

耦合海-气环流模式中双热带辐合带现象 及其热收支分析*

李江龙

(国家气象中心,北京,100081;中国科学院大气物理研究所,LASG,北京,100029)

张学洪 俞永强

(中国科学院大气物理研究所,LASG,北京,100029)

戴福山

(中国科学院大气物理研究所,LASG,北京,100029;北京应用气象研究所,北京,100029)

摘 要

文中研究了耦合海-气环流模式中的双热带辐合带(Double ITCZ)现象,并对这一现象的成因从海洋热量收支的角度进行了初步分析。Double ITCZ 现象是在热带太平洋赤道南北两侧各出现一条 ITCZ 的现象,这是耦合海-气环流模式中的较为普遍的一种异常现象,与实际气候中出现的 Double ITCZ 现象并非指同一问题。文中对比观测和模式结果,指出了 Double ITCZ 现象的主要特征,针对它的出现过程进行细致分析,再利用模式输出的热量收支各项进行统计,得到了从海洋热收支分析得到的海表温度变化原因。与观测到的正常模态相比,Double ITCZ 是一个异常的模态,它的特征突出地表现为西太平洋暖池区的降温和东南太平洋 10°S 附近的升温。海洋热量收支分析表明,暖池区的降温主要是受到扩散的作用,而表层平流的异常增暖在决定异常辐合带区升温过程中占第一位的作用。

关键词: 耦合海-气环流模式,热带辐合带,热量收支,扩散,平流。

1 引 言

双热带辐合带(Double ITCZ)现象,是在赤道两侧出现辐合带的现象。这种现象存在于实际气候中,主要出现在西太平洋。对北半球而言,太平洋的 ITCZ 常年存在,对南半球来讲,由于观测手段的限制,很长一段时间以来人们只认识到存在位于太平洋西部的南太平洋辐合带(SPCZ),认为东太平洋不存在 ITCZ。最近的卫星观测表明,东南太平洋也存在 ITCZ,但只出现于春季(3,4 月份)^[1]。说明东南太平洋也存在季节性的 ITCZ,当它出现的时候即与北支 ITCZ 共同构成 Double ITCZ。然而,文中所说的“Double ITCZ”并非指气候上的双热带辐合带现象,而是在海-气耦合模式中出现的异常现象,

即在东太平洋常年存在的一支南半球的热带辐合带,与北半球的热带辐合带共同构成双辐合带现象。

Mechoso 等^[2]在比较了 11 个海-气耦合模式的模拟结果后指出,Double ITCZ 在多个直接耦合的海-气耦合模式中都有体现,是耦合模式中较为普遍的问题。Double ITCZ 在降水、海温、海流等多个要素场中都有明显的体现。

在中国科学院大气物理研究所的 FGCM-0 耦合海-气环流模式中(下文中详细介绍)也出现了 Double ITCZ 现象。下面以降水场和 SST 场为代表来说明一下 Double ITCZ 现象的基本特征。

FGCM-0 模拟结果中,太平洋区域的多年平均降水在南半球 10°S 附近出现一条带状极大值区(图 1c),其范围从暖池区一直东伸到 110°W 附近,

* 初稿时间:2002 年 6 月 26 日;修改稿时间:2002 年 9 月 16 日。

资助课题:国家重点基础研究计划(G2000078502),中国科学院知识创新工程重要方向项目(ZKXC2-SW-210)和优秀国家重点实验室研究项目(40023001)。

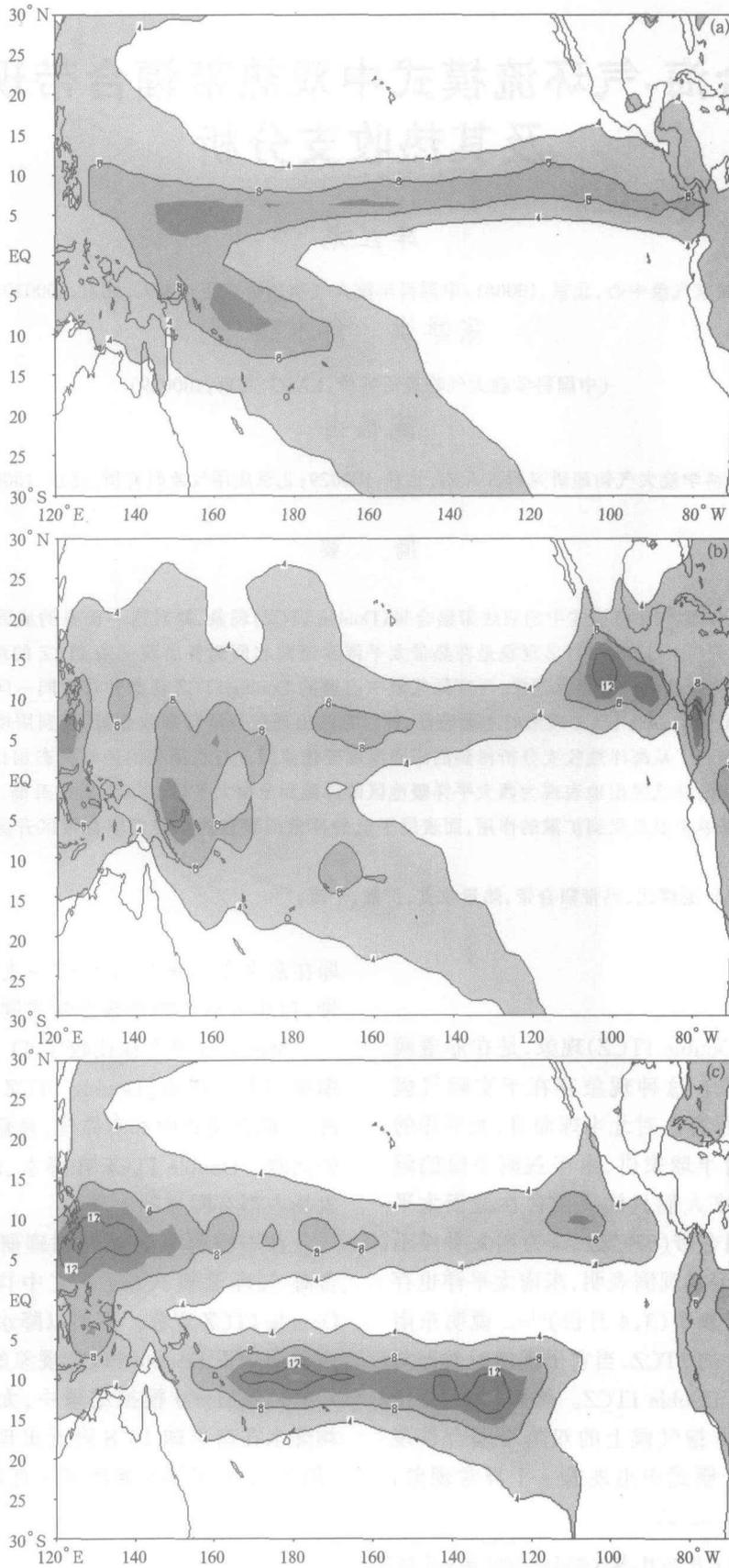


图1 观测(a)及 Spinup(b)、FGCM(c)试验给出的多年平均的降水量(mm/d)
(a. 1979~1997年的多年平均, b. Spinup积分从第70年到第77年的平均, c. FGCM模式积分从第20年到第29年的平均)

