

冬季北太平洋海表热通量异常和 海气相互作用

——基于一个全球海气耦合模式长期积分的诊断分析*

张学洪 俞永强 刘辉

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100080)

摘 要 利用一个全球海气耦合模式长期积分所给出的资料, 分析了冬季北太平洋海表湍流热通量(潜热和感热)异常及其对海表温度(SST)异常的影响, 并比较了海表热通量诸分量和海洋内部的动力学过程对SST变化的相对重要性。结果表明, 冬季热带外海洋上的湍流热通量是影响SST的主要因子, 但在北太平洋中部海水的平流作用也不可忽视。冬季热带外海洋向大气释放的潜热和感热通量与SST倾向(而不是SST本身)之间存在着显著的相关, 这同Cayan和Reynolds等利用COADS资料和NCEP资料同化模式分析的结果是一致的。模式诊断的结果支持这样一种看法: 和热带海洋不同, 冬季热带外海洋上的海气相互作用主要地表现为大气对海洋的强迫作用, 而不是相反。模式给出的SST倾向的第一个EOF分量及其与海平面气压场的相关特征同Wallace等从观测资料分析所得到的结果是一致的; 进一步的分析表明: 在冬季北太平洋的大部分区域(特别是西太平洋), 大尺度大气环流异常在很大程度上决定着SST的异常, 而这种决定作用正是通过它对湍流热通量的强烈影响来实现的。

关键词 湍流热通量 北太平洋 海气耦合模式

1 引言

许多大气环流模式(AGCM)试验中常常用海表温度(SST)的异常作为“外部”强迫去考察大气对它的响应。这类试验的一个隐含的假设是: 在海气相互作用过程中海洋对大气的强迫是主要的, 而大气对海洋的反馈过程则可以忽略。这在热带海洋上可能是一个合理的近似, 但对热带外海洋(尤其是在冬季)来说则未必正确。冬季热带外海洋的SST和大尺度大气环流也存在着很强的相互关联, 它来自两个方面: (1) 热带海洋热状况的变化所引起的热带和热带外大气的相互作用^[1]; (2) 热带外大气环流变化对海洋的影响^[2]。Wallace和Jiang的研究^[3]表明: 热带外地区大气环流异常与海温异常之间的超前相关大于它们之间的滞后相关, 这就为大气对热带外海洋的强迫作用可能占主导地位提供了观测上的证据。一些基于较简单的海气耦合模式的研究也表明: 热带外地

1997-12-22收到, 1998-01-20收到修改稿

* 本文得到国家自然科学基金项目“具有较高垂直分辨率的全球大气-海洋-海冰耦合模式的建立”(49479255)和国家“九五”重中之重项目“我国短期气候预测系统的研究”(96-908-02-03-4)的资助

区大气状况的异常可以强迫出显著的 SST 异常^[4]。

海表的潜热和感热通量同 SST 及其倾向的相关性质是海气相互作用的一个最直接的反映。例如, 热带太平洋上的潜热通量异常同事件有着系统性的关联^[5], 表明在热带海气相互作用过程中海洋是起主导作用的方面。热带外(主要是在冬季)海洋的情况则很不相同, Cayan^[6]用 COADS 资料所做的计算表明: 冬季热带外海洋释放的潜热和感热通量距平同 SST 的时间倾向距平有很强的负相关, 而它们同 SST 本身的距平则没有显著的相关。这意味着潜热和感热异常可能是造成热带外海洋 SST 异常的重要因子。最近, Reynolds 等^[7]利用 NCEP/NCAR Reanalysis 资料所做的计算进一步证实了 Cayan 的结论。

除了湍流热通量之外, 辐射热通量也是影响 SST 变化的因子, 不过在冬季热带外海洋上辐射通量的异常一般很弱^[6], 因而潜热和感热通量在海气热交换过程中占有支配的地位。此外, 海洋内部的动力学过程, 如平流、上涌(或下沉)、混合等也会影响 SST 的变化。为了较准确地认识不同空间和时间上的海气相互作用过程的特殊性, 有必要对影响 SST 的各种因子的相对重要性作出估计。现有的海洋观测资料(如 COADS 资料), 可以用于估计海表热通量的各个分量的相对重要性。但对于海洋内部各种动力学因子的估算来说, 可以利用的只有个别区域和有限的时段上的观测资料^[8]。正因为如此, 一个运作良好的大气和海洋相互耦合的环流模式可能是进行这种估计的一个有用的辅助工具。

本文利用中国科学院大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室发展的一个全球海气耦合模式^[9], 参照近年来从观测资料分析中得到的一些结果, 研究了冬季北太平洋海表湍流热通量异常及其在热带外海气相互作用过程中的地位。目的在于: (1) 初步评估模式在模拟海表热通量的气候平均态及其变率方面的能力; (2) 研究海表热通量的各个分量以及海洋内部的动力学过程在控制 SST 变化中的相对重要性; (3) 用模式资料来验证这样一个看法, 即热带外海气相互作用过程更多表现为大气对海洋的强迫, 而不是相反。

