

简化的中纬度冬季环流耦合模式 中的大尺度海气相互作用

Arthur J. Miller

(加利福尼亚大学)

摘要 用包括有天气尺度大气变率、海温(SST)平流和海气热交换的简化耦合模式的模拟结果研究了中纬度海气相互作用问题。研究发现将模式 SST 的强暖型事件合成对显示海洋强迫大气迹象是有用的。还提供了海洋影响大气的其他证据,即海洋平流似乎通过反馈效应增强了模式 SST 异常的持续性。

1 引言

中纬度海温异常在大气的季节变率和可预报性方面的重要性已探索和讨论了二十多年。月或季平均资料的观测分析结果反映出大气变化超前时 SST 与大气之间存在强的相关,而同期相关较弱。然而,观测结果还显示出,当海洋变化超前大气变化 1 个月或更长时间,这两个系统之间相关很弱。这些结果表明在中纬度地区,海洋和大气之间的基本联系仍是“大气强迫海洋”。的确,正如 Namias(1978)所说:“很容易证明大气影响 SST,而不是相反”。

因此,各种各样的数值模拟研究试图揭露事情的另一面:“海洋强迫大气”。虽然早期的一些数值模拟结果得到的同期大气响应比实际观测结果要弱,但最近的数值模拟结果则反映出大气的扰动是显著的,其振幅与实际观测到的距平相当。但是,大气对中纬度 SST 异常的响应与大气本身的固有变率相比仍很小,这就是为什么统计显著性难以证实的原因。

虽然数值模式试验显示出中纬度 SST 距平可以影响同期大气的运动,但这些 SST 距平在预报上(海洋引导大气)的可用性难以确定。为了改进气候变化的预报方法,迫切需

要研究耦合系统来确定海洋影响的某些重要方面是否被忽略了。

最近,Miller 和 Roads(1990)发现在耦合模式中引进中纬度 SST 距平显著地改进了大气运动的理论预报。当 SST 场的演变根据模式“实测”流给定时,大气的长时间平均运动(月或更长时间平均)的预报比基于气候 SST 场的大气模式的预报显著提高。这些耦合模式最终将有助于验证有争论的几个海洋强迫大气的观测事实。更重要的是,耦合模式将澄清所包含的物理机制,因为我们可以通过去掉或保留海气相互作用中的关键过程来改变模式系统。

作为分析中纬度大尺度海气相互作用耦合模式的第一步,我们将普查两个耦合模式的输出结果,其一是 Miller 和 Roads(1990)建立的耦合模式,其二是第 2 节所述的耦合模式。第一个模式 SST 演变中仅包括热通量,而第二个模式 SST 变率中包括了热通量和海洋平流。第 3 节中,将采用标准相关和经验正交函数分析来研究和比较这两个耦合系统中的大尺度海气相互作用,并讨论了上述问题,第 4 节是结论。

2 耦合模式

模式计算结果取自 Miller 和 Roads

(1990)设计的两个简化的气候系统。模式大气为一月份气候值,北半球准地转的两层模式,并同时考虑了地形和定常的经验驱动强迫以及随时间变化的表面热通量强迫。热通量为 SST 和气温 T_s 之差的线性函数,正比于斜压流函数(500hPa 温度)。SST 由下面的热量方程计算:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla T = K(T_s - T) + \kappa \nabla^2 T + F \quad (2.1)$$

对 50m 定常深度混合层, $K^{-1} = 58$ 天, $\kappa = 500\text{m}^2\text{s}^{-1}$ 。表面流 \mathbf{u} , 包括两部分: Ekman 流, 直接由大气模式风应力计算得到并垂直于风应力; 地转流, 可由北太平洋准地转二层平底模式预报确定, 与扰动风应力旋度有关。稳定强迫 F , 由经验公式给出, 它的作用是保持实际的 SST 气候值。在北太平洋, SST 受热通量和海洋平流共同影响, 而在大西洋和印度洋仅受热通量影响。这些模式系统中均排除了赤道效应(详见 Miller 和 Roads(1990)论文)。

本文中, 将考虑两种耦合海气气候系统, 其中:

个例 1: 只有热通量驱动 SST 距平。

个例 2: 热通量和海洋平流共同影响太平洋 SST 距平。

为了真实代表大尺度风应力和热通量变率的大小, Miller 和 Roads 发现海洋平流和异常的热通量在驱动模式 SST 距平方面有相同的重要性。这或许过于强调了海流的效应, 因为 Frankignoul 和 Reynolds (1983), Luksch 等(1990)和 Cayan(1990)以及其他人都指出热通量可以解释实测 SST 距平方差最大部分。另一方面, Hancy(1980, 1985)指出海洋平流对北太平洋模式 SST 距平的发展有重要的贡献。

