

EAWM 流型域——一种与东亚冬季风 异常相联的海—气耦合流型域*

纪立人 布和朝鲁 孙淑清

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 提出海—气耦合流型域的概念, 并探讨了与东亚冬季风异常有关的耦合流型域——EAWM 流型域。本文得出如下结果: 利用 ECMWF 分析资料 10 年的冬半年 500 hPa 高度场和同期 COADS 资料 SST 场, 在 SVD 分析和聚类分析的基础上确定了三个海—气耦合流型域。第一个和第二个耦合流型域以 ENSO 事件冷暖位相与北太平洋/北美区的正负位相 PNA 型之间的关系为主要特征。第三个耦合流型域, 即 EAWM 流型域则以强东亚冬季风环流型以及类似于 La Niña 事件冷暖分布却有明显区别的 SSTA 型为主要特征。数值试验结果表明, EAWM 流型域的 SSTA 型, 作为强迫, 有利于东亚冬季风活动的加强并导致对应的大气型。数值试验同样证实, 与强东亚冬季风活动相联系的 EAWM 流型域的大气型, 作为强迫, 可以导致该耦合流型域海温异常型的形成和维持。EAWM 流型域的 SSTA 型和大气型间的这种双向相互作用导致正反馈过程, 从而展示了该耦合流型域形成的主要特征, 即以强东亚冬季风活动衔接的热带海—气相互作用以及热带内外大气相互作用。

关键词 大气流型域 海—气耦合流型域 热带内外大气相互作用 海—气相互作用

1 引论

大气流型域 (Regimes) 是用以描述大气低频变化 (LFV) 时间和空间特征的一个概念和方法。它反映的是大气运动中一些具有地域性、持续性且反复再现的环流型。在实践中, 如果用 m 个维数来描述大气运动状态, 则大气运动任一时刻的状态就成为 m 维相空间中的一个点。然后, 将有关的观测资料一一映射到对应的相空间中, 并从中确定出若干个点的密集区。相空间的这些密集区域就是所谓的“流型域”。

Hansen 和 Sutera 的研究^[1]发现, 行星波振幅中存在显著的双峰分布。受到这一成果的启发, 许多研究^[2~7]利用大气状态的概率密度函数 (PDF) 估计和聚类分析方法确认了大气流型域。例如, Molteni 等^[3]以局地密度极大值 (LDM) 确定了六个流型域。Kimoto 和 Ghil^[4,5]利用多维 PDF 估计, 在太平洋区域得到了两到三个稳定流型域, 而在大西洋区域得到了四个稳定流型域。只考虑气候边界条件的情况下, Legras 和 Ghil^[8]逼真地模拟出了大气流型域结构及其转移频率。Molteni 等^[9]提出, 热带外大气流型域的存在并不依赖于异常 SST 的强迫, 但某一流型域出现的概率以及稳定性则取决于边界强迫的性质, 包括强度及持续性。当然, 如果没有边界强迫, 比如大地形与海

1998-02-18 收到, 1998-04-29 收到修改稿

* 本工作获国家自然科学基金 (批准号 49775261) 及中国科学院大气物理研究所所长择优基金共同资助

陆热力差异, 热带外大气不可能显出流型域特征。而且, 热带外大气流型域反过来对边界条件的变化(例如海温变化)具有不可忽略的作用。迄今, 关于这一领域的研究尚未涉及它们的相互作用问题。

东亚冬季风环流是北半球冬季环流非常活跃的部分。东亚冬季风的异常活动将是影响热带西太平洋地区气流辐合、对流以及降水活动的一个直接和重要的因素。Chang 和 Lau 的系列研究^[10~12]表明, 冷涌爆发后, 局地 Hadley 环流增强, 在日本上空的副热带急流加强并东伸, 热带西太平洋地区的对流增强以及相关 Walker 环流显著改变。李崇银等^[13]认为, 东亚寒潮的频繁活动造成赤道西太平洋地区持续的信风减弱和对流的加强, 这将最终导致 El Niño 事件的发生。纪立人等^[14]指出, 东亚强冬季风年, 冷涌的异常活动加强赤道西太平洋地区气流的辐合对流, 继而作用并导致赤道西太平洋 SST 正距平的维持和发展。另一方面, 与此有关的热带 SSTA 热力强迫则作用于热带外地区的特殊流型, 有利于东亚冬季风的加强。他们进一步推测, 海-气系统中存在以强烈而频繁的东亚冬季风冷涌为特征的自我维持的流型域 (self-sustained regime)。

北半球热带外流型域研究、东亚冬季风研究以及热带海-气相互作用研究等对海-气耦合流型域这一概念的提出, 提供了观测和理论基础。我们对这一领域的初步探索基于以下两个方面: (1) 有关 ENSO 和东亚冬季风活动的一些观测和数值试验研究表明, 在大气海洋系统中存在相伴出现的 SSTA 和大气环流的距平型。这些成对的流型具有明显的再现性、持续性和地域性特征。特别是它们的形成、维持过程存在双向的海-气相互作用, 它们既是海-气相互作用的表现, 也是海-气相互作用的结果, 同时各自有确定的分布相对应; (2) 海-气耦合系统中流型域的识别和确定, 对其运作机理的了解, 有助于从另一个角度认识大气低频变化。此外, 流型域的存在是两周(可预报性上限)以上天气预报可预报性的依据, 其形成和转移构成中长期预报的主要内容。因此, 有必要拓宽大气流型域的概念, 提出和考察海-气耦合流型域。

