

文章编号: 1000-2022(2001) 04-0447-11

风应力的旋转和辐散分量在 ENSO 循环 中作用的数值试验研究^{*}

管兆勇, 刘宣飞

(南京气象学院气象灾害和环境变化重点开放实验室, 南京 210044)

摘 要: 将 1960 ~1991 年的月平均 FSU 风应力资料分解为旋转部分和辐散辐合部分, 分别用以强迫模式海洋。所用的模式为一个 2 层热带太平洋区域海洋模式。结果表明, 就季节变化而言, 不论是用旋转分量还是散合分量强迫海洋, 都不能产生合理的冷舌, 哪怕将旋转或散合分量放大一倍或缩小二分之一, 也不能使冷舌的强度和分布得到合理的改善。若采用气候平均的含有季节变化的风应力(未对旋转和辐散分量进行分离), 则可产生与实际相符的海表温度分布。在此基础上, 分别叠加旋转和辐散分量的年际异常部分, 通过对海洋的强迫, 可产生海表温度异常。在年际异常旋转分量的强迫下, 可产生较强的 SSTA 振荡且具有明显的 ENSO 周期; 而在辐散辐合年际异常风应力的强迫下, 则产生较弱的 SSTA, 且振荡频率较高, ENSO 周期不很明显。这些结果说明, 风应力的涡旋和辐散辐合分量在海温季节变化和年际变化的形成中具有不同的作用, 即合理的冷舌分布需要风应力旋转分量和散合分量同时作用于海洋方可产生, 而仅有异常风应力的旋转强迫就可产生合理的 EL Nino/La Nina 现象。同时, 风应力的辐散辐合分量在海洋平均状态的形成过程中是重要的, 但在 ENSO 过程中就对海洋的作用而言则不如旋转分量重要。

关键词: ENSO, 冷舌, 风应力旋转分量, 数值试验

中图分类号: P435 **文献标识码:** A

发生在赤道东太平洋的 El Nino/La Nina 事件以其对全球气候具有重大影响而受到广大气象、海洋学家的关注。几十年来, 已有许多工作从各个不同的方面和角度对 ENSO(El Nino 与南方涛动的合称) 现象、形成机制及其预测作了大量探讨。也有许多国际计划如 WCRP、CLIVAR 等将与 ENSO 有关的问题立为重要的研究方面, 这更促进了有关 ENSO 问题的深入探索。研究表明 El Nino/La Nina 的产生、发展、维持和消亡是海洋与大气相互作用的结果。在海气相互作用过程中, 风应力对海洋的动力驱动以及海温异常而导致的对大气的异常加热强迫被认为是两个重要因子。基于此, 大气和海洋得以耦合并由此产生了许多解释 ENSO 现象的理论, 如信风强度与赤道东太平洋海温异常的正反馈关系^[1]、海气耦合波动的传播反射和不稳定^[2, 3]等。尽管有不少理论, 但是 ENSO 循环的机制和预测问题并没有彻底解决。因此, 对

^{*} 受江苏省“青蓝工程”和国家教委留学回国人员启动基金项目联合资助

收稿日期: 2001-03-07; 改回日期: 2001-06-13

第一作者简介: 管兆勇, 1963 年 7 月生, 博士, 教授。

ENSO 现象的研究仍是十分有意义的。

既然风应力在 ENSO 循环过程中的作用非常重要,那么风应力中主要包含了哪些对海洋变化有重要影响的信息?这主要可概括为下列几个方面:(1)平均气候状态。风应力的平均气候状态对 SSTA(海表温度异常)的振幅变化具有显著的影响¹⁾。有关季节变化与年际异常之间的相互作用如锁相问题已有许多研究^[4~5]。(2)周期信息。尽管风应力中的周期信息是海气相互作用的结果,但是,不同时间尺度上风应力对海温变化具有不同的作用^[6~8]。研究表明,占总方差 30 % 的 ENSO 时间尺度上的异常风应力即可强迫出全部风应力所能够强迫出的 SST A 大小的周期²⁾。(3)水平结构。其中包含了赤道大气波动所具有的结构,包含了行波和驻波结构。(4)变量的分量构成。主要指风应力的涡旋分量和辐散辐合分量。我们知道,通过 Ekman 抽吸,风应力的旋度部分是使海水产生上翻和下沉的重要因子之一。本文将通过数值试验途径研究风应力的涡散特性在 ENSO 循环过程中的作用。

1 模式和试验方案

1.1 模式

McCreary^[9]、Anderson 等^[10]、McCreary 等^[11,12]、Balmaseda 等^[13]及 Keith 等^[14]多数使用了一个具有中间复杂程度的海气耦合模式做了 ENSO 循环机制探索及预测研究。该模式由一个 2 层海洋模式(动力的)和一个统计大气模式组成。这里使用其海洋模式部分。该模式自上而下有 N 层活动层(这里 $N = 2$),第 N 层以下海水静止。模式方程如下

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}u_i + \frac{\partial}{\partial y}v_j + \mathbf{f} \times\right)h_i\mathbf{V}_i = -\frac{h_i}{\rho_0}\nabla p_i + \mathbf{M}_i(\boldsymbol{\epsilon}, \boldsymbol{\epsilon}_{-1}) + \mu_i\frac{\boldsymbol{\tau}}{\rho_0} + v\nabla^2h_i\mathbf{V}_i, \quad (1)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}u_i + \frac{\partial}{\partial y}v_j\right)h_i = D_i + \zeta\nabla^2h_i, \quad (2)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}u_i + \frac{\partial}{\partial y}v_j\right)T_i = \mu_iQ_s + B_i(\boldsymbol{\epsilon} + \boldsymbol{\epsilon}_{-1}) + \kappa\nabla^2T_i. \quad (3)$$