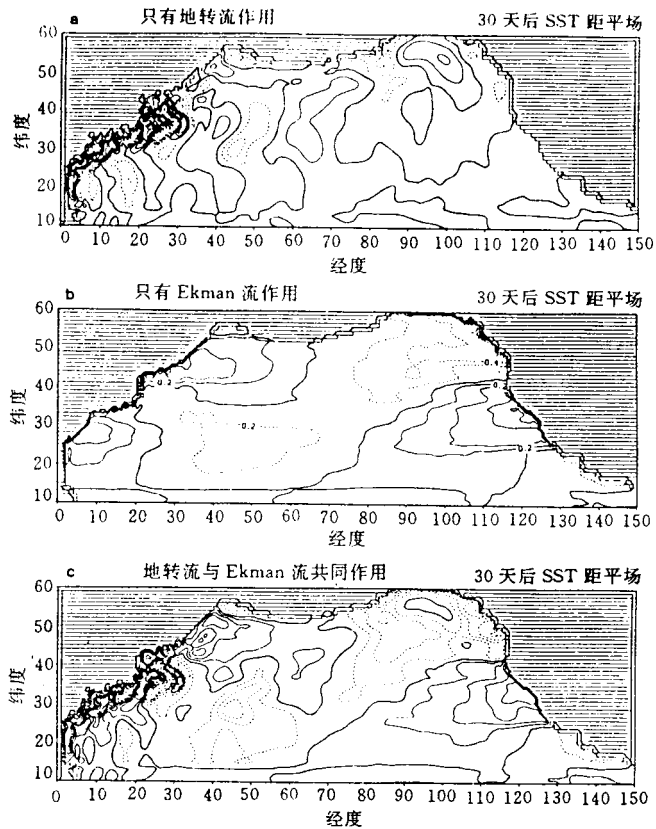


图 1 海流强迫产生的 SST 距平的例子。每个个例中, SST 距平初值为零, 其他为 60 个一月份气候平均值。均为 30 天后的 SST 距平, a) 仅地转流变化, b) 仅 Ekman 平流变化, c) 地转流和 Ekman 流共同变化(等值线间隔: 0.2°C)

在本文模式中, SST 距平的结构决定于强迫函数的结构。因为假设热通量正比于海气温差, 仅由热通量驱动的 SST 距平具有 0 (3000 公里) 的空间尺度, 该尺度与大气温度变率的空间尺度相当。Ekman 流诱生的距平(图 1b) 的空间尺度远比地转流诱生的(图 1a) 大得多, 因而可能与大气的热力场耦合得更有效。因此, 在下面的讨论中, Ekman 流诱生的距平在影响大尺度海-气相互作用方面很可能比地转流诱生的距平重要得多。

3 模式结果分析

通过计算 SST, 气温 (T_s)、低层大气流函

数(类似于 750hPa 高度)、热通量和 SST 倾向(后一月值减前一月值)等各种模式变量月平值的 EOF,分析了北太平洋区域两种个例的 72 个月的耦合模式结果。两种个例的大气变量的前几个 EOF 差别很小。这与 Salmon 和 Hender-shott(1976)的结果一致,他们得出不论耦合还是不耦合,在海洋混合层模式大气能量循环上没有显著差别。个例 2 中气温的第一个 EOF (图 3c)具有比个例 1 更长的海盆尺度结构(图 2c),但是,个例 2 中的其它大气变量的 EOF,大体上与个例 1 中的结果相似。这两个系统中的 750hPa 高度场的 EOF 实际上是一致的。

本来预期两种个例中 SST 的 EOF 十分不同,因为当模式中包括海洋平流时,海盆大部分地区的 SST 均方根将增加一倍。然而,在前 6 个 EOF 中,只有 SST 的第一个 EOF(图 3a)表现得与个例 2 情形不同。而个例 2 中的其它 EOF 与个例 1 中的结果比较相似(例:图 2b 和 3b),显然,海流的存在仅造成微弱的变形。

然而,大气变量和 SST 的 EOF 时间系列之间的互相关结果在两种个例中是不同的,例如,个例 1 中的气温和 SST 的最大尺度 EOF(在时空结构上)以一对一方式相关(表 1),而个例 2 中,由于有海洋平流,破坏了 EOF 之间的相关, EOF 时间系列之间的互相关(表 2)以及空间结构之间则反映出一致性很差。

3.1 标准滞后互相关分析能反映异常 SST 强迫大气这一事实吗?