本文利用 ECMWF 500 hPa 高度场分析资料, COADS 海温资料, 探讨海-气耦合流型的识别和确定的方法及其特征, 并研究东亚冬季风活动异常与海-气耦合流型域的关系。还通过数值试验揭示了海-气耦合流型域中的海-气相互作用过程, 为其形成和维持提供动力学依据。

2 海-气耦合流型域

2.1 资料及其处理

这里利用 10 年(1980~1989)冬半年(11~4月)500 hPa 候平均高度场以及热带月平均 SST 场。前者来自 ECMWF 分析资料并覆盖北半球热带外地区(20~70°N, 0~360°E), 而后者来自 COADS 资料并覆盖热带太平洋地区(30°N~30°S, 121~95°W)。为了减少计算量, 我们把 500 hPa 高度场转换到 10°×5°的新网格, 把 SST 场转换到 8°×4°的网格上。

2.2 分析方法

确认海-气耦合流型域的分析方法分为彼此有关的两个步骤, 即 SVD 分析及聚类分析。

第一步, 通过奇异值分解 (SVD) 方法确认热带太平洋 SST 场与北半球热带外大气 500 hPa 高度场之间的显著耦合模态。每一个 SVD 模态由一对空间型 (可称为“型偶”) 来描述, 其中每一个型代表本场格点值与另一个场展开系数之间的相关场。自从 Wallace 等^[15]的工作之后, 这一对型偶称之为异性相关图。每一个 SVD 模态反映的耦合强度由两个参数来量度, 即解释协方差平方分数 (SCF) 和两个展开系数之间的相关数 (R)。这里进行 SVD 分析之前做了以下有关资料处理: (1) 从 ECMWF 分析资料和 COADS 资料中按时间序列顺序得出了 30 个两个月平均的 500 hPa 高度场和 SST 场。(2) 在两个场中, 去掉了冬半年的气候趋势, 保留了年际变化以及双月际变化。(3) 对两个场进行了标准化处理。

第二步, 在低维相空间中进行聚类分析, 并确定海-气耦合流型域。具体方法如下: (1) 对 360 个候平均 500 hPa 高度场和热带 SST 场 (月平均场被分为同样的 6 个候平均场) 进行标准化处理, 并扣除气候趋势。(2) 含有主要耦合模态的相空间 (以后简称相空间) 由对应于 500 hPa 高度场和热带 SST 场的两个子相空间 (简称子空间) 组成。两个子空间由两个场前 4 个奇异向量构造, 它们展开系数的变化确定子空间中的轨线。有关耦合模态的每一个候平均状态可由相空间中的一个点来描述, 这一点则完全取决于对应的两个子空间点。(3) 对于子空间中的一点 x_i , 通过欧氏距离定义一个邻域 $I(x_i)$, 其中的每一个元素 (点) 与 x_i 的距离都小于等于给定的值 r 。实际上, 邻域 $I(x_i)$ 是以 x_i 为中心的半径为 r 的超椭球 (hypersphere)。为区别起见, 称子空间的邻域为子邻域, 称相空间的邻域为耦合邻域。对于相空间的一个点, 其耦合邻域由相应的两个子邻域共同元素对应的相空间点总和组成。(4) 为确认代表海-气耦合流型域的类 (cluster), 我们对相空间中的每一个点定义了其局地密度。每一个点的局地密度定义为其耦合邻域中元素的数量。由此可得到对应 360 个相空间点的 360 个局地密度。如果在相空间点 x_m 的局地密度大于其耦合邻域中任何其他元素 (点) 的局地密度, 我们可确定 x_m 具局地密度极大值 (LDM)。(5) 在相空间中确定 LDM 的计算过程只依赖于子邻域半径 r 。 r 的改变导致 LDMs 确定数目的变化。这样重复确定 LDMs 的过程从耦合邻域只包含一个点开始, 最后相空间中只找到一个 LDM 为止。随着 r 的增大, LDMs 的数目由多变少。当 r 从 r_0 (等于 7) 增到 r_c (等于 12) 的过程中 LDMs 的数目变为稳定的 3 个。当 r 大于 r_c 时发现了只有一个接近气候状态的 LDM。确定 LDM 的计算过程中特殊邻域半径 r_c 具有以下特征: ① 邻域半径为 r_c 时确定的三个 LDMs 当 r 由非常小到 r_c 为止的重复确定过程中都存在, 因而可以认为非常稳定的 LDMs。② 当 r 由 r_0 增至 r_c 时 LDMs 所对应的耦合邻域元素也增到最多, 因而具有代表性。由此我们定义一个类为以具 LDMs 的空间点为中心, 以 r_c 为子邻域半径的耦合邻域中元素的总和。