本文第 2 节叙述所用的模式和资料, 第 3 节给出模式模拟的冬季北太平洋海表感热和潜热通量变率及其和观测分析结果的比较, 第 4 节对照 Cayan^[6]的分析检验了模式模拟的海表湍流热通量和 SST 倾向及 SST 本身的距平相关性质, 第 5 节考察了影响 SST 变率的各种热力和动力学因子的相对重要性, 第 6 节讨论了冬季热带外海洋上大气环流异常对 SST 异常的强迫作用, 最后一节(结束语)是本文主要结果的小结。

2 模式和资料

本文所用的模式是中国科学院大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)发展的一个全球海洋-陆地-大气耦合的环流模式(详见文献[9])的一个改进版本, 它同原版本的主要区别在于大气模式的云不再由观测值给定, 而改用一个云的诊断方案计算, 云反馈作用的引入改进了模式模拟的赤道中太平洋 SST 的年际变率^[10]。本文所用的资料取自该模式的一个 200 年积分的第 131~182 年逐月的月平均输

出量¹⁾, 包括海洋表层温度(即模式的“SST”, 实际是 25 m 水深处的海温)及其时间变率、海表的短波辐射通量、净的长波辐射通量、感热和潜热通量(所有热通量均规定向下为正)、海洋表层的水平和垂直平流以及次表层和表层之间垂直扩散所产生的加热率, 大气最下层(大气模式采用通常的 σ 坐标, 最下层位于 $\sigma=0.991$ 的坐标面上)的温度、比湿、风速、和海平面气压。本文主要讨论冬季北太平洋中纬度和部分副热带海域的情形, 在多数情况下用到的是这些变量的冬季 3 个月(12 月、1 月和 2 月)的平均值, 总共有 51 个样本。

3 1 月份北太平洋海表热通量平均态和湍流热通量标准差的分布

图 1(见彩图页)给出了模式的 52 年(131~182 年)平均的北太平洋 1 月份净的海表热通量(向下为正)。除赤道东太平洋以外, 整个北太平洋海域的海表热通量都是向上的(负值), 其绝对值在 10°N 以北的绝大部分洋面上均在 $40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上, 呈西高东低型分布。在西太平洋的一个很大范围内绝对值超过 $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 在 160°E 以西、 20°N 以北的洋面上可达 $200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上, 而海盆东部的绝对值一般只有几十 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$, 最大不超过 $120 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。模拟结果的基本特征同 Esbensen 和 Kushnir^[11]的观测分析结果(参看他们的图 2.66)相当一致。虽然模拟结果的极端值(在日本以东可达 $400 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上)远远超过文献[11]中的数值, 但在基于 COADS 资料发表的其它观测分析(例如文献[12]和[13])结果中也可以发现同样大的数值。模拟同观测结果的一个主要的差别是模拟的赤道东太平洋海域净向下的热通量范围过于西伸, 这可能同耦合系统的海洋模式模拟的冷舌偏强^[14]有关。

就 1 月份北太平洋海表热通量的各个分量(感热、潜热、短波辐射和长波辐射通量)而言, 模拟结果大体上也是合理的。其中模式模拟的感热通量和观测分析结果最为接近, 模拟的短波辐射通量除热带东太平洋略为偏高以外和观测分析值也相当接近。相对于感热和短波辐射通量来说, 模式模拟的 1 月份潜热通量和净的长波辐射通量的误差要大一些, 这是不难理解的, 因为模式海洋的热通量计算采用的是 Haney^[15]公式, 其中的潜热通量和净的长波辐射通量要受到 Taylor 展开的截断误差的影响。本文不拟详细地分析海表热通量的各个分量的误差, 仅指出一点, 即潜热通量的一个误差较大的区域是在 $160^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{W}$ 之间、 40°N 附近, 那里模拟的潜热通量低于 $60 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 而观测值则在 $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上。还应当说明的是模式模拟的 7 月份北太平洋海表热通量远不如 1 月份的好, 以短波辐射为例, 模拟结果在副热带和中纬度东太平洋有一个 $280 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上的虚假的高值区, 它显然同模式中云的系统性误差有关。由于本文主要研究冬季的情形, 故对此也不做详细讨论了。

海表湍流热通量(感热和潜热)异常是本文研究的重点。感热和潜热通量是海气之间最为直接的热交换形态, 而它们的变动(异常)则是海气相互作用过程的最敏感的指示之一。在海表热通量的平均态的观测分析方面, Esbensen 和 Kushnir^[11]和

1) Cayan 的分析^[6]是基于 40 年的 COADS 资料, 为了使相关分析具有可比性, 本文从 200 年模式资料中任意选取了 50 年, 从模式模拟的全球平均的月平均 SST 的时间序列(图略)来看, 这 50 年有很好的代表性。