表 1 和表 2 列出了模式太平洋的 SST

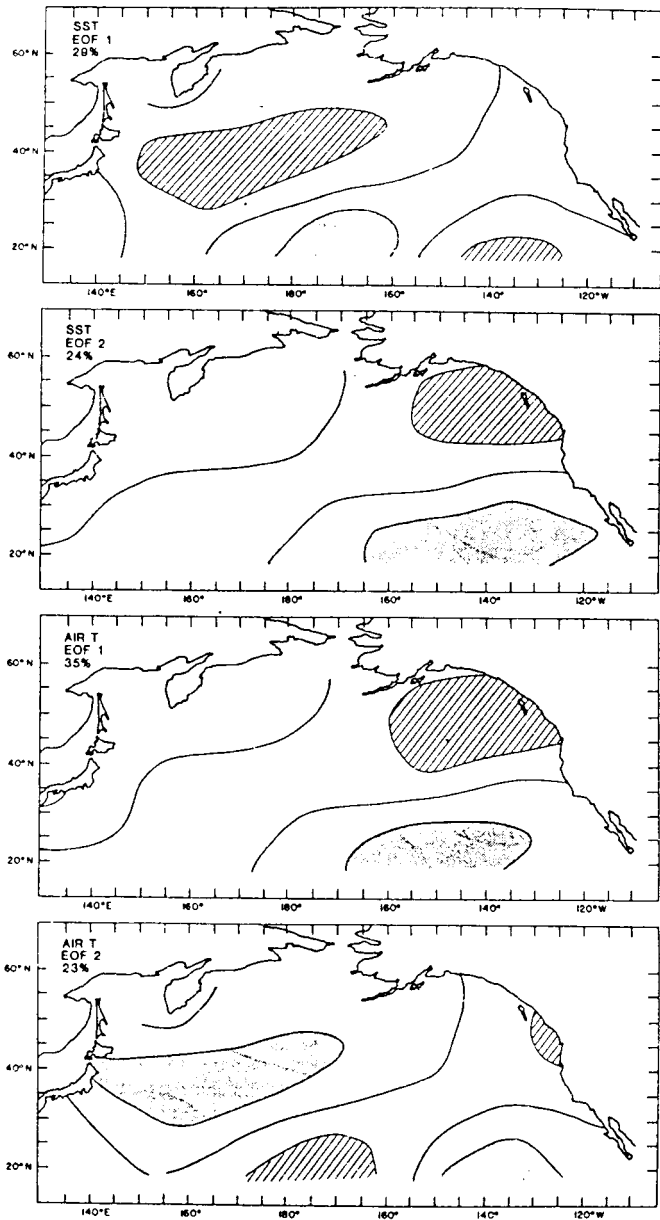


图 2 个例 1 的斜压流函数(气温)和 SST 的 EOF 分析结果。a)SST 的 EOF1,占总方差的 29%;b)SST 的 EOF2,占 24%;c)斜压流函数的 EOF1,35%;d)斜压流函数的 EOF2,23%

及气温的月平均值的 EOF 系数时间序列之间的滞后互相关平方的分析结果,负滞后对应着大气强迫海洋,相关平方上存在最大值。同期相关的相关平方减小,但仍然很大。正滞后对应着海洋引导大气,相关很小或几乎没

有相关。这些结果与实测的互相关分析结果完全一致(例如,Wallace和Jiang(1987))。这就意味着即使在中纬度 SST 影响其上空大气的系统中,SST 与月平均大气变量的滞后相关上也不能显示出明显的正滞后相关。大气变化的固有变率使 SST 的影响变得模糊了。

3.2 热通量变率与 SST 距平还是与 SST 距平趋势相关更强?

度量海洋影响大气的另一个方法是分析热通量与 SST 之间的关系。如果热通量是(2.1)式中主要的强迫函数,大气强迫海洋,那么我们会预期热通量与 SST 趋势相关更强。如果其它过程(比如海洋平流)驱动 SST 距平使得大气对变化的 SST 有响应,那么热通量将与 SST 有更强的相关。表 3(上半部分)列出了个例 2 中的热通量和 SST 趋势的前几个 EOF 之间的相关平方。这些结果与 Cayan (1990)的结果一致,他指出除赤道外的整个北半球,可观测到热通量距平与 SST 距平趋势的相关比与 SST 距平本身的相关更强。表 3(下半部分)显示出耦合模式中热通量距平和 SST 距平之间存在弱相关,Frankignoul 和 Reynolds(1983)在观测中也发现了这个结果。

3.3 SST 的强暖/冷事件的合成能反映出海洋强迫大气吗?

将耦合模式输出结果进行合成看看是否能得到与 Ratcliffe 和 Murray(1970)观测结果类似的结论是令人感兴趣的。Ratcliffe 和 Murray 发现海洋引导大气,给出了海洋强迫大气的例证。考虑个例 2 中 SST 的第一个 EOF(图 3a),对其感兴趣的原因是因为它既受热通量也受海洋平流影响。根据 SST 最大距平所在地 $38^{\circ}\text{N}, 150^{\circ}\text{W}$