2.3 结果

图 1 给出第一 SVD 模态的异性相关图, 其协方差平方分数 (SCF) 为 32%, 两个展开系数之间的相关 (R) 为 0.76。500 hPa 高度场的型 (见图 1a) 与 Wallace 和 Gutzler^[16]确认的 PNA 型很相似。与此对应的热带太平洋 SSTA 型 (见图 1b) 与 El Niño 或 La Niña 事件的海温异常型相似。这一对型偶与 Lau 和 Nath^[17]得出的优势 SVD 模态基本一致。本模态具有显著性, 其区域平均的方差分数 (VARF) 分别为 17% (500 hPa 高度场) 和 18.8% (SST 场), 主要特征是 ENSO 事件 (El Niño 或

La Niña事件) 的 SSTA 型及其伴随的太平洋/北美地区的特殊流型, 即正负位相的 PNA 型。

第二个 SVD 模态的异性相关图由图 2 给出。这一模态的 SCF 和 R 分别为 18% 和 0.86, 仍具有显著性。首先讨论 500 hPa 高度场的型及其特征 (见图 2a)。其展开系数

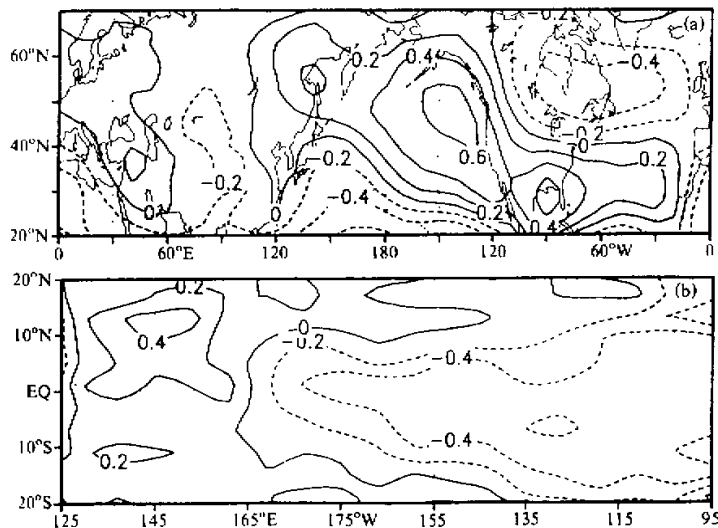


图 1 第一个 SVD 模的异性相关图
(a) 北半球热带外 500 hPa 高度场, (b) 热带太平洋 SST 场

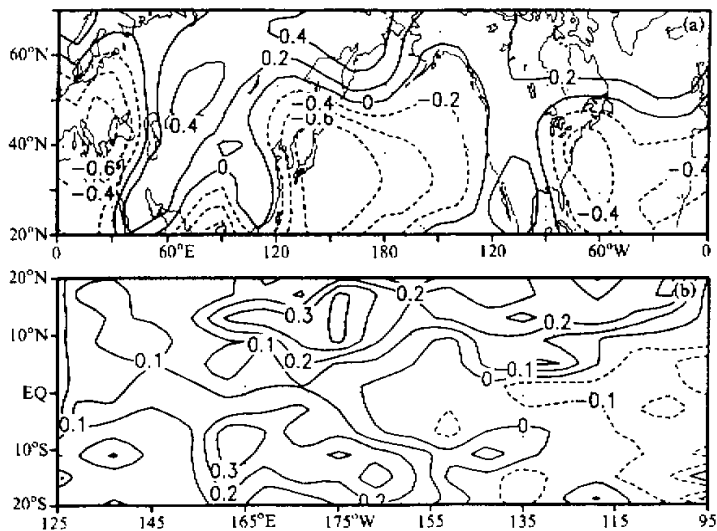


图 2 同图 1, 但为第二个 SVD 模

为正的情况下, 乌拉尔区和北美西岸的正距平同极区正距平相联接。同时在东亚大槽区及其南部出现显著的负距平。特别是, 这种南北向偶极子结构及“高压打通”式结构很像东亚寒潮爆发时的高空环流特征。对应的 SSTa 型 (见图 2b) 在中西太平洋为正距平, 东太平洋则为负距平。如前所述, 型偶的等值线能够表征两个场之间的区域性相关。对比图 1b 和图 2b, 尽管两个 SSTa 型在热带太平洋区均为西正东负 (或西负东正), 但正负异常的位置和强度不同。与此对应的大气型也很不一样, 对应图 1a 的最大相关区在东北太平洋—北美, 而对应图 2a 的最大相关区在亚洲大陆和西北太平洋。值得注意的是, 本模态中 SST 场的展开系数能够解释 11.5% 的 500 hPa 高度场方差, 这比第一模态的情况要大。由此, 有理由认为东亚冬季风的活动异常与这种 SSTa 型有密切的关系。

如前所述, 我们通过聚类方法在含有主要耦合模态的相空间中确定了三个类, 即海-气耦合流型域。按数量的大小排列, 它们的类元素数分别为 21、18 和 16。元素最多的类的类中心 (centroid) 在图 3 中给出。在图 3a 中, 北太平洋地区靠近阿拉斯加的正距平中心、北美和西北大西洋区的负距平中心及其南部的正距平中心构成了类似于负位相 PNA 型的流型, 非常相似于 Molteni 等^[3]确定的第五个流型域。对应的 SSTa 型 (见图 3b) 具有明显的 La Niña 事件的信号。我们不妨称此耦合流型域为 La Niña 流型域。Molteni 等^[9]通过 GCM 试验证实了这一耦合流型域的存在。