强度达 12 mm/d,与北半球的 ITCZ 区的降水形成南北对称的两条雨带。这种模态和实际降水的模态有很大的不同。观测到的降水主要集中在赤道西太平洋(包括北半球的 ITCZ 和南半球的 SPCZ 两条雨带)和北半球的 ITCZ 区(图 1a),而东太平洋 10°S 没有出现条状降雨带。与降水相对应,耦合模式 SST 的分布(图 2c)也是在南太平洋 10°S 附近出现一条高海表温度带,28°C 等温线东伸至 110°W,同时,在赤道太平洋区域出现一条窄而长的冷水带。这与观测到的 SST 在模态上也有较大差别(图 2a),除了西太平洋的高海温外,观测到的 SST 只在北半球 10°N 附近出现高海温带,这与 ITCZ 相对应,而南半球则没有与之相对称的高海温带,28°C 等温线只东伸到 150°W 附近。

Double ITCZ 现象的存在使耦合模式与实际气候存在较大差距,是耦合模式较为普遍的问题之一,引起了许多科学家的重视,是目前研究的热点问题之一。

耦合模式中的 Double ITCZ 现象这一问题由 Mechoso 等^[2]在 1995 年通过总结 11 个海-气耦合模式后提出。值得注意的是,这 11 个模式在赤道以南的东太平洋都出现了暖 SST 带,并且这一现象具有时间上的持续性。产生这一问题的原因可能有两个方面:美洲西海岸的影响和大尺度海-气相互作用。这说明了耦合过程对 ITCZ 问题的重要性。Philander^[3]在研究为什么 ITCZ 主要位于赤道以北这一问题时指出,海-气相互作用能把对称型气候转化成不对称型,而陆地的形状造成了大西洋东部和太平洋东部的 ITCZ 偏于北半球。这种观点与 Mechoso 等的观点一致。当他用 GFDL 环流模式进行模拟时也发现了 Double ITCZ 现象,认为耦合环流模式中遗漏了重要的海-气相互作用的反馈机制。在他的研究中,这种反馈机制涉及热带层云过程。Kiehl^[4]用 NCAR CSM 模式对西太平洋暖池进行模拟时也发现了 Double ITCZ 现象。为了找到 SST 偏差的来源,他分析了未耦合和耦合模式的表面能量收支偏差。强调模式中短波云吸收的误差导致暖池区海表面通量过大,这造成了赤道 SST 梯度的改变,SST 梯度的改变导致了海表纬向风的加强,进而使暖池区潜热通量增加,致使太平洋 SST 的模拟产生偏差。当然耦合模式对其它热通量的估计也存在偏差。他还认为耦合模式对海表热通量的偏差是非常敏感的,正是由于这些偏差的存在导致了 SST 的

偏差。

以上这些研究结果,给出了一些对此问题的研究结果和思路,很有参考和借鉴价值。如 Mechoso 和 Philander 提到了海-气相互作用及大气模式中对云等模拟偏差可能是 Double ITCZ 问题的原因所在。但前人的研究主要着重于 Double ITCZ 平衡态的分析,较少涉及转换过程,即对从正常态到异常态是怎样转变的没有详细讨论,另外其大多数分析也多集中在大气和海-气界面,对海洋内部的物理过程分析较少。文中针对这些方面的不足作一些深入的工作,尤其从海洋中热量收支的角度分析 Double ITCZ 现象出现的过程和海温变化的解释,以期对解决这一问题能有所帮助。

2 资料、模式和试验

这一研究用到的资料有 CMAP^[5]降水资料、Shea 等^[6]的 SST 资料。

本研究采用的海洋环流模式(OGCM)是金向洋等^[7]发展的 IAP 第 3 代全球海洋环流模式。它的水平格点分布和三角形截断 63 波的大气谱模式(简称 T63)相同,水平格距约为 $1.875^\circ \times 1.875^\circ$ 。它的垂直方向是 30 层,其中上 20 层位于 1000 m 深度内。这个海洋模式被简称为“L30T63”。L30T63 采用了沿着等密度面混合的“GM90”方案^[8],并在热带上层海洋采用了依赖于 Richardson 数的垂直混合方案^[9]。

L30T63 模式首先积分了 1160 a,采用 Hellerman 和 Rosenstein^[10]风应力强迫和基于 Haney^[11]公式得到的热力强迫,Haney 公式计算热通量用到的大气变量从 COADS^[12]资料得到。模式的表面盐度用年循环的气候 Levitus^[13]资料恢复。在这一积分的后期,模式达到准平衡状态,风生环流的热盐环流都得到合理的模拟^[14]。这次积分可以作为是以后试验的基础,为它们提供了初始条件。

本研究采用的海-气耦合环流模式是 FGCM-0^[15]。它是基于 NCAR CSM-1 (the NCAR Climate System Model)^[16]发展起来的,具体做法是借助于耦合器(flux coupler),将 CSM-1 原有的海洋模式替换为 LASG 的 L30T63,保持其他分模式不变。FGCM-0 的大气分模式就是 NCAR 的 CCM3^[17]。FGCM-0 模式中各分模式与其他模式的界面交换均通过耦合器,大气、陆面和海冰模式与通量耦合器每一模式小时交换一次,而海洋模式每

