Vol. 33 No. 4 Jul. 2009

朱杰顺,周广庆, Rong-Hua Zhang,等. 2009. 一个改进的混合型海气耦合模式: ENSO 模拟 [J]. 大气科学, 33 (4): 657 - 669. Zhu Jieshun, Zhou Guangqing, Rong-Hua Zhang, et al. 2009. An improved hybrid coupled model: ENSO simulations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (4): 657 - 669.

# 一个改进的混合型海气耦合模式: ENSO 模拟

朱杰顺<sup>1,2</sup> 周广庆<sup>2\*</sup> Rong-Hua ZHANG<sup>3</sup> 孙照渤<sup>1</sup>

- 1 南京信息工程大学大气科学学院,南京 210044
- 2 中国科学院大气物理研究所,北京 100029
- 3 Earth System Science Interdisciplinary Center (ESSIC), University of Maryland, College Park, Maryland, USA

摘 要 通过在中国科学院大气物理研究所热带太平洋环流模式与一个统计大气模式所建立的混合型海气耦合模式中引入次表层上卷海温非局地参数化方案,对比分析了次表层上卷海温对耦合模式模拟结果的影响,表明在引入次表层上卷海温非局地参数化方案前耦合模式模拟的 SSTA 最大变率中心位于日界线附近赤道南北狭窄范围内,而在赤道东太平洋及南美沿岸一带变率过低,周期呈准2年振荡。改进后,耦合模式模拟结果的分布不论在东西方向亦或南北方向与观测更为相近,振荡周期为4年左右,而且还能模拟出观测中 ENSO 振荡的季节依赖性特征。进一步分析改进的耦合模式中海气耦合特征,表明"延迟振子"理论、"西太平洋振子"理论、"充电-放电振子"理论及"平流-反射"理论所揭示的一些规律在该模式中都能被不同程度地描述出来,这说明在实际的ENSO循环过程中,可能有多种机制在同时起作用。

关键词 ENSO模拟 次表层海温 参数化 耦合模式

文章编号 1006-9895 (2009) 04-0657-13

中图分类号 P461

文献标识码 A

## An Improved Hybrid Coupled Model: ENSO Simulations

ZHU Jieshun <sup>1, 2</sup>, ZHOU Guangqing<sup>2</sup>, Rong-Hua ZHANG <sup>3</sup>, and SUN Zhaobo<sup>1</sup>

- 1 Jiangsu Key Laboratory of Meteorological Disaster, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044
- 2 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029
- 3 Earth System Science Interdisciplinary Center (ESSIC), University of Maryland, College Park, Maryland, USA

Abstract In this study, an improved hybrid coupled model (hereafter referred to as "HCM\_emd") is developed by parameterizing empirically the temperature of subsurface water entrained into the mixed layer ( $T_e$ ), in which a tropical Pacific OGCM is coupled with a statistical atmospheric wind stress anomaly model that is constructed from a singular value decomposition (SVD) analysis through a SSTA submodel where  $T_e$  is estimated empirically by means of the statistical relation with the sea level anomalies (SLA) simulated by the OGCM. As a comparison, a standard hybrid coupled model is also set up (hereafter referred to as "HCM\_std"), in which the same OGCM and statistical atmospheric model are coupled directly. The long time free integrations show that there are many biases in the simulated interannual variability in HCM\_std, which are observed in many other coupled models, such as the strong SST

**收稿日期** 2008-01-21, 2008-04-16 收修定稿

**资助项目** 中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX2-YW-218, 国家重点基础研究发展规划项目 2005CB321703, 国家自然科学基金 资助项目 40523001、40821092

作者简介 朱杰顺, 男, 1980年出生, 博士研究生, 研究方向: 气候模拟与预测。E-mail: jszhu@mail. iap. ac. cn

anomalies confined in a narrow band of the equator around the date line, but too weak anomalies in the eastern equatorial Pacific and along the coast of South America with a higher frequency oscillation (quasi-biennial oscillation). In contrast, HCM\_emd performs much better. The simulated ENSO variability distributes much more realistically in both longitude and latitude directions with a frequency of 4 years, which is much closer to the observation. In particular, the seasonal phase-locked ENSO phenomenon is also reproduced in this improved coupled model. The further analysis shows that the simulated ENSO in HCM\_emd is consistent to a certain extent with the delayed oscillator, western Pacific oscillator, recharge-discharge oscillator and advective-reflective oscillator from different aspects, implying that multi-mechanisms may operate at the same time during ENSO cycles.

Key words ENSO simulation, subsurface temperature, parameterization, coupled model

## 1 引言

El Niño-Southern Oscillation (ENSO) 现象是全球气候系统中年际变率最强的信号,具有 2~7年的循环周期。它虽是热带太平洋地区海气相互作用的产物 (Philander, 1990),但通过遥相关可影响着全球众多地方的气候异常 (陈烈庭,1977; Ropelewski et al., 1987; Huang et al., 1989; Wallace et al., 1998)。因而, ENSO 现象的研究受到了国内外的广泛关注。尤其是最近的二十多年,由于观测资料的增多及计算机水平的提高,人们对 ENSO 的认识越来越深入,并且关于 ENSO 的预测试验也得到了广泛开展 (Latif et al., 1998; Zhou and Zeng, 2001)。

海气耦合模式是 ENSO 研究及预测必不可少 的组成部分,根据复杂程度不同,它又分为中间程 度耦合模式 (Intermediate Coupled Model)、混合 型耦合模式 (Hybrid Coupled Model) 和耦合环流 模式 (Coupled GCM) (Latif et al., 1998)。以海洋 环流模式 (OGCM) 为基础的耦合环流模式及混合 型耦合模式尽管现在已经得到了较大发展, 但几乎 所有模式都存在着这样那样的偏差。比如对气候态 模拟而言,许多耦合模式(包括 OGCM 本身)模拟 的冷舌过冷,赤道温跃层过于松散 (Stockdale et al., 1998; Jin et al., 1999; Latif et al., 2001); 对年 际变化而言,模拟的海表温度异常 (SSTA) 在东太 平洋地区明显偏低 (Miller et al., 1993; Barnett et al., 1993; Zhang et al., 2004; 周天军等, 2005; Deser et al., 2006), 而许多耦合模式模拟的 ENSO 振荡频率过高 (Barnett et al., 1993; Syu et al., 1995; AchutaRao et al., 2002; Zhang et al., 2004; Deser et al., 2006; 周天军等, 2006)。关于耦合模 式年际变率模拟方面的偏差,一些研究认为是由于 大气模式的偏差 (Deser et al., 2006); 但较多的数