其中, $i = 1, 2, \dots, N$ 为海洋自上而下分层后的层次标号, $\mathbf{V}_i = (u_i, v_i)$ 为第 i 层流体的水平速度, h_i 为第 i 层厚度, p_i, T_i 分别是压力和温度; μ_i 的取值是这样的: 当 $i = 1$ 时, $\mu_1 = 1$; 当 $i \neq 1$ 时, $\mu_i = 0$ 。海洋的第 $N + 1$ 层静止且温度 $T_{N+1} = 5^\circ\text{C}$, $-\nabla p/\rho_0$ 为压力梯度力。 $Q_s, \boldsymbol{\tau}$ 分别为作用在海表面(第 1 层)的热通量和风应力矢。 $\boldsymbol{\epsilon}$ 为第 i 层与第 $i + 1$ 层界面处的卷入或卷出速度, 由此引起第 i 层与第 $i + 1$ 层间质量、动量和热量交换(在热带太平洋区域, 盐度的变化未被考虑)。方程(1)~(3)中与之有关的量由(4)~(7)式表出

$$\begin{aligned} \boldsymbol{\epsilon} = & \frac{\eta_i}{2}[(H_{ei} - h_i + |H_{ei} - h_i|)|H_{ei} - h_i|/(t_{ei}H_{ei}) + \\ & (H_{di} - h_i - |H_{di} - h_i|)|H_{di} - h_i|/(t_{di}H_{di})]。 \end{aligned} \quad (4)$$

其中, 当 $i = 0$ 和 $i > N - 1$ 时 $\eta_i = 0$; 而 $1 \leq i \leq N - 1$ 时, $\eta_i = 1$ 。也就是说, 当第 i 层深度小于 H_{ei} 时, 质量调整将使该层增厚; 当第 i 层深度大于一定厚度 H_{di} 时, 质量调整将使该层变薄。事实上, 对 2 层模式来说, 只有 $\boldsymbol{\epsilon}$ 有意义。

在连续方程中, 考虑到质量守恒, D_i 可表示为

1) 管兆勇, 周铁汉. 季节背景对 ENSO 循环过程中 SST A 增/减幅作用的数值试验研究. 气象学报, 2001, 待发表

2) 管兆勇. 海洋对非 ENSO 时间尺度和 ENSO 时间尺度上风应力振荡响应的数值试验研究. 2001, 待发表

$$D_i = \epsilon - \epsilon_{-1_0} \tag{5}$$

与卷入、卷出过程相应, 动量的交换记为

$$\boldsymbol{M}_i = [(\epsilon + |\epsilon|) \boldsymbol{V}_{i+1} - (\epsilon_{-1} + |\epsilon_{-1}|) \boldsymbol{V}_i - (\epsilon_{-1} - |\epsilon_{-1}|) \boldsymbol{V}_{i-1} + (\epsilon - |\epsilon|) \boldsymbol{V}_i] / 2. \tag{6}$$

热量交换为

$$B_i = - [(\epsilon + |\epsilon|)(T_i - T_{i+1})] / (2h_i) - [(\epsilon_{-1} - |\epsilon_{-1}|)(T_{i-1} - T_i)] / (2h_i). \tag{7}$$

上式表示了在控制海温变化的因子中, 不同温度海水的卷入对本层海温变化将产生贡献。

在(3)式中作用在海表面的热通量 Q_s 取与文献[13]中相同的形式, 即

$$Q_s = Q_0 - (dQ/dT)_0(T_0 - T_1). \tag{8}$$

这里 Q_0 、 T_0 、 $(dQ/dT)_0$ 以及 T_1 分别是由观测资料计算得到的按月变化的气候平均热通量、海表温度、松弛因子(恒为负值)和模式第1层海温。当使用模式获得稳定的气候态时(气候试验)使用(8)式。若用含有年际振荡的风应力强迫海洋(强迫试验)或进行海气耦合试验时, 海表热通量由下式表示

$$Q_s = Q_0 - (dQ/dT)_0(T_0 - T_m) - 0.2(dQ/dT)_0(T_m - T_1). \tag{9}$$

其中 T_m 为气候试验所获得的稳定的模式海表温度 SST。因子0.2的引入使得模式 T_1 向 T_m 逼近。

模式区域为(122.25 E~68.25 W, 30.75 S~30.75 N), 水平分辨率1.5°×1.5°。当 $N=2$ 时, 模式中的各参数由表1、表2给出(取自文献[13])。

表1 $N=2$ 时海洋模式中使用的各参数取值^[13]
Table 1 Parameters for the 2-layer oceanic model

参数	取值	说明
H_e	100 m	卷入深度
H_d	100 m	卷出深度
t_e	1 d	卷入时间尺度
t_d	500 d	卷出时间尺度
ν	500 m ² ·s ⁻¹	水平粘滞系数
ζ	500 m ² ·s ⁻¹	水平混合系数
κ	500 m ² ·s ⁻¹	热扩散系数