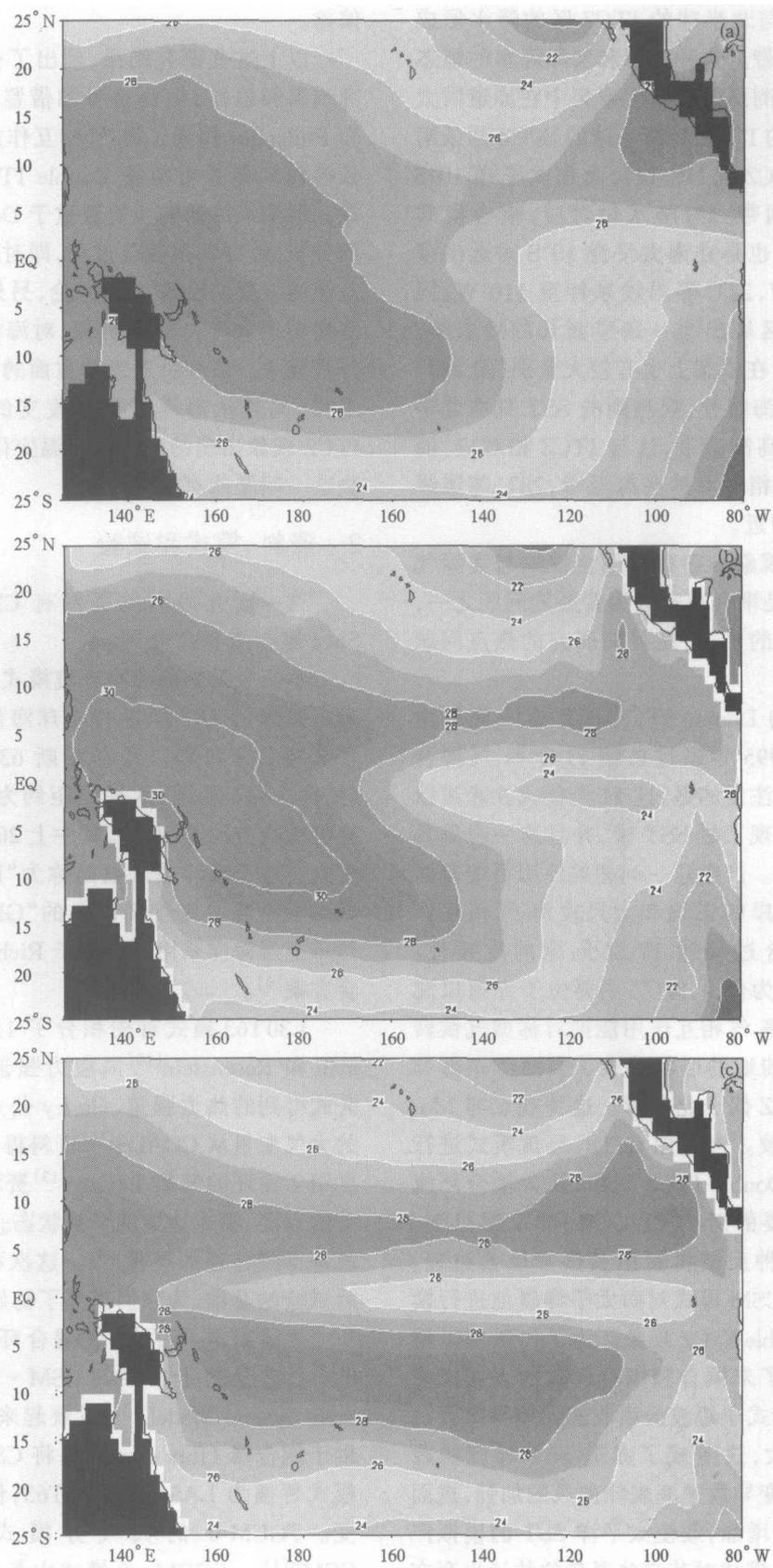


图2 观测(a)及 Spinup(b)、FGCM(c)试验给出的多年平均的 SST($^{\circ}\text{C}$)

(a. 1979~1997 年的多年平均, b. Spinup 积分从第 70 年到第 77 年的平均, c. FGCM 模式积分从第 20 年到第 29 年的平均)

一模式天交换一次。为了减少耦合过程的冲击,在运行 FGCM-0 之前先进行了“Spinup”过程^[15],它本质上是一种单独海洋模式的运行过程(具体过程参见文献[15])。

为了详细分析海洋中的热量收支状况,我们又运行了两个平行的试验:Spinup 热收支试验和 FGCM 热收支试验。

Spinup 热收支试验和 FGCM 热收支试验分别是在 Spinup 过程中和完全耦合过程中增加记录海洋中热收支方程中各项值的试验。两个试验积分初始条件一样,都是 Spinup 过程积分 80 a 后开始运行,且同样积分 5 a,这样除了一个是未耦合试验而另一个是耦合试验外,两个试验的其他条件一样,保证了它们的平行性,以便进行对比分析。

3 从正常态向 Double ITCZ 态的转变过程

3.1 正常态和 Double ITCZ 态

图 2b 是多年平均的 Spinup 海表温度分布。Spinup 过程能够再现合理的 SST 分布,热带太平洋地区的模态与观测(图 2a)基本一致,是一个与实际过程相接近的正常模态分布,简称为“正常态”。图 2c 是多年平均的 FGCM 海表温度分布。可以看到,在热带太平洋地区,耦合模式提供了与 Spinup 过程差别较大的 SST 分布。首先是暖池大为缩小,冷舌西伸得很厉害。另外一个明显的现象就是南半球 10°S 附近出现一条暖水带,28°C 等温线东伸到 110°W,使这一地区常年维持一条辐合带,这也就是文中讨论的中心问题——Double ITCZ 现象。

对 FGCM 积分 60 a 结果逐年分析(图略)表明,Double ITCZ 现象从第 3 年就已经基本上达到平衡状态,模式运行到第 5 年时海表面温度几乎与 60 a 平均分布相同,以后 50 几年的结果与第 5 年类似,这说明海洋在模式运行到第 3 年后就基本达到平衡态。这个平衡态中包含 Double ITCZ 现象,这也是这个平衡态的主要特征,称为“Double ITCZ 态”,或“异常态”。

从耦合后和耦合前结果的对比(图 2)分析发现,两种平衡态的差别主要出现在两个区域——西太平洋暖池区和东太平洋 10°S 附近。这两个地区是本文研究的关键地区,暖池区定义为 5°S~5°N, 150~170°E(见图 2b),东南太平洋异常辐合带区定义为 15~5°S, 150~110°W(见图 2c)。

3.2 正常态向 Double ITCZ 态的转换过程

图 3 是两个热收支试验 SST 在暖池区和东南太平洋异常辐合带区 5 a 的逐候时间演变情况。由图 3a 可以看出,暖池区的 SST 在这 5 a 的突出特征是第 1 年 6~10 月迅速降温,这期间,在 8 月下旬 SST 降到最低的 26°C,比同期 Spinup 的温度下降了 4.2°C,此后又迅速上升,于第 2 年达到平衡态温度(低于 Spinup 温度)附近,并在平衡态附近作年际和季节振荡。图 3b 可以看出,东南太平洋异常辐合带区的 SST 在耦合开始后的半年内较之 Spinup 过程没有明显变化,从第 1 年 7 月份开始升温,到第 3 年的 1 月升到最高的 30.2°C,比同期的 Spinup 过程高出了 3.5°C,此后略有下降,并达到其平衡位置附近作年际和季节振荡。