值试验将海洋模式的偏差与耦合模式的偏差联系起来,认为主要原因在于海洋模式中描述的夹卷过程(entrainment)及垂直扩散过程存在较严重偏差(Syu et al., 2000; Meehl et al., 2001; Zhang et al., 2004),导致在赤道东太平洋地区温跃层变化对混合层温度影响不够,从而使海洋模式模拟的东太平洋SSTA振幅偏弱,相应的耦合模式中振荡周期偏短。次表层上卷海温是海洋夹卷过程及垂直扩散过程的一个重要因子,它的变化反映了温跃层的起伏,其误差势必会导致 SST 模拟的误差。因而可以推测,改进模式中次表层上卷海温的描述,应有助于改进 ENSO 模拟。事实上, Zhang et al. (2005)和朱杰顺等(2006)通过一个次表层上卷海温非局地参数化方案分别改进了一个中等程度海洋模式和 OGCM 的 ENSO 模拟。

本文的目的就是将引入次表层上卷海温非局地 参数化方案的 OGCM (朱杰顺等,2006) 与一个统 计大气模式耦合,通过对比模拟,考察这种次表层 上卷海温非局地参数化方案对耦合模式模拟的作用。同时,考虑到目前有多种 ENSO 循环理论 (Wang et al.,2004),本文将基于此,详细考察改进后的混合型耦合模式中 ENSO 循环机制,为利用该模式开展 ENSO 预测做准备。

# 2 模式及资料简介

#### 2.1 海洋模式

本文所用的海洋环流模式最早是中国科学院大气物理研究所发展的一个热带太平洋模式 (Zhang et al., 1992),它是国际上较早去除刚盖近似、采用自由表面的模式之一。这个模式已被用于实际的ENSO预测中,并取得了较好的效果 (Zhou et al., 2001)。为了提高模式的模拟能力,该模式的水平分辨率由原来的 1°×2°提高到 0.5°×0.5°(Fu et al.,

2005),其经向分辨率基本可以分辨出赤道波动,数值试验也证明提高分辨率对热带太平洋环流的模拟确有提高。本文即采用这个高分辨率版本模式(IAP-TPOGCM),详细介绍参阅 Zhang et al. (1992)和 Fu et al. (2005)。

### 2.2 SSTA 模式及次表层上卷海温参数化方法

本文改进耦合模式的重要途径即将一个描述 SSTA 演变模式嵌入到海洋模式上。描述 SSTA 演 变的方程 (Zhang et al., 2005; 朱杰顺等, 2006) 可 写为:

$$\begin{split} \frac{\partial T'}{\partial t} = & -u' \frac{\partial \overline{T}}{\partial x} - (\overline{u} + u') \frac{\partial T'}{\partial x} - v' \frac{\partial \overline{T}}{\partial y} - \\ & (\overline{v} + v') \frac{\partial T'}{\partial y} - \left[ M(\overline{w} + w') - M(\overline{w}) \right] \cdot \\ & \overline{T} - \overline{T_e} \over H - M(\overline{w} + w') \frac{T' - T'_e}{H} - \alpha T' + \\ & \frac{\kappa_h}{H} \nabla_h \cdot (H \nabla_h T') + \frac{2\kappa_v}{H (H + H_2)} (T'_e - T') \,, \end{split}$$

其中, $T = \overline{T} + T'$ 表示 SST, $T_e = T_e + T'_e$ 为海洋混合层底部的温度,在方程(1)中被用于描述上卷到海洋混合层的次表层海温; $\overline{T}$ 和 $T_e$ 分别为 T 和  $T_e$ 的气候场,在这里 $\overline{T}$ 取为观测值,T'、 $T'_e$ 分别为 T 和  $T_e$ 的距平。 $\overline{u}$ 、 $\overline{v}$ 为混合层内平均的纬向流和经向流气候场, $\overline{w}$ 为混合层底的平均(气候)垂直速度,u'、v'和w'为相应流场的异常;H为混合层深度,文中暂取为观测的气候场, $H + H_2$  为常数(125 m);M(x)为 Heaviside 阶梯函数,即当 x > 0 时,M(x) = x;当  $x \leq 0$  时,M(x) = 0; $\kappa_h$  和  $\kappa_v$  分别为水平和垂直扩散系数; $\alpha = (100 \text{ d})^{-1}$ ,为热力阻尼系数。

方程(1)中次表层上卷海温距平( $T_e'$ )采用一种经验参数化方法得到(图 2 中  $T_e'$ 模式)。这种方法主要包括两步:第一步将 OGCM 运行若干长时间,然后结合模拟的流场资料和观测的海温资料在方程(1)约束下反算出  $T_e'$ ;第二步使用 EOF 加多元回归分析方法,建立  $T_e'$ 和海表高度异常(SLA)之间的关系,然后在模拟过程中,利用这种关系由OGCM 模拟的 SLA 推算出  $T_e'$ 。这方面的内容详细介绍参见 Zhang et al. (2005) 和朱杰顺等(2006)。

#### 2.3 大气模式

本文采用的大气模式是一个简单的统计大气模式 (Zhang et al., 2004)。具体讲,通过 SVD 方法分解观测的 SSTA (SST anomalies) 和风应力场构

成的协方差矩阵,从而建立 SSTA 与风应力之间的 关系 (Syu et al., 1995); 在实际耦合运行过程中由 下边界 SSTA,通过这个关系,反算出风应力。文 中对 SSTA 和风应力场做 SVD 分解时,将 SSTA 处 理成左场,而将纬向风应力和径向风应力结合成右 场,同时为消除各场之间量级差异,在做 SVD 分解 之前三个场分别除以各自场时间方差的空间平均值。

同时,考虑到季节性对 El Niño 的发生、发展有着重要影响,因而我们建立的统计大气模式具有季节变化 (Barnett et al., 1993; Syu et al., 1995)。事实上,从图 1 给出的 1 月份和 7 月份 SVD 分解的第一模态不难看出两个月份海气耦合特征具有较大差异: 1 月份 SSTA 最大振幅主要出现在中东太平洋区域,而 7 月份则主要出现在赤道东太平洋及南美沿岸地区; 1 月份近赤道中西太平洋地区风应力径向辐合特征比较显著,而 7 月份风应力的纬向结构更明显。

此外,关于这个统计模式,还有一个需要确定的参数: SVD 模态截取个数。文中参阅其他相关工作(Barnett et al., 1993; Syu et al., 1995; Zhang et al., 2004),以及 SVD 分解奇异值的分布,选择截取前5个模态。

#### 2.4 耦合模式

文中建立了两类混合型耦合模式:一个为标准的混合型耦合模式(记为 HCM\_std),另一个为加入次表层上卷海温经验参数化后的混合型耦合模式(记为 HCM\_emd)(图 2)。

