

南海年际尺度海气相互作用的初探

王东晓

秦曾灏

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100080) (上海台风研究所, 上海, 200030)

周发

(青岛海洋大学, 青岛, 266003)

摘 要

本文分析了南海海洋大气系统短期气候变化中存在年际振荡的若干观测事实, 提出了局地尺度南海海洋与低层大气相互作用的一种可能机制。

针对南海表层水温距平和低层风场异常的相关, 设计了一个类似与 McCreary 和 Anderson (1984) 模型的简化海气耦合模式。大气部分为随下垫面海温变化而变化的异常风应力阶梯函数与季节性风场的联合; 海洋部分为非线性 σ -平面的约化重力模式。考虑南海海洋大气相互作用中存在的海温与低层大气风场变化之间反馈过程, 耦合模式在气候积分中表现出一类约 $3a$ 的周期性年际振荡。说明这个区域 SST、低层大气风场年际振荡是南海海盆尺度的海气相互作用的反映, 改进了关于南海 SST 年际振荡是海洋对大气应力甚低频强迫响应的认识。

关键词: 海气相互作用, 年际振荡, 南海。

1 引 言

南海是西太平洋最大的深水边缘海, 是受东亚季风控制、有着强烈海气相互作用的气候关键区。近年来关于南海大尺度海气相互作用的研究逐渐开展起来, 尤其是南海 SST 的年际振荡得到了人们的重视^[1-4]。研究表明南海表层水温变化强信号空间上主要位于深水区, 时间上主要集中在冬半年, 并且在年际尺度与季风异常有密切的关系。

关于南海海温变化的气候意义通过数值试验得到了较为客观的反映^[5-7], 许多研究结果表明南海 SST 异常对东亚季风环流和华南降水重要贡献, 这正是南海海气相互作用备受人们关注的原因。

最近, 关于南海 SST 年际变化的理论分析也取得了一些成果。傅刚等^[8]采用一个约化重力模式在封闭的椭圆形海盆内进行求解, 得到与时变风应力相应的一个低频解, 解释了南海海温年际变化维持海盆模态的机制。王东晓等^[9]建立了一个隐含云量的海气热力耦合理论模式, 通过解本征值方程得到了大气绝热条件下的半年周期和大气非绝热条件

下年际的固有频率,揭示了大气非绝热过程对南海气候系统年际振荡的决定作用。Wang 等^[10]进行南海 SST 年际变化的数值研究:应用了一个热带海洋两层半环流模式,研究南海上层海洋对南海海温异常冷暖事件所对应的一种合成风场(共 8 个位相)强迫 15a 的响应过程,发现了与观测较为一致的 40 个月左右周期的海温振荡,并认为南海 SST 的年际振荡是对异常风强迫的响应。

本文的工作在于检验南海上层海洋和其上空的东亚季风局地相互作用的一种可能机制。首先揭示南海区域低层风场年际变化具有海盆模态的空间特征,并分析低层风场和表层水温年际变化的内在联系,从而说明南海 SST 的年际振荡不仅是南海上层海洋对甚低频风强迫的响应,更准确的是海盆尺度年际海气相互作用的体现;并依据 McCreary 和 Anderson^[11]关于大气风应力-海洋约化模式之间的耦合振荡工作中模式的设计思想,设计了一个简化的海气耦合模式,考虑东亚季风与南海上层海洋相互作用的反馈机制,模拟了南海海气系统的一类年际耦合振荡。

2 观测研究

2.1 资料与分析方法

资料 1: COADS(1958-1987) 共 30a 月平均资料,要素包括 SST 和海面风纬向、经向分量,空间分辨率 $2^\circ \times 2^\circ$ 经纬度。资料 2: NMC/ECMWF 850hPa 风场客观分析资料(1973-1986) 共 14a 月平均资料,空间分辨率 $5^\circ \times 5^\circ$ 经纬度。

在南海海温 EOF 分解场中,与年际振荡对应的模态(EOF1)有着海盆尺度的空间特征。于慎余等^[4]计算得到占 38.8% 方差贡献的南海 SST 第一 EOF 模态的特征向量分布,表明 SST 年际振荡的强信号主要位于海盆深水区。梁建茵^[2]也曾得到类似结构的 SST 海盆模态。

丁一汇^[13]对东亚和西太平洋地区的冬季风进行了统计研究,指出冬季风(或称冷涌)