表2 热带太平洋分区后海区名称及位置^[13]
Table 2 Demarcated regions of the Pacific

区名	经度	纬度
Nino1	90~80 W	10~5 S
Nino2	90~80 W	5 S~0
Nino3	150~90 W	5 S~5 N
Nino4	160 E~150 W	5 S~5 N
EQ3	150 E~170 W	5 S~5 N
EQ2	170~130 W	5 S~5 N
EQ1	130~90 W	5 S~5 N

1.2 试验方案设计

数值试验包括3个方面的内容: (1) 做一组控制试验, 说明模式对海表温度平均气候状态和 El Nino/La Nina 事件的模拟能力, 并用于与其他试验结果作对比; (2) 已知气候平均的风应力中含有涡旋分量和辐散辐合分量, 能否用其中一个分量强迫海洋以生成合理的海洋平均气候状态? 若不能, 则进行试验(3); (3) 在控制试验所得的气候平均状态的基础上, 将异常风应力的涡旋部分或散合部分叠加到气候平均的风应力场(未分解)上, 能否产生合理的 El Nino/La Nina 现象?

1.2.1 平均气候状态试验组

所谓的气候试验是指在按月每一年都不变的风应力场和热通量场的作用下使模式海洋经过若干个模式年的调整, 达到一个稳定的状态, 此时的海洋变量与上一个模式年或下一个模式年同期相比变化甚微。对本模式来说, 由水平均匀的初始场 $(u_i, v_i, h_i, T_i)|_{t=0} = (0, 0, h_{ci}, T_a)$ 开

始作这样的调整约需 4 a 时间。本文则积分 10 a 以使海洋充分调整。对风应力 $\tau = (\tau_x, \tau_y)$ 可作如下分解

$$\tau = \tau_s + \tau_a \quad (10)$$

其中 τ_s 被看成有如 T_m, Q_0, T_0 等仅含有季节变化, 而 τ_a 则为相对于 τ_s 的年际异常。在气候试验中取 $\tau_a = 0$ 。将 τ_s 做如下分解

$$\tau_s = \tau_{s\psi} + \tau_{sx} \quad (11)$$

式中, $\tau_{s\psi}$ 表示 τ_s 的涡旋分量, τ_{sx} 表示 τ_s 的辐散分量。分别用 $\tau_s, \tau_{s\psi}$ 和 τ_{sx} 作用在模式海洋上, 构成 3 个不同气候试验, 分别记为 CCC0、CSC1 和 CSC2。

1.2.2 异常气候试验(强迫试验)

取气候试验最后一年的月平均变量如 SST(即 T_m) 和最后一个时刻记录的海洋状态作后续强迫试验的参考量和初始场。所谓的强迫试验是在气候试验后进行的。在该试验中风应力场具有年际异常, 在它的强迫作用下, 应该能够通过海洋模式再现 El Niño 事件。

毫无疑问, τ_a 可分解为涡散两部分, 即

$$\tau_a = \tau_{a\psi} + \tau_{ax} \quad (12)$$

取强迫海洋的风应力 $\tau = \tau_s + \tau_a$ 时, 得异常气候变化的控制试验, 记为 CCC1。取 $\tau = \tau_s + \tau_{a\psi}$ 作为强迫在海表的风应力时得敏感性试验, 记为 FSC1。若取 $\tau = \tau_s + \tau_{ax}$ 时得另一敏感性试验, 记为 FSC2。

模拟过程中取 1961~1991 年 FSU (美国 Florida 州立大学) 风应力资料场^[13] $\tau = (\tau_x, \tau_y)$ 作为对海洋的强迫动力。海温资料取自 GISST 海温资料集^[15]。

2 风应力的涡散特性与赤道太平洋的冷舌

赤道太平洋地区冷舌的存在是海温分布的一个重要特征。海洋环流模式应该能够模拟出与实际对比较为合理的冷舌分布。本文使用的模式是具有这种能力的。图 1 是控制试验组气候试验 CCC0 得到的第 10 年 1、4、7、10 月份海温分布(图 1b, d, f, h) 以及由 GISST 海温资料计算出的 45 a 平均的 1、4、7、10 月份实际海表温度场(图 1a, c, e, g)。

由图可见, 模拟的海温场与实际的平均海温场很接近。冷舌及暖池范围的季节变化都较合理。另外, 海流分布以及赤道逆流的模拟皆符合实际气候状况(图略)。表明该模式对海洋的气候平均状态的模拟是成功的。那么, 采用前述的 CSC1 和 CSC2 方案来模拟海温的气候平均分布将会如何?

图 2 给出了气候试验 CSC1 得到的第 10 年 1、4、7、10 月份海温分布以及 CSC2 的 1、4、7、10 月份的模式第 1 层海表温度场。由图看出, 不论是以风应力的旋转分量还是以其辐散分量代替总的风应力作用于海洋表面, 都不能产生图 1 中所示的冷舌分布。或者说, 冷舌的模拟是不成功的。由于涡旋分量或辐散辐合分量是通过含有季节变化的风应力分解而来, 其大小将小于原来的风应力。为了进一步检测是否是因为涡旋或辐散分量的强度不够大而造成冷舌模拟的失败, 我们另外作了 2 个试验。试验中把旋转分量和散合分量分别加倍再放入模式。结果并没有什么明显改善(图略)。另一方面, 涡旋分量或辐散分量与原风应力的结构是有区别的。那么减小 $\tau_{s\psi}$ 或 τ_{sx} 是否可强迫出合理的冷舌? 答案也是否定的。我们将 $\tau_{s\psi}$ 和 τ_{sx} 的数值减小一半后分别放入模式, 仍没有得到合理的冷舌分布(图略)。

