

朱艳峰,肖子牛,温娜. 广义平衡反馈分析方法[J]. 气象, 2010, 36(4): 1-6.

广义平衡反馈分析方法^{*1}

朱艳峰¹ 肖子牛¹ 温娜²

1 国家气候中心, 北京 100081

2 南京信息工程大学 气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

提 要: 广义平衡反馈分析方法(GEFA)是美国威斯康星大学刘征宇教授在EFA(平衡反馈分析方法)的基础上提出的一种应用于气候异常因子诊断分析方法,该方法把一元平衡反馈分析方法拓展到多元反馈分析,可以把不同海区对气候异常的各自贡献分离出来。此外,GEFA还能用来研究其他类型边界(如陆面)对大气的强迫作用,可系统地分析全球下垫面对大气的反馈特征,GEFA方法在异常气候成因诊断、数值模式分析诊断中具有很好的业务应用前景,它也是研究海-陆-气相互作用的一种有效统计工具。

关键词: 广义平衡反馈分析方法, 海-陆-气相互作用, 评估

An Introduction to the Generalized Equilibrium Feedback Analysis

ZHU Yanfeng¹ XIAO Ziniu¹ WEN Na²

1 National Climate Center, Beijing 100081

2 Key Laboratory of Meteorological Disaster of the Ministry of Education, NUIST, Nanjing 210044

Abstract: This survey paper is devoted to describe the generalized equilibrium feedback analysis (GEFA). In the framework of the equilibrium feedback analysis (EFA), Liu et al. (2008)^[2] developed a generalized EFA (GEFA) method to separate each ocean's influence to the atmosphere. Furthermore, the GEFA also helps to understand different substrate's influence to the atmosphere. In brief, the GEFA is a useful statistical method in the study of the ocean-land-atmospheric interaction.

Key words: generalized equilibrium feedback analysis (GEFA), ocean-land-atmospheric interaction, assessment

引 言

近年来,由于地球生态环境恶化及频繁发生的气候灾害事件,使得气候问题受到了前所未有的重视。与天气系统不同,气候系统是由大气圈、水圈、冰雪圈、岩石圈和生物圈组成,各圈层之间有着复杂的相互作用。已有的研究表明,大气自身记忆非常短,特别中高纬地区大气内变化一般一到两周,大气的长期变化主要取决于下垫面(海洋、陆面、冰雪等)的外强迫作用。海洋约占地球表面积的三分之二,

对大气系统来说,海洋是重要的热源和水汽源。海洋与大气两个系统之间存在相互作用的过程,如厄尔尼诺是发生在赤道中、东太平洋上海温异常升高的海洋现象,但是它通过感热和潜热的输送对大气系统产生强烈的影响,而大气运动的异常通过边界层风应力的变化又反过来影响海洋。因此,海气相互作用在气候变化中的表现及其机制的研究一直受到气象研究者的关注。

研究海气耦合系统的相互作用主要通过两种途径来实现:一是通过观测资料从统计分析的角度来认识海气相互作用;另一是海气耦合动力模式的开

* 本文受公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906016)资助

2009年11月17日收稿; 2010年1月20日收修定稿

第一作者:朱艳峰,主要研究方向季风诊断预测及短期气候预测。Email: zhuyf@cma.gov.cn

发研究。在热带地区,大气噪声比较小,大气响应信号容易被观测识别;而中纬度大气噪声比较强,海洋对大气的反馈信号弱,从观测上提取海洋的反馈信息成为难点。因此,长期以来研究者主要利用模式来研究大气对中纬度海洋异常的响应特征,但是不同模式所得结果差异较大,无法判断哪个模式能更真实反映中纬度海洋对大气的反馈特征,这使得研究者仍需从观测上来寻找证据。Frankignoul 等^[1]提出了估计海洋反馈作用的统计方法,称为平衡反馈分析方法(EFA)。EFA 方法提供了一个非常好的方法来分析海洋对大气反馈,然而,在应用过程中,人们又逐渐发现:该方法在解决局地海洋反馈特征(像海表热通量)时,比较有用;但当不同海区之间相互影响时,用该方法来研究不同海区各自贡献就容易出现偏差。因此,Liu 等^[2]在 EFA 的框架下,把 Frankignoul 提出的平衡反馈分析方法由一元反馈拓展到多元反馈上来,称该方法为广义平衡反馈分析方法(GEFA)。与 EFA 相比,GEFA 能够把不同海区对气候异常的各自贡献分离出来。