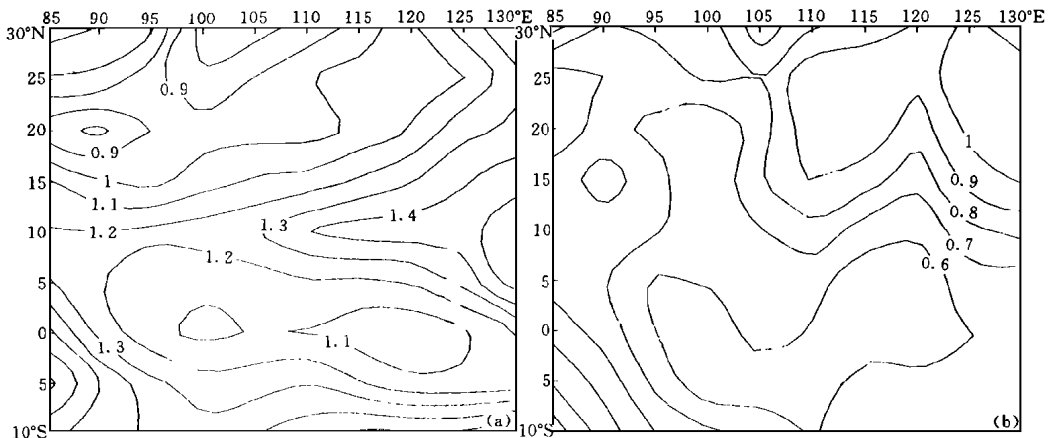


图 1 850hPa ECMWF 客观分析风场(1973-1986) 年际变化方差分布

(a. 为 u -分量; b. 为 v -分量)

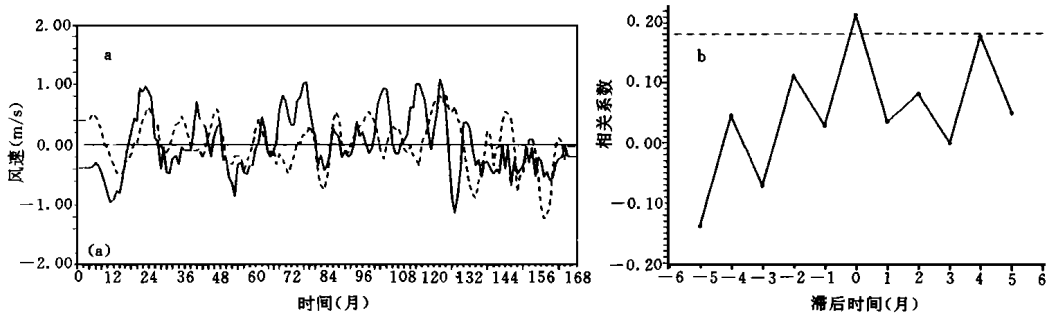


图 2 NMC/ECMWF 850hPa 风场资料中南海区域 16 个格点平均的 u 和 v 时间序列(已经过 9 点非等权重平均)

(a. 图中实线为 u 分量; 虚线为 v 分量, b. 两者的滞后相关系数, 虚线为 95% 信度的检验值)

有明显的年际变化。从强冬季风年(1983–1984)和弱冬季风年(1979–1980)冬季(12–2月)1000hPa 大于 5m/s 北风的频率分布, 可以看出年际变化最明显的是南海地区。从这一个例分析可以认为, 在东亚热带地区, 低层大气系统中的冬季风年际变化在南海地区有一个与海盆对应的强信号。

对 $5\text{S} - 35\text{N}$ 和 $80 - 140^\circ\text{E}$ 850hPa 风场的 NMC/ECMWF 客观分析资料的统计处理可以更清楚地了解这个区域低层大气所具有的南海海盆模态的空间结构。剔除由 14a 资料合成的 850hPa 风场的年循环(12 个月), 得到 850hPa 风场的距平资料, 再进行 9 个月的非等权重滑动平均以滤去高频变化。对这只含年际变化的风场进行方差分析, 图 1a、1b 分别是 u 和 v 分量的年际变化方差分布。 v 分量的方差高值区正与南海海盆对应, 说明 850hPa 风场 v 分量的年际变化强信号在空间上维持与南海 SST 相似的海盆模态; u 分量的年际信号则位于西太平洋副热带高压的活动区, 并向西伸展到南海。

取 u 分量和 v 分量距平资料在南海区域 16 个 $5^\circ \times 5^\circ$ 的格点上的平均, 两者有较好的正相关(相关系数超过 99% 信度), 这意味着在南海南风距