由此可知, 尽管气候平均的风应力旋转分量在海洋中可形成 Ekman 抽吸, 辐散分量对海洋表层海水有直接的驱动作用, 但是它们仍不足以在赤道东太平洋地区形成足够强的水平质

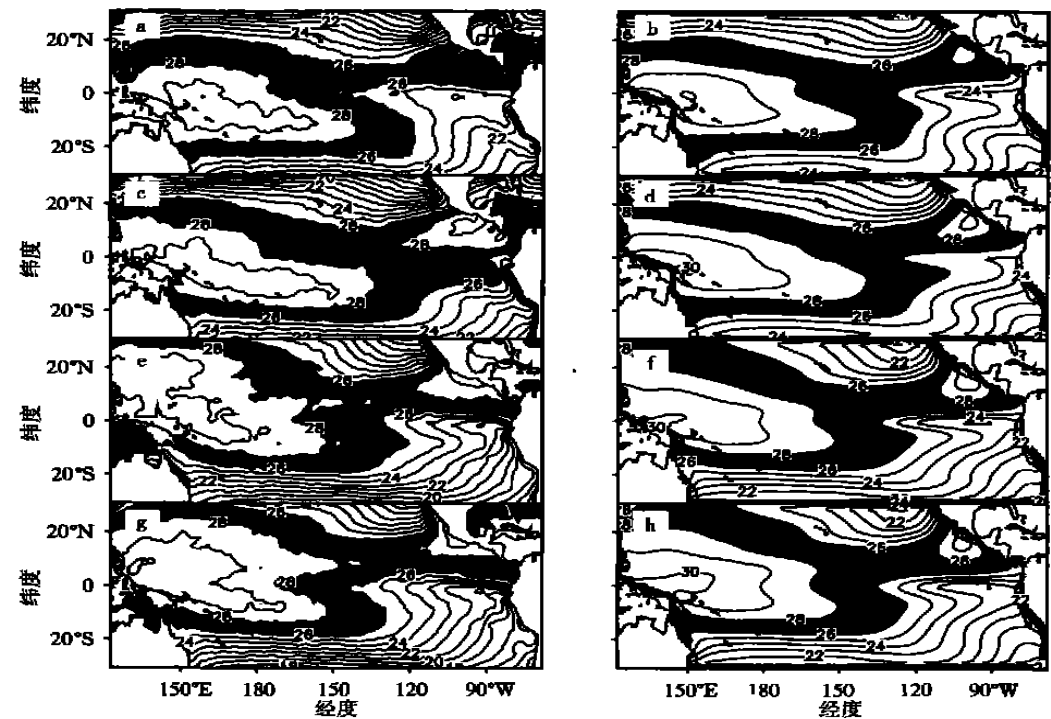


图1 控制试验组气候试验 CCC0 得到的第 10 年 1(b)、4(d)、7(f)、10(h) 月份海温分布以及由 GISST 海温资料计算出的 45 a 平均的 1(a)、4(c)、7(e)、10(g) 月份实际海表温度场(阴影区 $26\text{ }^{\circ}\text{C}\leq T_{ss}\leq 28\text{ }^{\circ}\text{C}$)

Fig. 1 SST patterns for Jan., Apr., Jul. and Oct. of model year 10 from CCC0(b, d, f, h) and the fields(a, c, e, g) for the same months averaged over 45 years from the GISST dataset (Shaded areas for $26\text{ }^{\circ}\text{C}\leq T_{ss}\leq 28\text{ }^{\circ}\text{C}$)

量辐散以使得该处产生和维持较强的海水涌升。
因此,在海洋气候平均状态的形成和维持过程中,风应力的旋转分量和辐散辐合分量都是非常重要的,两者不可或缺。

3 异常风应力的涡旋和辐散分量与 El Nino/ La Nina 事件

前面讨论了冷舌的模拟与气候平均风应力涡旋和辐散分量之间的关系。事实上,当冷舌模拟不成功时,SSTA 的模拟结果同样也不合理。在 CSC1 和 CSC2 的基础上,进行了后续的异常气候试验。也就是以风应力的全部涡旋分量(包括气候平均和年际异常部分)或全部辐散辐合分量分别强迫海洋,所得结果表明,在 Nino3 区,SSTA 的振幅或周期都与由观测资料分析的 SSTA 曲线有较大出入。而本模式对 El Nino/ La Nina 事件是有很好的模拟能力的。换言之,El Nino/ La Nina 现象的存在与冷舌的存在密切相关。

那么,若保证在模式海洋的平均气候状态具有合理的冷舌分布时,是否可在年际异常的涡旋分量或辐散辐合分量的强迫下模拟出合理的 El Nino/ La Nina 事件?为回答这一问题,我们依据前述的方案 CCC1、FSC1 和 FSC2 进行数值试验。

图 3 是依据方案 CCC1、FSC1、FSC2 模拟出的 Nino3 区 SSTA 的变化曲线。由图中虚线可看出,模式再现了每一次 El Nino/ La Nina 事件,与观测结果相符(由 GISST 资料算出的