GEFA 方法虽然是在研究海气耦合作用的过程中发展起来的,但是该方法也可用于研究其他类型边界(如陆面)对大气的强迫作用。综合不同类型的下垫面强迫,运用 GEFA 系统地分析全球下垫面对大气的反馈特征。本文简要介绍有关 GEFA 方法的一些概念原理和初步应用^[1]。

1 平衡反馈分析方法

气候系统内不同子系统和不同时间尺度的变化过程均存在相互作用。1976 年 Hasselmann^[3]从耦合系统内不同时间尺度过程的相互作用角度出发,提出了随机气候模式的概念。在气候尺度上, Frankignoul 等^[4-5]将大气中天气过程当成随机外力,建立关于海温气候变化的随机动力模式,模拟了海温的变化。在此基础上,1998 年, Frankignoul 等^[1]提出一种统计方法用于分离海洋对大气的反馈信号,这种方法也称为平衡反馈分析方法(EFA-Equilibrium Feedback Analysis)。

一个简单的随机强迫的海气耦合模式,可以用以下无量纲方程来表述:

$$\frac{dT_a}{dt} = -aT_a + bT_o + N$$

$$m \frac{dT_o}{dt} = cT_a - dT_o + \varepsilon N \quad (1)$$

式中 T_a 和 T_o 分别为大气和海洋的变量, N 为随机项。由于海洋是慢变过程,而大气是快变过程,在月时间尺度上大气基本就达到平衡,在这个时间尺度上,大气内变化可以看做是白噪声。因此,在月时间尺度上,大气变化可以简单地表示为以下两部分的线性叠加:一部分为大气内变化(随机项),另一部分为海洋的反馈作用(或其他外强迫)。因此,式(1)中的海洋方程不变而大气方程可以表示为:

$$T_a = (b/a)T_o + N/a = \mu T_o + N_a \quad (2)$$

其中 μ 是大气对海洋的响应系数。

结合海气相互作用中经常用到的物理概念:当海面温度(SST)与大气变量作超前和滞后相关分析时,大气超前于 SST 意味着大气对海洋的强迫作用,而大气滞后于海洋则反映了海洋对大气的影 响。由图 1 可清楚地看到,大气内变化(随机项)与海洋变量的关系:前期的大气内变化对同期或后期的海洋有强迫作用;但当海洋超期时,两者的相关为零,表明后期的大气内变化对前期海洋没有强迫作用。即

$$\langle T_a(t-\tau), N(t) \rangle = 0 \quad \tau > 0 \quad (3)$$

式中符号 $\langle \rangle$ 表示求协方差, τ 代表海洋超前大气的时间(大于大气自身的持续时间)。基于此,用超前

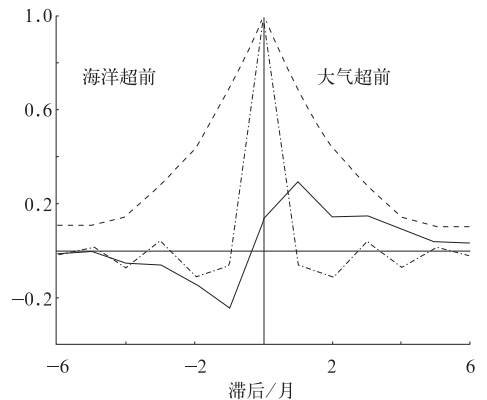


图 1 在(30°N,20°W),观测 SST(虚线)及海表扰动通量(点虚线)自相关曲线及两个变量的相关系数曲线(实线)(引自 Frankignoul 等, 1998)

Fig. 1 Autocorrelation of observed SST (dashed line) and turbulent heat flux forcing (dot-dashed line) anomalies at 30°N, 20°W, and cross correlation between the two variables (solid line) (from Frankignoul et al. 1998)

海洋与大气平衡方程(2)两边作协方差,方程右边第二项(大气内变化项)就消失了,这样就得到了海洋反馈系数:

$$\mu = \frac{\langle T_a(t), T_o(t-\tau) \rangle}{\langle T_o(t), T_o(t-\tau) \rangle} \quad (4)$$

上述这种估计海洋反馈系数的方法就称为平衡反馈分析方法(Equilibrium Feedback Analysis, EFA)。Frankignoul 等利用 EFA 研究了北大西洋地区海表热通量与海温异常之间的相互作用特征。他们的研究表明,海表热通量在海气相互作用中扮演着双重角色:SST 异常是大气通过海表热通量强迫海洋的结果;当这种 SST 异常生成后,海洋又通过海表热通量向大气释放热量,使海温恢复正常。观测和模式结果还论证了^[6-7]:北太平洋和北大西洋大部分地区海表热通量与 SST 异常呈负反馈特征,而且热通量的空间响应模态与 SST 异常有很好的局地对应关系。