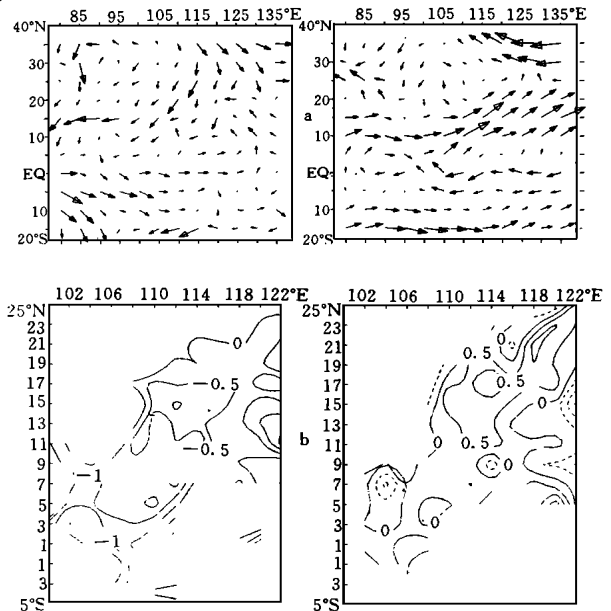


图 3 SST 和 850hPa 风场的距平个例
(a. ECMWF 850hPa 风场上东亚季风有明显异常的两个月(1973 年 12 月和 1974 年 12 月);
b. 1974 年 1 月和 1975 年 1 月 COADS 资料中南海 SST 距平空间结构)

平与异常西风相伴,而北风异常必对应东风加强(参见图 2a 和图 2b)。

更清晰的 SST 与低层大气相关关系可以从以下两个个例分析中得到。图 3a 是 NMC/ECMWF 850hPa 风场上东亚季风有明显异常的两个月,其中 1973 年 12 月为负距平(强的东北季风),而 1974 年 12 月则为正距平(弱的东北季风)。可以发现东亚季风异常的强信号位于南海上空。与此对应,图 3b 是各滞后一个月即 1974 年 1 月和 1975 年 1 月 COADS 资料中南海 SST 距平空间结构。异常东北风下南海 SST 呈现负距平,即处于冷位相,而异常西南风下南海 SST 呈现正距平,即处于暖位相。在图 3b 中 SST 强距平位于南海中央,而陆架区 SST 距平较弱,这与 SST 的 EOF 分析第一模态是一致的。

由此可见,东亚季风在 1000hPa 和 850hPa 的高度上,其短期气候变化中表现出了显著的年际变化特征。东亚季风的驱动因子既有行星尺度的海陆热力差异(欧亚大陆与太平洋),又有次行星尺度的海陆热力差异(中南半岛与南海)。与此对应,东亚季风的年际变化不仅受到西伯利亚高压、南支槽活动、副热带高压等行星尺度因子变化的影响,而且还与南海海盆尺度的海气相互作用有密切关系,在南海区域海气耦合振荡信号被显著地放大了。

2.2 南海海盆尺度海气相互作用的一种可能机制

由观测表明,南海 SST 与 SLW 之间存在这样一种关系:当南海 SST 趋于正距平时,其上空的 SLW 表现为显著的南风距平;而当南海 SST 趋于负异常时,SLW 则为显著的北风距平。如果选取北(21–19°N, 113–117°E)、南(3–5°N, 113–117°E)两个区域,计算 SST 的经向差 T 和南海南部 SLW 的 v 分量,由图 4 可以看出 T 和 v 有强的负相关。这说明,当 T 为正时,即南海 SST 南部高于北部时,南海经向风正距平占据了南部(南海南部海域面积远大于北部);当 T 为负时,南海南部经向风为负距平。这一观测事实揭示了南海海盆尺度海气相互作用的一种可能机制:在年际尺度上,南海上层海洋和低层大气存在耦合。一方面,主要发生在冬半年的南海 SST 年际变化所具有的经向梯度驱动了低层大气的气压梯度,导致经向风异常,正如 Lindzen 和 Nigam (1987)^[13]研究的结论;另一方面,低层大气经向风异常又反馈于 SST 变化,在冬季南风距平导致了海面蒸发减少,