图 4 是对应于第二类的类中心。这一耦合流型域的大气型 (见图 4a) 显出正位相 PNA 型的信号, 代表着与热带太平洋海温异常对应的另一个高空环流型。图 4b 中的 SSTa 型也反映出 El Niño 事件的信号。我们不妨称此耦合流型域为 El Niño 流型域。

图 5 所示为第三个类的类中心。乌拉尔地区及北美西岸附近的正距平, 东亚大槽区

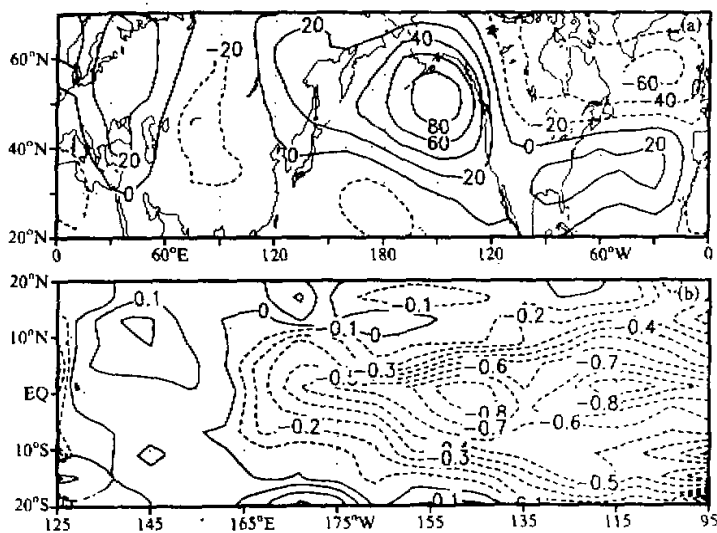


图 3 第一个类的类中心

(a) 500 hPa 高度距平 (m), (b) 热带太平洋 SST 距平 (°C)

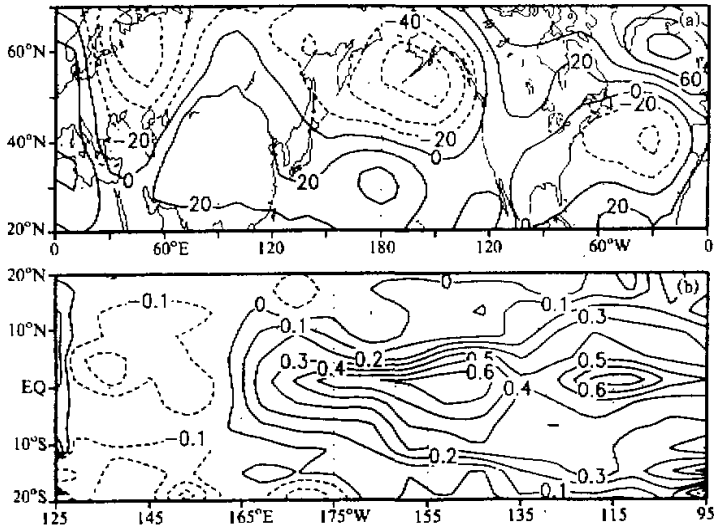


图 4 同图 3, 但为第二个类

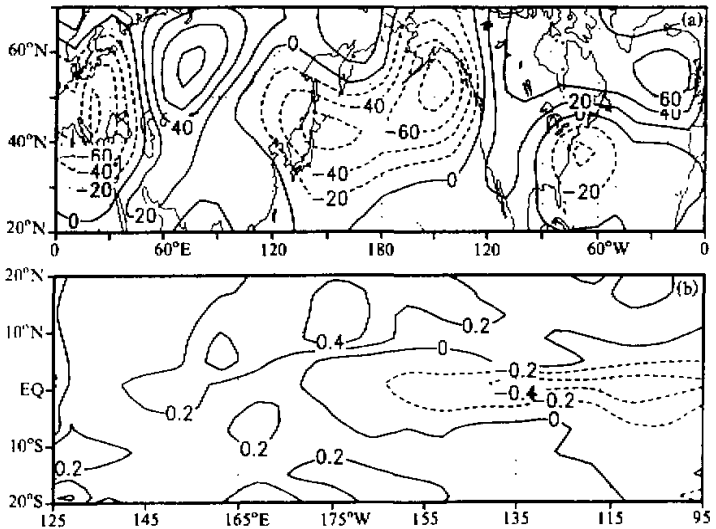


图 5 同图 3, 但为第三个类

及其南部的负距平反映 500 hPa 环流“两脊一槽”型经向发展。这正是强东亚冬季风活动的典型特征。对应的热带太平洋 SSTa 型在中西太平洋为正距平, 东太平洋为负距平。我们称这耦合流型域为 EAWM (East Asian Winter Monsoon) 流型域, 它以强东亚冬季风活动及类似于 La Niña 事件却有明显区别的 SSTa 型为主要特征。EAWM 流型域与纪立人等^[14]提出的自我维持流型域本质上是一致的。对 El Niño 流型域和

La Niña流型域来说,其大气型的出现滞后于(从线性相关的角度)显著的热带太平洋 SSTA 信号的出现。因此,对这两个耦合流型域的确认并不意味着显著的双向相互作用。然而, EAWM 流型域的情况则很大的不同,它的形成及存在以显著的双向相互作用为主要特征。有关这一特征,我们将通过数值试验给予探讨。