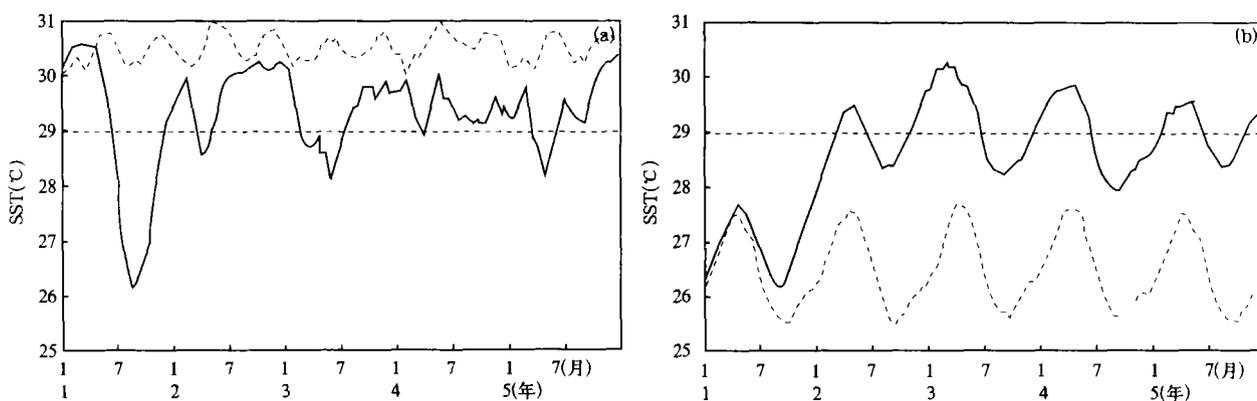


图 3 Spinup 试验(虚线)和 FGCM 试验(实线)两个区域平均 SST 逐候时间演变
(a. 暖池区, b. Double ITCZ 区)

对 Spinup 试验来讲,海表面温度在暖池区呈现较小振幅的以 0.5 a 为周期的振荡,在异常辐合带

区呈现较大振幅的以年为周期的振荡,这与观测到的情形相符。对 FGCM 试验来讲,海表面温度在暖

池区变化剧烈,尤其是第 1 年的下半年由降到升前后变化超过 4°C ,显得尤为突出。它在异常辐合带区的变化不如在暖池区的剧烈,前两年的升温仍较明显。以上 SST 的时间演变特征说明,从正常态向 Double ITCZ 态的转换过程是非常快的,基本上在耦合积分的前两年内就已经完成。在转换过程中,暖池区的调整是非常剧烈的,异常辐合带区相对平缓些,但达到平衡态后,暖池区的 SST 的降温幅度却不如异常辐合带区的升温幅度大。

从以上现象可知,转换过程是很快发生的,那么

在耦合之后的前几年,即转换发生的时期内,SST 与哪些要素密切联系呢?我们在分析了诸多变量后认为,海表风应力的变化与 SST 的变化密切联系,它可能是造成 SST 剧烈变化的主要原因。

图 4 是 SST 异常和 wind stress anomaly (FGCM 减去 Spinup) 在前 3 a 的逐年变化情况。第 1 年耦合试验与未耦合试验的差异主要体现在赤道太平洋的大范围降温,而且降温幅度非常大,中心降温达 -3.5°C ,位于日界线附近,与此相伴随的是赤道的东风异常。另一个较为显著的特征是东南太平洋的大范围

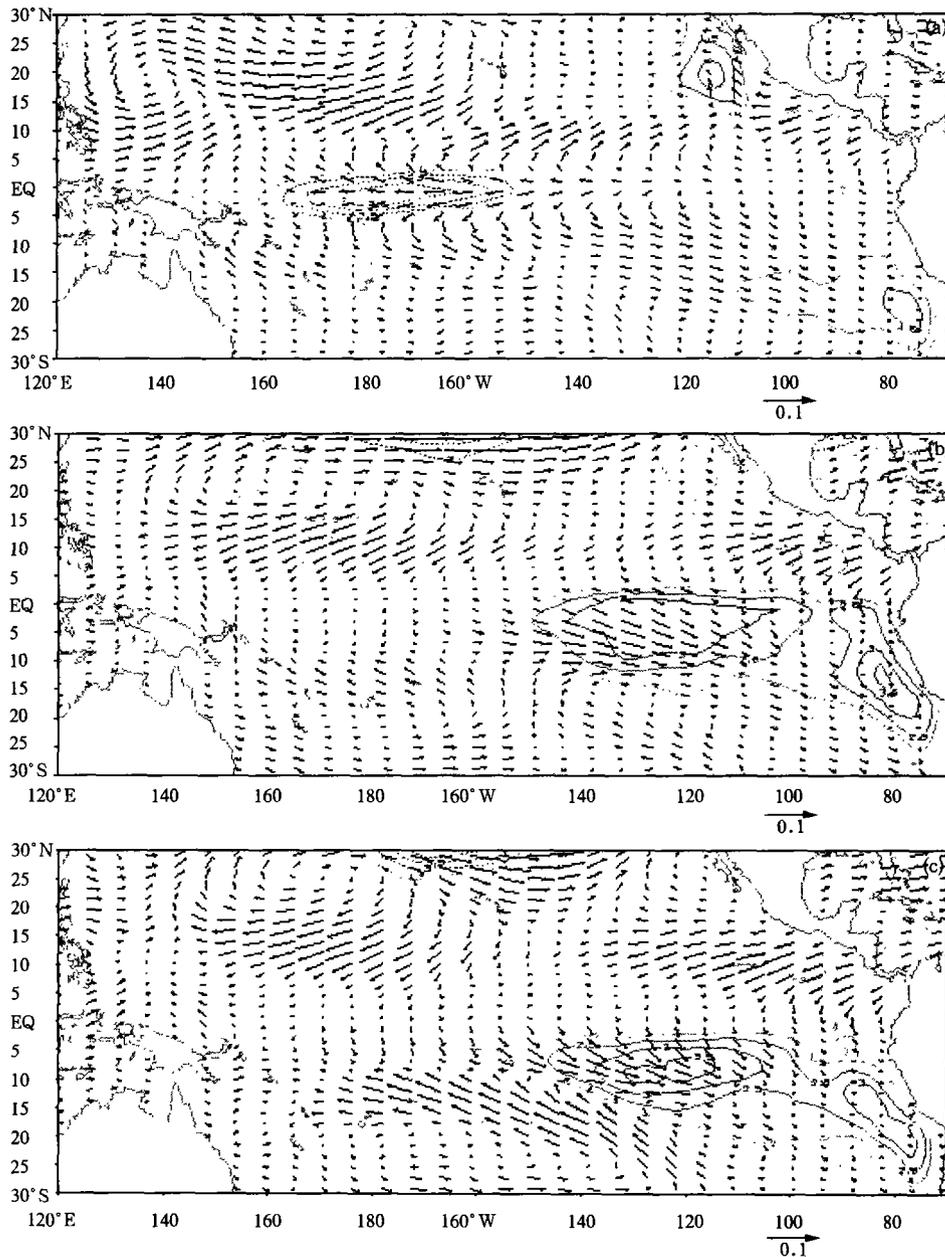


图 4 风应力异常(FGCM - Spinup)和 SST 异常在前 3 a 的分布
(图中矢量展示风应力异常,单位: N/m^2 ;等值线表示 SST 异常,单位: $^{\circ}\text{C}$;
a. 第 1 年, b. 第 2 年, c. 第 3 年)