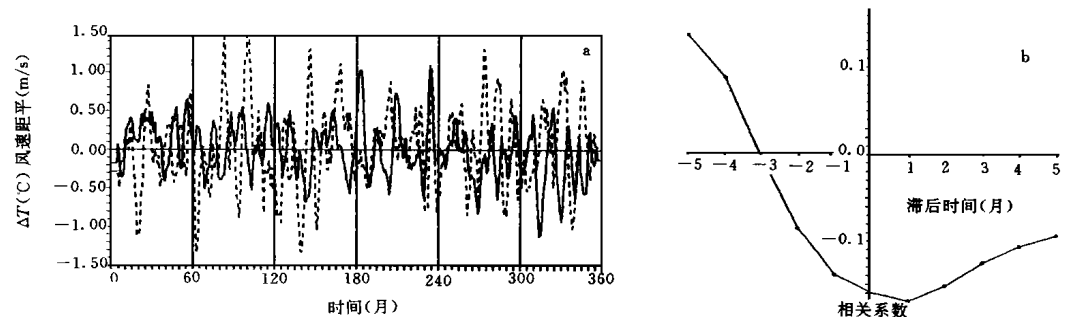


图 4 北部(19–21°N, 113–117°E)、南部(3–5°N, 113–117°E)两个区域 SST 的经向差 T 和南海南部 SLW 的 v 分量距平
(a. 为两者的时间序列; b. 为两者的滞后相关系数)

SST 正距平发展, 反之北风距平则会增加海面潜热通量, SST 负距平得到发展。正是这种海盆尺度海气相互作用促使南海气候系统中年际时间尺度的海盆模态的建立并得到维持。

3 简单的大气海洋耦合模式

根据以上南海年际尺度海气相互作用的若干观测事实及所提出的海盆模态所对应的物理机制, 建立一个简单的大气海洋耦合模式进行数值研究。

3.1 海洋部分

模式海洋刻画的是覆盖在静止深水层上的活动上混合层动力学和热力学, 即为非线性约化重力模式:

$$(hV)_t + (\nabla hV) + f\mathbf{k} \times (hV) + h \nabla P = 0 + W_d V - k_4 (hV) \quad (1a)$$

$$(h)_t + (\nabla hV) = W_e + W_d - k_4 (h) \quad (1b)$$

$$(T)_t + \nabla V \cdot T = Q/h - W_e(T - T_b)/h - k_4 (T) \quad (1c)$$

式中 h , T 和 V 分别是上混合层的厚度、温度和水平速度, 已假定 h , T 和 V 在上混合层内垂向一致。风应力 τ 视为体积力; 在上混合层底部, 因摩擦、湍扩散和辐散辐合等过程所引起的质量垂直交换仅由一种参数化的卷挟(entrainment)表示, W_e 卷入速度, W_d 卷出速度。 Q 是海面的热输送。采用赤道 θ 平面, $f = \gamma$ 。 T_b 是上混合层底部的水温。模式中采用双调和混合(Bihomonic mixing), 阻尼网格尺度的计算噪音, k_4 分别是动量(质量)和热量的双调和混合系数。

这个模式动力学和热力学与 Schopf 和 Cane^[14] 层化模式相似, 模式控制方程组等价于 McCreary 和 Yu^[15] 的两层半模式退化为一层半情形。

如果只考虑温度对密度的影响, 不计盐度变化, 约化重力假定下的压强梯度为以下形式(Schopf 和 Cane^[14])

$$\nabla P = -g [\alpha (h(T - T_b))] - \frac{1}{2} g h \nabla T \quad (3)$$

式中 α 为海水的膨胀系数, g 即为约化重力加速度。

卷挟参数化根据 McCreary 和 Yu^[15] 的工作

$$W_e = \frac{(H_e - h)^2}{H_{ete}} (H_e - h) \quad (4a)$$

$$W_d = \frac{(H_d - h)^2}{H_{dtd}} (h - H_d) \quad (4b)$$

式中 $H(x)$ 是 Heaviside 阶跃函数, 其他参数如下:

$k_4 = 4 = 2 \times 10^{21} \text{ cm}^4 \text{ s}^{-1}$	双调和侧向混合系数
$\alpha = 0.00025 \text{ K}^{-1}$	海水热力膨胀系数
$T_b = 15$	静水层温度
$T^* = 28$	上混合层初始温度
$H = 50 \text{ m}$	上混合层特征层度
$t_1 = 100 \text{ d}$	热力恢复特征时间

$$t_e = 1 \text{ d}$$

卷入特征时间

$$t_d = 50 \text{ d}$$

卷出特征时间

3.2 大气部分

模式大气简化为风应力阶梯函数, 由季节风场和距平风场两部分组成:

$$= s + a \quad (5)$$

其中 $s = s_0 \cos t$ 代表风场的季节变化的幅度。 $s_0 = (s_0^x, s_0^y)$, $s_0^x = 0.75 \times 10^{-5} \text{ N}$, $s_0^y = 1.15 \times 10^{-5} \text{ N}$, $\tau^{-1} = 360 \text{ d}$ 。在这种形式下, 风应力场有冬季风和夏季风的转换, 与南海实际风场的年循环略有不同的是, 模式大气风场季节变化中冬季风和夏季风的风速相同; 而南海实际冬季风比夏季风要强大。

a 为距平风场, 它在冷暖位相之间的交替由海盆中央温度 T_n 变化决定:

$$a = \begin{cases} a_w, & T_n > T_c \\ a_c, & T_n < T_c \end{cases} \quad (6a)$$

$$(6b)$$

暖位相时, $a_w = (a_w^x, a_w^y)$, $a_w^x = 0.25 \times 10^{-5} \text{ N}$, $a_w^y = 0.50 \times 10^{-5} \text{ N}$ 。

冷位相时, $a_c = (a_c^x, a_c^y)$, $a_c^x = -0.25 \times 10^{-5} \text{ N}$, $a_c^y = -0.50 \times 10^{-5} \text{ N}$ 。

这个距平风场的确定是针对南海海面风场(SLW)与南海 SST 低频相关的特征, 即西南风距平对应 SST 暖位相, 东北风距平对应 SST 的冷位相(见本文 2.2 节讨论和图 5 所示结果)。其中 T_c 是待确定的 SST 冷暖位相判据。

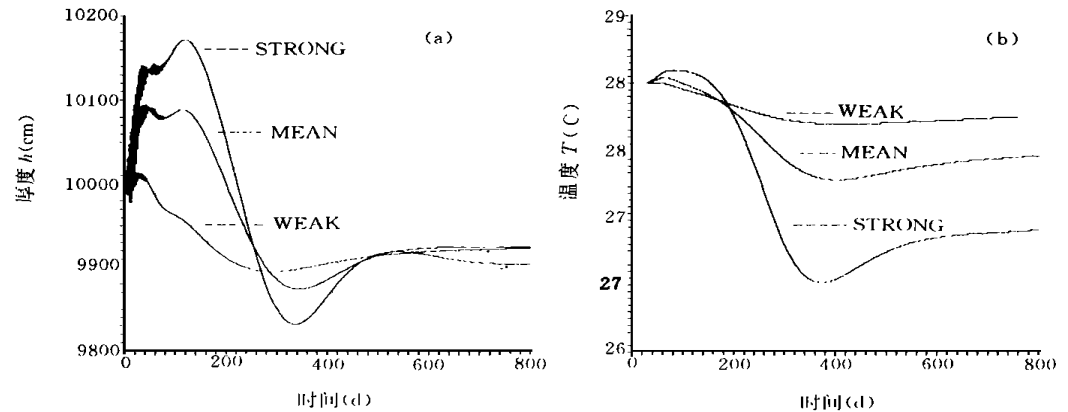


图 5 3 个控制试验中海盆中部 1 格点 (7, 13) 上 h (a) 和 T (b) 的演变

数值方案: 采用 Arakawa-C 网格, 变量在空间上交错配置: u (hu) 位于网格经向端线的中央, v (hv) 位于网格纬向端线的中央, 而 h , T , W_e , W_d 和 Q 在网格中点。差分方案为蛙跳格式, 每积分 84 时间步进行一次时间平均和空间非等权重平滑, 以消除计算波。(动量方程的右端项除 ρ 外用前一时刻的值, 以保证模式在无外界强迫、耗散和夹卷时总能量守恒)。

计算区域: 取 110–122 E, 4–24 N 的矩形海盆代表理想的南海海域, 空间步长 x 、 y 分别为 0.5 经、纬度, τ 满足稳定性条件, 取为 2h。模式参数见 3.1 节。

3.3 南海 SST 对东亚季风强迫的响应

从观测研究中已经认识到东亚季风低层风场和南海上层海洋在年际时间尺度上是相互作用的。这种相互作用的动力学机制具体表现在控制南海 SLW 与 SST 变化的反馈过程中。正如 2.2 节所讨论的: 在冬季, 当南海海盆中央海面风出现南风距平, 使中央深水区 SST 表现为暖距平, 上层海洋的平流使 SST 正中心偏北, 这样, 在南海的大部分海域维持的 SST 经向梯度, 同时在这种 SST 的负经向梯度驱动下, 低层大气南风距平得到加强。同样, 冬季海盆中央海面风如果出现北风距平, 中央深水区 SST 为负距平, 南部海域维持正的 SST 经向梯度, 低层大气北风距平也会加强。这两种过程的发展最终将导致南海整个海盆 SST 表现为较均匀的 SST 暖或冷异常, SST 经向梯度减弱, 南海 SLW 和 SST 趋向两个与冷、暖位相对应的平衡态。