Oberhuber^[16]的工作一直是受到广泛引用的,最近 da Silva 等^[13]又做了更为详尽的研究。但是,关于海表热通量异常的观测分析研究目前还不很多,这方面 Cayan^[17]在 1992 年利用 1950~1979 年的 COADS 资料所作的研究是比较系统的,以下我们将主要根据他的结果来评估模式模拟的结果。

图 2a (见彩图页)是由模式的 52 年资料计算的 1 月份北太平洋感热通量的标准差的水平分布,其等值线呈西南-东北走向,大值区出现在西北太平洋。事实上,模式在西北太平洋感热通量的最大标准差可以达到 $25 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,这同 Cayan 给出的观测分析结果(参看文献[17]中图 2 的下图)很一致,但在鄂霍次克海附近模式结果仍比 Cayan 的结果低 $5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右。一般说来,东太平洋感热通量的标准差明显低于西太平洋,特别是在 $20^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 之间(约为 $15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)。不过,模拟结果在白令海峡和阿拉斯加湾附近仍有 $25 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的大值,这和观测结果是不一致的,有可能和模式模拟的极地冷空气路径的误差有关(见本文第 6 节)。

图 2b 是模式模拟的 1 月份潜热通量的标准差的水平分布,同文献[17]中图 2 的上图相比,西高东低的基本型式是一致的,但模拟结果过于光滑而且数值普遍偏低。模拟和观测的潜热通量标准差的大值区均位于亚洲沿岸(约在 $10^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 之间),小值区均在北美洲西岸。但文献[17]中的极大值和极小值分别约为 50 和 $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,而模拟结果则只有 20 和 $10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。此外,模拟结果中沿着 20°N 有一条贯穿东西的相对高值带,其数值在 $15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上,但从 Cayan 的分析结果来看,这个相对高值区主要出现在西太平洋,并未延伸到日期变更线以东。总之,模拟的 1 月份感热通量的标准差要好于潜热通量的标准差,后者总的说来数值偏低(但在东太平洋 20°N 附近相对偏高),这可能同模式中潜热通量只计算到其 Taylor 展开的一阶项有关。

4 潜热和感热异常与 SST 异常的关系

海表湍流热通量同 SST 异常总是相互关联的,Cayan 基于 COADS 资料所做的分析^[6]表明,这种相互关联在不同纬度带和不同季节上表现出不同的特征。在热带海洋和一部分处于温暖季节的热带外海洋上,由海洋向大气释放的潜热和感热通量异常与 SST 本身的异常呈现出显著的正相关,而它们和 SST 的时间倾向之间则并无显著的相关性。这意味着此时潜热和感热的异常主要是由海洋的热状况的异常决定的。与此相反,在冬季的热带外海洋上,向上的潜热和感热通量异常和 SST 的时间倾向(而不是 SST 本身)的异常存在着显著的负相关,最强的负相关出现在两大洋的 $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 之间副热带反气旋性大涡(subtropical gyre)所在的区域,表明它们对于 SST 的变化有某种决定作用。事实上,文献[6]中的分析还表明,在冬季的热带外海洋上,由于辐射热通量处于最弱的阶段,占支配地位的是湍流热通量。具体说来,在 30°N 以北潜热和感热同等重要,在 $15^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间潜热是主要的。而在 10°N 以南的热带海洋上,短波辐射和潜热具有同等重要性。

图 3a (见彩图页)给出了模式模拟的冬季北太平洋海域潜热与感热通量之和同 SST 倾向的距平相关系数的分布,其中在 20°N 以北的大部分区域上相关系数超过

0.8, 20°N 以南基本上是相关系数的低值区, 其中深绿色区域的相关系数低于 99% 置信水平 (0.36)。在 10°N 和 20°N 之间有一个等值线梯度很大的区域, 因此总的来说可以认为模式模拟的显著的相关区是在热带外海洋上。图中所有有意义的相关系数都是正的, 注意到本文规定向下的热通量为正, 因而正相关意味着海洋向大气释放的潜热和感热异常同 SST 倾向异常之间呈现负相关, 这同文献[6]中的结果是一致的。从进一步的比较 (可对照文献[6]中的图 2) 可以看出, 模拟和观测分析给出的相关分布型式在以下两个方面是比较符合的, 其一是热带外海洋上的相关性高于热带海洋, 这正好反映了热带外海洋上潜热和感热通量异常对于 SST 异常的决定作用; 其二是东太平洋北美沿岸的相关系数很高 (模拟和观测结果分别为 0.9 和 0.8 左右), 原因是尽管海盆东部的潜热和感热通量异常明显地比海盆西部弱, 但由于那里的环流也较弱, 潜热和感热通量异常对于 SST 的异常仍可能起决定性的作用。