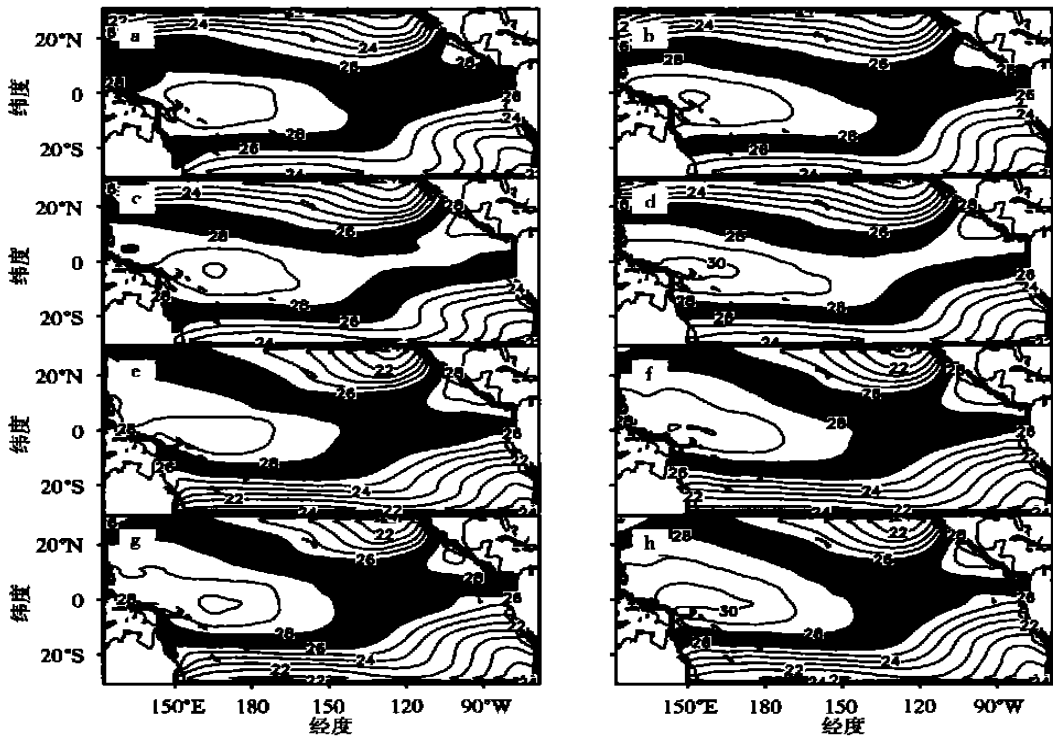


图2 气候试验 CSC1 得到的第 10 年 1(a)、4(c)、7(e)、10(g) 月份海温分布
以及 CSC2 的 1(b)、4(d)、7(f)、10(h) 月份的模式第 1 层海表温度场
(阴影区 $26^{\circ}\text{C} \leq T_{ss} \leq 28^{\circ}\text{C}$)

Fig. 2 SST patterns for Jan., Apr., Jul. and Oct. of model year 10 from CSC1(a, c, e, g)
and CSC2(b, d, f, h) (Shaded areas for $26^{\circ}\text{C} \leq T_{ss} \leq 28^{\circ}\text{C}$)

Nino3 指数图略)。说明本模式对 El Nino/ La Nina 事件有较好的模拟能力。

对比图 3_a 和 3_b 可看出, 风应力涡旋分量的年际异常可驱动海洋形成较为合理的 SST A 变化。图 3_a 中每一次 ENSO 事件均成功地模拟出来了。FSC1 给出的 ENSO 时间尺度上的振幅和位相信息与控制试验 CCC1 给出的信息接近。而 FSC2 即以辐散辐合分量强迫下的 SST A 振幅和位相都与控制试验结果相去甚远。说明异常风应力的涡旋分量在 El Nino/ La Nina 事件的形成和维持过程中是重要的, 而辐散辐合分量在 El Nino/ La Nina 过程中对海洋的强迫是不重要的。为什么会产生这样的结果?

我们首先考察海洋对风应力的动力响应。这里重点分析风应力驱动下的模式第 1 层厚度的调整。图 4 是 FSC1 和 FSC2 模拟的 1961~1990 年海洋第 1 层厚度 h_1 异常沿赤道的经度-时间剖面。由图看出, 不论是异常涡旋分量还是辐散辐合分量驱动海洋都可激发出模式第 1 层厚度异常且具有自西向东的传播特征, 也就是激发出了东传的 Kelvin 波。但是, 比较图 4_a 和图 4_b, 发现有两点明显不同。一是异常涡旋分量强迫下的振幅明显大于散合分量强迫的结果, 另一是散合分量强迫下形成的第 1 层厚度异常的时间变化频率明显高于涡旋分量强迫下的结果。