本文所确定的耦合流型域结构与其他观测研究结果比较一致。La Niña流型域的大气型(见图 3a)与 Cheng 和 Wallace^[6]的 A 流域非常相似,它以阿拉斯加附近的类似于阻塞性反气旋环流为主要特征。图 4a 与 Michelangeli 等^[7]的 PAC2 流型域基本一致。EAWM 流型域的大气型在北太平洋/北美区域很像 Molteni 等^[3]的第二个流型域。这一型最主要的特征为由极区正距平和东亚大槽区的负距平组成的南—北向偶极子结构以及北美西岸和乌拉尔的正距平区。这种结构在其他流型域研究中并没有具体的讨论。这一重要的区别主要归因于这样的事实,即大气流型域被确认在大气相空间中,而本文的耦合流型域则被确认在由 SVD 模组建的海-气耦合相空间中。换言之,环流流型域的确认注重于大气内部动力过程,而耦合流型域的确认则更注重于耦合状态及相互作用过程。

3 数值试验

我们在海-气系统中确定了一类耦合流型域,即 EAWM 流型域。人们自然要问,该耦合流型域中的大气型和海洋型是如何相互作用和互为依存的?显然,这个问题是难于直接用海-气耦合模式的模拟结果来回答的。作为一个近似,我们将耦合流型域中包含的海-气相互作用过程分割为海洋对大气和大气对海洋的两个强迫-响应问题,分别加以考察。

数值试验 I: 冬季北半球热带外大气对热带太平洋海温异常的响应

我们将利用 IAP L9R15 AGCM^[18]研究热带太平洋海温异常对 EAWM 流型域形成的重要性。值得注意的是, EAWM 流型域的 SSTA 型具有类似于 La Niña流型域的 SSTA 型,却又有明显不同的强弱配置。这里的数值试验都从模式达到准平衡态后的 10 月 1 日开始,其 SSTA 强迫场由图 6 给出,它来源于 IAP CGCM1 模式 40 年积分结果的合成分析。图 6 与前述 EAWM 流型域的 SSTA 型基本一致。同时,它与纪立人等^[10]的图 12b 非常接近,后者为强东亚冬季风年的观测海温。试验由一对子试验,即正 SSTA 试验和负 SSTA 试验组成。正 SSTA 试验的海温强迫场由气候海温场迭加热带 SSTA 场(见图 6)产生,负 SSTA 试验则由气候海温场迭加与正 SSTA 试验量值相同符号相反的热带 SSTA 场产生。最后,从正 SSTA 试验结果减去负 SSTA 试验结果得到本试验的差值结果,其主要目的是减弱大气自由模的影响,突出海温异常的作用^[19]。

在图 7a 上看出,我国东北、朝鲜半岛和日本地区西北风加强,在我国江南和华南部分地区及东亚沿海东北风加强,在蒙古高压区反气旋环流加强。在赤道西太平洋地区出现西风距平,信风减弱。在赤道东太平洋区以东风距平为主,信风加强。在图 7b 上,以东亚区和北美西岸为中心的正距平在东亚大槽区北部相连,形成了所谓的“高压打通”,东亚大槽加强并南伸。这些特征代表了高空环流经向度的发展,是强东亚冬季风年的典型特征。这与图 5a 所示的 EAWM 流型域大气型十分相近。本试验的模拟结果证实, EAWM 流型域的 SSTA 型有利于其大气型的形成和维持。