在 HCM\_std 中,OGCM 直接与统计大气耦合,即 OGCM 提供 SSTA 给统计大气模式,算出风应力距平,反过来风应力距平与观测的气候场风应力叠加后强迫 OGCM,如此循环[其中 OGCM 提供 SSTA 时需要的 SST 气候场由 OGCM 在观测的大气强迫下长时间积分得到,详见朱杰顺等(2006)]。

与 HCM\_std 不同, HCM\_emd 耦合计算过程中 OGCM 不是直接给统计大气模式提供 SSTA, 而是在 OGCM 中嵌入一个 SSTA 模式 (其中次表层上卷海温采用经验参数化方法),将 SSTA 模式计算的 SSTA 提供给统计大气模式,这主要是因为采用次表层上卷海温参数化后 SSTA 模式计算的 SSTA 更加合理 (朱杰顺等,2006)。具体地,耦合系统运行过程中,OGCM 在大气模式计算的风应力距

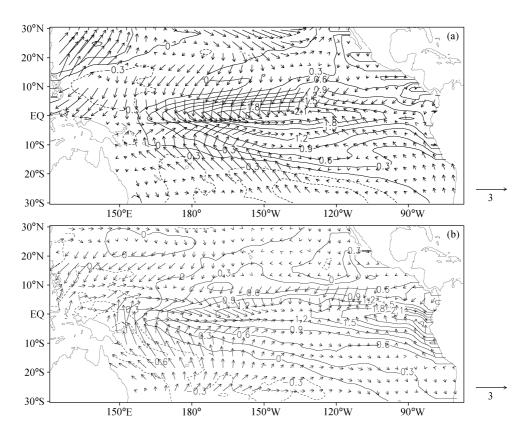


图 1 SSTA 与风应力距平 SVD 分解第一模态: (a) 1 月份; (b) 7 月份

Fig. 1 The first SVD modes between SSTA and wind stress anomalies for (a) Jan, (b) Jul

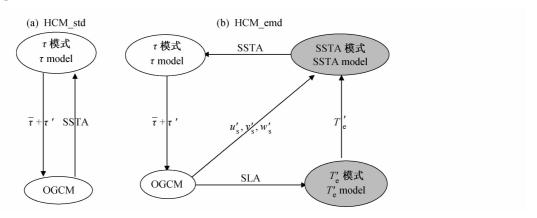


图 2 HCM\_std (a) 和 HCM\_emd (b) 流程图 (其中各分模式间物理量一天交换一次)。下标"s"代表表层

Fig. 2 Schematic diagrams for two types of hybrid coupled models: (a) HCM\_std, SST anomalies from OGCM are used to calculate the wind stress anomalies; (b) HCM\_emd, SST anomalies from the embedded SSTA submodel are used. Information between two submodels is exchanged once a day

平与观测的气候场风应力合成场强迫下计算出下一时步 SSTA 模式所需的混合层流场信息,同时利用 OGCM 模拟的海表高度异常 (SLA) 通过 T<sub>c</sub>模式计算出海洋次表层上卷海温 T<sub>c</sub>,再通过 SSTA 模式计算出 SSTA 场,并提供给统计大气模式,计算出风应力距平,如此循环。耦合系统运行过程中流场距平、

SLA 都是相对于 OGCM 在观测大气强迫下长时间积分的气候平均 [详见朱杰顺等 (2006)]。

此外,多组试验还表明,还有一个重要因子影响着系统的耦合特征——相对耦合系数  $(\alpha)$ ,即大气模式算出来的风应力距平先乘以  $\alpha$  后,再与观测的气候场风应力叠加,强迫海洋模式。正如 Neelin

(1990) 所说,随着  $\alpha$  由 0 逐渐增大,耦合系统将出现 Hopf 分叉:系统首先出现阻尼振荡;当  $\alpha$  大到某一临界值时,系统发生第一次分叉,开始出现显著的自激年际变率;当  $\alpha$  继续增大时,系统发生第二次分叉,出现不稳定,振荡增幅变大而不合理。试验表明,要得到自激振荡,HCM\_std 较 HCM\_emd 需要更大的相对耦合系数  $\alpha$ ,这也从一个侧面说明由于 HCM\_std 中海洋温跃层变化对海表反馈不够,从而需要更大的大气动量强迫来维持模式中的自激振荡。

文中 HCM\_std 和 HCM\_emd 相对耦合系数分别取为 2.0 和 1.05,并以 OGCM 气候运行 50 年后的状态为初值,各向前积分了 45 年,下文分析主要基于后 20 年模拟结果。

#### 2.5 资料简介

文中参数化次表层上卷海温、确定海洋相关变量气候场信息都需要 OGCM 在非耦合状态下的运

行结果,其中需要一些大气海洋的强迫场资料,这些资料包括 Hellerman 气候风应力 (Hellerman et al., 1983)、SMD94 气候场资料 (da Silva et al., 1994)、ERA40 距平场资料 (Gibson et al., 1997)以及 WOA01 盐度 (Conkright et al., 2002)和 Reynolds 的分析海温 (Reynolds et al., 2002) [详见朱杰顺等 (2006)。

此外,建立统计大气模式时需用到风应力和海温资料。通过几种资料的对比试验,最后风应力资料选用大气模式 ECHAM4.5 在观测的海温强迫下24个样本集合平均[Tippett M(个人交流)],时段为1950~1999年;海温资料来源于 Reynolds 分析资料(Reynolds et al., 2002)。

# 3 结果分析

### 3.1 HCM\_std 与 HCM\_emd 模拟比较

图 3 和图 4 分别为 HCM\_std 和 HCM\_emd 模

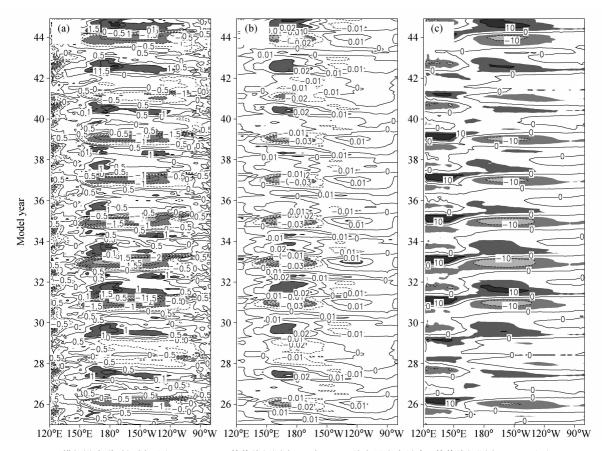


图 3 HCM\_std 模拟沿赤道时间剖面图: (a) SSTA, 等值线间隔为 0.5 ℃; (b) 纬向风应力异常, 等值线间隔为 0.01 N/m²; (c) SLA, 等值线间隔为 5 cm