图 3b 给出了模式模拟的冬季潜热与感热通量之和同 SST 本身的距平相关系数的分布。可以看出湍流热通量异常和 SST 异常主要呈负相关, 比较显著的负相关均出现在赤道海洋上, 表明赤道海洋上主要是 SST 异常决定了湍流热通量异常, 而不是相反; 在北太平洋的绝大部分海域, 两者的相关很弱, 这些特点同图 3a 正好形成鲜明的对照, 从而印证了冬季热带外海洋上湍流热通量异常对于 SST 异常的决定作用。

模拟的和观测的湍流热通量和 SST 倾向的距平相关型式的一个主要差别表现为海盆西部和东部相关强度的对比。在实际海洋中, 海盆西部由于受强边界流的影响, 感热和潜热的作用所占比重不如海盆东部那样大, 因而它们和 SST 倾向的距平相关系数也不如海盆东部大, 这一点在观测分析结果中看得比较清楚。而从模拟的相关型式则看不出海盆西部和东部有明显的差别 (有些地方西部的相关系数甚至更大些), 这同低分辨率、强水平混合的海洋模式无法模拟出实际的西边界流不无关系。

模拟结果的另一个问题是副热带海洋上的相关系数太大: 在 10~20°N 之间模拟的相关系数仍可达 0.5~0.9, 而观测分析结果则只有 0.3 左右。这和前一个问题可能出于同一原因, 即模式在这些区域过高估计了湍流热通量在决定 SST 变率的各种因子中的相对重要性。

从图 3a 可以看到一个有趣的特点: 在 25~35°N 和 170~160°W 之间的区域上有一个相对的低值区, 本文第 5 节的分析将说明它的存在同模式海洋的动力学过程有关。

5 影响 SST 异常的各种因子的相对重要性

以上的相关分析虽然表明海表湍流热通量异常对于 SST 倾向异常有某种决定作用, 但还不能认定它们就是决定 SST 变化的主要因子。事实上, 造成 SST 变化的因子很多, 需要对各种因子的相对贡献给出一个估计。为此我们来考察 SST 的控制方程:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{F_A}{\Delta z \rho_0 c_p} - \bar{v} \cdot \nabla T - w \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\kappa}{\Delta z} T_z \Big|_{\Delta z} + A_H \Delta T + H_{\text{convection}}, \quad (1)$$

式中, T 为 SST, 右端各项顺序为: 净的海表热通量 (F_A , 向下为正)、水平平流、垂直平流 (上涌或下沉)、垂直混合、水平混合和对流, 其中净的海表热通量 F_A 由向下的

短波辐射 (S)、长波辐射 (L)、潜热 (F_l) 和感热通量 (F_s) 组成:

$$F_A = S + L + F_l + F_s. \quad (2)$$

对于热带外海洋而言, 水平混合和垂直对流所产生的加热作用可以忽略不计, 故为简单起见, 我们在以下的分析中只考虑感热、潜热、水平平流、短波辐射、垂直平流和长波辐射这 6 个因子, 分别用 $F_i (i=1, 2, \dots, 6)$ 来表示。粗略地说, 感热、潜热、短波和长波辐射代表海气之间的热交换, 水平和垂直平流则反映海洋动力学过程所产生的加热或冷却作用。参照 Ronca 和 Battisti^[18] 的做法, 可对每一因子的异常定义其对 SST 倾向异常的归一化协方差 N_i :

$$N_i = \frac{\langle F'_i, \partial T' / \partial t \rangle}{N}, \quad (3)$$

$$N \equiv \sqrt{\sum_{i=1}^6 \langle F'_i, \partial T' / \partial t \rangle^2}, \quad (4)$$

其中上标 ($'$) 表示距平值, $\langle \rangle$ 表示内积, N 是总的组合协方差。图 4a~f 给出了冬季北太平洋范围内 N_i 的分布, 其中 N_i 的值在 0.7 以上的区域 (用阴影表示) 可以看作是因子 F_i 的异常对于 SST 的异常有主要贡献的范围。从图中可以清楚地看出, 在 40°N 以北感热异常对 SST 倾向异常的贡献是主要的; 在 10~40°N 之间的大部分区域内潜热的贡献是主要的; 但在 160°E~140°W, 30~45°N 之间潜热的作用相对小一些, 主要的贡献来自水平平流; 在 15°N 以南的热带海洋上从 150°E 到 120°W 的一个很大的范围内, 水平平流的贡献也是主要的; 短波辐射和垂直平流表现出主要贡献的区域均在低纬度且范围较小, 前者在 130°W 以东、5~10°N 附近, 后者在赤道太平洋上 130~150°E 之间和 150°W 附近; 长波辐射则对 SST 的变率没有任何重要贡献。应当指出的是, 以上关于感热、潜热、短波和长波辐射通量相对重要性的估计结果大体说来和文献 [6] 中的结论是一致的, 但关于水平和垂直平流相对重要性的估计则尚无观测结果可资检验。上一节已经指出, 模式可能低估了水平平流对西太平洋 SST 变率的贡献, 同时高估了湍流热通量的贡献。这一点可以从图 4c 和图 4a~b 的对比中很清楚地看出来。事实上对西太平洋 SST 变率的主要贡献来自感热 (在 40°N 以北) 和潜热 (在 40°N 以南), 而没有任何重要贡献来自水平平流。