增温,但增温幅度不是很大,在秘鲁沿岸达到 1.5 °C,而在异常辐合带区大约增温 0.5 °C。与增温区相伴随的是大范围的东风异常,但强度不大。第 2 年的情形与第 1 年相比发生很大变化,赤道太平洋的降温范围明显缩小,只在日界线以西出现降温,而且强度也减少不小,从第 1 年的中心降温 -3.5 °C 到第 2 年的中心降温 -1 °C,这个降温中心位于 165°E,比第 1 年西移了十几个经度。第 2 年更为显著的现象是东太平洋的增温明显,在跨越赤道的广大东太平洋上出现大范围的增温,增温幅度非常之大,在赤道附近和秘鲁沿岸分别出现两个增温中心,强度达 3 和 3.5 °C。风应力异常表现为增温区的西风异常,强度较第 1 年明显增大。第 3 年的情况与第 2 年类似,主要特征为赤道西太平洋的降温和东南太平洋的升温,与第 2 年稍有不同的是升温中心区更加偏向于异常辐合带区,强度也达到 3.5 °C。在这一区的风应力仍为西风异常。从以上 3 a FGCM 与 Spinup 两个试验结果的差异不难发现:

(1) 模式在耦合之后,海表温度和海表风发生巨大调整,但这种调整主要出现在前两年,而在两年之后逐渐稳定,两年后模式达到新的平衡态——Double ITCZ 态。这与图 3 得到的结论是一致的。(2) 转换过程中赤道西太平洋的降温较为明显,东南太平洋的增温也很突出。(3) 赤道西太平洋的降温与赤道东风异常相一致,东南太平洋的增温与局地西风异常相伴随,两者在范围强度上表现得非常一致。

由上面的结果可以看到,赤道中太平洋东风异常是耦合之后最先出现也是最明显的异常信号。随着此异常信号的扩展和西伸,暖池区海温降低,由此我们推断,东风异常是导致暖池 SST 降低的直接原因。而在热带南太平洋地区出现的西风异常是在赤道东风异常之后出现的,而且在其演变过程中可以看到与二者相联系的北风异常。由此我们推断热带东南太平洋地区的西风异常是赤道东风异常在南半球受科氏力的影响转向为北风异常,北风异常继续在科氏力的影响下偏转而成,这同时伴随着东南太平洋异常辐合带区的 SST 上升。由此可以认为,局地西风异常是导致这个区域海温升高的主要原因,而西风异常的原因可能是赤道太平洋出现的东风异常。

4 两个区域的热量收支分析

4.1 影响海水热量收支的因素

根据 L30T63 海洋环流模式的控制方程,对表

层(模式第一层)海水来说,热量收支方程为:

$$\Delta z_1 \rho_0 c_p \frac{\partial T}{\partial t} = - \Delta z_1 \rho_0 c_p V_h \cdot \nabla T - \Delta z_1 \rho_0 c_p W \frac{\partial T}{\partial z} + \Delta z_1 \rho_0 c_p A_{hh} \Delta T + \Delta z_1 \rho_0 c_p \frac{A_{hv}}{\Delta z} \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{\Delta z_1} + F_A \quad (1)$$

其中, T 为海水的位温, t 为时间, V_h 为海流, w 为垂直速度, z 为深度, A_{hh} 为水平扩散系数, A_{hv} 为垂直扩散系数, F_A 为海表净热通量, Δz_1 为第一层海水的厚度(在此模式中为 25m), ρ_0 为海水密度, c_p 为比热。在这个模式中, $\rho_0 c_p$ 取为 $4.008 \times 10^6 \text{ J}/(\text{K} \cdot \text{m}^3)$ 。

式(1)中各项的意义为:

(1) $\Delta z_1 \rho_0 c_p \frac{\partial T}{\partial t}$: 热量收支。代表表层海水的热量收支,单位应为 $\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{候})$ 。热量收支是我们关心的中心问题,它决定了表层海水的温度是如何变化的。而等式右边的每一项又决定了热量的收支变化。

(2) $-\Delta z_1 \rho_0 c_p V_h \cdot \nabla T$: 水平温度平流。表示由于海水的水平流动造成的热量收入,其中包括纬向平流和经向平流。

(3) $\Delta z_1 \rho_0 c_p W \frac{\partial T}{\partial z}$: 垂直温度平流。表示由于海水的垂直运动造成的热量收支。

(4) $\Delta z_1 \rho_0 c_p A_{hh} \Delta T$: 水平扩散。表示由于海洋的水平扩散(即水平湍流脉动)运动造成的热量收支。

(5) $\Delta z \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{\Delta z_1}$: 垂直扩散。表示由于海洋的垂直扩散(即垂直湍流脉动)运动造成的热量收支。

(6) F_A : 净热通量。表示由于表层海水得到的净热通量的加热作用。这里的净热通量包括表面净热通量和表层海水与下层海水的净热通量交换,表面净热通量由感热通量、潜热通量、长波辐射和短波辐射组成,而与下层海水的净热通量交换实际上就是短波穿透。短波穿透的作用是短波辐射穿透表层海水到达下层而引起表层海水热量的减少,所以它一直都是负值。

等式右边的 5 项都可以引起海水热量收支的变化,且它们有非常明确的物理意义。下面我们分析热量收支方程中各项在耦合前后的变化,以确定不同海区不同时间各项的作用和影响,以便能够对 Double ITCZ 现象出现的物理过程和物理机制给出合理的解释。

4.2 暖池区的热量收支

影响热量收支共有5项,现在把它们重新组合成4项:平流、扩散、表面热通量和短波穿透。其中,平流项包括了水平平流和垂直平流,扩散项包括了水平扩散和垂直扩散,这两项表征动力过程对热量收支的影响;表面热通量和短波穿透合在一起就是净热通量,表征热力过程对热量收支的影响。下面着重考虑这4项的变化及其对热量和温度的影响。

为了分析耦合前后暖池区的热量变化情况,表1给出了暖池区耦合试验与未耦合试验逐年热收支

的差值。从年平均情况可以看出,暖池区第1年的热量存储为 -3.5 W/m^2 ,这造成了第1年这一地区的降温。而在各项分析中,扩散项为较大的负值(-16.9 W/m^2),短波穿透的值很小,平流和表面热通量为正值,说明第1年的降温主要是扩散作用造成的。第2年和第3年的热量存储分别为2.7和 -1.3 W/m^2 ,在这两年热量存储经历了一个由亏损到盈余,又由盈余到亏损的一个过程,但量值都比第1年的小,这是暖池区的在经历了第1年的剧烈降温后的调整过程。

表1 暖池区前3 a FGCM-Spinup的热收支情况(单位: W/m^2)

年份	平流	扩散	表面热通量	短波穿透	热量存储
第1年	9.4	-16.9	3.9	-0.3	-3.5
第2年	-8.6	-2.6	13.5	0.3	2.7
第3年	-2.3	-11.2	12.1	-0.2	-1.3

为了更为详细地说明在从正常模态向 Double ITCZ 模态转变的过程中暖池区的温度变化情况以及各项所起的作用,在图5中给出 FGCM-Spinup 的3 a 逐候演变。