Fig. 3 Time-longitude cross sections of HCM\_std simulations along the equator: (a) SSTA; (b) zonal wind stress anomalies; (c) sea level anomalies (SLA). The contour intervals are 0.5 °C in (a), 0.01 N/m² in (b), and 5 cm in (c), respectively

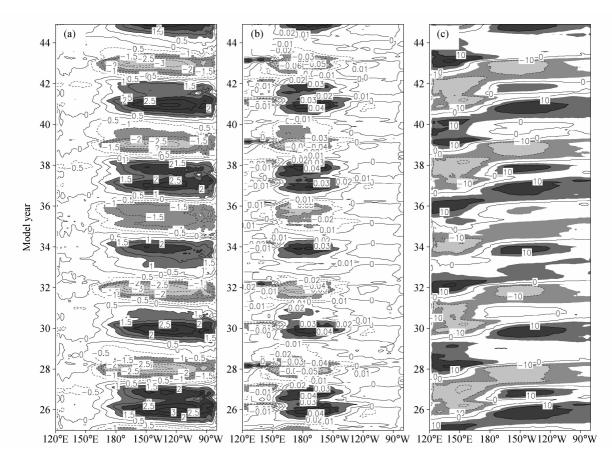


图 4 同图 3,但为 HCM\_emd 模拟结果 Fig. 4 As in Fig. 3,but for HCM emd

拟的 SSTA、纬向风应力距平及 SLA 沿赤道时间剖 面图。这里(包括下文)为了探讨海洋次表层变 率,分析了SLA 而没有直接分析温跃层起伏,一方 面考虑到 SLA 和温跃层起伏在热带太平洋地区相 关非常好,都反映了上层海洋热容量的变化 (Rebert et al., 1985), 事实上在 1.5 层模式中 SLA 与温跃层起伏满足约化重力关系;另一方面是由于 SLA 是 IAP-TPOGCM 的直接输出量, 计算方便。 对比图 3 和图 4 可以看出, HCM std 和 HCM emd呈现出一些相似的海气耦合特征: 沿赤道 SSTA、纬向风应力距平及 SLA 都存在着明显的年 际振荡,在赤道中东太平洋出现正(负)海温距平 时, 日界线附近出现西(东)风距平, 而且在这之 前海表高度正(负)距平信号已经由西太平洋逐渐 传播到东太平洋。同时两幅图之间的差异也比较明 显: 像其他许多海气耦合模式存在的问题一样 (Barnett et al., 1993; Syu et al., 1995; Zhang et al., 2004; Deser et al., 2006), 由于OGCM 中温跃 层变化对海表的反馈偏弱,HCM\_std 模拟的 SS-TA 变率在赤道东太平洋地区过低,振荡频率过高。相反,通过使用 SLA (等价于温跃层起伏)参数化次表层上卷海温,HCM\_emd 中温跃层变化对海表的反馈得到了加强,其模拟的 ENSO 振荡与观测更为接近;这些改进在图 5、图 6 中将被定量地给出。此外,HCM\_std 模拟的海温受风应力局地影响比较明显,如在风应力变率较大的 150°E~180°E 区域 SSTA 变率最大,这与观测也不相符。

图 5 给出了观测的(1981~2000)、HCM\_std 和 HCM\_emd 模拟的 SSTA 标准差空间分布。从图 5a 看到,观测海温年际变率主要集中在赤道中东太平洋,而且在东太平洋及南美沿岸达 1.6℃以上;而在赤道外及西太平洋地区,SSTA 年际变率较小(小于 0.8℃)。图 5b 为 HCM\_std 模拟结果,从中看出模拟的 SSTA 变率明显与观测不符,模拟的变率过于西伸,最大变率中心出现在日界线附近,并与纬向风应力变率中心重合(图略);在东太

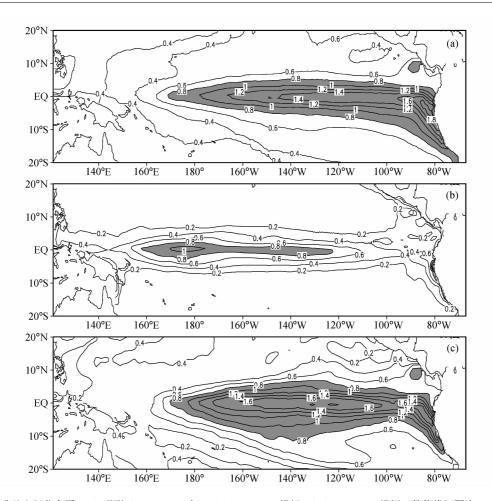


图 5 SSTA 标准差空间分布图: (a) 观测(1981~2000 年); (b) HCM\_std 模拟; (c) HCM\_emd 模拟。等值线间隔为 0.2 ℃ Fig. 5 The SSTA standard deviations for (a) observations (1981 – 2000), (b) HCM\_std simulations, (c) HCM\_emd simulations. The contour interval is 0.2 ℃

平洋及南美沿岸 SSTA 变率明显过于偏弱,观测中的变率大值中心完全消失。图 5c 为 HCM\_emd 模拟结果,相对图 5b 来说有较大改进,模拟的 SSTA 变率出现在赤道中东太平洋,而且在东太平洋及南美沿岸地区模拟的变率与观测量级基本相当。此外有意思的是,观测中东太平洋赤道以北的小暖池地区存在一个小的变率中心,HCM\_emd 也能刻画出来;不过,在中太平洋地区模拟的变率与观测相比稍大(约  $0.2\,\%$ )。

图 6 为观测的(1981~2000 年)、HCM\_std 及 HCM\_emd 模拟的 Niño 3 指数功率谱分析结果。观测中 ENSO 振荡主周期为 4 年,而 HCM\_std 模拟 ENSO 振荡频率明显过高,与当前许多耦合模式一样呈现准两年振荡特征(Barnett et al., 1993; Syu et al., 1995; Zhang et al., 2004; Deser et al., 2006)。在引入次表层上卷海温非局地参数化方案

后,HCM\_emd 模拟有所改进,模拟的振荡主周期为4年,与观测一致。不过,与观测相比,HCM\_emd 中振荡谱能量过于集中于4年左右,这可能是由于我们的大气模式是一个统计型模式,它虽然反应了赤道地区底层大气对下垫面变率快速调整这一事实,但却缺少高频的大气噪音强迫;而且所建立的耦合模式只是热带太平洋区域的模式,来自热带外的气候异常对热带太平洋海气相互作用的影响与调制作用在该耦合模式中是无法体现的。

另外, ENSO 还有一个显著特征是季节锁定性,即 El Niño 峰值一般出现在北半球冬季。从图 4a 可以看出, HCM\_emd 能较好地描述这一现象,模拟的 El Niño 峰值一般都出现在 1 月份左右;而 HCM\_std 这方面模拟较差(图 3a)。