图 4c 中一个值得注意的特点是在北太平洋中部 30~45°N 之间的的一个相当大的范围内水平平流对 SST 变率有最大的贡献。这件事尽管还有待从观测事实上加以检验, 但它至少在以下两方面是值得重视的。其一, 以往这方面的模式研究大多利用由大气环流模式和混合层海洋模式组成的热力耦合系统, 因而排除了海洋动力学过程。而由大气和大洋环流模式组成的比较完全的耦合系统则有可能揭示更完全的海气相互作用过程; 其二, 本文所揭示的平流过程在从副热带到中纬度海洋的过渡带上对于 SST 变率的作用, 实际上是同北太平洋的副热带反气旋性环流的变动相关联的。俞永强^[19]最近的工作表明: 模式可以模拟出和观测事实相近的北太平洋上层海洋的年代际气候振荡, 而海洋副热带反气旋性环流的变动是这一气候事件中的一个重要环节。

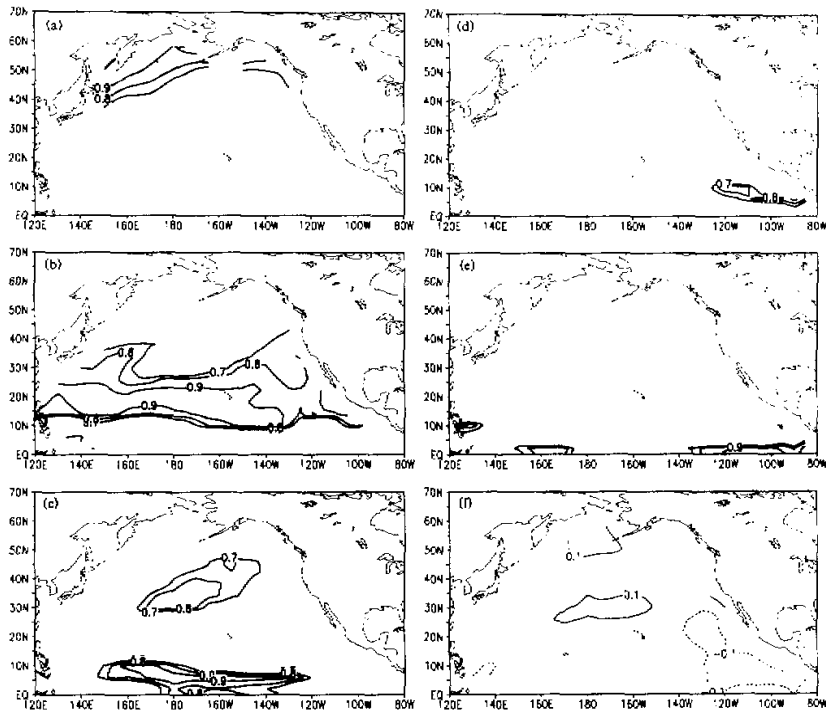


图4 冬季北太平洋6个主要因子对 SST 倾向的归一化的协方差
(a) 感热, (b) 潜热, (c) 水平平流, (d) 短波辐射, (e) 垂直平流, (f) 长波辐射

6 大尺度大气环流对 SST 的强迫作用

考察感热和潜热的参数化计算公式:

$$F_s = c_p \rho_A C_H W (T - T_A), \quad (5)$$

$$F_l = L \rho_A C_H W (q_s - q_A), \quad (6)$$

其中 C_H 是转移系数 (严格说来感热和潜热的转移系数是不同的, 分别称为 Stanton 数和 Dalton 数^[13], 此处为简单计取为同一数值), W 是海面风速, 其余的记号是常规的。由这两个方程可以看出, 感热和潜热的异常应当取决于风速、海气温差、海面饱和比湿与空气湿度差的异常, 以及它们之间的非线性作用。在冬季热带外海洋上, 这些量的异常总是伴随着冷空气活动以及与之相联系的大尺度大气环流异常的。本文第 5 节已经指出, 感热和潜热异常在大部分热带外海洋上决定了 SST 的倾向异常, 因此一个合乎逻辑的推论是: SST 倾向异常和大尺度大气环流异常之间必然存在某种关联。事实

上 Wallace 等^[2]和 Cayan^[6,20]的工作已经从观测资料分析中证实了这一点, 以下我们将依据文献[2]中的分析来检验耦合模式的模拟结果。

Wallace 等利用观测的 1946~1984 年冬季(12 月~2 月) SST 资料计算了北太平洋 SST 倾向的标准化的经验正交函数(EOF)的第一个分量(方差贡献为 24%, 见文献[2]中的图 4a), 以及它的时间展开系数和同期的海平面气压场的相关系数(见文献[2]中的图 7a)。