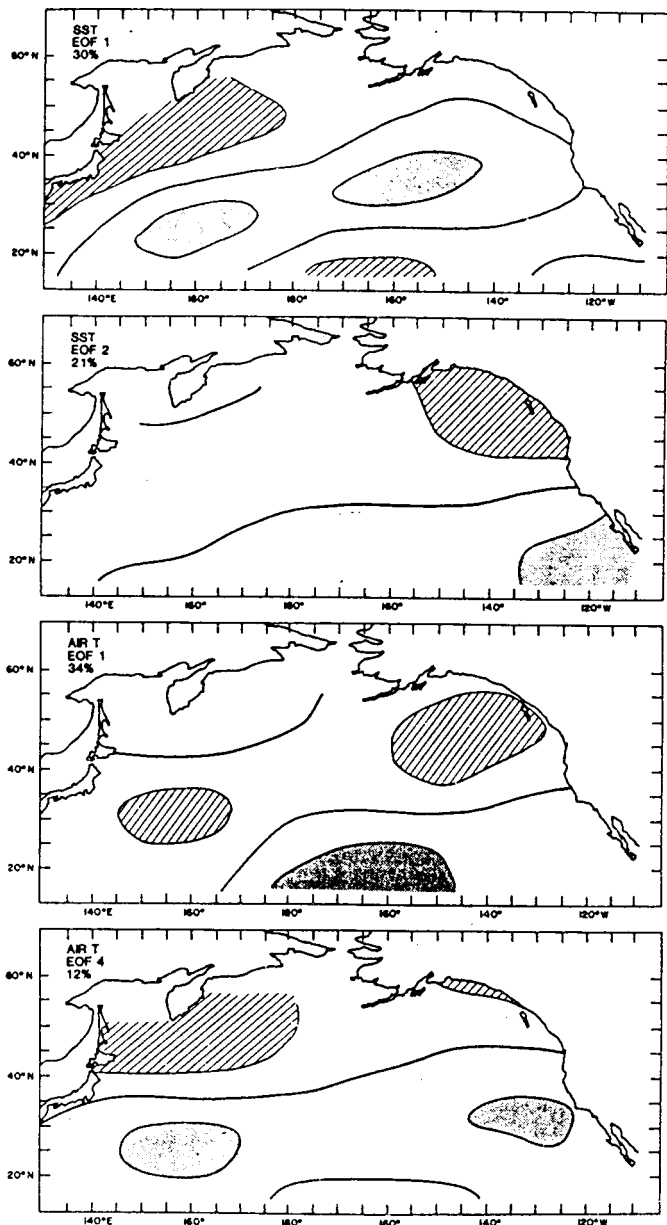


图 3 个例 2 的 EOF 分析结果。a) SST 的 EOF1, 占 30%; b) SST 的 EOF2, 占 21%; c) 斜压流函数的 EOF1, 占 34%; d) 斜压流函数的 EOF4, 占 12%

处的 SST 距平,选择 SST 距平值大于或小于临界值 $\pm 1.2^{\circ}\text{C}$ 的所有月份进行暖/冷合成,然后做出超前、同期、滞后月的大气斜压流函数的合成。

共有 10 个暖月和 9 个冷月满足 SST 临界值条件。合成的月份并不认为都是独立的,

表 1 个例 1 的斜压流函数(气温)与海温(SST)的模式 EOF 系数时间序列之间的相关平方

	SST EOF1	SST EOF2	SST EOF3	SST EOF4	SST EOF5
滞后-1个月					
气温 EOF1	—	0.45	—	—	—
气温 EOF2	0.60	—	—	—	—
气温 EOF3	—	—	0.53	—	—
气温 EOF4	—	—	—	0.46	—
气温 EOF5	—	—	—	0.19	0.15
滞后0个月					
气温 EOF1	—	0.15	—	—	—
气温 EOF2	0.34	—	—	—	—
气温 EOF3	—	—	0.42	—	—
气温 EOF4	—	—	—	0.13	—
气温 EOF5	—	—	—	—	—
滞后+1个月					
气温 EOF1	—	—	—	—	—
气温 EOF2	—	—	—	—	—
气温 EOF3	—	—	0.16	—	—
气温 EOF4	—	—	—	—	—
气温 EOF5	—	—	—	—	—

(—表示相关平方小于 0.10)

因为存在两对持续发生的冷月以及在 10 个暖月中有一个是持续 4 个月,有 2 个持续了 3 个月(这些持续性暖事件将在后面讨论)。但是,如果将资料分成子集合,分别定义为强 SST、中 SST、弱 SST 以及接近正常 SST,每个子集合的大气滞后自相关值与整个记录计算出的值没有显著差别。因此,我们假定大气合成用的 N 个月是由 N 个独立样本所构成。

为了确定显著性,采用 t 检验检验合成集合的平均值 N 是否显著地不同于全部记录共 72 个月的整体平均值。由于基本平均值为零,

$$t = \frac{\mu}{\sigma^* \sqrt{N_1^{-1} + N_2^{-1}}}$$

这里,

$$\sigma^* = \left(\frac{N_1 \sigma_1^2 + N_2 \sigma_2^2}{N_1 + N_2 - 2} \right)^{1/2}$$

是 $N_1 = 10$ (对应于暖事件合成)以及 $N_2 = 72$ 时的加权标准方差。这样 $\sigma^* \approx \sigma_2$, 而 $t \approx$