#### 3.2 HCM\_emd 海气耦合特征分析

正如引言中提到的,我们的目的是要建立一个

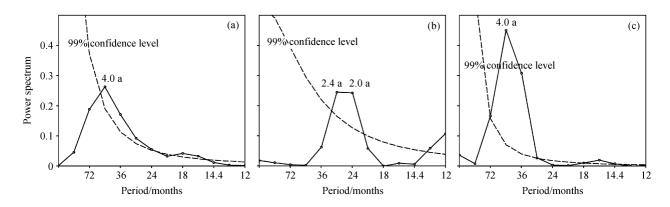


图 6 Niño3 指数功率谱分析: (a) 观测 (1981~2000年); (b) HCM\_std 模拟; (c) HCM\_emd 模拟 Fig. 6 Power spectrum analysis of Niño 3 SST anomalies based on (a) observations (1981 – 2000), (b) HCM\_std simulations, (c) HCM\_emd simulations

较好的耦合模式用于 ENSO 预测,因而考察 HCM \_emd 中耦合振荡机制对于下一步开展 ENSO 预测 有着重要意义。在这部分,我们着重考察 HCM\_emd 中海气耦合特征,并与当前比较流行的几种 ENSO 理论进行比较。

在当前比较流行的 ENSO 理论中, 最早提出也 是最有影响力的当数"延迟振子"理论(delayed oscillator) (Suarez et al., 1988; Battisti et al., 1989),该理论强调风应力旋度激发的赤道附近西 传 Rossby 波及其西边界反射成东传的 Kelvin 波而 引起的时滞负反馈效应。此外,"西太平洋振子" 理论 (western Pacific oscillator) 强调西太平洋在 ENSO循环中的作用 (Weisberg et al., 1997), 认 为 El Niño 期间,与东太平洋正海温异常相对应, 在西太平洋赤道两侧会出现负海温异常, 从而该区 域海平面气压 (SLP) 增加, 这会导致西太 Niño5 区 (5°S~5°N, 120°E~140°E) 出现东风距平, 这 为 ENSO 循环提供了负反馈因子。"充电-放电振 子"理论(recharge-discharge oscillator) 认为 ENSO 循环是赤道地区上层海洋热容量充电-放电循环的 结果 (Jin, 1997), ENSO 暖位相期间, 由于 Sverdrup 输送的辐散作用,赤道地区上层海洋热容量开始逐 步放电(向赤道外地区输送),从而海温逐步趋于 正常而达到过渡期,这期间赤道太平洋地区上层海 洋热容量整体偏少; 进一步, 通过气候上翻过程, ENSO循环开始向负位相转换。"平流-反射"理论 (advective-reflective model) 则同时强调波在太平 洋东西边界的反射及与之相应的纬向平流作用 (Picaut et al., 1997)。Wang (2001) 使用一个统一 的振子模型将这几个理论都包含在内。

事实上,现在许多研究已经开始将耦合模式中ENSO振荡与这些理论相联系。如 Bacher et al. (1998) 研究发现 ECHAM3/OPYC3 耦合模式中的ENSO振荡能用"延迟振子"理论解释; Collins (2000) 认为第二代 Hadley 中心耦合模式中的ENSO振荡可以用"充电-放电振子"理论解释; Deser et al. (2006) 从"延迟振子"理论及"充电-放电振子"理论的角度分析了 CCSM3 中的 ENSO振荡。本文将基于上面提到的几种 ENSO 理论,考察HCM emd中海气耦合特征。

首先,对图 4 中 SSTA、SLA 和纬向风应力距 平进行联合 EOF 分解。这里与建立统计大气模型 时做 SVD 分解一样,为消除三个场之间量级差异, 在做 EOF 分解之前三个场分别除以各自场时间方 差的空间平均值,在最后绘图时又把这个权重乘回 来以恢复各自的相对量级。图7给出前两个模态空 间型,这两个模态的方差贡献分别为68.6%和 16.8%。从两个模态的时间系数(图略)可以看 出,这两个模态分别对应 ENSO 循环的成熟位相和 过渡位相。在成熟期(EOF1),在中东太平洋出现 大范围的海温正(负)距平(图 7a);与此相应,在 日界线附近出现纬向西(东)风距平(图 7e); SLA 则在赤道附近表现东西反位相,在赤道中东太平洋 SLA 偏高(低),而在西太平洋赤道外地区出现两 个 SLA 低(高)值中心(图 7c)。与赤道中东太平 洋的海温正(负) 距平相对应, 在西太平洋赤道外 地区出现弱的海温负(正)异常,并且在 Niño5 区 有东(西)风距平,这与"西太平洋振子"理论所揭

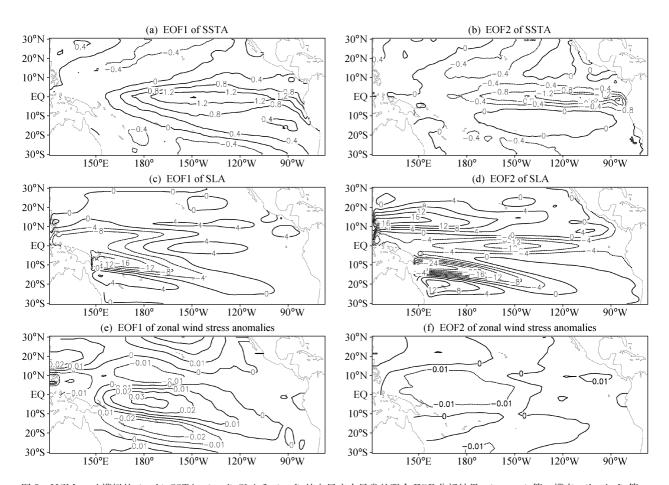


图 7 HCM\_emd 模拟的 (a、b) SSTA、(c、d) SLA 和 (e、f) 纬向风应力异常的联合 EOF 分析结果: (a、c、e) 第一模态; (b、d、f) 第二模态

Fig. 7 The first two combined EOF modes for (a, b) SST, (c, d) SLA, and (e, f) zonal wind stress anomalies from the HCM\_emd simulations: (a, c, e) The first modes; (b, d, f) the second modes

示的相一致;根据这个理论,Niño5 区的东(西)风 距平将激发出东传的上(下)翻 Kelvin 波,从而为 ENSO 循环提供了负反馈因子。在过渡期 (EOF2),中东太平洋开始出现弱的负(正)海温距 平(图7b);相应地,日界线附近出现弱纬向东 (西)风距平(图7f);而此时,SLA空间分布与成 熟期明显不同,成熟期 SLA表现为东西反位相(图7c),而这里则主要表现为赤道地区东西同位相,但 与12°N 纬带反位相(图7d)。