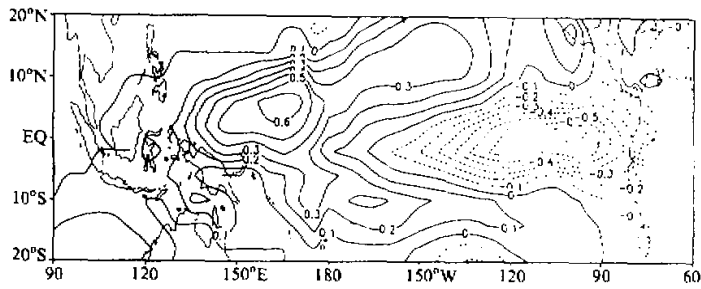


图 6 数值试验 I 的海温异常强迫
单位: $^{\circ}\text{C}$

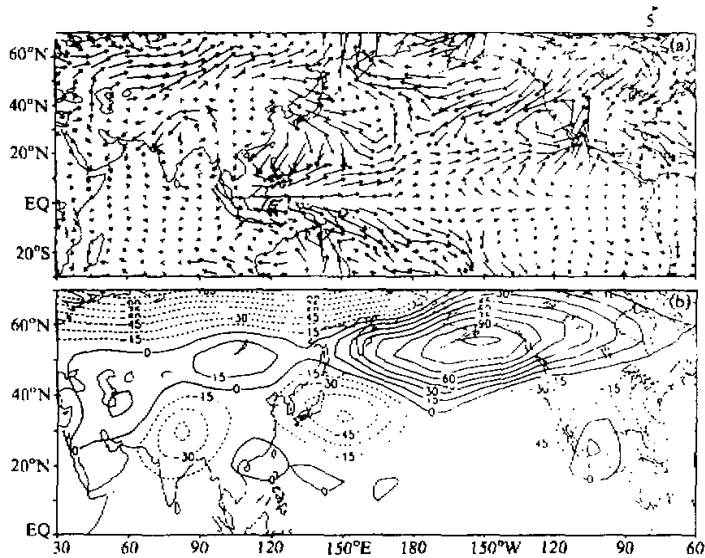


图 7 数值试验 I 的差值结果
(a) 冬季 1000 hPa 风场, (b) 冬季 500 hPa 高度场。单位: gpm

关于热带海温异常对东亚冬季风活动的作用, 过去的研究基本上只考虑同冷暖事件有关的热带太平洋 SSTA 异常情况。本文所确定的 EAWM 流型域的 SSTA 低维相空间模与 La Niña 事件成熟期的 SSTA 型有一定的区别。EAWM 流型域的 SSTA 型和 La Niña 事件 SSTA 分布的主要区别在于, 前者以中西太平洋暖 SST 距平为主要特征, 而后者则以太平洋的冷 SST 距平为主。为了比较, 我们也以 La Niña 事件 SSTA 作为强迫进行了数值试验 (图略), 该试验结果显出了东亚冬季风活动的加强特征, 但远不如前述试验结果明显, 它以负位相的 PNA 型为主要特征。前述试验则在北太平洋和北美区不出现负位相 PNA 型, 而在东亚地区则是典型的强东亚冬季风环流形势。

数值试验结果, 正如我们预期的那样: 耦合流型域中的 SSTA 作为强迫产生了对应的大气异常型。这就从海洋强迫对大气影响的角度, 揭示了耦合流型域两个成员的相

互作用和互为依存。

数值试验 II: 东亚冬季风活动的加强对手热带太平洋海温的影响

本节数值试验考察耦合流型域中海-气相互作用的另一个环节, 即大气对海洋的强迫-响应问题。我们利用 IAP OGCM (ML20) ^[20] 做数值试验, 强迫场只考虑强冬季风活动引起的手热带风应力距平场。EM 试验低层风场结果不仅反映了东亚冬季风活动的加强特征, 比如, 东北风距平向低纬地区的涌入, 赤道中西太平洋西风距平的出现以及西太平洋区额外气旋辐合的形成等, 而且与 EAWM 流型域的大气型也是一致的。因此我们采用 EM 试验模拟出的手热带太平洋地区 (120°E~60°W, 30°S~30°N) 的海平面风场异常作为本试验的异常强迫场 (见图 8)。数值试验自模式第一年 (达到准平衡态后的) 10 月 1 日起, 积分到下一年的 2 月 31 日为止。自 10 月 1 日起, 异常强迫场从零场开始逐渐增加, 12 月 1 日达图 8 所示的强度, 以后不变。该试验表征手热带太平洋的上层海洋对强冬季风活动的定常响应情况。图 9 所示为冬季 3 个月的手 SST 距平场, 距平定义为敏感试验结果减去控制试验结果。试验的第一个月 (10 月) 海洋对风应力有所反应, 但极弱。到了 12 月份 SST 场的响应已十分明显, 2 月份的手 SST 场基本趋于定常。SST 距平场的空间特征在各月份中都很相似, 中西太平洋赤道地区为正距平, 东太平洋地区则为负距平。众所周知, 强冬季风活动主要以强劲但间歇的东亚冷空气活动为重要特征。为此我们也做了另一个试验, 其异常强迫场隔候 (或旬) 作用于手热带太平洋, 具有间歇特征。该试验的手 STA 分布与前一个试验的结果十分相似 (图略), 中西太平洋赤道地区为正距平, 东太平洋赤道地区为负距平。

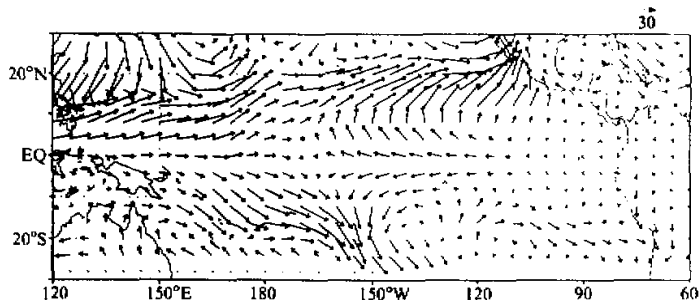


图 8 数值试验 II 的动量通量异常强迫

单位: $1.0 \times 10^{-3} \text{ N/m}^2$

本文确定的 EAWM 流型域以手热带中西太平洋的正距平和东太平洋的负距平为 SSTA 型, 以强东亚冬季风环流型为其大气型。数值试验说明了 EAWM 流型域形成的另一个方面, 即东亚冬季风活动的加强有利于该耦合流型域的手热带海温异常型的形成、维持和发展。数值试验从异常风应力场的定常和间歇两个特征出发, 证实了东亚冬季风活动的加强有利于 EAWM 流型域 SSTA 型的形成、维持和发展。

数值试验 I 和 II 的结果说明, EAWM 流型域的两个成员相互作用且互为依存, 导致海-气系统进入正反馈过程, 最终形成自我维持 (自组织) 的耦合流型域。