2 广义平衡反馈分析方法(GEFA)

EFA 提供了一种估算海洋反馈系数的统计方法,并在评估耦合系统相互作用的研究中得到应用^[8-11]。但是在应用过程中,人们又逐渐发现:在某些地区,直接用 EFA 来探讨海洋的反馈特征,所得结果可能会偏离真实情况。Frankignoul 等^[2]通过与 Chang 等^[12]热带大西洋海表热通量反馈系数的比较分析,指出扣不扣除 ENSO 成为影响 EFA 估算结果的一个重要因子。因此 EFA 在解决局地海洋反馈特征(像海表热通量)时,比较有效,但当不同海区之间相互影响时,用该方法来研究不同海区各自贡献就容易出现偏差。为此,刘征宇等在 EFA 的框架下,把 Frankignoul 的平衡反馈分析方法由一元反馈拓展到多元反馈上来^[2,13-14],并将该方法称为广义平衡反馈分析方法(Generalized Equilibrium Feedback Analysis, GEFA)。

对于给定的大气异常场 $x(t)$ 和海洋 SST 异常场 $y(t)$, 它们的空间点分别为 I 和 J 。在给定的时刻,假定区域 i 大气受到整个海洋不同海区共同作用,则该区域大气变化 $x_i(t)$ 可表示成海洋反馈和大气内变化两部分的线性组合,即:

$$x_i(t) = \sum_{j=1}^J b_{ij} y_j(t) + n_i(t) \quad (5)$$

其中 $n_i(t)$ 表示局地大气内变化, b_{ij} 为区域 i 大气对第 j 个海区的响应系数。这样,就把大气对海洋的一元平衡反馈响应方程(1)推广到大气对海洋的多元平衡反馈响应方程(5)。将 Y_i, X_i, N_i 分别定义为变量矩阵,式(5)的大气响应方程可以写成:

$$X_i = BY_i + N_i \quad (6)$$

式中 B 为响应系数矩阵。用 $Y_{i-\tau}^T$ 右乘方程(6),可得

$$C_{xy}(\tau) = BC_{yy}(\tau) + C_{ny}(\tau) \quad (7)$$

其中 τ 代表大气滞后时间,滞后协方差矩阵表示为:

$$C_{yy}(\tau) = \langle y(t), y(t-\tau) \rangle = \frac{1}{T} Y_i Y_{i-\tau}^T$$

$$C_{xy}(\tau) = \langle x(t), y(t-\tau) \rangle = \frac{1}{T} X_i Y_{i-\tau}^T \quad (8)$$

$$C_{ny}(\tau) = \langle n(t), y(t-\tau) \rangle = \frac{1}{T} N_i Y_{i-\tau}^T$$

式(8)中上标 T 代表矩阵转置,由于后期的大气内变化不能强迫前期的海洋,当样本足够长时,就有:

$$C_{ny}(\tau) = 0, \quad \tau > \tau_n$$

其中 τ_n 代表大气自身的持续时间,于是得到反馈系数矩阵 B

$$B(\tau) = C_{xy}(\tau) C_{yy}^{-1}(\tau) \quad \tau > \tau_n \quad (9)$$

在实际分析中,如果数据资料是月平均或月尺度以上(大于大气自身的调整时间),可以取 $\tau_n = 0$ 。

在样本有限的情况下,样本误差通常不为零,即 $\epsilon(\tau) = C_{ny}(\tau) C_{yy}^{-1}(\tau) \neq 0$ 。样本误差随着滞后时间 τ 的变化而变化,当 τ 增大时, SST 的自协方差 $C_{yy}(\tau)$ 的值变小,而它的转置矩阵变大^[11],导致样本误差增大。因此,通常情况下取 $\tau=1$ 是最佳选择。在样本有限的情况下,GEFA 的样本误差随着强迫场空间分辨率的提高而迅速增大,为了减小样本误差,可以用经验的 EOF 截断方法来优化 GEFA 估算效果。

3 GEFA 与 EFA 及多元线性回归方法的比较

3.1 GEFA 与 EFA 的比较

把平衡反馈分析方法 EFA 应用到每一对大气 x_i 和海洋 y_j 上,得到 EFA 反馈矩阵:

$$A = I | a_{ij} |_J, \text{其中 } a_{ij} = \frac{\langle x_i(t), y_j(t-\tau) \rangle}{\langle y_j(t), y_j(t-\tau) \rangle} \quad (10)$$