事实上,图 7c、d 结果与一些观测的和耦合 GCM 模拟的上层海洋热容量 EOF 分析结果相当一致 (Zhang et al., 1996, 1997; Zhou et al., 1999; Hasegawa et al., 2003),并且与前面提到的"充电放电振子"理论也很吻合,这从图 8 可以更加直观地看出。图 8 中实线为 HCM\_emd 模拟的后 20 年 Niño3 指数,而虚线为同时期赤道地区  $(5^{\circ}S\sim 5^{\circ}N,$ 

120°E~80°W) SLA 总体变化情况,从图中看出,在赤道中东太平洋海表温度出现异常前 2~3 个季度,整个赤道太平洋地区热容量已出现异常,即发生"充电/放电"过程。

图 9 给出 SLA 沿 7.5°N (6°N~9°N 平均)、130°E 及赤道上 SLA 时间剖面图,从图中不难看出,SLA 的演变在赤道外、西边界及赤道上形成一环路,并且赤道外地区 SLA 信号西传速度比赤道上东传速度要慢,这与"延迟振子"理论中与赤道波动相应的温跃层演变比较相似。但总的来说,SLA 信号传播的速度要比赤道 Kelvin 波及赤道第一模态 Rossby 波相速度慢,这一方面可能因为SLA 信号传播是由许多在不同时间不同地点强迫出来的 Kelvin 波 (Rossby 波) 叠加的综合结果(Cane et al., 1990; Chao et al., 1993);另一方面赤道外信号传播可能还会受到赤道外风应力旋度强迫

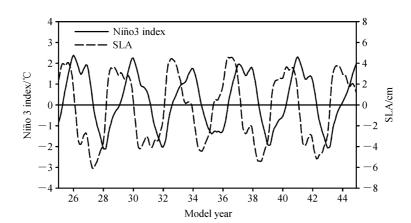


图 8 HCM\_emd 模拟的 Niño3 指数及赤道地区 (5°S~5°N, 120°E~80°W) SLA 总体变化时间序列

Fig. 8 Time series of Niño3 SSTA and SLA over the equatorial Pacific (5°S-5°N, 120°E-80°W) during model years 25-45 from HCM\_emd

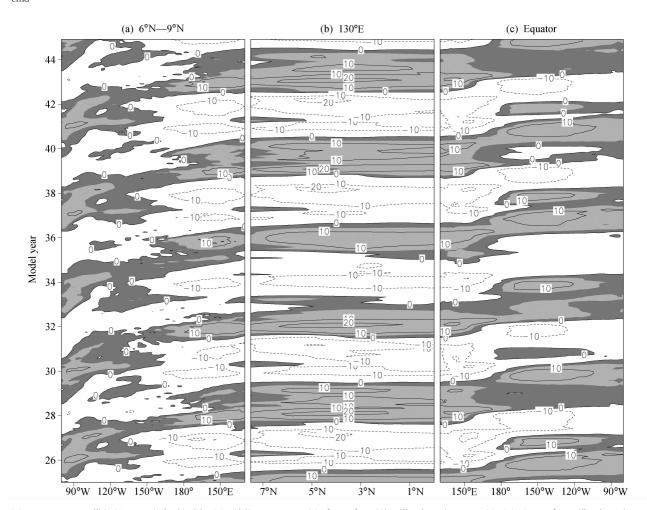


图 9 HCM\_emd 模拟的 SLA 变率时间剖面图 (单位: cm): (a) 沿 6°N~9°N 平均 (横坐标反向); (b) 沿西边界 (130°E) (横坐标反向); (c) 沿赤道。阴影表示正值

Fig. 9 Evolutions of SLA (cm) during model years 25-45 from HCM\_emd along a path from the northern tropics to the equator; (a) Averaged over 6°N-9°N, plotted from east to west; (b) along the western boundary (130°E), plotted from north to south; (c) along the equator, plotted from west to east. Positive values are shaded

的赤道外 Rossby 波影响 (Kirtman, 1997)。

此外,仔细分析图 9a 还发现,SLA 信号在赤道外西传过程中在日界线附近有突然加强现象。这个"加强"应当对应着前面提到的与"延迟振子"理论相应的 Rossby 波活动,即在日界线附近异常风激发的西传 Rossby 波。而赤道外 SLA 整体的西传分量应当对应着赤道 Kelvin 波遇东边界反射的西传 Rossby 波信号。事实上,SLA 沿赤道、80°W及7.5°N(6°N~9°N平均)的时间剖面图(图略)显示,在东边界附近同样出现与图 9 相似的环路,即东传的 Kelvin 波遇东边界反射成西传的 Rossby波,这一事实与"平流-反射"理论中同时强调东西边界波反射相一致。

总的说来,从不同的角度研究发现,HCM emd 中 ENSO 振荡能够反映出"延迟振子"理论、 "西太平洋振子"理论、"充电-放电振子"理论及 "平流-反射"理论中所揭示的一些海气耦合特征, 这说明在实际的 ENSO 循环过程中可能是多种机 制在同时起作用。比如在 El Niño 期间,可能同时 存在多种负反馈机制,如西边界反射的东传上翻 Kelvin波、赤道西太平洋距平东风激发的东传上翻 Kelvin波、风应力旋度引起的整个赤道太平洋上层 海洋热容量向极 Sverdrup 输送过程及东边界反射 的西传下翻 Rossby 波等 (Wang, 2001)。然而,由 于文中所用的大气模式是一个简单的统计型模式, 因而其中一些海气耦合特征并不能全面考察。如 "西太平洋振子"理论中,强调赤道 Niño5 区出现 的纬向风异常,并认为这是由于西太平洋赤道两侧 出现的负海温异常,从而导致该区域 SLP 出现异 常;而我们的大气模式没有SLP变量,但西太赤道 两侧海温及 Niño5 区的纬向风都出现与"西太平洋 振子"理论中一致的特征,这可能是由于理论中的 因果关系被统计大气隐式地描述出来了。

### 4 结论与讨论

针对当前一些耦合模式模拟的 ENSO 变率在 热带东太平洋普遍偏弱且其周期偏高的问题,本文 以中国科学院大气物理研究所的热带太平洋模式为 平台,通过在海洋模式中引进次表层上卷海温非局 地参数化方案,并与一个热带太平洋统计大气模式 耦合,建立了一个改进的混合型海气耦合模式,对 比分析了引进次表层上卷海温非局地参数化方案前 后耦合模式模拟的年际变率的异同;进一步详细分析了改进的耦合模式中海气耦合特征,并与当前流行的几种 ENSO 理论进行了对比。其中改进的混合型海气耦合模式(HCM\_emd)由海洋环流模式、SSTA模式、次表层上卷海温参数化方案及统计大气模式构成;而标准的混合型海气耦合模式(HCM\_std)由海洋模式及统计大气模式直接构成。主要结论如下:

- (1) 与当前许多耦合模式相似,HCM\_std 模拟的 SSTA 变率在空间分布上过于偏西,赤道东太平洋及南美沿岸一带变率过低,最大变率位于日界线附近,且较大变率仅限于赤道南北向很窄的范围内;HCM\_emd 对该问题有明显的改进,其最大变率中心位于赤道中东太平洋及南美沿岸,不论是强度还是分布形式(包括东西向和南北向)均与观测结果非常接近。
- (2) HCM\_std 模拟的 ENSO 振荡频率过高, 呈准 2 年周期。改进后的混合型海气耦合模式 HCM\_emd 模拟与观测相近,模拟振荡主周期为 4 年左右。而且 HCM\_emd 中 ENSO 振荡有显著的 季节依赖性,峰值一般出现在北半球冬季,与观测 也较为一致;而 HCM\_std 却不能模拟出这一特征。
- (3) 进一步分析 HCM\_emd 中海气耦合特征表明,"延迟振子"理论、"西太平洋振子"理论、"充电-放电振子"理论及"平流-反射"理论所揭示的一些规律在 HCM\_emd 中都能被不同程度地描述出来。这说明在实际的 ENSO 循环过程中,可能有多种机制在同时起作用,另一方面,这也从一个侧面证明了可以使用一个统一的概念模型将这几种理论同时包含在内(Wang, 2001)。

当前,有关 ENSO 的海气耦合机制可以分为两类,一类主要是通过表层局地的海气相互作用而导致的异常,称为 SST 模态,它主要发生在赤道中东太平洋,并表现为 SSTA 自东向西的传播,周期以2~3 年为主且振幅偏弱;另一类是与温跃层过程有关的,称为温跃层模态,它通过赤道波动等使温跃层对西太平洋风应力产生远程响应,进而影响海表,因此,SSTA 以 4~5 年周期为主且振幅较大(Guilyardi,2006)。在本文中,HCM\_std 的模拟主要表现为第一类模态(SST 模态),而在 HCM\_emd 通过引入次表层上卷海温非局地参数化方案,强调了温跃层变化对海表的影响,即实际上是强调

了温跃层模态的作用,因而不论是变率的周期还是 振幅均发生了显著变化。

强调温跃层变化对海表的影响有利于耦合系统振荡的维持还体现在耦合强度上(体现在相对耦合系数  $\alpha$  上)。实际上,对于中等复杂程度的耦合模式(包括混合型的),海气耦合强度对耦合系统的周期和振幅是一个关键参数(Neelin,1990)。在本文中,如果认为热带太平洋海温与风应力的关系的假设是正确的(这是建立统计大气模式的基础),那么有什么样强度的风应力异常就应产生相应的SSTA,反之亦然,即耦合强度  $\alpha$ =1 附近时,耦合系统应该能够维持理想的自激振荡。但由于温跃层模态的作用不足,在 HCM\_std 中要维持较理想自激振荡,就需要更强的耦合强度( $\alpha$ =2),而在HCM\_emd 中只需  $\alpha$ =1.05,与上面的分析极为接近。由此可见,温跃层模态及其对表层的影响的确在 ENSO 循环中起着重要作用。

不过,与观测相比,HCM\_emd 中 ENSO 振荡过于规则,振荡谱能量过于集中于 4 年左右。部分原因可能是由于我们的大气模式是一个统计型模式,缺少高频的大气噪音强迫;而且所建立的耦合模式只是热带太平洋区域的模式,来自热带外的气候异常对热带太平洋海气相互作用的影响与调制作用在该耦合模式中是无法体现的。另外,模式这些方面的缺陷同时限制我们更全面地考察模式中的海气耦合特征。比如前面提到的,由于大气模式中缺少 SLP 变量,"西太平洋振子"理论中提到的 SLP 在 ENSO 循环中的角色则无法直接验证。

总的来说,文中使用这种次表层上卷海温参数 化方法可以克服 OGCM 中温跃层对海表反馈偏弱的 问题,不但可以改进海洋模式模拟的 ENSO 现象,还 可以改进耦合模式 ENSO 的模拟,进一步还可以提 高 ENSO 预测技巧。我们将另文给予分析讨论。

### 参考文献 (References)

- AchutaRao K, Sperber K R. 2002. Simulation of the El Niño southern oscillation: Results from the coupled model intercomparison project [J]. Climate Dyn., 19: 191-209.
- Bacher A J, Oberhuber J M, Roeckner E. 1998. ENSO dynamics and seasonal cycle in the tropical Pacific as simulated by the ECHAM4/OPYC3 coupled general circulation model [J]. Climate Dyn., 14: 431 450.
- Barnett TP, Latif M, Graham N, et al. 1993. ENSO and ENSO related predictability. Part I: Prediction of equatorial Pacific sea

- surface temperature with a hybrid coupled ocean atmosphere model [J]. J. Climate, 6: 1545 1566.
- Battisti D S, Hirst A C. 1989. Interannual variability in the tropical atmosphere ocean model: Influence of the basic state, ocean geometry and nonlineary. J. Atmos. Sci., 46: 1687 1712.
- Cane M A, Münnich M, Zebiak S E. 1990. A study of self-excited oscillations of the tropical ocean atmosphere system. Part I: Linear analysis [J]. J. Atmos. Sci., 47: 1562–1577.
- Chao Y, Philander S G H. 1993. On the structure of the Southern Oscillation [J]. J. Climate, 6: 450-469.
- 陈烈庭. 1977. 东太平洋赤道地区海水温度异常对热带大气环流及 我国汛期降水的影响 [J]. 大气科学, 1: 1-12. Chen Lieting. 1977. Impact of the SST anomalies in the equatorial eastern Pacific on the tropical atmospheric circulation and rainfall during the rainy period in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 1: 1-12.
- Collins M. 2000. The El Niño-Southern Oscillation in the second Hadley center coupled model and its response to greenhouse warming [J]. J. Climate, 13: 1299 1312.
- Conkright M E, Locamini R A, Garcia H E, et al. 2002. World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures, CD-ROM Documentation [C]. National Oceanographic Data Center, Silver Spring, MD, 17.
- da Silva A M, Young A C, Levitus S. 1994. Atlas of Surface Marine Data 1994, Volume 1: Algorithms and Procedures [M]. NOAA Atlas NESDIS, U. S. Department of Commerce, Washington, D. C., 6: 83.
- Deser C, Capotondi A, Saravanan R, et al. 2006. Tropical Pacific and Atlantic climate variability in CCSM3 [J]. J. Climate, 19: 2451-2481.
- Fu Weiwei, Zhu Jiang, Zhou Guangqing, et al. 2005. A comparison study of tropical pacific ocean state estimation: Low-resolution assimilation vs. high-resolution simulation [J]. Adv. Atmos. Sci., 22: 212-219.
- Gibson J, Kallberg S, Uppalpa S, et al. 1997. ERA description [C]. ECMWF Reanalysis Project Report Series 1, Tech. Rep. 1, ECMWF, Shinfield Park, Reading, United Kingdom, 72.
- Guilyardi E. 2006. El Niño-mean state-seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble [J]. Climate Dynamics, 26: 329 348.
- Hasegawa T, Hanawa K. 2003. Heat content variability related to ENSO events in the Pacific [J]. J. Phys. Oceanogr., 33: 407 421.
- Hellerman S, Rosenstein M. 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates [J]. J. Phys. Oceanogr., 13: 1093-1104.
- Huang Ronghui, Wu Yifang. 1989. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism [J]. Adv. Atmos. Sci., 6: 21-32.
- Jin F F. 1997. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model [J]. J. Atmos. Sci., 54: 811-829.