根据模式方程(3)、(4)和(7)式, 我们可推导出

$$T_{1a} \propto \xi_0 \int_0^t h_{1ad} dt_0. \tag{13}$$

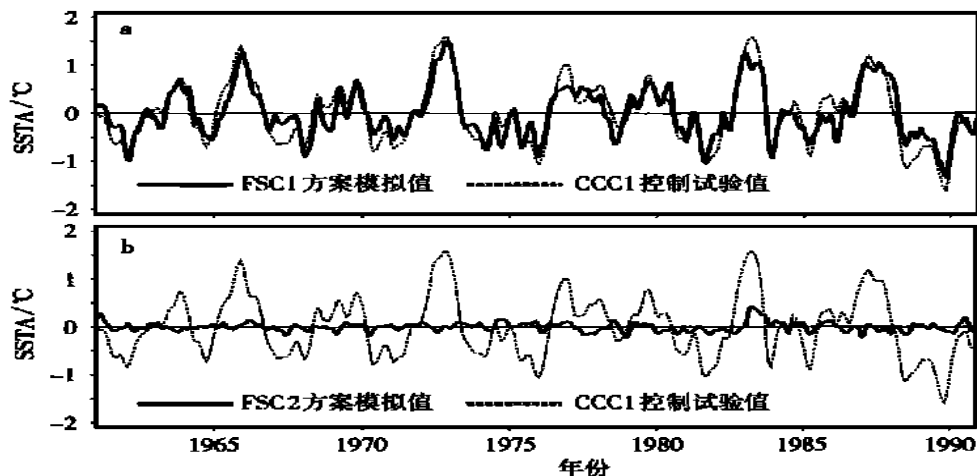


图3 Nino3 区 SSTA 的变化曲线

Fig.3 Nino3 SSTA variation with the CCC1(FSC1) results denoted by dotted(solid)line in (a), the CCC1(FSC2) output by dotted (full) line in (b)

式中, ξ_0 是与模式第 1 层和第 2 层平均温差有关的量。由(13)式可见, SSTA(即 T_{1a}) 的变化幅度与第 1 层厚度异常 h_{1a} 的时间积分有关。设 $h_{1a} = a \cos \omega$, 则

$$T_{1a} \propto \frac{\xi_0 a}{\omega} \sin \omega + C_0. \tag{14}$$

由上式可见, SSTA 的振幅将取决于频率的大小和 Kelvin 波的波幅。频率越高, 振幅越小; 频率越小, 周期越长, 则振幅越大。而 Kelvin 波幅越大, 则 SSTA 的振幅也就越大。

由图 4 揭示的 FSC1 和 FSC2 中第 1 层厚度的振幅和频率信息, 根据公式(14)可判定出图 3a、b 所反映的 SSTA 变化的基本特征。同时, 从(14)式还可看出, 模式第 1 层厚度异常的时间变化超前于 SSTA 时间变化 $\pi/2$ 。为什么 h_{1a} 会有这样的振幅和频率特征? 这一方面归因于 Ekman 抽吸。在赤道太平洋地区尤其在东太平洋地区, 年际异常风应力的旋度方差与其散度的方差比要超过 1.0, 也就是旋度较大(图略)。通过 Ekman 抽吸原理, 促使该地区产生较大的海水涌升异常。而辐散辐合给海面的直接驱动在 El Nino/La Nina 事件中是不重要的。另一方面, 异常风应力的涡旋分量中含有显著的低频成分。而辐散分量中这些低频部分就不太明显。图 5 是风应力的涡旋和辐散成分的纬向分量在赤道上的经度-时间剖面。由图看出, 涡旋部分的纬向分量与辐散部分的相比有明显较低的频率, 甚至还存在向东传播的纬向风应力扰动。由于大气 Kelvin 波相应的纬向风扰动仍然是有旋的, 所以, 在异常风应力的涡旋分量中可以包含这一向东传播的成分。

4 结 论

(1) 就季节变化而言, 不论是用旋转分量还是散合分量强迫海洋, 都不能产生合理的冷舌, 哪怕将旋转或散合分量放大或缩小一倍, 也不能使冷舌的强度和分布得到合理的改善。若采用气候平均的含有季节变化的风应力(未对旋转和辐散分量进行分离), 则可产生与实际相符的海表温度分布。在此基础上, 分别叠加旋转和辐散辐合分量的年际异常部分, 通过对海洋的强迫, 可产生海表温度异常。

(2) 在年际异常旋转分量的强迫下, 可产生较强的 SSTA 振荡且具有明显的 ENSO 周期;

