe,1988)。这种敏感度是指气候模式的平衡态敏感度。大气反馈过程特别是云反馈,在决定气候系统或者气候模式的敏感度上有重要作用(Cess et al. ,1990;Senior and Mitchell,1993)。各

模式在云反馈上的差异性可导致模式对外强迫有几倍之差的响应,其中外强迫是因大气中 CO<sub>2</sub> 浓度倍增所致,约为 3.7 W/m<sup>2</sup>(Andreae et al. ,2005)。

然而,IPCC AR4 中多模式集合的模拟结果表明,尽管这些模式的大气反馈过程显著不同(Soden and Held,2006;Dufresne and Bony,2008),但它们模拟的 20 世纪全球温度变化幅度却很相似(Meehl et al. ,2007)。图 1a 给出了观测(Brohan et al. ,2006)和两个耦合模式模拟的 140 a(1860—2000 年)的温度变化情况,两个模式分别为美国国家大气研究中心(NCAR)的 CCSM3 和美国地球流体力学实验室(GFDL)的 CM2。图 1b 给出了相应的气候强迫的最佳估算(Hansen and Sato,2001),气候强迫包括温室气体强迫(GHG)、温室气体和对流层气溶胶的共同强迫(GHG + Aer)和全部强迫(包括温室气体、对流层气溶胶、太阳活动和火山气溶胶;Total)。人

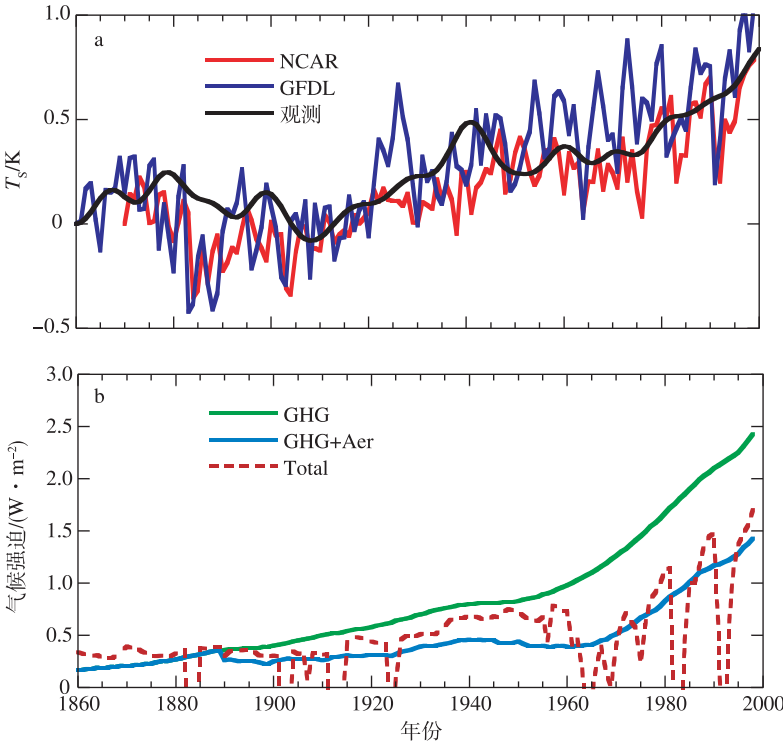


图 1 观测以及 NCAR CCSM3 和 GFDL CM2 模式模拟的 1860—2000 年全球平均表面温度异常变化(a)以及 1860—2000 年气候强迫结果(b;GHG 为温室气体强迫, GHG + Aer 为温室气体和对流层气溶胶共同强迫, Total 为温室气体、对流层气溶胶、太阳活动和火山气溶胶等全部强迫)

Fig. 1 (a) Simulation of globally averaged surface temperature anomalies from the NCAR CCSM3 and the GFDL CM2 and from observations from 1860 to 2000, and (b) climate forcing from 1860 to 2000 from greenhouse gases (GHG), the sum of greenhouse gases and tropospheric aerosols (GHG + Aer), and total forcing from greenhouse gases, tropospheric aerosols, solar variability and volcanic forcing

类工业化产生了约  $2.5 \text{ W/m}^2$  的温室气体强迫;在相同时段,对流层气溶胶的增加,导致了约  $1 \text{ W/m}^2$  的负强迫,其他成分的气候强迫相对较少,从而,这 140 a 的全部净强迫大约为  $1.5 \text{ W/m}^2$ 。图 1a 中两个模式使用了图 1b 中气候强迫的变异情况。

但是,NCAR CCSM3 和 GFDL CM2 模式具有不同的云反馈:NCAR CCSM3 为负的云反馈,而 GFDL CM2 为正的云反馈(Wyant et al., 2006)。如图 2 所示,对大气层顶(TOA)云辐射强迫的变化进行归一化处理(即以  $60^\circ\text{S} \sim 60^\circ\text{N}$  平均的表面温度为 1 个单位进行归一化处理),就  $60^\circ\text{S} \sim 60^\circ\text{N}$  平均而言,当表面温度改变 1 K 时,NCAR CCSM3 模式中的云变化将导致  $1.2 \text{ W/m}^2$  能量的损失,而在 GFDL CM2 模式中云变化将导致  $0.2 \text{ W/m}^2$  辐射能量的增加。结合这些数据以及约 0.7 K 模拟到的温度变化,可以推断:外强迫和 NCAR CCSM3 模式中云强迫之和约为  $0.7 (1.5 - 0.7 \times 1.2 \approx 0.7) \text{ W/m}^2$ ,

比图 1b 中  $1.5 \text{ W/m}^2$  少很多,而 GFDL CM2 模式中的云强迫却大于  $1.6 (1.5 + 0.7 \times 0.2 \approx 1.6) \text{ W/m}^2$ 。在这些差异下,两个模式为何模拟出相似 的 20 世纪气候变化?

本文研究瞬变气候对外强迫的响应。其目的就是回答一个简单问题:具有不同平衡态气候敏感度的模式,在观测到的外强迫下,为什么模拟出相似的 20 世纪气候? 回答了这个问题,就能推测在几十年到 100 a 的时间范围内,什么是决定气候变化的最重要因子。与此有关的,本文还要讨论能否从已经观测到的温度变化推算得到云反馈的强度。

Kiehl (2007) 利用集合模式的模拟结果讨论了同样的问题。他认为不同的模式采用了不同的大气气溶胶强迫,即高敏感度(正的云反馈)的模式用了较强的气溶胶冷却效应,而低敏感度(负的云反馈)的模式用了较弱的气溶胶冷却效应。本文将要给出与此不同的潜在物理原因,以此来解释不同模式模