- Jin Xiangze, Zhang Xuehong, et al. 1999. Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG world ocean general circulation model [J]. Adv. Atmos. Sci., 16: 197 – 215
- Kirtman B P. 1997. Oceanic Rossby wave dynamics and the ENSO period in a coupled model [J]. J. Climate, 10: 1690-1704.
- Latif M, Anderson D, Barnett T, et al. 1998. A review of the predictability and prediction of ENSO [J]. J. Geophys. Res., 103: 14375-14393.
- Latif M, Sperber K, Arblaster J, et al. 2001. ENSIP: The El Niño simulation intercomparison project [J]. Climate Dyn., 18: 255 – 276.
- Meehl G A, Gent P R, Arblaster J M, et al. 2001. Factors that affect the amplitude of El Niño in global coupled climate models [J]. Climate Dyn., 17: 515-526.
- Miller A J, Barnett T P, Graham N E. 1993. A comparison of some tropical ocean models: Hindcast skill and El Niño evolution [J]. J. Phys. Oceanogr., 23: 1567 1591.
- Neelin J D. 1990. A hybrid coupled general circulation model for El Niño studies [J]. J. Atmos. Sci., 47: 674 693.
- Philander S G H. 1990. El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation [M]. San Diego, Calif.: Academic Press, 293pp.
- Picaut J, Marsia F, du Penhoat Y. 1997. An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the ENSO [J]. Science, 277: 663 666.
- Rebert J P, Donguy J R, Eldin G, et al. 1985. Relations between sea level, thermocline depth, heat content, and dynamic height in the tropical Pacific Ocean [J]. J. Geophys. Res., 90: 11719 11725.
- Reynolds R W, Rayner N A, Smith T M, et al. 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate [J]. J. Climate, 15: 1609-1625.
- Ropelewski C F, Halpert M S. 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/ Southern Oscillation [J]. Mon. Wea. Rev., 115: 1606-1626.
- Stockdale T N, Busalacchi A J, Harrison D E, et al. 1998. Ocean modeling for ENSO [J]. J. Geophys. Res., 103: 14325 14356.
- Suarez M J, Schopf P S. 1988. A delayed action oscillator for ENSO [J]. J. Atmos. Sci., 45: 3283 3287.
- Syu H H, Neelin J D, Gutzler D. 1995. Seasonal and interannual variability in a hybrid coupled GCM [J]. J. Climate, 8: 2121 2143.
- Syu H H, Neelin J D. 2000. ENSO in a hybrid coupled model. Part I: Sensitivity to physical parameterizations [J]. Climate Dyn., 16: 19-35.
- Wallace J M, Rasmusson E M, Mitchell T P, et al. 1998. On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA [J]. J. Geophys. Res., 103: 14241 – 14259.
- Wang C, Picaut J. 2004. Understanding ENSO physics—A review

- [M]// Wang C, Xie S P, Carton J A. Earth's Climate: The Ocean Atmosphere Interaction. AGU Geophysical Monograph Series, 147: 21 48.
- Wang C. 2001. A unified oscillator model for the El Niño-Southern Oscillation [J]. J. Climate, 14: 98-115.
- Weisberg R H, Wang C. 1997. A western Pacific oscillator paradigm for the El Niño-Southern Oscillation [J]. Geophys. Res. Lett., 24: 779 782.
- Zhang R H, Endoh M. 1992. A free surface general circulation model for the tropical Pacific Ocean [J]. J. Geophys. Res., 97: 11237 - 11255.
- Zhang, R H, Levitus, S. 1996. Structure and evolution of interannual variability of the tropical Pacific upper ocean temperature [J]. J. Geophys. Res., 101: 20501-20524.
- Zhang, R H, Levitus, S. 1997. Interannual variability of the coupled tropical Pacific Ocean atmosphere system associated with the El Niño/Southern Oscillation [J]. J. Climate, 10: 1312 1330.
- Zhang R H, Zebiak S E. 2004. An embedding method for improving interannual variability simulations in a hybrid coupled model of the tropical Pacific Ocean – atmosphere system [J]. J. Climate, 17: 2794 – 2812.
- Zhang R H, Kleeman R, Zebiak S E, et al. 2005. An empeirical parameterization of subsurface entrainment temperature for improved SST anomaly simulations in an intermediate ocean model [J]. J. Climate, 18: 350-371.
- Zhou, Guangqing, Zeng Qingcun, Zhang Ronghua. 1999. An improved coupled ocean atmosphere general circulation model and its numerical simulation [J]. Progress in Nature Science, 9: 374–381.
- Zhou G Q, Zeng Q C. 2001. Predictions of ENSO with a coupled atmosphere – ocean general circulation model [J]. Adv. Atmos. Sci., 18: 587 – 603.
- 周天军,王在志,宇如聪,等. 2005. 基于 LASG/IAP 大气环流谱模式的气候系统模式[J]. 气象学报,63 (5):702-715. Zhou Tianjun, Wang Zaizhi, Yu Rucong, et al. 2005. The climate system model FGOALS-s using LASG/IAP spectral AGCM SAMIL as its atmospheric component [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese),63 (5):702-715.
- 周天军, 宇如聪, 郜永琪, 等. 2006. 北大西洋年际变率的海气耦合模式模拟 II: 热带太平洋强迫[J]. 气象学报, 64 (1): 18 29. Zhou Tianjun, Yu Rucong, Gao Yongqi, et al. 2006. Ocean atmosphere coupled model simulation of North Atlantic interannual variability. II: Tropical teleconnection [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 64 (1): 18 29.
- 朱杰顺,周广庆, Zhang R H,等. 2006. 参数化次表层上卷海温改进 ENSO模拟[J]. 大气科学,30:939-951. Zhu J S, Zhou G Q, Zhang R H, et al. 2006. Improving ENSO simulation by parameterizing the subsurface entrainment temperature[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese),30:939-951.