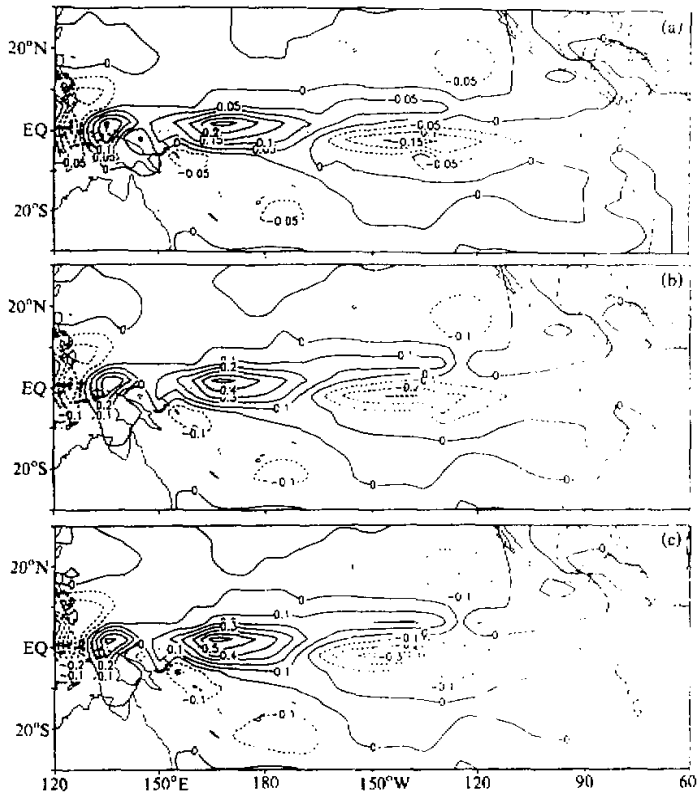


图9 数值试验 II 的海表温度距平场
(a) 12 月, (b) 1 月, (c) 2 月。单位: $^{\circ}\text{C}$

4 结论

大气环流持续滞留于某一个有利流型域以及不同流型域之间快速转移是热带外大气低频变化的重要特征。流型域的存在是两周(可预报性上限)以上天气预报可预报性的依据,其形成和转移构成中长期预报的主要内容。具有代表性的理论解释,如:(1) Rossby 波频散机制^[21]; (2) 纬向非均匀气候基流的正压不稳定理论^[22]; (3) 多平衡态理论^[23]。但是上述研究不论强调外强迫、内部动力学或者是两者的结合,都未涉及到热带内外大气环流的双向相互作用。Molteni 等^[9]和 Palmer^[24]对这一领域的研究贡献在于指出:(1) 热带内外大气环流的双向相互作用导致的正反馈过程;(2) 外强迫使得热带外大气在某一有利流型域中产生部分锁定。但是他们没有直接揭示包含其中的海-气相互作用中大气对海洋的反作用。

本文在前述工作特别是有关东亚冬季风作用的观测研究^[25]的基础上尝试提出海-气耦合流型域的概念,并且探讨了与东亚冬季风异常有关的耦合流型域——EAWM 流型

域。主要结论可归纳如下:

(1) 利用 ECMWF 分析资料 10 年的冬半年 500 hPa 高度场和同期 COADS 资料 SST 场, 在 SVD 分析和聚类分析的基础上识别和确定了 3 个海-气耦合流型域。第一个和第二个耦合流型域, 即 La Niña 流型域和 El Niño 流型域以 ENSO 事件冷暖位相与北太平洋/北美区的正负位相 PNA 型之间的关系为主要特征。这两个耦合流型域的空间分布特征与其他研究特别是有关大气流型域的研究结果一致。第三个耦合流型域, 即 EAWM 流型域则以强东亚冬季风环流型以及类似于 La Niña 事件冷暖分布却有明显区别的 SSTA 型为主要特征。

(2) 以 EAWM 流型域的 SSTA 型为基础, 模拟了热带太平洋海温异常对冬季北半球热带外大气的重要影响。该试验的 500 hPa 高度场、低层风场等的结果都反映了典型的东亚强冬季风活动特征。EAWM 流型域的 SSTA 型, 作为强迫, 导致对应的大气型。尽管该试验的强迫场和 La Niña 事件的 SSTA 有类似的正负距平分布, 但它们的强弱配置明显不同。该试验结果中不出现负位相的 PNA 型, 说明热带太平洋 SSTA 强弱配置的重要性, 其中, 中西太平洋海温异常的贡献尤其值得注意。数值试验同样证实, 与强东亚冬季风活动相联系的 EAWM 流型域的大气型作为强迫, 可以导致该耦合流型域海温异常型的形成和维持。

(3) EAWM 流型域的 SSTA 型和大气型间的这种双向相互作用导致正反馈过程, 从而展示了该耦合流型域形成的主要特征, 即以强东亚冬季风活动衔接的热带海-气相互作用以及热带内外大气相互作用。