表 2 个例 2 的斜压流函数(气温)与海温(SST)的 EOF 系数时间序列之间的相关平方

	SST EOF1	SST EOF2	SST EOF3	SST EOF4	SST EOF5
滞后-1个月					
气温 EOF1	0.27	0.26	—	—	—
气温 EOF2	—	—	0.52	—	—
气温 EOF3	—	—	—	0.13	0.16
气温 EOF4	0.23	0.23	—	—	—
气温 EOF5	—	—	—	0.15	0.14
滞后0个月					
气温 EOF1	0.16	0.11	—	—	—
气温 EOF2	—	—	0.27	—	—
气温 EOF3	—	—	—	—	—
气温 EOF4	0.15	0.12	—	—	—
气温 EOF5	—	—	—	0.12	0.12
滞后+1个月					
气温 EOF1	—	—	—	—	—
气温 EOF2	—	—	—	—	—
气温 EOF3	—	—	—	—	—
气温 EOF4	—	—	—	—	—
气温 EOF5	—	—	—	—	—

(—表示相关平方小于 0.10)

表 3 个例 2 的热通量 Q 与 SST 趋势(Δ SST)和 SST 的模式 EOF 时间序列之间的相关平方

	Δ SST EOF1	Δ SST EOF2	Δ SST EOF3	Δ SST EOF4	Δ SST EOF5
滞后0个月					
Q EOF1	0.38	—	—	—	—
Q EOF2	—	—	0.17	0.20	—
Q EOF3	—	0.13	0.16	0.15	—
Q EOF4	—	0.35	0.10	—	—
Q EOF5	—	—	—	—	0.46
滞后0个月					
Q EOF1	—	—	—	—	—
Q EOF2	—	—	—	—	—
Q EOF3	—	—	—	—	—
Q EOF4	0.17	—	—	—	—
Q EOF5	—	—	—	—	—

(—表示相关平方小于 0.10)

$\mu/(\sigma_2 \sqrt{1/N_1 + 1/N_2})$ 。假设在双边检定中自由度为 70, t 值大于 2.0 的估计值 μ , 95% 的可能是非零, 图 4 和图 5 中, 大气场估计值等于或超过 95% 显著性水平的网格点由星号表

示。

不论是暖 SST 事件还是冷 SST 事件合成,超前月份的大气都有最大的响应(图 4b、5b),其分布非常类似于 SST 的合成(图 4a、5a),这预示着大气强迫海洋。相对于暖和冷 SST 事件的同月大气合成(图 4c、5c)在量级上较小但仍具有与 SST 相类似的结构。暖合成同月大气响应达到 95% 的显著性水平,而冷合成同月大气响应仅达到 90% 的显著性水平。

在暖合成事件的滞后月,有明显的大气响应(图 4d),响应区相对于最大 SST 区向东和稍向北移动。这个结果与 Ratcliffe 和 Murray (1970) 的观测结果以及 Palmer 和 Sun (1985) 的模拟结果一致。后者是将不变的 SST 距平(根据 Ratcliffe-Murray 大西洋观测结果设计)加进 ECMWF 模式进行计算,结果发现,大气响应区有一个显著的位移。这些结果支持了这样的看法,强 SST 事件合成可以证实海洋强迫大气。

与暖合成事件不同,在冷合成事件的滞后月中,仅在美国西南部上空有一个弱的冷大气距平,而且并不显著。虽然对暖/冷异常产生大气的不对称响应是可能的,但为什么暖事件滞后月的大气结构显著不同于冷事件后的情况仍是令人迷惑的。这也许仅仅是因为在模式中的冷 SST 事件更多,其量级比暖事件小。Namias 等(1988)指出强 SST 异常往往与大气和海洋的持续性相联系,这就证实了模式的结果:(弱的)冷事件似乎与持续性短的大气距平相联系。然而,没有观测证据表明冷 SST 事件比暖 SST 事件具有较短或较弱的持续性(相反的