为与 GEFA 中反馈矩阵 B 中每个海区对大气的真实反馈系数区分,我们称 EFA 中矩阵 A 为总反馈系数矩阵,其相应的 EFA 反馈值为对应海区对大气的总反馈系数。总反馈矩阵 A 和真实反馈矩阵 B 通过影响矩阵 M 建立起联系:

$$A = BM, \text{其中 } a_{ij} = \sum_{k=1}^J b_{ik} m_{kj} \quad (11)$$

从关系式(11)可看出,当不同海区 SST 变化彼此独立时,影响阵 M 成了单位矩阵 $M=I$,这样总反馈矩阵 A 与反馈矩阵 B 相等($A=B$)。此时,用 EFA 或 GEFA 作统计估算,效果相同。反之,当强迫场 SST 之间相互联系时,总反馈矩阵 A 与反馈矩阵 B 是不一样的。通过比较反馈矩阵 B 与总反馈矩阵 A 的差异,进一步认识这两种反馈的物理意义。GEFA 反馈矩阵 B 代表的是真实反馈,把不同海区 SST 异常各自对大气异常的贡献找出来。而 EFA 反馈矩阵 A 相当于总反馈,把相关联 SST 异常的反馈信息通过权重系数矩阵 M 都囊括到一起。因此,在用总反馈矩阵 A 来解释一些物理现象时,需谨慎对待。

3.2 与多元线性回归的关系

GEFA 反馈系数矩阵与线性回归的关系可表示为:

$$R(\tau) = B(\tau)\Gamma(\tau) \quad (12)$$

其中 $R(\tau) = C_{xy}(\tau)C_{yy}^{-1}(0)$ 是预报方程 $X_t = R(\tau)Y_{t-\tau} + E$ 的回归系数矩阵。而 $\Gamma(\tau) = C_{xy}(\tau)C_{yy}^{-1}(0)$ 是 SST 在滞后时间 τ 时的自相关系数矩阵。因此,海洋对大气的回归预报方程(12)可以理解为:通过海洋 SST 的持续相关,建立随后大气对海洋同期响应的预报关系。关系式(12)可以类似的看成 AR-1 过程, $\Gamma(\tau)$ 是滞后相关系数。该关系式还可以用来比较研究反馈系数矩阵的统计特征。

4 GEFA 的应用个例

Wen 等^[14] 基于 NCEP/NCAR 的海洋和大气客观分析资料,利用 GEFA 分析了热带-北半球大洋主模态的反馈特征。他们把 20°S 以北的全球大洋划分成五个非重叠的子海盆:热带太平洋、热带印度洋、热带大西洋、北太平洋、北大西洋。对以上五个

海盆 SST 异常进行 EOF 分解,将不同海盆前几个 EOF 模组合在一起代表海洋对大气的主要强迫场。用 GEFA 来讨论大气对全球大洋 SST 主模态的响应特征。

图 2 给出在分离热带太平洋和北太平洋两个海盆相互影响的 GEFA 结果,分别对应 TP1 和 NP1 强迫的 250 hPa 和 850 hPa 位势高度场响应。其中 TP1 为热带太平洋的 EOF 分解的第一模态,主要表现为赤道中太平洋至东太平洋的暖 SST 异常,对应 El Nino。NP1 是北太平洋海温 EOF 分解的第一模态,呈马蹄型的海温异常分布,异常中心位于黑潮延伸体区。由图 2 看到,大气对 TP1 的 GEFA 响应再现了 ENSO 事件发生时大气的经典响应特征。对热带太平洋 TP1,局地大气是斜压结构响应,赤道太平洋中部 140°W 附近跨赤道两侧高(低)层大气呈高(低)压异常响应,相应的热带其他区域整层呈纬向均匀的正位势高度异常。在北半球阿留申地区呈位势高度负异常,而在北美北部地区是正异常,该异常分布型与太平洋-北美型(PNA)一样。由图 2 还可见,相对于 TP1 对大气的作用强度,北太平洋 NP1 对大气有适度影响,在北半球局部区域大气对 NP1 的响应是显著的,呈相当正压结构纬向波列分布(如图 2c 所示),而且,值得注意的是大气对 NP1 最显著的响应出现在下游北大西洋,呈南北偶极子分布。可以看到,在相同振幅海温强迫下,大气对 TP1 的 GEFA 响应比对 NP1 的响应要显著。