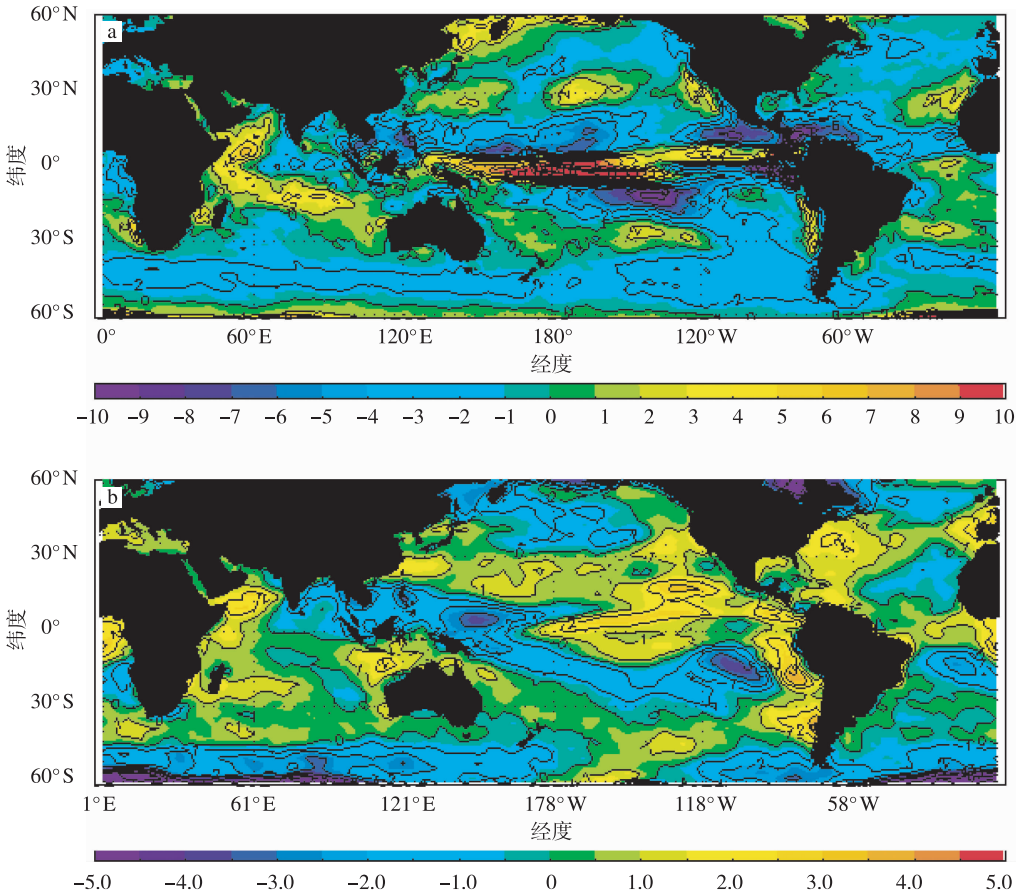


图 2 平衡态气候变化模拟中的经过归一化处理的云强迫变化(以  $60^\circ\text{S} \sim 60^\circ\text{N}$  平均的表面温度为 1 个单位进行归一化处理;单位:  $\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ ) a. NCAR CCSM3; b. GFDL CM2

Fig. 2 Change of cloud forcing in equilibrium climate change simulations normalized by a unit change of averaged surface temperature from  $60^\circ\text{S}$  to  $60^\circ\text{N}$  (units:  $\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ ) a. from the NCAR CCSM3; b. from the GFDL CM2

拟的 20 世纪气候变化情况。

内容安排如下:第 1 部分为模式介绍;第 2 部分是外强迫和敏感度的描述;第 3 部分为结果分析(包括特殊情形和一般情形);第 4 部分为结论。

## 1 模式介绍

就平均状况而言,大气可以用一个简单的能量平衡模型来描述。对于单位表面积,有以下公式:

$$\frac{\partial h_a}{\partial t} = N_s - N_t. \quad (1)$$

式中: $h_a$  是大气的湿静力能

$$h_a = \int_{p_t}^{p_s} \left( \frac{c_p T_a + gz + Lq}{g} \right) dp \quad (2)$$

式中  $N_t$  和  $N_s$  分别为地球表面的净向上能量通量和模式层顶(TOM)的净向上能量通量; $p_s$  为地球表面气压; $p_t$  为大气层顶气压; $T_a$ 、 $z$ 、 $q$  分别是气温、高度和水汽混合比; $c_p$ 、 $g$ 、 $L$  分别是比定压热容、重力加速度和蒸发或凝结潜热常数。方程(1)只适用于静力大气。 $p_t$  不必是真实大气层顶的气压,相反,它通常由外强迫所在层的气压来代替。

假定地球表面由海水覆盖,海水的混合层深度为  $D$ ,则混合层的热力学方程为

$$c_w \rho_w D \left( \frac{\partial T_s}{\partial t} + u_s \frac{\partial T_s}{\partial x} + v_s \frac{\partial T_s}{\partial y} \right) = -N_s + N_D. \quad (3)$$

式中: $T_s$  为混合层温度,也就是 SST (sea surface temperature,海面温度); $u_s$  和  $v_s$  为水平海流流速; $c_w$  和  $\rho_w$  分别是海水的比热容和密度; $N_D$  为混合层底的向上热通量。 $N_D$  可以用海洋混合层底的夹卷速度  $w_e$  来进行描述,就如同大气边界层顶热量和水汽的湍流夹卷一样 (Lilly, 1968)。 $N_D$  表达为

$$N_D = c_w \rho_w \overline{w' T'} \Big|_{z=-D} = -c_w \rho_w w_e (T_s - T_0). \quad (4)$$

式中: $T_0$  为紧邻混合层下面的深水温度。

在混合层以下,当  $z < -D$  时,海水温度由下式控制,

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial T}{\partial z} \right). \quad (5)$$

式中: $k$  为垂直扩散系数; $u$ 、 $v$  和  $w$  分别是海流的速度分量。深海的上边界条件表达为

$$c_w \rho_w k \frac{\partial T}{\partial z} = -N_D, \text{ 当 } z = -D \text{ 时}. \quad (6)$$

其他边界条件就是深海的底边界。它有两种形式:一种是没有热通量,另一种是有固定的温度值,相当于 Dirichlet 或 Neumann 边界条件:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = 0, \text{ 当 } z = -H \text{ 时}. \quad (7)$$

或者

$$T = T_b, \text{ 当 } z = -H \text{ 时}. \quad (8)$$

式中: $H$  为海洋深度。更准确的海洋底部边界条件是使海洋底部的净热通量等于地壳的热量通量,然而这又将涉及到有关地壳另外的变量。从实用观点出发,就研究 100 a 时间尺度左右的气候变化而言,方程(7)和(8)同样有效,这是因为进入深海的热量扩散过程是一个非常缓慢的过程。这些假设等价于将海洋深度设为无穷大,以此来研究大气的强迫作用。因此,本文采用  $H = -\infty$ 。

在外强迫作用下,控制方程(1)、(3)和(5)描述了气候系统的 3 个组成部分——大气( $T_a$ )、混合层( $T_s$ )和深海( $T_0$ )。图 3 给出了这 3 个组成部分的示意图。这样的模式在过去有过不同形式的应用 (Cess and Goldenberg, 1981; Raper et al., 2001; Wigley, 2005)。本文将只涉及热带地区,因为热带地区占有地球表面的最大部分。为了简化处理,本文将忽略热带地区热量的水平输送,而只考虑涌升流的热量输送。

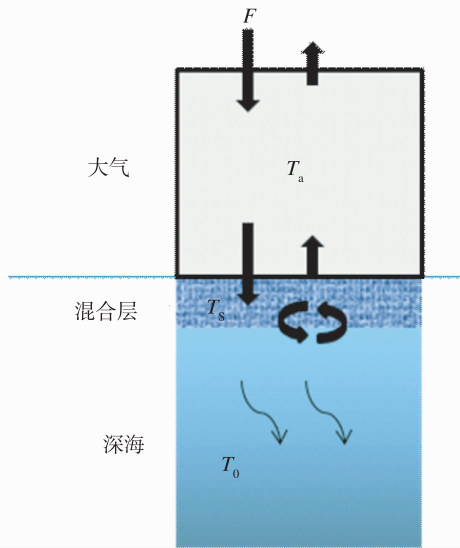


图 3 模式 3 部分(大气、混合层和深海)的示意图  
Fig. 3 Schematics of the three components of the model