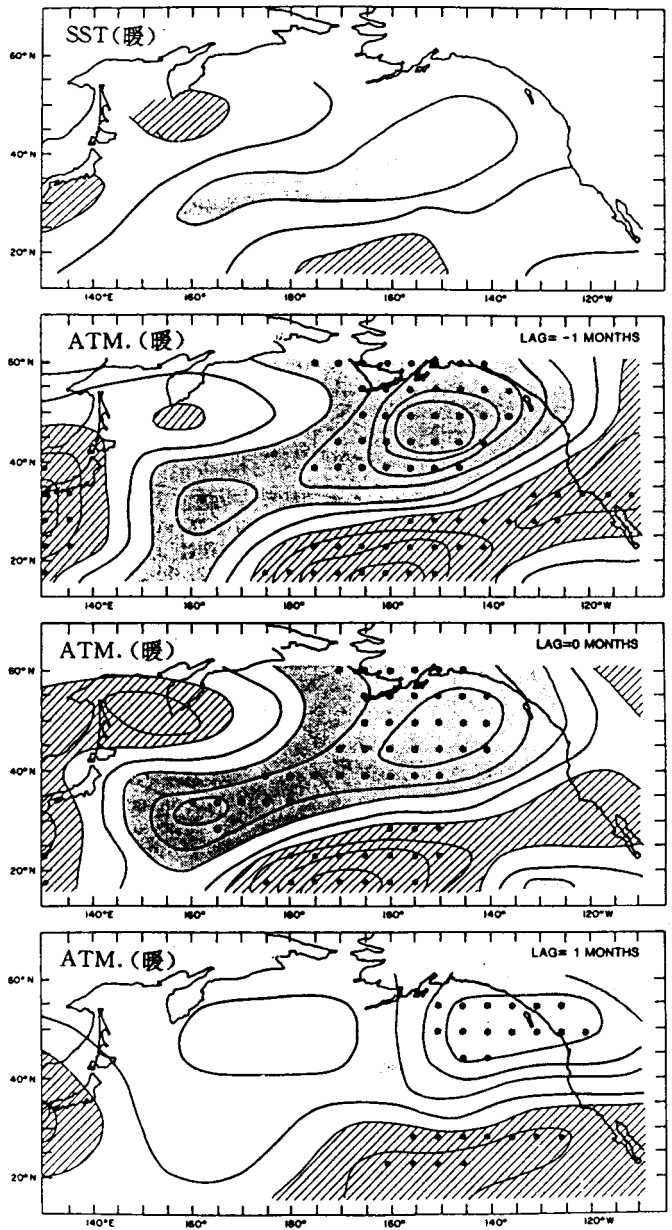


图4 个例2暖 SST 距平的月平均合成结果。a) SST 合成 ($CI=1^{\circ}C$, 峰值为 $1.8^{\circ}C$)。b) 超前月的斜压流函数 ($CI=5.9 \times 10^5 m^2 s^{-1}$)。c) 同月的斜压流函数 ($CI=5.9 \times 10^5 m^2 s^{-1}$)。d) 滞后月的斜压流函数 ($CI=5.9 \times 10^5 m^2 s^{-1}$)。阴影区(斜线区)分别表示正(负)值区

结果或许是真实的, Namias, 1979; Namias 等, 1988)。也许是统计上的偶然, 或者更可能是模式的简化造成了暖冷事件滞后月大气响应的不一致性。

低层流函数的合成(图略)可帮助进一步区分暖冷情况。在暖合成事件的超前、同期和滞后月份,大气响应对应于暖高,热力响应与低层高压有明显的同位相。冷合成事件前期的冷低压在空间上也是同位相的,但是,在冷合成事件的同月,低层高压相对于温度场向南偏移。高压的这种南移影响了 Ekman 流分布,也可能影响合成的 SST 距平的演变,特别是在 Palmer-Sun 机制发生的情况下,下一节还将要讨论。

3.4 海气相互作用中海洋平流的存在是否能产生持续性增强的区域?

即使个例2没有包括风速对热交换的效应,但它包括了 Palmer-Sun 持续性增强效应的基本特征,即海气热交换和 SST 距平的 Ekman 平流。热通量产生的模式 SST 距平的持续性可因引进 SST 的海流强迫而被破坏。的确,在海域的西部(地转流产生大的 SST 距平),个例2的 SST 和 SST 的 EOF 分量比个例1持续性要短。可见,遵循 Palmer-Sun 机制的大气持续性并没有出现在模式海域的西部。

然而,在海域的东部,个例2的 SST 的 EOF 主分量有它的作用中心,并且由于它明显地受 Ekman 平流影响,有持续性增强的潜势。因此,我们直接注意东北太平洋区域(33°—43°N, 145°—170°W),这个区域的 SST 的 EOF 第一分量(图3 a)最大占总方差30%。表4中列出了两种个例 SST 的一个月、两个月及三个月滞后的自相关平方。很明显,在海流影响 SST 距平的个例中,东北部海域上月平均