从图5可以看出,对应这次降温,温度倾向有明显的体现。从4月到9月,暖池区维持一个负的温度倾向,并在7月达到最低值($-0.3 \text{ }^\circ\text{C/候}$),这对温度倾向来说是非常大的值,这也就造成了 SST 的迅速降低。在逐项的分析中,短波穿透几乎没有什么贡献,它的差值在3 a 中几乎一直在0附近,同时也说明耦合前后,短波穿透没有什么变化。平流的差在第1年中正值居多,负值居少,说明耦合之后的第1年平流的总体效果是使暖池区增温,即对暖池区的这次降温过程平流过程没什么贡献。扩散项的差值在这4项中最大,最大差值超过 $-0.2 \text{ }^\circ\text{C}$,时间发生在第1年的7,8月,时间和大小接近于温度倾向,这也就意味着扩散在这次降温过程中起主要作用。这与表1年平均热量收支的结果相一致。其中,水平扩散的值很小,所以扩散项基本上就是垂直扩散。表面热通量的差值在温度倾向第1年为负值的时段内也维持负值,但大小约为温度倾向的一半,说明海表热通量对这次降温也起到一定作用,但作

用不如扩散那么大。在以后的两年虽然也有降温过程,但那些基本上属于在平衡态附近的调整,故在此不作过多分析。

以上分析说明,在从正常态向异常态的转变过程中,暖池区降温明显,除短波穿透外其他各项也都发生显著的变化。对于 SST 在第1年降温过程,扩散项起了很大的作用,表面热通量也有一定作用,而平流对降温有抑制作用。

4.3 东南太平洋异常辐合带区的热量收支

在 FGCM 试验中,相对于 Spinup 试验变化的热量收支在异常辐合带区逐年分析(表2)显示,在这一区域热量在前两年都有较大的净收入,分别达 5.0 W/m^2 和 6.1 W/m^2 ,正是在这样的背景下,区域的温度在前两年不断上升。从影响热量收支的各项来看,在前两年主要是平流的作用使热量有正的收支,扩散始终起到负的作用,而表面热通量在第1年是 2.7 W/m^2 ,也起到增加海区热量的作用,但第2年为 -0.4 W/m^2 ,不起什么作用,短波穿透的量值虽然较小,但一直是正值。说明在前年的升温过程中,除了扩散项外,其他各项都对升温有贡献,但以平流升温为主。

表2 异常辐合带区前3 a FGCM-Spinup的热收支情况(单位: W/m^2)

年份	平流	扩散	表面热通量	短波穿透	热量存储
第1年	8.4	-7.1	2.7	1.1	5.0
第2年	26.1	-22.0	-0.4	2.4	6.1
第3年	29.0	-26.7	-7.8	-3.4	-2.3

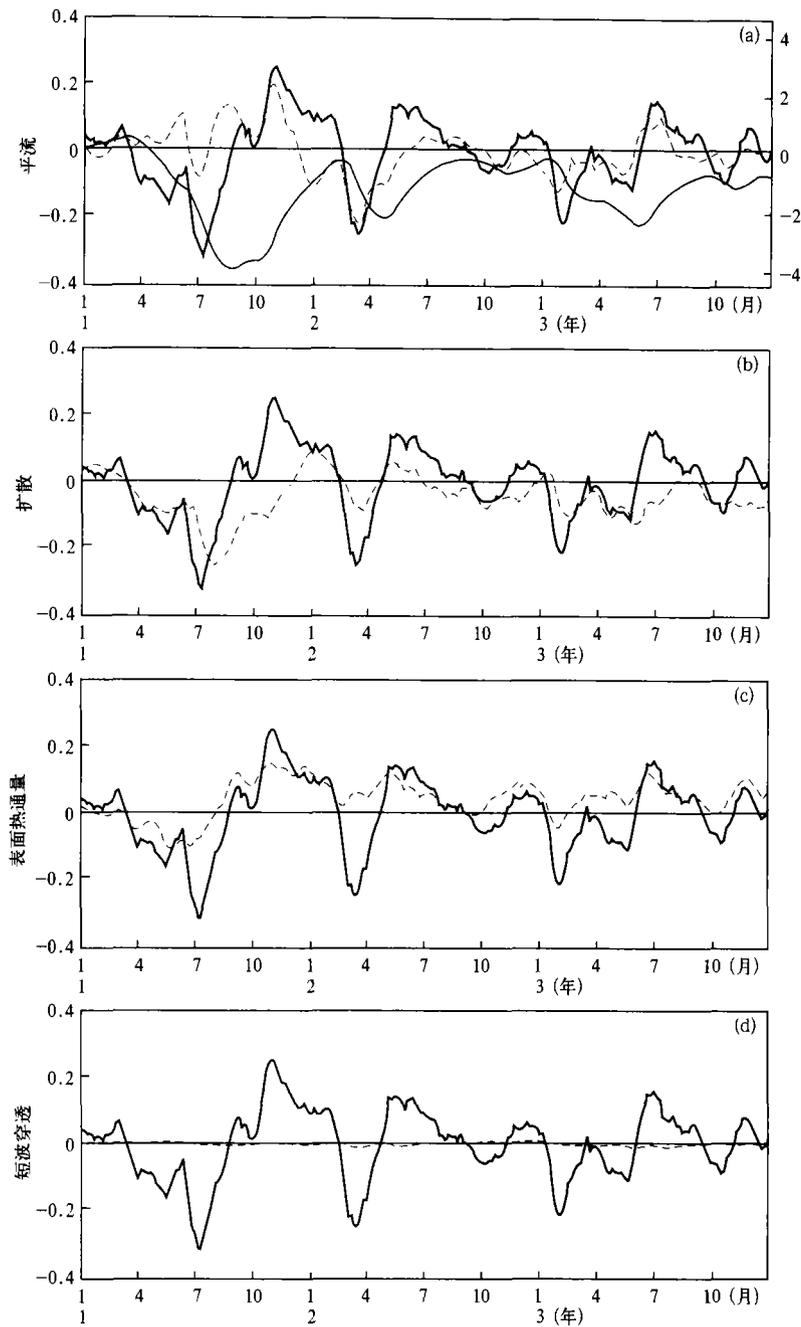


图5 暖池区的温度(细实线)、温度变率(粗实线)及温度变化方程各项(虚线)FGCM-Spinup的结果在前3a的时间演变
(a.平流, b.扩散, c.表面热通量, d.短波穿透)

与图5相对应,图6是东南太平洋异常辐合带区FGCM-Spinup温度、温度倾向及各项前3a逐候的变化情况。

从FGCM-Spinup(图6)的结果中看到。温度倾向的差值的确是正多负少,这造成了其积分效果是使温度差值不断变大,在第2年末达到最大的

3.5℃,此后略有下降,但仍高出Spinup结果2~3℃。从各项的差值来看,短波穿透和表面热通量变化不大,但它们在前两年基本是正值,升温有一定的贡献。其中短波穿透为正值意味着到达海表面的净短波辐射的减少,这使得透射到下层的短波损失减小了。而表面热通量的增加主要来自潜热通量的增