为了检验以上机制, 可以对海洋模式进行控制试验, 以了解矩形海盆对风应力定常强迫的响应过程。

控制试验 1: 海盆对一正常东北风强迫的响应(在图 5 中以 Mean 表示)

控制试验 2: 海盆对一异常强的风应力强迫的响应(在图 5 中以 Strong 表示)

控制试验 3: 海盆对一异常弱的风应力强迫的响应(在图 5 中以 Weak 表示)

3 个控制试验都积分 800d, 以矩形海盆北部 1 个格点(7, 18)厚度 h 演变为例说明响应的具体过程。可以看出, 在厚度场调整的初期(0–200d)和中期(200–500d), 经历一正一负的过调整过程(Overshotting, 此处定义厚度场向高于初值方向变化为正过程, 而向低于初值方向演变为负过程)。由图 5 可以认为, 这类正、负方向的过调整幅度与风应力强度有关, 例如, 对强风(弱风)响应中过调整比正常风应力驱动下要更为强烈(减弱); 但过调整持续的时间长度则相对地独立于风场强度。

伴随厚度场的调整, 海盆温度场的变化几乎是同时进行的(见图 5b)。这是因为模式中温度变化在很大程度上取决于上混合层底部的卷挟, 而卷挟参数化(式(4a)和(4b))是厚度变化的函数。厚度调整与温度调整也不尽相同, 这表现在温度变化中负方向的过调整更强于正方向的过调整, 而厚度经向差则与此相反, 即正方向更强。这一点反映了模式中热力过程存在的缺陷: 海面热输送 Q 取为简单的热力张弛的边界条件, 实际上为一种阻尼过程; 混合层底部的卷挟使下层的静止冷水上涌。这两个方面的共同作用会使混合层温度负距平得以发展, 而正距平的增长受约束。

在海洋调整的后期(500–800d), 厚度、温度都向一个平衡态张弛。这是因为海洋对无旋度的空间均匀风应力响应最终表现为与风应力相平衡的压强梯度。

3.4 耦合试验

季节性风场 s 的作用是调整海洋对东亚季风强迫的响应, 阻止海洋达到南风距平和北风距平对应的两种平衡态。一方面异常季风驱动下海洋向对应的平衡态缓慢地张弛, 而 s 却使海洋无法达到平衡态, 于是海洋就在两个平衡态之间产生振荡。

由观测研究得知, 在南海低层风场的异常变化过程中, 北风距平与东风距平相随, 南风距平则与异常西风正相关(图 3)。这反映了南海季风年际变化, 以冬半年为例, 冬季风强的年份, 表现出异常的东北风; 冬季风弱的年份, 表现出西南风距平。这是我们在模式大气冷暖不同位相时(见式(6a)和(6b))风应力阶跃函数特殊设置的理由。

在选择合适的参数下,对这个简单耦合模式积分 5600d(其中在前 200d 由大气平均风应力驱动海洋,以获得 1 个背景场),耦合系统产生了 1 类年际振荡。其中大气风应力变化判据为海盆北部 1 格点 $T(7, 18)$, 即: $T(7, 18) > T_c$ 为暖位相, $T(7, 18) < T_c$ 为冷位相。 $T_c = 27.8$ 。

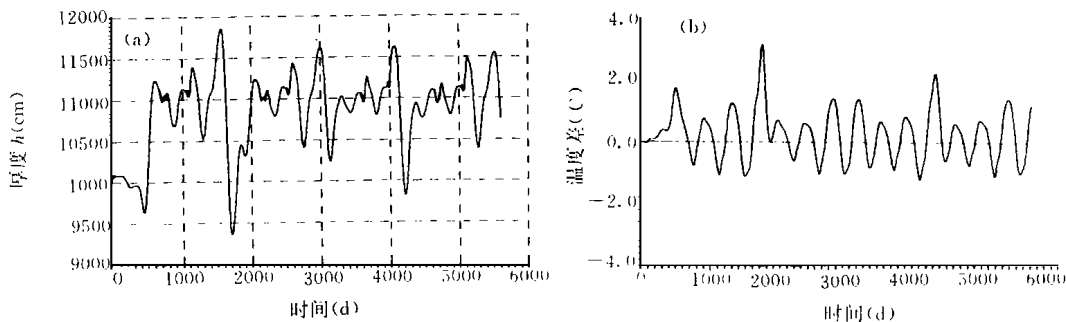


图 6 耦合试验 1 中的时间演变
(a. 为海盆中部 1 格点(7, 13)上 h ; b. 为海盆南北温度差)