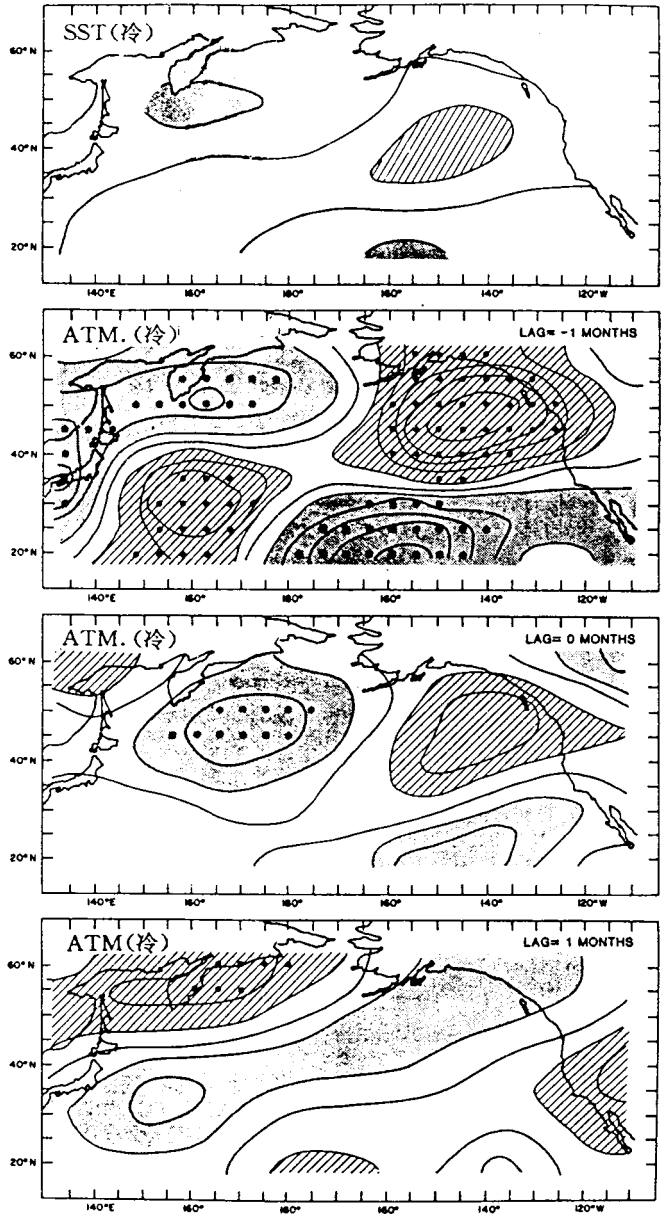


图5 个例2冷 SST 距平的合成结果。a) SST 合成(CI=1°C, 峰值=1.5°C)。b) 超前月的斜压流函数(CI=5.9 × 10⁵m²s⁻¹)。c) 同月的斜压流函数(CI=5.9 × 10⁵m²s⁻¹)。d) 滞后月的斜压流函数(CI=5.9 × 10⁵m²s⁻¹)

SST 距平的持续性是增强了。

必须谨慎地解释这个结论,特别是因为在个例1中这个区域没有类似的 SST 的 EOF

分布。这或许仅是由于个例1中这个区域不存在有组织的响应，SST很快地被无组织的强迫破坏了。表5给出了两种个例的SST的EOF的滞后自相关平方。个例2中的EOF第一分量比个例1中的持续性更强。这支持了东北太平洋SST的持续性增强的看法。另外，个例2中的SST的EOF第二分量在太平洋东部有其作用中心，且通过共同的大气强迫与EOF第一分量相联系，它比个例1中的EOF第二分量持续性更强。这进一步支持了增强SST机制。然而，必须注意，类似于个例1的EOF第一分量的个例2的SST的EOF第三分量要比个例1的持续性弱。很明显这是因为它的作用中心在海域西部，那里地转流强迫将有助于破坏SST分布。

表4 33°—43°N, 145°—170°W 海区的SST距平的自相关平方

	滞 后		
	1个月	2个月	3个月
个例1, 仅有热通量	0.38	0.05	0.00
个例2, 热通量和海洋平流共同影响	0.53	0.21	0.05

表5 SST距平的EOF时间序列的自相关平方

	滞 后		
	1个月	2个月	3个月
个 例 1			
EOF1	0.67	0.36	0.15
EOF2	0.64	0.30	0.12
EOF3	0.58	0.13	0.00
个 例 2			
EOF1	0.65	0.28	0.06
EOF2	0.46	0.13	0.01

因此，表4的结果仅仅是支持Palmer和Sun机制的一个有启示性的证据。的确，从个例2的5天、10天一直到90天平均的滞后自相关中，我们实际上没有找到东北太平洋大气持续性比个例1增强的证据。因而，尽管第3.3节中指出暖SST事件超前月大气合成响应有显著相关，但是在研究全部72个月记录时，天气尺度噪音也会使信号变得不清楚。

由于Palmer和Sun(1985)仅简单讨论

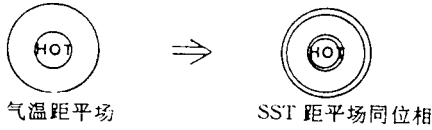
了因异常大气运动使暖水向北平流的情况，我们将进一步讨论Ekman流加强SST距平的问题。在本模式中，由圆对称气温距平引起的热通量产生了一个在空间上与气温场同位相的SST距平(图6a)。如图6b，如果Ekman平流是重要的，则Ekman平流(在*f*-平面上)将强迫产生一个反对称的SST扰动，因为模式斜压流函数往往与低层流函数(暖高、冷低)相关。像Palmer和Sun所提出的那样，纯SST距平并不绝对加强暖气温距平，因为纯SST距平偏于大气距平以南。的确，在个例2中，SST的EOF第一分量明显具有偏南(偏西)于上空大气强迫的结构特征(图3a, 3c)。