大气和海洋混合层通过净海表热通量  $N_s$  相耦合;混合层和深海通过混合层底的湍流热通量  $N_D$  相耦合。没有洋流时,联合方程(1)和(3),可以得到大气和海洋混合层的热量收支方程:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[ \int_{p_t}^{p_s} \left( \frac{c_p T_a + gz + Lq}{g} \right) dp + c_w \rho_w D T_s \right] = -N_t + N_D. \quad (9)$$



2 气候强迫和敏感度

2.1 强迫和反馈方程

方程(9)中模式层顶(TOM)的净向上热量通量  $N_t$ ,为短波和红外长波辐射之和。它仅仅是表面温度和大气状态的函数,表达如下:

$$N_t = N(T_s, T_a - T_s, q, q_{CO_2}, V_{sea\ ice}, V_{aerosol}, V_{clouds}, V_{solar}). \quad (10)$$

式中: $T_a$  和  $q$  分别为三维气温和水汽; $q_{CO_2}$  为温室气体浓度; $V$  代表其他变量,由其下标得到解释。

为了研究外强迫下的气候变化,所有状态变量均写成相对于参考状态的扰动形式。上述方程可以线性化为

$$N_t = \frac{\partial N}{\partial T_s} T_s + \frac{\partial N}{\partial (T_a - T_s)} (T_a - T_s) + \frac{\partial N}{\partial q} q + \frac{\partial N}{\partial q_{CO_2}} q_{CO_2} + \frac{\partial N}{\partial V_{sea\ ice}} V_{sea\ ice} + \frac{\partial N}{\partial V_{aerosol}} V_{aerosol} + \frac{\partial N}{\partial V_{clouds}} V_{clouds} + \frac{\partial N}{\partial V_{solar}} V_{solar}. \quad (11)$$

式中所有偏导数均取自参考状态,即当前气候平均状态。这里用  $CO_2$  代替所有的温室气体。

人为事件或自然事件导致的自变量变化对气候产生强迫作用。人为强迫包括大气的温室气体强迫和气溶胶强迫,而自然强迫包括太阳变化。这些强迫项可以联合起来作为一个总强迫项,并写成向下辐射通量的形式:

$$F = -\frac{\partial N_t}{\partial q_{CO_2}} q_{CO_2} - \frac{\partial N_t}{\partial V_{aerosol}} V_{aerosol} - \frac{\partial N_t}{\partial V_{solar}} V_{solar}. \quad (12)$$

方程(11)中所有的其他项均表示大气的反馈过程,通常采用地球表面温度作为控制变量来表达。这些过程包括负的 Stefan-Boltzman 辐射反馈、温度递减率反馈、水汽反馈、雪和海冰反馈以及云反馈 (Schelinger, 1988),它们可以联合表达为

$$Q = \frac{\partial N_t}{\partial T_s} \Delta T_s + \frac{\partial N_t}{\partial (T_a - T_s)} \frac{\partial (T_a - T_s)}{\partial T_s} \Delta T_s + \frac{\partial N_t}{\partial q} \frac{\partial q}{\partial T_s} \Delta T_s + \frac{\partial N_t}{\partial V_{clouds}} \frac{\partial V_{clouds}}{\partial T_s} \Delta T_s + \dots. \quad (13)$$

式中加上的  $\Delta$  符号只是为了清晰表达。Soden et al. (2008)将对自变量偏导数的各个系数称为辐射核;它们在模式中是相对独立。 $\Delta T_s$  的系数被称为反馈项(单位:  $W/(m^2 \cdot K)$ )。

为了分离出云反馈,本文将 Stefan-Boltzman 项

以及温度递减率、水汽和雪/海冰项合并成一个单一参数  $\lambda_0$  (单位:  $W/(m^2 \cdot K)$ ),并将云反馈写成云的辐射强迫变化  $\lambda_c$  (方向朝下)。那么从而,

$$Q = (\lambda_0 - \lambda_c) T_s. \quad (14)$$

式中:

$$\lambda_c = -\frac{\partial N_T}{\partial V_{clouds}} \frac{\partial V_{clouds}}{\partial T_s} = \frac{\Delta V_{CRF}^*}{\Delta T_s}. \quad (15)$$

这里的云反馈,是指随着与表面温度有关的云发生改变,大气层顶向下的净辐射的变化。

一个更加广泛使用的云辐射强迫的定义(被记作  $V_{CRF}$ ),是云天 (total-sky) 辐射通量  $N_T$  和晴天 (clear-sky) 辐射通量  $N_{TC}$  的差值 (Ramanathan, 1987):

$$V_{CRF} = N_{TC} - N_T; \quad (16)$$

$$\Delta V_{CRF} = \Delta N_{TC} - \Delta N_T. \quad (17)$$

(17)式的定义与方程(15)稍微有些差别。两种定义的相互关系可由下式表示:

$$\Delta V_{CRF}^* = \Delta V_{CRF} - \left( \frac{dN_T}{dT_s} \bigg|_{V_{clouds}=0} - \frac{dN_T}{dT_s} \bigg|_{V_{clouds}} \right) \Delta V_s. \quad (18)$$

这里不再进一步分析两者的差别。有兴趣的读者可以参考 Soden et al. (2004) 专门对此所作的讨论。

方程(11)中大气层顶的向上净辐射通量  $N_t$  可以写成:

$$N_t = -F + (\lambda_0 - \lambda_c) T_s. \quad (19)$$

式中:右式第 1 项为气候强迫;第 2 项为大气反馈。正的  $\lambda_c$  表示正的云反馈,而负的  $\lambda_c$  表示负的云反馈。需要指出的是,从各气候模式之间的差异来看,  $\lambda_0$  可被看成方程(13)中所有项的集合平均,而  $\lambda_c$  可被看成所有模式间的差异。为了行文简便,本文将后者看作云反馈。

2.2 名词术语和参数说明

在能量收支方程(9)中,就大气和海洋混合层而言,如果假定混合层厚度为 75 m (Liu et al., 2010),那么在方程(9)的左式中,海洋项的系数为  $c_w \rho_w D = 3 \times 10^8 J/K$ ,而大气项的系数为  $c_p \times p_s / g = 1 \times 10^7 J/K$ 。因此,大气项可以忽略不计。这就相当于假设大气的热容量为 0,大气模式只是用来引进气候强迫。利用方程(4),  $SST(T_s)$  的控制方程可以写为

$$c_w \rho_w D \frac{\partial T_s}{\partial t} = F - (\lambda_0 - \lambda_c) T_s - c_w \rho_w w_e (T_s - T_0). \quad (20)$$

方程(20)的右式各项分别为气候强迫项、大气反馈项以及深海热混合项。

下面介绍气候敏感度和气候响应的概念。平衡态气候敏感度仅仅是一种理论上的定义,适用于当方程(20)中的强迫项为定常、与时间无关时的 SST 响应。平衡态气候敏感度是指在一个单位的外强迫下,SST 的定常响应幅度。在方程(5)和(20)中,将时间导数设为 0,即可得到模式的定常解和平衡态气候敏感度(equilibrium climate sensitivity,  $\delta_e$ ):

$$\delta_e = \frac{T_s}{F} = \frac{1}{(\lambda_0 - \lambda_c)}。$$

(21)

式中: $\delta_e$  为气候系统的内在属性,而非外强迫的属性。因此,平衡态的定义可以得到应用,甚至当外强迫随时间变化时也可以。

当外强迫  $F(t)$  随时间变化时,平衡态温度响应(equilibrium temperature response)记为  $T_{se}$ ,并被定义为平衡态气候敏感度和瞬时外强迫( $F(t)$ )的乘积:

$$T_{se}(t) = F(t)\delta_e。$$

(22)