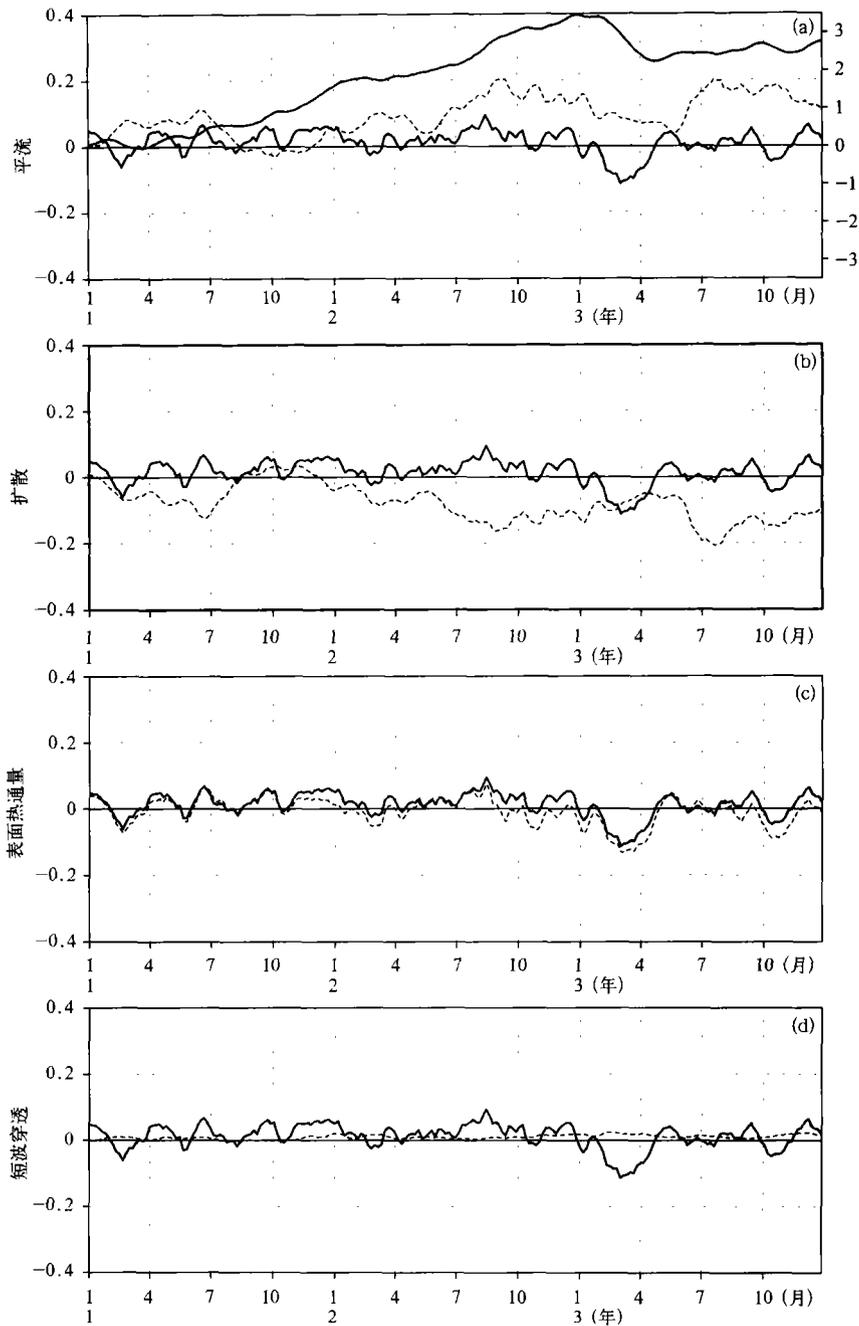


图6 异常辐合带区的温度(细实线)、温度变率(粗实线)及温度变化方程各项(虚线)FGCM-Spinup的结果在前3a的时间演变(说明同图5)
(a. 平流, b. 扩散, c. 表面热通量, d. 短波穿透)

加(图略)。温度平流在大多时段内是正值,振幅很大,而且在第2年此正值还不断增大,最大达到 $0.2^{\circ}\text{C}/\text{候}$,比温度倾向差值大一倍左右,说明温度平流的升温效果明显。其中,垂直温度平流的变化值很小(图略),所以主要是水平温度平流的作用。与此相反,扩散的差值基本上是负值,在前两年振幅也

很大,最大达到 $-1.6^{\circ}\text{C}/\text{候}$,说明扩散的作用是使海表温度降低,它抵消了部分其他要素的升温幅度。

综合上面的结果,在从正常态向Double ITCZ态转变的过程中,东南太平洋异常辐合带区升温明显。造成这一升温的因素主要是平流的异常增加,海表热通量的增加和短波穿透的减弱也起了一定的

作用,扩散在这一过程中起相反的作用,它的变化部分抑制了其他要素的升温效果。

从暖池区和东南太平洋异常辐合带区的热量收支可以看出,影响二者的主要海洋学机制虽然都是动力影响为主,但二者的热量收支的具体影响原因还是不同的,前者主要受到扩散过程的影响,后者主要的原因是平流。当然这一结果是针对 FGCM 这个模式的,不同的模式可能有不同的结果。例如, Kiehl^[4]的结果说明 CSM 模式中暖池区的变化主要受到表面热通量的影响。

6 讨论和结论

众所周知,时间平均的太阳辐射在赤道上最大,如果地球表面全部是均匀分布的物质(例如水),那么地球的气候就应该是沿赤道对称的。但是地球上的气候却不是沿赤道对称的,这主要是由于地球上存在着海陆分布,并且这种分布也不是对称的。地球气候的不对称性在东太平洋等地表现得尤为突出,根据 Philander 等^[2,3]的研究,这里的气候不对称性,尤其是 ITCZ 的不对称性主要是受美洲西海岸倾向性的影响。而耦合模式中 Double ITCZ 现象的存在使东太平洋的气候趋于对称分布,那么我们会首先关注海陆分布对这一问题的影响。FGCM-0 中真实的海陆分布,尤其是在美洲西海岸的西北-东南走向,确保了在地形分布影响下 ITCZ 应位于北半球。但是在耦合模式中南太平洋依然出现了常年存在的 ITCZ,这说明除了陆地形状的分布以外,必然存在其他因素,导致 Double ITCZ 现象的出现。前人的研究等^[3,18,①]认为大气模式中云的模拟与其有关的海-气反馈机制是 Double ITCZ 出现的主要原因。我们的研究还没有给出 Double ITCZ 的真正原因,这里需要做大量细致工作。本文针对海洋中的各种物理过程,从表层海水热收支的角度分析 Double ITCZ 的出现过程。研究发现,西太平洋暖池区的升温主要是海洋扩散过程造成的,而东太平洋 10°S 附近的升温主要是海洋平流导致的。海洋中的这些物理过程与未耦合模式相比的异常是

在耦合发生之后出现的,所以 Double ITCZ 问题必然涉及海-气耦合过程,以及和这些过程相关的大气中的物理过程。图 4 中风应力的异常就说明了这样一个问题。风应力的改变驱动了海洋动力过程的变化,虽然文中没有讨论在风应力影响下 Double ITCZ 的出现过程和机理,但这样一种影响是必然存在的。