相应于文献[2]中的图 4a, 图 5a(见彩图页)给出了模式模拟的 SST 倾向的 EOF 1 分量(方差贡献为 18%, 计算范围为北太平洋 14~62°N)的时间展开系数同它的格点值的相关系数。大体说来, 图 5a 和文献[2]中的图 4a 所给出的 SST 倾向的分布型式是相当一致的, 尤其是西太平洋直到日期变更线附近的正值区。主要的差别有两点: 一是高纬度的负值区位于白令海峡附近, 比观测结果偏东偏北; 二是模拟的东太平洋的负值区太强。

图 5b 给出了 SST 倾向 EOF 1 的时间展开系数同海平面气压场之间的相关系数, 其分布型式在大部分热带外海洋上和文献[2]中的图 7a 也很相似。注意到海平面气压场常用于推断大尺度大气环流型式, 图 5b 清楚地表明了冬季热带外海洋上大气环流异常和 SST 倾向异常之间存在着很强的相互关联。以西太平洋 35~40°N 之间日本以东的洋面为例, 在那些 EOF 1 为负的年份的冬季, 那里大多会出现同负的海平面气压异常相联系的冷的海水异常, 相应的地转风异常表现为偏北风; 相反, 在那些 EOF 1 为正的年份的冬季, 这个区域上出现的主要是同正的海平面气压异常(伴随着偏南的地转风异常)相联系的暖的海水异常。

图 5b 和文献[2]中的图 7a 主要的差别出现在高纬度, 模式模拟的西太平洋正相关区向北过分伸展, 同时负相关中心移至加拿大西北部靠近北冰洋一侧(Wallace 等给出的负相关中心位置是在白令海峡附近)。注意到本文第 3 节曾提到模式明显地高估了白令海峡和阿拉斯加湾附近海表感热通量的标准差, 我们推测模式和观测结果在高纬地区的差别可能同模式在极地冷空气路径模拟方面的系统误差有关。

以下我们来说明: 冬季热带外海洋上的湍流热通量异常主要是由大气环流异常决定的, 因而这时的海气相互作用主要地表现为大气对海洋的强迫作用。

图 6(见彩图页)是模式模拟的冬季北太平洋海平面气压场的第一个 EOF 分量(方差贡献为 27%)的分布(用等值线表示), 以及它的时间展开系数同感热异常和潜热异常之和的相关系数分布(用彩色阴影区表示), 图中橙-红色区域和蓝-紫色区域分别代表相关系数大于 0.5 和小于 -0.5 的范围。主要的正相关区位于西太平洋 130~160°E, 30~45°N 之间, 最大正相关系数(红色范围)可达 0.7 以上。主要的负相关区有两个, 一个在副热带东太平洋, 另一个在 45°N 以北。正负相关的这种分布特征正好反映了大气环流型式对于湍流热通量异常的决定作用。以日本以东 30~45°N 之间的正相关区为例, 当 EOF 1 所表征的海平面气压场为负异常时, 这个区域将出现偏北或偏西北的地转风异常, 它将冬季亚洲大陆上的冷而干的空气带到海洋上, 加大了海气之间的温度和湿度差, 使得海洋向大气输送的感热和潜热通量增加。在这种情形下, 这个区域的风速具有正距平(因为冬季盛行西风或西北风), 也有利于加强向上的湍流热输送。

结合图 5 和图 6 可以看出, 在冬季热带外北太平洋海域, 正是大气环流型式的异常

决定了湍流热通量的异常,从而强烈地影响着海洋的热状况。在这个意义上,我们可以说大气对海洋的强迫(而不是相反)在海气相互作用过程中处于支配的地位。

为了更具体地了解湍流热通量在决定 SST 倾向异常中的作用以及大气环流异常对它的影响,我们在图 6 所示的正相关区内选择了一个有代表性的格点(位于 150°E , 38°N)和一个较典型的冷年的冬季(模式第 139 年 12 月~第 140 年 2 月),给出了逐月的 SST 倾向、决定 SST 变率的主要因子(包括感热、潜热、水平平流、短波和长波辐射、垂直平流等),以及模式大气底层的风速、气压和气温的异常值(见表 1)。由表 1 可以看出,在这个典型个例中, SST 的降温速率的季节平均值接近 $1.2^{\circ}\text{C}/\text{月}$;造成降温的主要原因是海洋释放了大量的感热和潜热通量,两者之和的季节平均值可达 $80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,由此造成的降温速率在 $1^{\circ}\text{C}/\text{月}$ 以上(模式海洋表层的厚度是 50 m);海洋表层的水平平流的异常对降温也有一定贡献,但不及湍流热通量异常的贡献大;相比之下,短波、长波、垂直平流等因子的贡献要小得多¹⁾。同一时期同一地点上大气底层的风速、海平面气压和气温的季节平均的异常值分别达到 $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, -4.6 hPa 和 -2.2°C ,说明正是这一时期的冷空气活动,使得海洋向大气释放了大量的感热和潜热,从而造成了海表的降温。