这相当于将方程(20)和(5)中全部的时间导数项设为 0,由此得到的虚假解。

方程(20)和(5)的真解则用来定义瞬变气候敏感度(transient climate sensitivity,  $\delta_t$ )。在单位强迫下,瞬变气候敏感度为

$$\delta_t = \frac{T_s(t)}{F(t)}。$$

(23)

瞬变气候响应(transient climate response)则定义如下:

$$T_s(t) = F(t)\delta_t。$$

(24)

本文将采用一种试验性的气候强迫情景:在前 50 a,假设人为气候强迫以每年  $0.04 \text{ W/m}^2$  的速率增加,这样每 100 a 将增加  $4 \text{ W/m}^2$ 。图 4 给出了该强迫的变化速率,并和 IPCC A1B 情景的比较(Forster et al., 2007)。在 50 a 以后,人为气候强迫被假定以每年  $0.02 \text{ W/m}^2$  的速度减少,这样再过 100 a 后,强迫将减少到 0(图 4b)。作为参考,图 4a 也给出了 IPCC 最好的排放情景 B1。图 4b 采用的减缓情景比现实中能够预见的情况更富有挑战性,这样处理仅仅是为了搞清在严厉的温室气体排放政策管理下会出现什么样的结果。

3 结果分析

混合层和深海的热交换相当于混合层热容量的

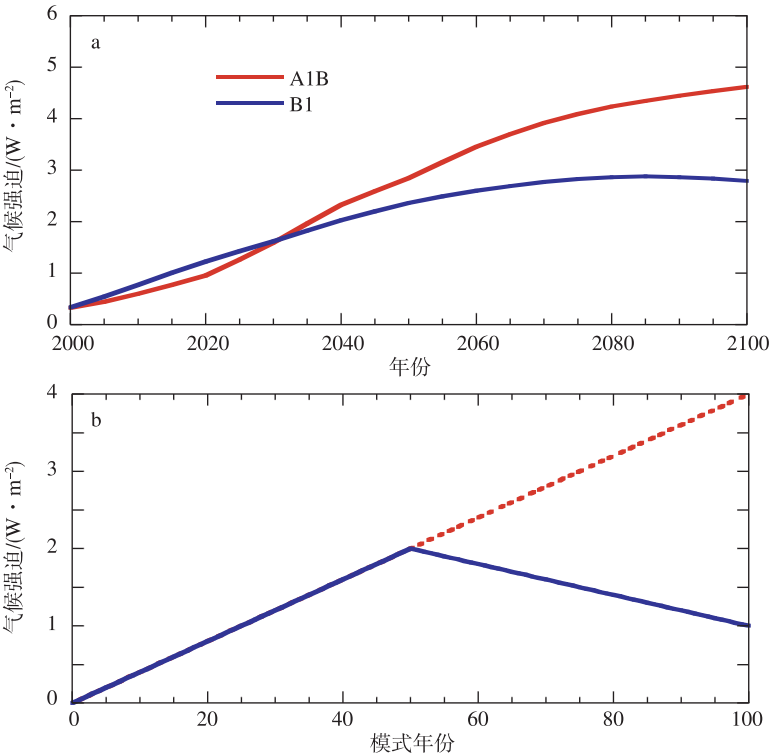


图 4 IPCC A1B 和 B1 情景下的 21 世纪气候强迫 (a) 以及本文的理想化强迫 (蓝色实线)(b)

Fig. 4 (a) Projected climate forcing for the 21st century from the IPCC A1B and B1 scenarios, and (b) idealized forcing used in this paper (solid blue)

增加,但是该增加量与(20)式中深海温度的变化有关。

将垂直坐标移动,使得混合层底部为 $z=0$ 。如果给定的深海上层边界条件为时间的函数,即 $T|_{z=0}=T_0(t)$ 。在没有水平海流的条件下,深海温度方程(5)的解可以通过对时间 $t$ 的拉普拉斯变换求得,

$$T(t,z) = \int_0^t T_0(t') \frac{d}{dt'} \left[ f_{\text{erfc}} \left( \frac{z-wt}{\sqrt{4k(t-t')}} \right) \right] dt' \quad (25)$$

式中: $f_{\text{erfc}}$ 是误差余函数,定义如下:

$$f_{\text{erfc}} = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x \exp(-\xi^2) d\xi。$$

对于 $T_0(t)$ 的解,利用方程(4)和(6)的边界条件(它们将扩散热通量与深海层顶的夹卷通量联系起来),可以得到:

$$\int_0^t T_0(t') G(t',t) dt' = \frac{w_c}{k} (T_s - T_0) \quad (26)$$

式中:

$$G(t',t) = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \frac{d}{dt'} f_{\text{erfc}} \left( \frac{z-w(t-t')}{\sqrt{4k(t-t')}} \right) \right] \Big|_{z=0} \quad (27)$$

那么,

$$T_0 = (\mathbf{L} + t)^{-1} T_s \quad (28)$$

式中: $\mathbf{L}$ 是一个积分算子。在实际计算时, $\mathbf{L}$ 为三角矩阵,

$$\mathbf{L}\psi = \frac{k}{w_c} \int_0^t G(t',t) \psi(t') dt' \quad (29)$$

利用(28)式,带有 SST 的方程(20)可以写为

$$c_w \rho_w D \frac{\partial T_s}{\partial t} = F - (\lambda_0 - \lambda_c) T_s - c_w \rho_w w_e [1 - (\mathbf{L} + 1)^{-1}] T_s \quad (30)$$

与大气对温度的反馈不一样(即在某一给定的时间直接正比于 SST),进入海洋的热通量与 SST 的响应历史有关系,而 SST 的响应历史反过来又是外强迫历史的函数。此外,即使在某一给定的时间 SST 扰动是正的,与 SST 历史演变有关的热通量可能会变号。通过利用外强迫和 $T_s$ 的过去历史资料,方程(30)能够随时间向前积分。

### 3.1 无深海的特定情形

首先考虑在没有深海的情形下,SST 对特定气候强迫的响应特征。这就相当于假设夹卷速度为 0,那么方程(30)的最后 1 项为 0。由前述定义的术语可知,平衡态气候响应 $T_{\text{se}}$ 为:

$$T_{\text{se}}(t) = \frac{F(t)}{(\lambda_0 - \lambda_c)} \quad (31)$$

平衡态气候对云反馈响应的敏感度可以写为

$$\delta T_{\text{se}} = \frac{F}{(\lambda_0 - \lambda_c)^2} \delta \lambda_c \quad (32)$$

或者

$$\frac{\delta T_{\text{se}}}{T_{\text{se}}} = - \frac{\delta(\lambda_0 - \lambda_c)}{(\lambda_0 - \lambda_c)} = \frac{\delta \lambda_c}{(\lambda_0 - \lambda_c)} \quad (33)$$

相对于云反馈的一个单位变化,平衡态气候响应的变化百分率就等于平衡态气候敏感度本身。因此,假如云反馈为正( $\lambda_c > 0$ ),那么一个小的云反馈变化能够导致平衡态气候响应发生较大的变化。另一方面,假如云反馈为负( $\lambda_c < 0$ ),则 $T_{\text{se}}$ 很小,即云反馈的不确定性将导致非常小的温度变化。