但如果科氏频率是纬度的函数，则Ekman平流速度($K \times \tau / \rho_0 f H$)的强度在圆对称大气距平的南部更强。其次，与对称扰动相联的风应力也是非对称的，风距平(以地转关系正比于 f^{-1})和风应力距平在圆形高度距平的南面也强。在耦合模式中这两个效应都有。因而，纯Ekman强迫的SST距平扰动并不类似图6b而是非对称的，在南部加强，在北部减弱。这个结果进一步支持了Palmer和Sun机制，但仍然产生了暖、冷SST距平的纯向南移。

大气对“新的”SST距平的响应往往位于SST距平场的下游或SST距平场的东北上空。因此，随时间变化的海-气相互作用的净结果可能产生距平系统的东移。Frankignoul(1985)解析求解了一个类似个例1的简化耦合模式，的确发现距平东传。Namias(1972b)讨论过实测SST异常的东移，他指出，在季节时间尺度上，SST距平向东北移动。Pedlosky(1975)的结果也支持了持续性增强机制，他研究了一个解析的耦合模式，结果显示出由于不稳定海气相互作用，加进去的SST距平会增长。

再回到为什么冷事件合成不能得到显著响应这个令人迷惑的问题上来，同期大气冷事件合成的气温和低层气压的位相关系可能

a. 个例 1: 只有热通量影响



b. 个例 2: Ekman 流的平流效应

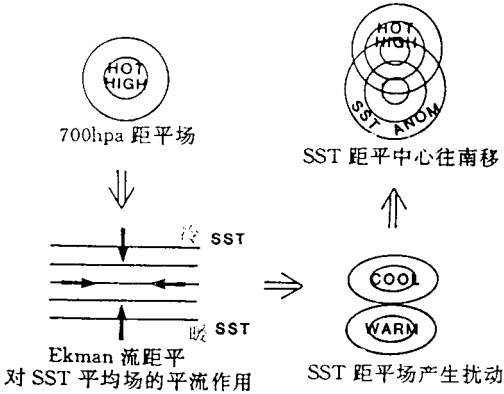


图6 对 f -平面上固定的圆对称的模式大气斜压流函数扰动的 SST 距平响应的示意图。a) 热通量单独影响 SST, SST 距平与斜压流函数距平同位相。b) 当包括 Ekman 流时, 低层流函数逆背景平均 SST 梯度驱动异常流, 将产生一个与热通量 SST 距平响应反对称性的 SST 扰动。考虑 f 随纬度的变化(看文中)造成这个扰动以南部分强于以北部分

是个关键。正如在冷事件合成中所证实的那样, 平均而言, 大气响应似乎是地面低压移到冷气温距平的南面, 并产生 Ekman 平流效应, 减弱当地冷 SST 距平和强迫冷 SST 距平响应更偏南, 而不产生重大效应。这样, 在冷事件期间, 正反馈机制被抑制了。

4 结论

本文除了海洋 SST 强迫的论证外, 统计分析所得到的主要信号是大气驱动海洋(表1~3; 图4, 5)。

本文的研究结果生动地说明了使用标准统计方法证实真实的 SST 距平强烈影响中

纬度大气运动是多么困难。由于不能使用真实大气进行理论可预报性研究, 我们必须用先进的大气预报模式做事后预报, 模式分别采用包括或不包括实测 SST 距平强迫, 以便使我们可以用实测来证实或排斥它。但是, 由于模式缺陷和可以实现的试验数目有限, 这样的研究是不确定的。

然而, 本文的研究证明强模式 SST 异常事件的合成方法是显示海洋强迫大气的有用工具。与 Ratcliffe 和 Murray (1970) 的观测结果一致, 在强暖 SST 合成(图4d)的滞后月内, 存在一个较大的、相移的大气响应。冷事件合成的滞后月内没有相应的显著大气响应, 其原因可能是量级较小或大气对暖/冷强迫响应的不对称性。冷(暖)SST 强迫的同期低层流函数距平与斜压流函数距平反(同)相。

本文对耦合模式在两种不同个例(包括或不包括海洋平流)中的模拟结果进行了比较, 目的是确定海洋平流对大尺度、中纬度海气相互作用的影响效果。本文识别出在海流影响 SST(表4, 5)情形下增强了 SST 持续性(但不是大气持续性), 因而支持了 Palmer 和 Sun (1985) 的结论。

由于相关显示出的海洋驱动大气的迹象非常之弱, 我们认为, 在耦合模式中通过分离大尺度海气相互作用过程可以更好地确定海洋对大气的影。为取得更进一步的发展, 必须建立包含更完整物理过程的先进模式。本文所考虑的中纬度耦合模式系统忽略了几个可能改变结论的物理过程: 1) 系统中没有包含水汽循环和热通量的参数化, 从而忽略了潜热交换。2) 热通量是依赖于风速, 但不是本文模式中所引用的线性热交换关系。3) 耦合模式中的海洋分量中也没有考虑湍流夹卷和对流翻转。4) 季节转换, 这是一个潜在的重要效应。

蒋国荣、李训强译自 *Journal of the Atmospheric Sciences*, 49(1992), 273~286.
朱福康校