表 1 (150°E , 38°N)处模式模拟的第 139~140 年冬季平均的 SST 倾向异常、主要因子对它的贡献(单位均为 $^{\circ}\text{C}/\text{月}$),及模式大气底层的风速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、气压 (hPa) 和气温 ($^{\circ}\text{C}$) 的异常

变量	SST 倾向	感热	潜热	平流	短波	长波	上涌	风速	气压	气温
异常值	-1.19	-0.66	-0.43	-0.30	0.08	-0.07	0.00	3.00	-4.61	-2.23

为了对比,我们还计算了同一时期在 (180°E , 34°N) 处 SST 倾向的异常值及它的各主要贡献项。结果表明,在这个格点上季节平均的 SST 倾向异常值约为 $-0.4^{\circ}\text{C}/\text{月}$,主要贡献来自水平平流所的冷却作用 ($-0.36^{\circ}\text{C}/\text{月}$),这同第 5 节的分析是一致的。

作为同图 3 的对比,图 7 (见彩图页)给出了冬季北太平洋潜热与感热通量之和与近海面气温倾向(用当年 2 月和前一年 12 月的大气底层温度之差近似表示)(a)及气温本身(b)的距平相关系数。和图 3 形成鲜明对照的是:湍流热通量异常同近海面气温本身的异常在大部分热带外海洋上呈现出显著的正相关,其中在海盆西部和北部的相关系数可达 0.7 以上;另一方面,除了低纬度的一个很小的范围以外,湍流热通量异常同近海面气温倾向之间没有明显的相关性。图 7 和图 3 的对比进一步说明:冬季北太平洋的海气相互作用主要地表现为大气对海洋的强迫作用。

7 结束语

(1) 模式模拟的冬季北太平洋净的海表热通量同观测分析结果是比较一致的,但海表热通量的各个分量则存在不同程度的误差,其中感热的误差最小,潜热和长波辐射计算由于使用了线性展开近似误差较大。

1) 表中各项的异常值都是相对于它们的 51 年的平均值计算的,而模式积分过程中的热通量异常则是相对于事先定义的“参考”热通量^[21]计算的,这是 SST 倾向异常和它的各主要贡献项之和有大约 15% 的误差的主要原因。

(2) 模拟的冬季北太平洋感热和潜热通量年际变率的分布型式和观测分析结果是相似的, 但潜热通量的年际变率幅度只有观测分析结果的一半, 这可能也和使用了线性展开近似有关。

(3) 模拟的感热和潜热通量异常之和在热带外海洋上同 SST 倾向异常有显著的相关性, 这一结果和 Cayan^[6]的分析是一致的, 但模拟的相关系数在海盆西边界附近偏强, 表明模式很可能低估了西边界附近海洋动力学过程的作用。

(4) 模拟的不同纬度带上感热、潜热、辐射等过程对于冬季北太平洋 SST 变率的贡献同 Cayan^[6]的分析也是一致的。模拟结果表明: 在北太平洋中部从副热带到中纬度的过渡带上, 上层海洋的平流过程可能对 SST 变率有重要贡献。

(5) 从模拟的北太平洋冬季大尺度大气环流异常对湍流热通量异常的影响, 以及它们和 SST 变率的相互关联上可以推断: 在冬季热带外的海气相互作用过程中, 大气对海洋的强迫作用是处于支配地位的。