对于大气反馈,取 $\lambda_0$ 等于 $1.35 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ ,它相当于在没有云反馈但 $\text{CO}_2$ 倍增情形下的 $2 \text{ K}$ 气候变化(Hansen et al., 1984; Schlesinger, 1988)。该值主要由负的 Stefan-Boltzman 反馈和正的水汽反馈来构成,可以通过固定的大气相对湿度来估算。图 5 中虚线表示 SST 平衡态气候对图 4b 中特定外强迫的响应,分别绘出了 $\lambda_c$ 等于 $-0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ (蓝色)、0(黑色)和 $0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ (红色)的云反馈,其值与目前全球气候耦合模式(Coupled Global Climate Models, CGCMs)的变化范围类似(Cess et al., 1990; Soden and Held, 2006)。图 5a 为前 50 a 的结果;图 5b 为全部 150 a 的结果。平衡态气候响应与外强迫有一致的对应关系。这与下述的瞬变 SST 响应情况不同。就平衡态气候响应而言, $\lambda_c = 0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ 与 $\lambda_c = 0$ 之间的差值,比 $\lambda_c = 0$ 和 $\lambda_c = -0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ 之间的差值大很多。

与此相对应的瞬变气候响应,在当外强迫 $F(t) = \alpha t$ 时的前 50 a,可从方程(30)的解得到:

$$T_s(t) = \frac{\alpha(t - \tau)}{(\lambda_0 - \lambda_c)} + \frac{\alpha \tau_1^2}{c} e^{-t/\tau} \quad (34)$$

式中:

$$\tau = \frac{c}{(\lambda_0 - \lambda_c)}, c = c_w \rho_w D \quad (35)$$

这里 $\tau$ 是响应的时尺度。当 $t \gg \tau$ 时,(34)式中第 2 项可以忽略不计。(34)式中第 1 项是平衡态温度响应,其时滞为 $\tau_1$ 。该响应时滞已经得到很多研究(Cess and Goldenberg, 1981; Bao and Zhang, 1991)。但是,可以发现,云反馈越大,则响应时滞越长。对于 75 m 的混合层深度,当云反馈分别为 $-0.75, 0$

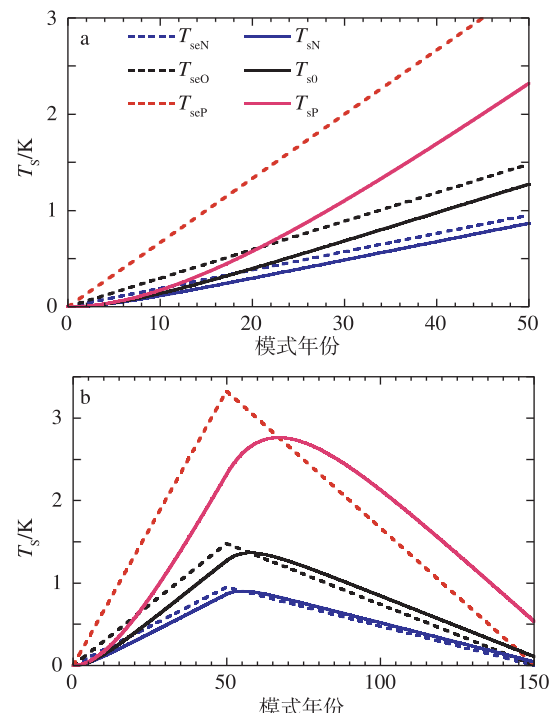


图 5 无深海情形下表面温度的平衡态(虚线)和瞬变态(实线)对外强迫的响应特征(红、蓝线分别表示  $0.75\text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  的云反馈、 $-0.75\text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  的云反馈;黑线表示云反馈为 0) a. 前 50 a; b. 全部 150 a

Fig. 5 Equilibrium (dashed) and transient (solid) response of surface temperature to external forcing without a deep ocean (Red and blue represent positive and negative cloud feedbacks of  $0.75\text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  and  $-0.75\text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  respectively; black represents zero cloud feedback) a. the first 50 years; b. the entire 150 years

和  $0.75\text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  时,时滞  $\tau_1$  分别为 5 a、7 a 和 16 a。

图 5 中实线表示 SST 的瞬变气候响应,分别对应为  $\lambda_c$  等于  $-0.75\text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  (蓝色)、0 (黑色) 和  $0.75\text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  (红色) 的云反馈。值得注意的是,当  $t \gg 20\text{ a}$  时,所有云反馈的温度瞬变响应几乎都平行于相应的平衡态 SST 响应(虚线),但是,存在时滞现象,且时滞与云反馈成正比。然而,正是由于时滞差异的存在,所以在初始时刻( $t < 20\text{ a}$ ),温度对云反馈的敏感性较小(图 5a)。分析方程(34),也可以得到相同结果。经过处理,方程(34)可描述为:

$$\frac{\partial T_s}{\partial \lambda_c} = \beta(t, \tau) \frac{\partial T_{se}}{\partial \lambda_c} \quad (36)$$

式中:

$$\beta(t, \tau) = \left(1 - \frac{2\tau}{t}\right) \left(1 + \frac{2\tau}{t}\right) e^{-\frac{t}{\tau}} = \frac{1}{6} \left(\frac{\tau}{t}\right)^2 - \frac{1}{12} \left(\frac{\tau}{t}\right)^3 + \frac{1}{40} \left(\frac{\tau}{t}\right)^4 + \dots \quad (37)$$

当  $t = \tau$  时,瞬变响应仅仅约为平衡态响应的 1/10。当  $t = 2\tau, 5\tau, 10\tau$  时,瞬变响应分别为平衡态响应的 0.27、0.61 和 0.81。

除了时滞外,在 50 a 以后,图 5b 有 3 点值得注意:1) 温度响应的峰值出现在外强迫的峰值之后;2) 瞬变气候敏感度可能比平衡态气候敏感度更大;3) 云反馈对瞬变 SST 响应的影 响可能大于云反馈对平衡态气候响应的影 响。因此,尽管各模式在初始时刻可能会表现出一致的变化特征,但是随着时间推移,它们的差异就会显现出来,即使减少外强迫也是如此。

在正云反馈的例子中,当外强迫开始减少后,温度却表现为连续较大的增长,这与直觉认识是相反的。但是,这可以理解为:当云反馈较大时,系统释放出热量的能力是低效的。因此,甚至在外强迫过了峰值以后,外强迫仍然比大气负反馈造成的热量损失要大。这样,除非大气反馈的热量损失大到足以抵消外强迫,否则温度会一直持续上升。

### 3.2 有深海的一般情形

在有深海的情形中,SST 将要受到方程(30)中第 3 项的影响。下文取夹卷速度  $w_c$  为  $10^{-5}\text{ m/s}$ ,这取自观测的导出值范围(Ostrovskii and Piterbarg, 2000)。深海热力扩散系数  $k$  取为  $10^{-4}\text{ m}^2/\text{s}$ ,这与过去 CGCMS 模式和简单能量平衡模式中的取值(Bao and Zhang, 1991)相同。热带海洋的涌升速度  $w$  设为 0 和 10 m/a(Raper et al., 2001)。下节将要论及模式结果对这些参数的敏感性。

考虑深海情形,假设无涌升流,当云反馈分别取为  $0.75\text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ 、0、 $-0.75\text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  时,图 6a 给出了瞬变气候响应(实线)与平衡态气候响应(虚线)的比较。可见,深海主要通过两种方式来影响 SST 响应:减少 SST 变化的幅度;降低云反馈的作用。在 150 a 的时域中,深海不是仅仅对时滞,而是对 SST 响应的大小程度都有重要影响。