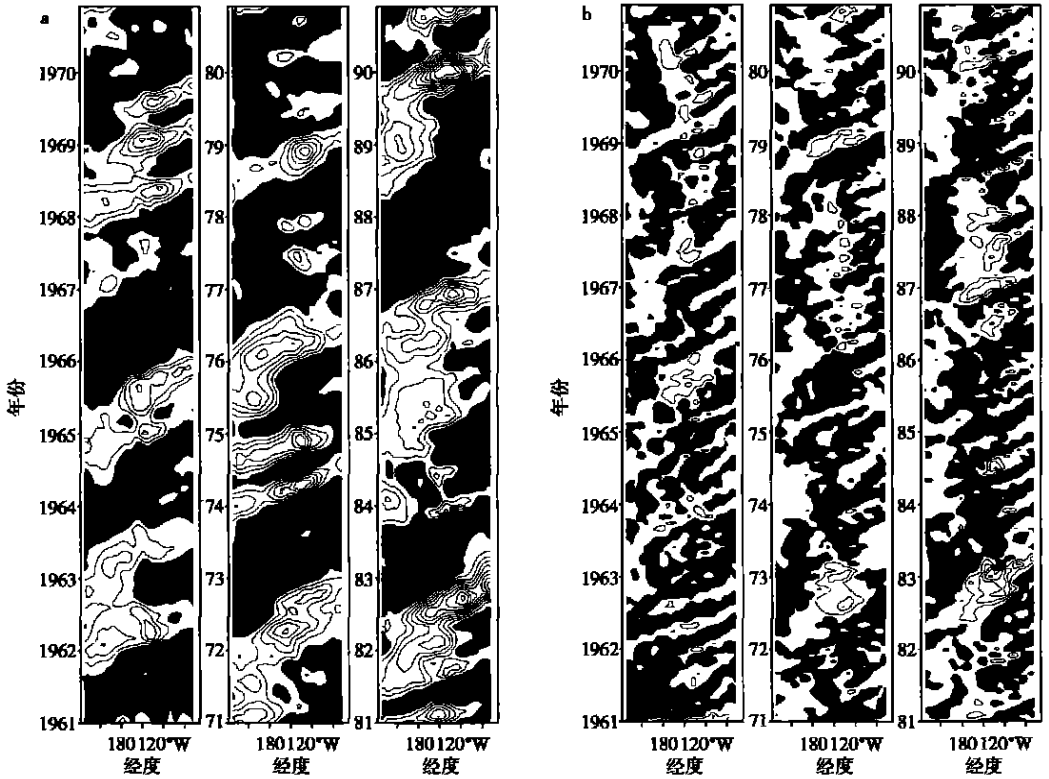


图4 FSC1(a)和FSC2(b)模拟的1961~1990年海洋第1层厚度 h_1 异常沿赤道的经度-时间剖面
(阴影区 $h_{1a} \leq 0$, 等值线间隔250 cm)

Fig.4 Longitude-time sections along the equator during 1961—1990 for the depth anomaly of the first model layer h_1 from FSC1 (a) and from FSC2 (b)
(with shaded areas for $h_{1a} \leq 0$ and contours spaced at 250 cm)

而在辐散辐合年际异常风应力的强迫下,则产生较弱的SSTA,且振荡频率较高,ENSO周期不很明显。

这些结果说明,风应力的涡散分量在海温季节变化和年际变化的形成中具有不同的作用,即合理的冷舌分布需要风应力旋转分量和散合分量同时作用于海洋方可产生,而仅有异常风应力的旋转强迫就可产生合理的EL Nino/La Nina现象。同时,风应力的辐散辐合分量在海洋平均气候状态的形成过程中是重要的,但在ENSO过程中就对海洋的作用而言则不如旋转分量重要。

需要指出,ENSO循环过程联系于众多因素^[16~18]。这里仅仅就风应力的组成结构对海温变化的影响做出分析。这里使用的模式对EL Nino/La Nina现象的模拟在某些地区和某些个例(如1982/1983年SSTA偏小)尚需要进一步改进^[13]。在该模式中,年际异常热通量的引入也可引起SSTA振幅的显著变化。若将自NCEP/NCAR再分析资料^[19]导出的标准差为 $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的热通量时间序列场引进模式,不论考虑风应力是否存在年际异常,均可导致SSTA产生振幅约 0.5°C 的ENSO时间尺度上的年际变化。这说明海气相互作用过程中,热通量的影响也是一个重要因素^[16~18]。

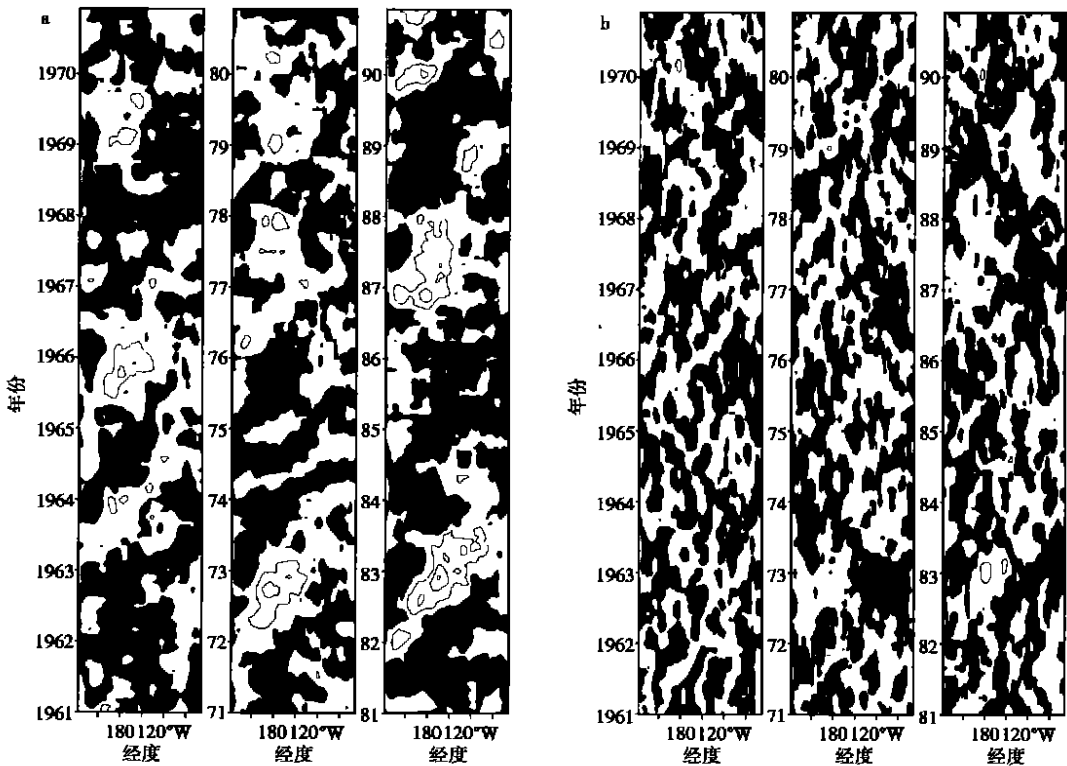


图5 1961~1990 异常风应力年涡旋部分(a) 和辐散部分(b)
的纬向分量沿赤道的经度-时间剖面
(阴影区数值 ≤ 0 , 等值线间隔 $0.1\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-2}$)