在图 6a 中,海盆中部 1 格点(7, 13)的厚度变化过程中存在着 1 类准周期的长周期振荡。可以看到在图中, h 主要的变化范围在 115m 和 105m 之间。长周期振荡表现在 h 有规律地超越这个范围,并且 h 每有 1 次高值(高于 115m)必伴随着 1 次低值(低于 105m)。周期在 1000d(约 $3a$)左右。在图 6b 中,经向温度差的年变化被明显地展示出,在规则的年循环上可以发现叠加着长周期振荡。与经向温度差的演变相吻合的是,在耦合试验中海盆中部 1 格点上经向风应力距平在南北温度差异异常强或异常弱时呈现出来(图 6)。

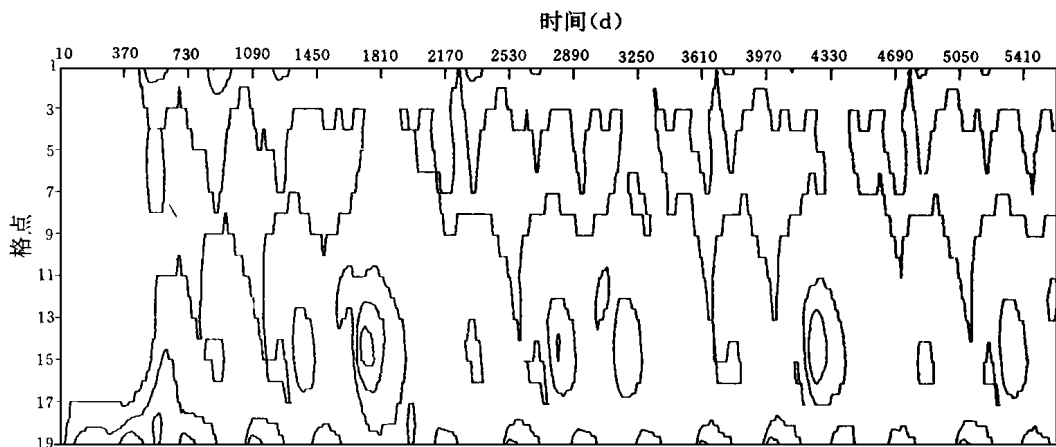


图 7 西边界处经向剖面温度距平时间演变图
(垂直坐标: 格点 1- 19 代表区域自南而北)

为了更详细地了解这类年际振荡,我们给出西边界处经向剖面温度距平时间演变图(图 7)。除了存在着对应的温度年际振荡外,在海盆西部温度变化幅度是北部比南部更

强。在北部, 强的温度变化表现为 1 种局地振荡的特征。与温度演变相对应, 北边界处纬向剖面纬向速度时间演变(图 8) 表现为空间同时变化, 当然其中的年际振荡也十分清晰。模拟结果中振荡的局地 and 空间一致的特征在观测研究中已有阐述(于慎余等^[4]; Wang 等^[10])。

值得注意的是, 改变异常风应力判据条件会导致耦合振荡周期的变化。例如

$$T_n = [T(7, 17) + T(8, 18) + T(6, 18) + T(7, 18)]/4 \quad (7)$$

当 $T_n > 26.75$ 为暖位相, 当 $T_n < 26.75$ 为冷位相。

在以上条件下, 这个简单耦合模式产生了周期为 2a 的振荡(图略)。

4 结 语

本文首先对 COADS 中的 SST, SLW 和 NMC/ECM WF850hPa 风场等资料进行了统计分析, 并依据南海 SST 与大气低层风场异常配置建立了一个简单的海洋大气耦合模式, 进行了数值研究, 得出以下结论。

1. 南海 SST 年际变化所具有的空间结构也反映在 1000hPa 风场、SLW 和 850hPa 风场的年际变化中, 这说明在南海海气系统中存在着 1 类海洋和低层大气耦合的年际振荡。
2. 南海 SST 和低层大气风场在年际时间尺度上耦合的机制是 SST 的经风梯度控制了低层风场的经向风异常, 并且由经向风异常通过平流及潜热输送等因子反馈于 SST。
3. 由一个简化的大气风应力海洋约化重力的耦合模式, 针对 SST 冷暖位相所决定大气异常风应力的动力机制, 耦合模式气候积分中表现出与观测较一致的耦合振荡。