这两种影响都可以由方程(30)得到解释:因为与深海的热交换有作为能源和能汇功效,类似于大气层顶的能量损失(Schwartz, 2007)。这由图 6b 可以得到更加清楚的表达。图 6b 给出了方程(30)中的 4 项,即:外强迫导致的热通量(绿色实线)、进入深海的热通量(红色、黑色和蓝色实线)、全部大气



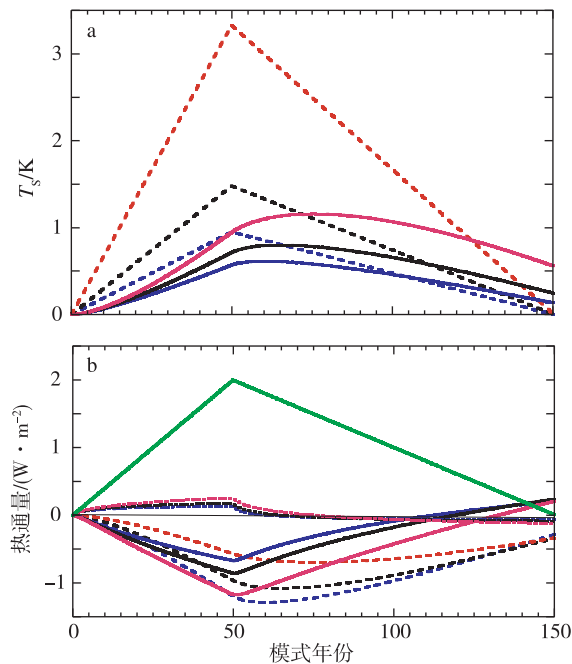


图 6 (a) 有深海情形下表面温度的平衡态(虚线)和瞬变态(实线)对外强迫的响应特征(红、蓝线分别表示  $0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  的云反馈、 $-0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  的云反馈;黑线表示云反馈为 0);(b) 外强迫导致的热通量(绿色实线)、进入海洋的热通量(红色、黑色和蓝色实线)、大气损失的热通量(红色、黑色和蓝色虚线)以及混合层热储量(点线)(红、蓝线分别表示  $0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  的云反馈、 $-0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  的云反馈;黑线表示云反馈为 0)

Fig. 6 (a) Equilibrium (dashed) and transient (solid) response of surface temperature to external forcing with a deep ocean (Red and blue represent positive and negative cloud feedbacks of  $0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  and  $-0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  respectively; black represents zero cloud feedback); (b) Heat fluxes from the forcing (green), into the ocean (solid lines in red, black, and blue), loss through the atmosphere (dashed lines in red, black, and blue), and heat storage in the mixed layer (dotted lines) (Red and blue represent positive and negative cloud feedbacks of  $0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  and  $-0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  respectively; black represents zero cloud feedback)

损失的热通量(红色、黑色和蓝色虚线)和混合层的热储量(点线)。注意云反馈的影响:正的云反馈会导致大气向外空间的能量损失减少(红色虚线),但是导致更多的能量进入深海(红色实线)。这两项相互补偿,导致温度响应对云反馈的敏感性显著减小。

此外应注意,在方程(30)中,进入深海的热量损失不能简单地参数化为一个等效的热容量本身。图 7 给出了在正、负云反馈情况下,进入深海的热通量随混合层热储量的变化特征。可见,其斜率不仅随时间变化,而且随云反馈变化。

此外,图 6b 中热量收支情况还表明,在外强迫开始衰减后,深海可以成为 SST 的热源。这是因为先前的外强迫对深层的海水施加了影响。图 8 给出了  $10 \sim 150 \text{ a}$  深海温度的垂直分布。在外强迫开始衰减后,混合层下面的海水温度可能比 SST 更大,可以为混合层提供能量。在云反馈为正时,该影响加大。因此,云反馈对 SST 响应的影响就更加滞后了。

3.3 夹卷速度、热扩散率和涌升速度的敏感性

下面分析与上述结果有关的模式参数:夹卷速度、深海热扩散率和涌升速度。图 9a 给出了在 3 种云反馈情形下,当夹卷速度  $w_e$  减少一半时(由  $10 \times 10^{-6} \text{ m/s}$  减至  $5 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ ),瞬变表面温度的敏感性。实线表示控制试验( $w_e = 10 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ )的结果,其响应基本没有变化。在夹卷速度较小时,进入深海的热通量的输送系数就较小,但是,混合层与深海顶层之间的温差会变大。因此,输送到深海的热

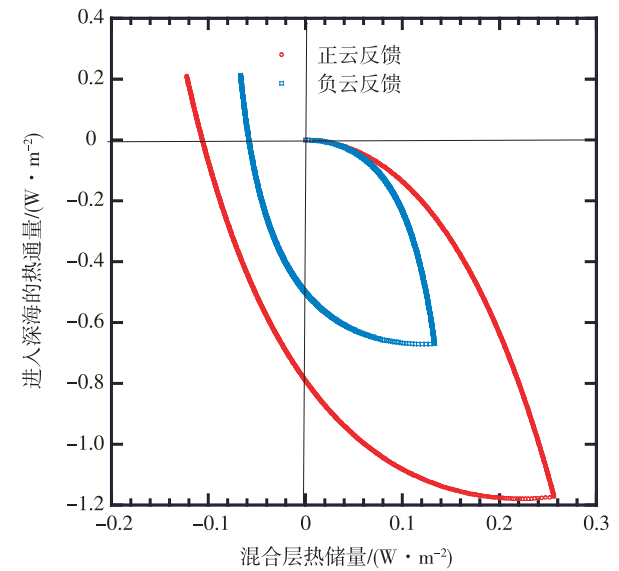


图 7 进入深海的热通量随混合层热储量的变化特征(红、蓝线分别表示  $0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  的云反馈、 $-0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  的云反馈)

Fig. 7 Heat flux into the deep ocean as a function of heat storage in the mixed layer for two cloud feedbacks (Red and blue represent positive and negative cloud feedbacks of  $0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  and  $-0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  respectively)

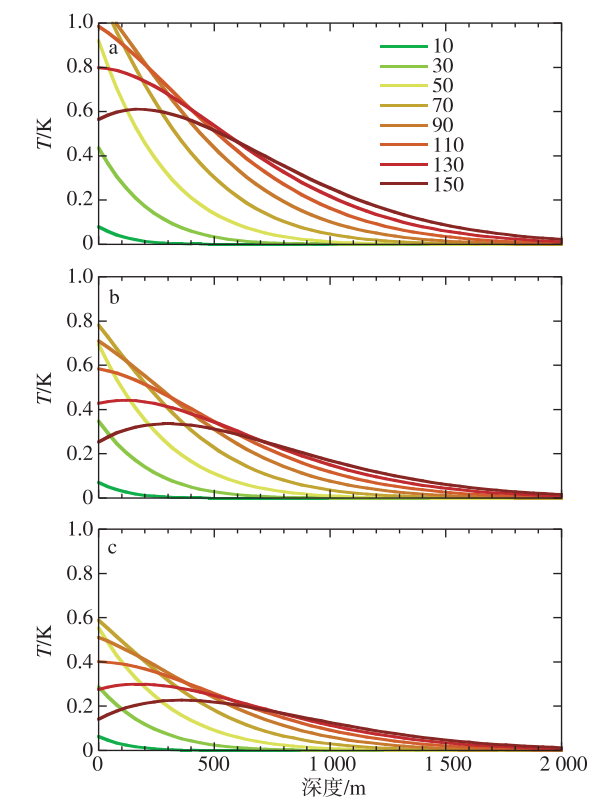


图 8 10 ~ 150 a(间隔为 20 a)深海温度的垂直分布(图中数字表示模式年份) a.  $0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  的云反馈;b. 云反馈为 0;c.  $-0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  的云反馈