Fig. 5 Longitude-time sections along the equator during 1961—1990 of zonally anomalous vortical component (a) and zonally anomalous divergent component (b) of wind stress
(with shaded areas ≤ 0 and contours spaced at $0.1\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-2}$)

致谢: 感谢国家自然科学基金会南京大气资料服务中心提供的资料服务和 NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado; NCEP/NCAR 再分析资料可由 <http://www.cdc.noaa.gov/> 下载。

参考文献:

[1] Bjerknes J. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature[J]. Tellus, 1966, 18(4): 820~829

[2] Philander S G H, Yamagata T, Pacanowski R C. Unstable air-sea interactions in the tropics[J]. J Atmos Sci, 1984, 41(4): 604~613

[3] Schopf P S, Suarez M J. Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model[J]. J Atmos Sci, 1988, 45(3): 549~566

[4] Tziperman E, Zebiak S E, Cane M A. Mechanisms of seasonal-ENSO interaction[J]. J Atmos Sci, 1997, 54(1): 61~71

[5] Xie Shangping. Interaction between the annual and interannual variations in the equatorial Pacific[J]. J Phys Oceanogr, 1995, 25(5): 1930~1941

[6] Rusmusson E M, Carpenter T H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation / El Nino[J]. Mon Wea Rev, 1982, 110(5): 354~384

- [7] Miller A J. Interdecadal variability of the Pacific Ocean: model response to observed heat flux and wind stress anomalies[J]. Climate Dyn, 1994, 9(6) : 287~302
- [8] Xue Yan, Cane M A, Zebiak S E. Predictability of a coupled model of ENSO using singular vector analysis. Part I : Optimal growth in seasonal background and ENSO cycles[J]. Mon Wea Rev, 1997, 125(9) : 2043~2045
- [9] McCreay J P. A model of tropical ocean-atmosphere interaction[J]. Mon Wea Rev, 1983, 111(2) : 370~387
- [10] Anderson D L T, McCreay J P. Slowly propagating disturbances in a coupled ocean-atmosphere model[J]. J Atmos Sci, 1985, 42(6) : 615~628
- [11] McCreay J P, Anderson D L T. A simple model of El Nino and the Southern oscillation[J]. Mon Wea Rev, 1984, 112(5) : 934~946
- [12] McCreary J P, Anderson D L T. An overview of coupled ocean-atmosphere models of El Nino and the southern oscillation[J]. J Geophys Res, 1991, 96(suppl.) : 3125~3150
- [13] Balmaseda M A, Anderson D L T, Davey M K. ENSO prediction using a dynamical ocean model coupled to statistical atmospheres[J]. Tellus, 1994, 46A(4) : 497~511
- [14] Keith Haines, Zhang Qin, Guan Zhaoyong. Data assimilation experiments with a simple coupled ocean & statistical-atmosphere model[R]. UGMAP Newsletter, Issue, 1996, 14, 6~8
- [15] Parker D E, Folland C K, Jackson M. Marine surface temperature: observed variations and data requirements[J]. Climate Change, 1995, 31(5) : 559~600
- [16] Wallace J M, Rasmusson E M, Mitchell T P, et al. On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific[J]. Lessons from TOGA, 1998, 103(C7) : 14241~14259
- [17] Neelin J D, Battisti D S, Hirst A C, et al. ENSO theory[J]. J Geophys Res, 1998, 103(C7) : 14261~14290
- [18] Latif M, Anderson D, Barnett T, et al. A review of the predictability and prediction of ENSO[J]. J Geophys Res, 1998, 103(C7) : 14375~14393
- [19] Kalnay E, Coauthors. The NCEP/NCAR 40 year Reanalysis Project[J]. Bull Amer Meteor Soc, 1996, 77(3) : 437~471

NUMERICAL STUDY ON THE ROLE OF VORTICAL AND DIVERGENT COMPONENTS OF WIND STRESS IN ENSO CYCLE

Guan Zhao Yong, Liu Xuanfei

(Key Laboratory of Meteorological Disaster and Environmental Variation, NIM, Nanjing 210044)

Abstract: The monthly mean FSU (Florida State University) wind stress data for the period 1960—1991 are decomposed into a vortical and a divergent component with each of which to force the model ocean in the context of a 2-layer tropical Pacific model. Evidence suggests that for the seasonal variation the ocean forcing does not produce a realistic cold tongue using either of the components and the tongue will not be effectively improved in its intensity and pattern even if the components of the wind stress are doubled or halved. The utilization of climatic mean wind stress (no decomposition is done of the wind stress) that contains its seasonal variation will lead to a realistic SST distribution. The interannual anomaly of the vortical (divergent) component superimposed on the mean climatological part tends to force the ocean to intense SSTA oscillation marked by noticeable ENSO periods (feeble SSTA with higher oscillation frequency for obscure ENSO periods). These results indicate that the roles of the two components of wind stress do differ from each other in the genesis of SST variation on a seasonal and an interannual basis. That is, a realistic cold tongue pattern follows under the joint effects on the model ocean of the two components of wind stress while rational El Nino/La Nina phenomena result from the forcing of an anomalous vortical component of the wind stress. Moreover, the divergent component is innegligible in generating a mean climatic condition of the ocean sector but of less importance compared to the vortical component in the ENSO development.

Key words: ENSO, cold tongue, vortical component of wind stress, numerical experiment