致谢: 许乃猷教授对本文初期工作、刘秦玉教授对初稿先后提出了中肯意见, 徐启春老师提供了 850hPa 风场资料, 在此谨致谢忱。

参考文献

- [1] 周发, 于慎余. 南海表层水温的低频振荡. 海洋学报, 1991, 13(3): 333-338.
- [2] 梁建茵. 南海海温变化及其对广东雨量的影响. 热带气象, 1991, 7: 246-253.
- [3] 钮智旺. 南海表层水温的长周期振荡及其与厄尔尼诺的关系. 海洋学报, 1994, 16(2): 43-49.
- [4] 于慎余, 周发, 傅刚, 王东晓. 南海表层水温低频振荡的基本特征. 海洋与湖沼, 1994, 25(5): 546-551.
- [5] 孙照渤, 章基嘉, Palmer T N. 南海表层温度距平对我国夏季风和降水影响的数值试验. 气象学报, 1990, 48(1): 113-116.
- [6] 梁建茵, 林元弼. 南海海温异常对七月份中国气候的影响及数值试验. 热带气象, 1992, 8: 134-141.
- [7] 汤明敏, 曾文华, 何元. 夏季东半球热带海温异常对亚洲季风环流和降水影响的数值试验. 热带气象, 1993, 9(4): 289-298.
- [8] 傅刚, 周发, 于慎余, 王东晓. 南海表层水温甚低频振荡的动力学机制. 青岛海洋大学学报, 1994, 24(4): 456-462.

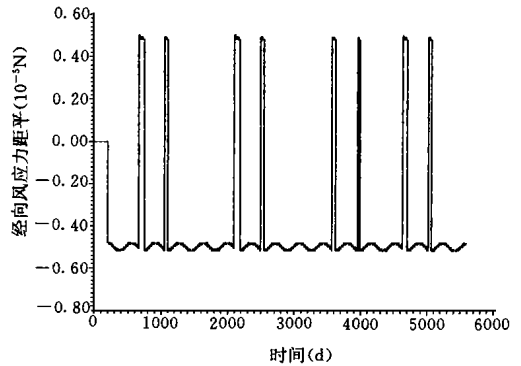


图 8 耦合试验中海盆中部 1 格点上经向风应力距平的演变

- [9] 王东晓,周发 ,傅刚.南海表层水温年际振荡的热力学分析.大气科学研究与应用,1995,2:1-9.
- [10] Wang Dongxiao, Zhou Faxiu, et al. Numerical study on the interannual oscillation of sea surface temperature in the South China Sea, Chinese J Oceanogr Limno, 1996, 14, 61-67.
- [11] McCreary J P Jr and Anderson D L T. A simple model of El Nino and the southern oscillation. Mon Wea Rev, 1984, 112: 934-946.
- [12] 丁一汇.东亚冬季风的统计研究.热带气象,1990,6(2):119-127.
- [13] Lindzen R and Nigam S. On the role of sea surface temperature gradient in forcing low level winds and convergence in the tropics. J Atmos Sci, 1987, 44: 2418-2431.
- [14] Schopf P S, Cane M A. On equatorial dynamics mixed layer physics and sea surface temperature, J Phys Oceanogr. 1983, 13: 917-935.
- [15] McCreary J P Jr and Yu Zuojun. Equatorial dynamics in a 2 1/2-layer Model, Progr Oceanogr, 1992, 29: 61-132.

STUDY ON AIR-SEA INTERACTION ON THE INTERANNUAL TIME-SCALE IN THE SOUTH CHINA SEA

Wang Dongxiao

(*LASG, Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica, Beijing, 100080*)

Qin Zenghao

(*Shanghai Typhoon Institute, Shanghai, 200030*)

Zhou Faxiu

(*Ocean University of Qingdao, Qingdao, 266003*)

Abstract

This paper documents the relationship between sea surface temperature (SST) and sea level wind (SLW) in the South China Sea (SCS) based on COADS (1958-1987). Further statistical analysis shows that there is a fixed SCS basin mode for both SST and low level wind (such as SLW, 1000hPa and 850hPa winds) in the region on the interannual timescales due to air-sea interaction.

A simple coupled model including the feedback between the upper layer in the SCS and the circulation of East Asian monsoon demonstrates an interannual oscillation in the coupled air-sea system, which is similar with the observations in the SCS.

Key Words: Air-sea interaction, Interannual oscillation, South China Sea.