Fig. 8 Vertical distribution of temperature in the deep ocean plotted for every 20 years (Numbers denote the time of year) a. positive cloud feedback of  $0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ ; b. no cloud feedback; c. negative cloud feedback of  $-0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$

通量对夹卷速度并不敏感。

图 9b 给出了在 3 种云反馈情形下,当热扩散率减少一半时(由  $1.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$  减少至  $0.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ),瞬变表面温度的敏感性(实线表示控制试验的结果)。由于热量不能有效地向下传播,所以较小的热扩散率也会导致海面温度对外强迫产生较大的响应(虚线)。这由图 10a 给出的在正的云反馈情形下深海温度的垂直分布也可以看出。对图 9b 中控制试验的深海水温(实线)与热扩散率减少一半时的深海水温(虚线)进行比较,可以发现,热扩散率越小,深层海水越冷,温度的垂直梯度越大,而 SST 的响应就越大。因此,热扩散率是一个控制海面温度响应的重要参数。

最后讨论涌升速度对系统敏感性的影响。给定涌升速度为  $10 \text{ m/a}$ ,则温度响应(虚线)如图 9c 所示。相对于控制试验(涌升速度为 0)结果, SST 的

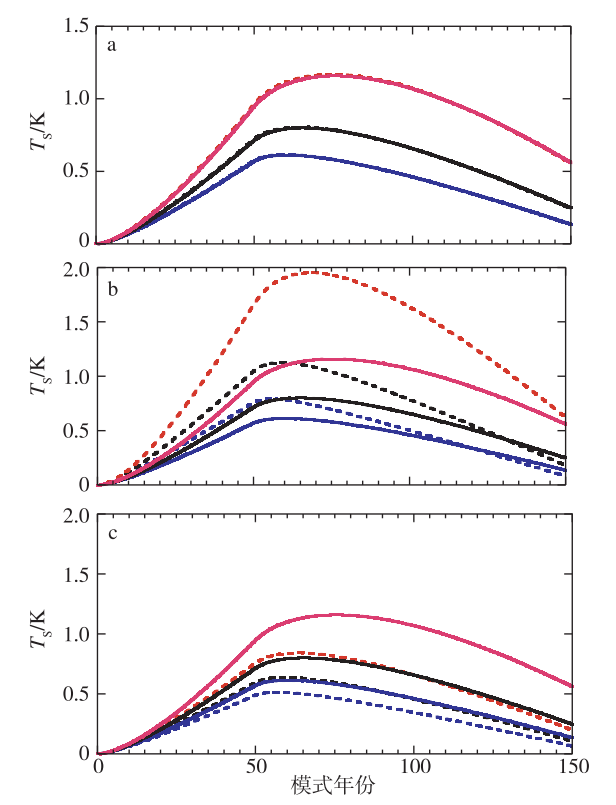


图 9 瞬变表面温度对模式参数的敏感性(实线表示控制试验参数;虚线表示扰动参数;红、蓝线分别表示  $0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  的云反馈、 $-0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  的云反馈;黑线表示云反馈为 0) a. 夹卷速度  $w_e$  由  $10 \times 10^{-6} \text{ m/s}$  减少至  $5 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ ; b. 热扩散率  $k$  由  $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$  减少至  $0.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ; c. 涌升速度从 0 增加至  $10 \text{ m/a}$

Fig. 9 Sensitivity of transient surface temperature to model parameters (Solid lines are for parameters of the control case; dashed lines are for perturbed parameters. Red and blue represent positive and negative cloud feedbacks of  $0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  and  $-0.75 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  respectively; black represents zero cloud feedback) a. entrainment velocity is reduced from  $w_e = 10 \times 10^{-6} \text{ m/s}$  to  $w_e = 5 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ ; b. heat diffusivity is reduced from  $k = 1 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$  to  $0.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ; c. upwelling velocity is increased from zero to  $10 \text{ m/a}$

变化幅度减小,因此,对云反馈的敏感性减小。这种减小归因于海洋被涌升流冷却了,进入海洋的热通量遭到洋流输送的泄漏( leak)。

图 10b 给出了增加涌升速度情形下深海温度的垂直分布(虚线)。深海温度降低,导致海洋内部的温度廓线类似于减少热扩散率的温度廓线。然而,在海洋表面,涌升速度导致的温度响应幅度远比减

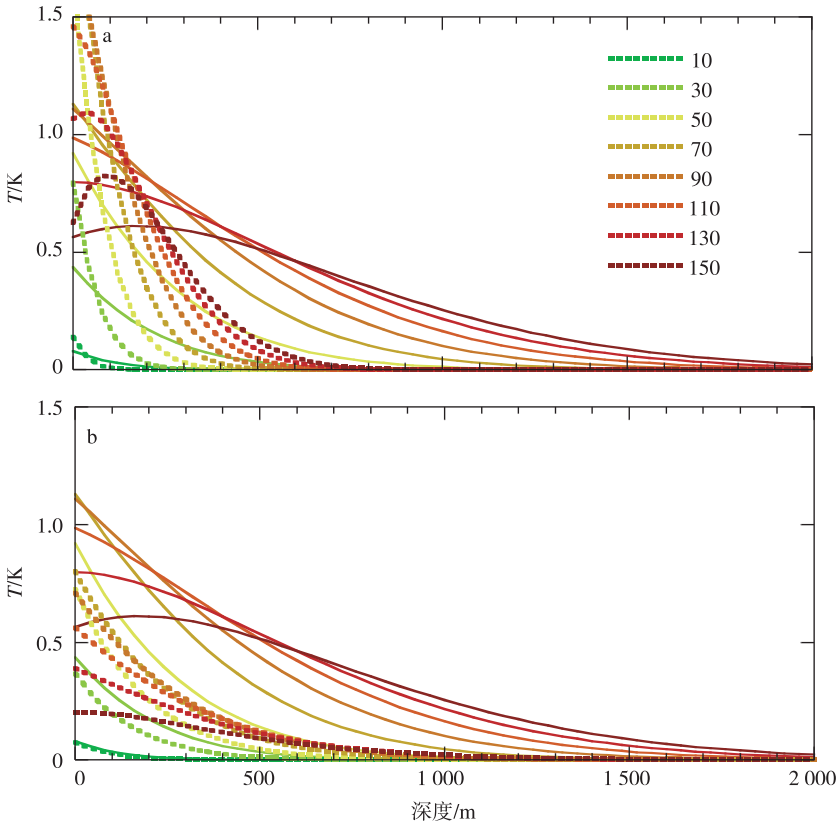


图 10 10 ~ 150 a(间隔为 20 a)深海温度的垂直分布(图中数字表示模式年份; 实线:云反馈为  $0.75\text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ ) a. 减少热扩散率(虚线); b. 增加涌升速度(虚线)

Fig. 10 Vertical distribution of temperature in the deep ocean plotted for every 20 years(Numbers denote the time of year;solid lines:positive cloud feedback of  $0.75\text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ ) a. reduced diffusivity (dashed lines); b. increased upwelling(dashed lines)

少热扩散率导致的温度响应幅度要小。在增加涌升速度的试验中,热量被消除了,而在减少热扩散率的试验中,热量被堆积在海洋顶部附近。实际上,由于增加涌升速导致的热量损失将在水平方向上,流输送到更高纬度地区,这将把较低纬度地区的云反馈传输到中纬度地区和极地。