致谢: 作者曾同金向泽做过有益的讨论, 他还帮助估计了采用 Haney 公式计算潜热通量可能产生的误差。

参 考 文 献

- 1 Lau, N.-C. and M. J. Nath, 1994, A modeling study of the relative role of tropical and extratropical SST variabilities in the variability of the global ocean-atmosphere system, *J. Clim.*, **7**, 1184~1207.
- 2 Wallace, J. M., C. Smith and Q. Jiang, 1990, Spatial patterns of atmosphere-ocean interaction in the northern winter, *J. Clim.*, **3**, 990~998.
- 3 Wallace, J. M. and Q. Jiang, 1987, On the observed structure of the interannual variability of the atmosphere/ocean climate system, *Atmospheric and Oceanic Variability*, H. Cattle, Ed., *Roy. Meteor. Soc.*, **17**~43.
- 4 Gallimore, R. G., 1995, Simulated Ocean-Atmosphere Interaction in the North Pacific from a GCM Coupled to a Constant-Depth Mixed Layer, *J. Clim.*, **8**, 1721~1737.
- 5 Weare, B. C., 1984, Interannual moisture variations near the surface of the tropical Pacific Ocean, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **110**, 489~504.
- 6 Cayan, D. R., 1992, Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: Driving the sea surface temperature, *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 859~881.
- 7 Reynolds, R. W. and A. Leetmaa, 1996, Midlatitude monthly surface heat fluxes from models and data, in: *Air-Sea Flux Fields for Forcing Ocean Models and Validating GCMs*, WMO/TD-No. 762, 7~11.
- 8 Cronin, M. F. and M. J. McPhaden, 1997, The upper ocean heat balance in the western equatorial Pacific warm pool during September-December 1992, *J. Geophys. Res.*, **102**(C4), 8533~8553.
- 9 吴国雄、张学洪、刘辉、俞永强、金向泽、郭裕福、孙薇芬、李伟平, 1997, LASG 全球海洋-大气-陆面系统模式 (GOALS/LASG) 及其模拟研究, *应用气象学报*, **8**(增刊), 15~28.
- 10 Liu Hui, Zhang Xuehong and Wu Guoxiong, 1998, Cloud feedback on SST variability in western equatorial Pacific in GOALS/LASG Model, *Adv. Atmos. Sci.*, **15**(3), 412~423.
- 11 Esbensen, S. K. and Y. Kushnir, 1981, The heat budget of the global ocean: An atlas based on estimates from surface marine observations. Rep. No.29, Climate Research Institute and Dept. of Atmos. Sciences, Oregon State University, Corvallis, 230pp.
- 12 符宗斌、章名立、J. 弗莱彻、苏丙凯、全小伟, 1990, 热带太平洋物理气候图集, 北京: 科学出版社, 190页.
- 13 da Silva, A. M., C. C. Young, and S. Levitus, 1994, *Atlas of Surface Marine Data 1994*, Vol.1: Algorithms and Procedures, NOAA Atlas NECDIS 6, U.S. Dept. of Commerce, Washington, DC, 83pp.
- 14 Zhang Xuehong, Chen Keming, Jin Xinagze, Lin Wuyin and Yu Yongqiang, 1996, Simulation of thermohaline

- circulation with a twenty-layer oceanic general circulation model, *Theoretical and Applied Climatology*, **55**(1~4), 65~88.
- 15 Haney, R. L., 1971, Surface thermal boundary condition for ocean models, *J. Phys. Oceanogr.*, **1**, 241~248.
- 16 Oberhuber, J. M., 1988, An atlas based on the "COADS" data set: The budgets of heat, buoyancy and turbulent kinetic energy at the surface of the global ocean, Max-Planck-Institute for Meteorology Rep. No.15, 28pp.
- 17 Cayan, D. R., 1992, Variability of latent and sensible heat fluxes estimated using bulk formulae, *Atmosphere-Ocean*, **30**, 1~42.
- 18 Ronca, P. E. and D. S. Battisti, 1997, Anomalous sea surface temperature and local air-sea energy exchange on intraannual timescales in the northeastern subtropical Pacific, *J. Clim.*, **10**, 102~117.
- 19 俞永强, 1997, 海-冰-气耦合方案的设计及年代际气候变化的数值模拟研究, 中国科学院大气物理研究所博士论文, 130 页.
- 20 Cayan, D. R., 1992, Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: the connection to monthly atmospheric circulation, *J. Clim.*, **5**, 354~369.
- 21 俞永强、张学洪, 1998, 一个修正的海气通量距平耦合方案, *科学通报*, **43**(8), 866~869.

Wintertime North Pacific Surface Heat Flux Anomaly and Air-Sea Interaction in a Coupled Ocean-Atmosphere Model

Zhang Xuehong, Yu Yongqiang, and Liu Hui

(State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences Beijing 100080)

Abstract The anomalous sea surface turbulent heat fluxes (sensible and latent) and their impact on the SST anomaly in the North Pacific during winters are analyzed based on the data extracted from a long-term integration of a coupled ocean-atmosphere general circulation model. A comparison of the relative importance of various heat flux components and other terms related to the ocean dynamics in determining the SST tendency shows that the turbulent heat fluxes have major contributions to the SST tendency in most of the extratropical North Pacific Ocean with an exception in a central area of the basin where the contribution from the horizontal advection of SST may not be negligible. The modeled latent and sensible heat flux anomalies are correlated strongly to the SST tendency anomaly rather than the SST anomaly itself in the extratropical ocean during winters, which is in agreement with the observational analyses of both Cayan based on the COADS data and Reynolds et al. based on the NCEP data assimilation system. The model's performance supports such a notion that the atmospheric forcing of the ocean rather than vice versa is dominant in the air-sea interaction over the wintertime extratropical ocean, which is obviously different from the situation in the tropical ocean. The modeled first EOF mode of the SST tendency and its correlation with the sea level pressure, as a representative variable of the large-scale atmospheric circulation pattern, are rather similar to those given by Wallace et al. in their observational analysis. A further analysis shows that the anomalous large-scale atmospheric circulation that determines, to a great degree, the SST anomalies through affecting strongly the turbulent heat fluxes in most of the extratropical North Pacific, particularly in the western Pacific.

Key words turbulent heat fluxes North Pacific coupled ocean-atmosphere model