参 考 文 献

- 1 Hansen, A. R. and A. Sutera, 1986, On the probability density distribution of planetary-scale atmospheric wave amplitude, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 3250~3265.
- 2 Mo, K. C. and M. Ghil, 1988, Cluster analysis of multiple planetary flow regimes, *J. Geophys. Res.*, **93**, 10927~10951.
- 3 Molteni, F. S. Tibaldi and T. N. Palmer, 1990, Regimes in the wintertime circulation over the northern extratropics. I: Observational evidence, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 31~67.
- 4 Kimoto, M. and M. Ghil, 1993a, Multiple flow regimes in the northern hemisphere winter. Part I: Methodology and hemispheric regimes, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2625~2643.
- 5 Kimoto, M. and M. Ghil, 1993b, Multiple flow regimes in the Northern Hemisphere winter. Part II: Sectorial regimes and preferred transitions, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2645~2673.
- 6 Cheng, X. and J. M. Wallace, 1993, Cluster analysis of the northern hemisphere wintertime 500-height field: Spatial patterns, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2674~2696.
- 7 Michelangeli, Paul-Antoine, R. Vautard and B. Legras, 1995, Weather regimes: Recurrence and Quasi-stationary, *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1237~1256.
- 8 Legras, B. and M. Ghil, 1985, Persistent anomalies, blocking and variations in atmospheric predictability, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 433~471.
- 9 Molteni, F., S., T. N. Palmer and P. Viterbo, 1993, A dynamical interpretation of the global response to equatorial Pacific SST anomalies, *J. Climate*, **6**, 777~795.
- 10 Chang, C. P. and K. M. Lau, 1980, Northeasterly cold surges and nearequatorial disturbance over the winter MONEX area during December 1974, Part II: Planetary-Scale aspects, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 289~312.
- 11 Chang, C. P. and K. M. Lau, 1982, Short term planetary-Scale interaction over the tropics and Mid-latitude during northern winter, Part I: Contrast between active and inactive periods, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1372~1388.
- 12 Lau, K. M., C. P. Chang and P. H. Chan, 1983, Short-term Planetary-Scale interactions over the tropics and

- mid-latitudes. Part II: Winter-MONEX Period, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 298~312.
- 13 李崇银, 1988, 频繁的强大东亚大槽活动与El Niño的发生, 中国科学 (B), No. 6, 667~674.
 - 14 Ji Liren, Sun Shuqing, Klaus Arpe and Lennart Bengtson, 1997, Model study on the interannual variability of Asian winter monsoon and its influences, *Advances in Atmospheric Sciences*, **14**(1), 1~22.
 - 15 Wallace, J. M., C. Smith and C. S. Bretherton, 1992, Singular Value Decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies, *J. Climate*, **5**, 561~576.
 - 16 Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981, Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784~812.
 - 17 Lau, N.-C. and M. J. Nath, 1990, A general circulation model study of the atmospheric response to equatorial SST anomalies observed in 1950-79, *J. Climate*, **3**, 965~989.
 - 18 Wu Guoxiong, Liu Hui, Zhao Yucheng and Li Weiping, 1996, A nine layer atmospheric general circulation model and its performance, *Adv. Atmos. Sci.*, **13**, 1~18.
 - 19 吴国雄、刘环珠, 1995, 降水对热带海表温度异常的邻域响应, I: 数值模拟, 大气科学, **19**(4), 422~434.
 - 20 张学洪等, 1995, 一个20层大洋环流模式模拟的温盐环流, 气候变化规律及其数值模拟研究论文集, 北京: 气象出版社.
 - 21 Hoskins, B. J. and Karoly, D. J., 1981, the steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179~1196.
 - 22 Simmons, A. J., J. M. Wallace and G. W. Branstator, 1983, Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1363~1392.
 - 23 Charney, J. G. and J. G. DeVore, 1979, Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1205~1216.
 - 24 Palmer, T. N., 1993, Extended-range atmospheric prediction and the Lorenz model, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**(1), 49~65.
 - 25 孙伯民、孙淑清, 1996, 东亚冬季风异常及其影响的统计研究, 亚洲季风研究的新进展, 北京: 气象出版社, 108~114.

EAWM Regime — An Ocean-Atmosphere Coupled Regime Related to East Asian Winter Monsoon Activity

Ji Liren, Bueh Cholaw and Sun Shuqing

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

Abstract The concept of the Ocean-Atmosphere coupled regimes is put forward and a coupled regime related to the anomalous activity of East Asian winter monsoon is discussed in detail. This study comes to the following results: On the basis of SVD analysis and cluster analysis, three Ocean-Atmosphere coupled regimes are identified using 500 hPa height field from ECMWF data and SST field from COADS covering 10 cold seasons. The first two coupled regimes are characterized by the relationships between the warm cold phase of ENSO episodes and positive negative phase of PNA patterns. The third coupled regime, i.e., EAWM regime is characterized by strong East Asian winter monsoon activities and a special SSTA pattern, which is similar to that in warm cold distribution and different in warm cold strength from La Niña SST anomalies. Numerical experiments indicate that the SSTA pattern of EAWM regime, as a forcing, is favorable to the enhancement of EAWM activities and can generate the corresponding atmospheric pattern. On the other hand, the atmospheric pattern of this coupled regime, as a forcing, can also lead to the formation of its corresponding SSTA pattern. Such two-way interactions between the two members of EAWM regime lead to the positive feedback process and, then, display the main feature of the formation of this coupled regime, i.e., two related interactions, namely, tropical ocean-atmosphere interaction and tropics-extratropics interaction.

Key words circulation regime ocean-atmosphere coupled regime tropics-extratropics interaction ocean-atmosphere interaction