4 结论

上述分析表明,在外强迫的初始阶段,大气反馈(主要是云反馈)对瞬变气候敏感度的影响要明显小于对平衡态气候敏感度的影响。这归因于 3 个方面的相互增强作用:1)瞬变气候对外强迫的响应具有时滞,且时滞时间随云反馈增加而增加;2)与深海海水热量的混合抵消了外强迫带来的热量,混合强度随云反馈增加而增加;3)热带海洋的涌升流进一步促进了热量的泄漏(leakage)。这 3 个因素对不同的夹卷速度的影响差别不大,但是对深海的热

扩散率却很敏感。在目前气候模式中对夹卷速率和热扩散率的取值范围内,这 3 个因素的相对影响大致相等。

这些研究结果可以用来解释:尽管气候模式具有非常不同的云反馈和平衡态气候敏感性,但是它们对 20 世纪气候的模拟结果却几乎没有差异。

本文结果不仅降低云反馈在气候对外强迫响应过程中的重要性,相反,本文结果表明,不同的云反馈将渗透到气候系统的各个方面,大气反馈的差异或不确定性,将在较长的时间尺度上被延迟。此外,当外强迫开始衰减时,瞬变气候响应能比平衡态气候响应更大。另外,在外强迫达到峰值后,温度响应能够持续增加,特别是当云反馈为正时更是如此。最后结果也说明,外强迫的历史对控制气候响应幅度是重要的,这需要国际社会间尽早协商出更好的有关碳排放的政策。

本文研究结果也给出两个方面的启示。第 1,

由于温度对云反馈的初始信号较弱,所以除非经过长时间的强迫,否则还不太可能从温度的观测资料中直接推断出云反馈。第 2,对世纪时间尺度上气候变化,云反馈和深海扰动混合是同等的重要。

**致谢:**谨以此文特别献给我十分尊敬的朱乾根教授!他的正直、耐心和友善使我受益匪浅;他对气象科学的执著追求,和理论联系实际的科研风范给我很多启发。NCAR 和 GFDL 的气候模拟团队以及美国劳伦斯·利弗莫尔国家实验室(the Lawrence Livermore National Laboratory, LLNL)的气候模式诊断与比较计划(the Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, PCMDI)提供了气候模拟结果,倪东鸿编审将此文翻译成中文,在此一并表示感谢。本文的研究得到了美国能源部、美国国家自然科学基金会和 NASA 的资助。

## 参考文献:

Andreae M O, Jones C D, Cox P M. 2005. Strong present-day aerosol cooling implies a hot future[J]. *Nature*, 435: 1187-1190.

Bao N, Zhang X H. 1991. Ocean thermal diffusivity on global induced by increasing atmospheric CO<sub>2</sub> [J]. *Adv Atmos Sci*, 8 (4): 421-430. doi: 10. 1007/BF02919265.

Brohan P, Kennedy J, Harris I I, et al. 2006. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850 [J]. *J Geophys Res*, 111, D12106, doi: 10. 1029/2005JD006548.

Cess R D, Goldenberg S D. 1981. The effect of ocean heat capacity upon global warming due to increasing atmospheric carbon dioxide[J]. *J Geophys Res*, 86 (C1): 498-502.

Cess R D, Potter G L, Blanchet J P, et al. 1990. Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models[J]. *J Geophys Res*, 95 (D10): 16601-16615.

Dufresne J L, Bony S. 2008. An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled atmosphere-ocean models[J]. *J Climate*, 21: 5135-5144.

Forster P, Ramaswamy V, Artaxo P, et al. 2007. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing [C]//Solomon S, Qin D, Manning M, et al. *Climate Change 2007: The physical science basis: Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press.

Hansen J, Lacis A, Rind D, et al. 1984. Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms [C]//Hansen J E, Takahashi T. *Climate processes and climate sensitivity*, AGU geophysical monograph 29, Maurice Ewing Vol. 5. Washington D C: American Geophysical Union; 130-163.

Hansen J E, Sato M. 2001. Trends of measured climate forcing agents [J]. *Proc Natl Acad Sci U S A*, 98: 14778-14783.

Kiehl J T. 2007. Twentieth century climate model response and climate sensitivity [J]. *Geophys Res Lett*, 34, L22710, doi: 10. 1029/2007GL031383.

Lilly D K. 1968. Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 94: 292-309.

Liu H L, Lin W Y, Zhang M H. 2010. Heat budget of the upper ocean in the south-central equatorial Pacific [J]. *J Climate*, 23: 1779-1792. doi: 10. 1175/2009JCLI1315. 1.

Meehl G A, Stocker T F, Collins W D, et al. 2007. *Global climate projections* [C]//Solomon S, Qin D, Manning M, et al. *Climate change 2007: The physical science basis: Contribution of working group I to the 4th assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate change*. Cambridge: Cambridge University Press.

Ostrovskii A G, Piterbarg L I. 2000. Inversion of upper ocean temperature time series for entrainment, advection, and diffusivity [J]. *J Phys Oceanogr*, 30: 201-214.

Ramanathan V. 1987. The role of earth radiation budget studies in climate and general circulation research [J]. *J Geophys Res*, 92: 4075-4095.

Randall D A, Wood R A, Bony S, et al. 2007. *Climate models and their evaluation* [C]//Solomon S, Qin D, Manning M, et al. *Climate Change 2007: The physical science basis: Contribution of working group I to the fourth assessment report of the IPCC*. Cambridge: Cambridge University Press.

Raper S C B, Gregory J M, Osborn T J. 2001. Use of an upwelling-diffusion energy balance climate model to simulate and diagnose A/OGCM results [J]. *Climate Dyn*, 17: 601-613.

Schlesinger M E. 1988. Quantitative analysis of feedbacks in climate model simulations of CO<sub>2</sub> induced warming [C]//Schlesinger M E. *Physically-based modeling and simulation of climate and climate change*, NATO ASI series. Kluwer Academic Press; 653-735.

Schwartz S E. 2007. Heat capacity, time constant, and sensitivity of Earth's climate system [J]. *J Geophys Res*, 112, D24S05, doi: 10. 1029/2007JD008746.

Senior C A, Mitchell J F B. 1993. Carbon dioxide and climate: The impact of cloud parameterization [J]. *J Climate*, 6: 5-21.

Soden B J, Broccoli A J, Hemler R S. 2004. On the use of cloud forcing to estimate cloud feedback [J]. *J Climate*, 17: 3661-3665.

Soden B J, Held I M. 2006. An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models [J]. *J Climate*, 19: 3354-3360. doi: 10. 1175/JCLI3799. 1.

Soden B J, Held I M, Colman R, et al. 2008. Quantifying climate feedbacks using radiative kernels [J]. *J Climate*, 21: 3504-3520. doi: 10. 1175/2007JCLI2110. 1.

Wetherald R T, Manabe S. 1988. Cloud feedback processes in general circulation models [J]. *J Atmos Sci*, 45: 1397-1415.

Wigley T M L. 2005. The climate change commitment [J]. *Science*, 307: 1766-1769.

Wyant M C, Bretherton C S, Bacmeister J T, et al. 2006. A comparison of low-latitude cloud properties and their response to climate change in three AGCMs sorted into regimes using mid-tropospheric vertical velocity [J]. *Climate Dyn*, 27: 261-279.

Zhang M H, Hack J J, Kiehl J T, et al. 1994. Diagnostic study of climate feedback processes in atmospheric general circulation models [J]. *J Geophys Res*, 99: 5525-5537.