通过以上的过程分析和热量收支分析,我们对在 FGCM-0 模式中 Double ITCZ 的出现过程及其影响因素有了初步的认识。

(1) Double ITCZ 现象是在耦合海-气环流模式中出现的一个异常模态,它的特征是模式在赤道太平洋和东南太平洋等海域的模拟出现较大偏差,暖池区的海表温度降低和东太平洋 10°S 附近的海表温度升高是两个最为显著的特征,尤其是后者造成了南支 ITCZ,与北支共同构成了双热带辐合带。

(2) Double ITCZ 现象在耦合模式中出现得很快,相对于正常态和 Double ITCZ 态的演变过程来讲,Double ITCZ 态的出现过程则是一个“快变”过程,这一过程的时间尺度为 2 a 左右。

(3) 海洋热收支分析表明,暖池区 SST 的下降主要是扩散过程造成的,表面热通量的减少也是其中一个原因,但不如扩散的作用大;异常辐合带区 SST 的上升主要是海洋的热平流导致的,表面热通量和短波穿透的增温也起到了一定作用。

Double ITCZ 现象既是 FGCM 模式存在问题,同时也在很多其他耦合模式中也都存在,例如 NCAR 的 CSM 模式和加州大学的 UCLA 模式等^[2],它们具有相似的特征,但原因可能不尽相同。针对 FGCM 模式,造成 Double ITCZ 现象的原因较为复杂,对它生成过程的分析 and 海洋热收支的分析提供了 Double ITCZ 现象出现的部分解释,这还很不完善。这一现象原因的进一步解释还需要作很多工作,尤其需要做进一步的敏感性试验进行验证,当然分析中还应包括对耦合模式中大气模式和耦合过程的分析,因为这一问题从根本上说是模式耦合出现的问题。

参考文献

1 Halpern D, Hung C W. Satellite observations of the southeast Pacific intertropical convergence zone during 1993-1998. *J Geophys Res - Atmos*, 2001, ND 22: 28107-28112

① 戴福山等. The low cloud cover over the Eastern Tropical Pacific and its impacts on the "Double ITCZ" in LASG FGCM-0. 2002. 已投 *Adv. Atmos. Sci.*

- 2 Mochoso C R, Robertson A W, Barth N, et al. The seasonal cycle over the tropical Pacific in coupled ocean-atmosphere general circulation models. *Mon Wea Rev*, 1995, 123: 2825~2838
- 3 Philander S G H, Gu D, Halpern D, et al. Why the ITCZ is mostly north the equator. *J of Climate*, 1996, 9: 2958~2972
- 4 Kiehl J T. Simulation of the tropical warm pool with the NCAR Climate System Model. *J Climate*, 1998, 11: 1342~1355
- 5 Xie, Arkin. Analyses of global monthly precipitaion using gauge observations, Satellite estimates, and numerical model predictions. *J Climate*, 1996, 9: 840~858
- 6 Shea Dennis J, Keyin E Trenberth, Richard W Renolds. A global monthly sea surface temperature climatology. *J Climate*, 1992, 9: 987~1001
- 7 Jin Xiangze, Zhang Xuehong, Zhou Tianjun. Fundermental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG world ocean general circulation model. *Adv in Atmos Sci*, 1999, 2: 197~215
- 8 Gent P R, McWilliams J C. Isopycnal mixing in ocean circulation model. *J Phys Oceanogr*, 1990, 20: 150~155
- 9 Pacanowski R C, Philander G. Parameterization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean. *J Phys Oceanogr*, 1981, 11: 1442~1451
- 10 Helleman S, Rosenstein M. Normal monthly wind stress data over the world ocean with error estimates. *J Phys Oceanogr*, 1983, 13: 1093~1104
- 11 Haney R L. Surface thermal boundary condition for ocean circulation models. *J Phys Oceanogr*, 1971, 1: 241~248
- 12 da Silva A M, Young C C, Levitus S. Atlas of surface marine data 1994, 1: Algorithms and Procedures. In: Washington D C: NOAA Atlas NECDIS 6, U. S. Dept. of Commerce, 1994, 83pp
- 13 Levitus S, Burgett R, Boyer T P. 3, World Ocean Atlas 1994, Volunres: salinity. National Oceanic and Atmospheric Administration, Wachington D C 1994, 99pp
- 14 金向泽, 俞永强, 张学洪等. L30T63 海洋模式模拟的热盐环流和风生环流. 见: 国家“九五”重中之重 96-908 项目专家组编. 短期气候预测业务动力模式的研制, 北京: 气象出版社, 2000. 500pp
- 15 Yu Yongqiang, Yu Rucong, et al. A flexible coupled ocean - atmosphere general circulation model. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19: 169~190
- 16 Boville B A, Gent P R. The NCAR Climate System Model, Version One. *J Climate*, 1998, 11: 1115~1130
- 17 Kiehl J T, Hack J J, et al. The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3. *J Climate*, 1998, 11: 1131~1149
- 18 Ma C C, Mechoso C R, et al. Peruvian stratus and the tropical Pacific circulation: A coupled ocean - atmosphere GCM study. *J Climate*, 1996, 9: 1635~1645

DOUBLE ITCZ PHENOMENON AND ANALYSIS OF ITS HEAT BUDGET IN A COUPLED OCEAN – ATMOSPHERE GENERAL CIRCULATION MODEL

Li Jianglong

(*National Meteorological Center, Beijing 100081;*

LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Zhang Xuehong Yu Yongqiang

(*LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)*

Dai Fushan

(*LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029;*

Beijing Institute of Applied Meteorology, Beijing 100029)

Abstract

The Double ITCZ phenomenon in a coupled ocean – atmosphere general circulation model (CGCM) is studied in this paper and primary analyses of the phenomenon are given from ocean heat budget. Double ITCZ phenomenon is that two ITCZs exist aside of the equator. In coupled circulation models, Double ITCZ is a common phenomenon that is different from that in real climate. Compared the results of numerical experiment with observation, the main characteristics of Double ITCZ are pointed. Different from normal pattern, the most pronounced features of Double ITCZ are to cold SST in warm pool of west Pacific Ocean and to warm SST in a band near 10°S of southeast Pacific Ocean. The transition process from a normal ITCZ condition in the initial state to a Double ITCZ mode in the equilibrium state of a coupled ocean-atmosphere general circulation model is studied in the paper. The results indicate that the transition process happens very fast. And the wind field which also changes fast in tropical Pacific Ocean may play a considerable role in the forming process of Double ITCZ.

With each term of ocean heat budgets calculated, the reasons for sea surface temperature changes are gained from analysis of ocean heat budget. Analysis of heat budget in ocean indicates that the SST cooling process in warm pool is mainly affected by diffusion, and the SST warming process in the band near 10°S in the eastern Pacific is affected by anomalous warm advection. This work has pointed out the reason for variety of sea surface temperature in a CGCM, which gave the primary analysis of Double ITCZ phenomenon. However, the further analyses are necessary to gain its explicit physical image.

Key words: CGCM, Double ITCZ, Heat budget, Diffusion, Advection.