图 2 GEFA 分析仅分离了热带太平洋和北太平洋两海区 SST 异常间的相互影响。为了进一步分离印度洋和大西洋的影响,温娜² 把上述 GEFA 分析扩展到热带印度洋、热带大西洋和北大西洋 SST 主模态的强迫场。这个个例中,GEFA 分析用到的一组海温强迫场有 15 个,分别来自热带太平洋、热带印度洋、热带大西洋、北太平洋和北大西洋 SST 前 3 个 EOF 模态,滞后时间 τ 取 1 个月。用扩展海盆 SST 模作 GEFA 分析(图 3),可以发现大气对 TP1 的 GEFA 响应出现了显著变化。比较图 2a(扩展前)和图 3a(扩展后),可以看出:它们之间的显著差异主要体现在热带高层环流位势高度异常基本消失,扩展后的大气响应主要表现为局地东太平洋跨赤道两侧的 Rossby 波对;另外,扩展后北半球的 PNA 响应在北美的大值中心显著减弱,而南半球的 PSA 响应基本未变。相对于 TP1,大气对 NP1 的 GEFA 响应的主要特征在扩展前(图 2c)和扩展后

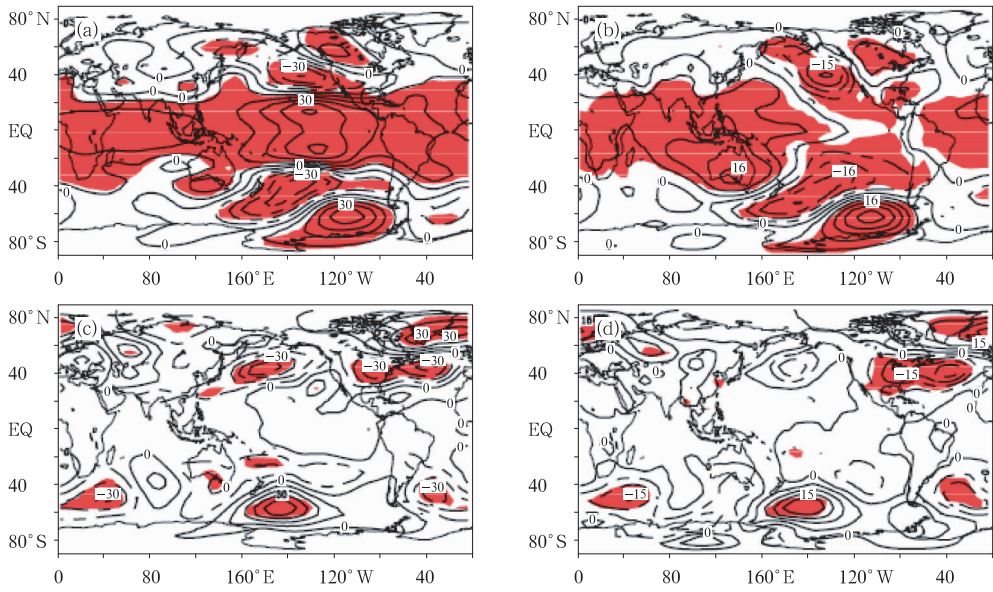


图 2 (a) Z250 (等值线间隔 $CI=10 \text{ m} \cdot \text{C}^{-1}$), (b) Z850 (等值线间隔 $CI=5 \text{ m} \cdot \text{C}^{-1}$) 对热带太平洋 TP1 的 GEFA 响应。(c)和(d)分别同(a)和(b),但对北太平洋 NP1 的 GEFA 响应来说。这里 GEFA 结果是对热带太平洋和北太平洋分别取前 3 个 SST EOF 模态分析得到的。

实线(虚线)表示正值(负值),阴影表示过 90% 的显著性检验(引自温娜博士论文)

Fig. 2 GEFA response sensitivity of (a) Z250 (contour interval: $10 \text{ m} \cdot \text{C}^{-1}$) and (b) Z850 (contour interval: $10 \text{ m} \cdot \text{C}^{-1}$) to tropical Pacific SST EOF1 (TP1). (c) and (d) are the same as (a) and (b), respectively, but to the North Pacific SST EOF1 (NP1). The response is assessed with the first three EOFs in both the tropic Pacific and North Pacific. (Solid lines for positive, and dashed lines for negative, 90% significance shaded). (From Wen Na's thesis)

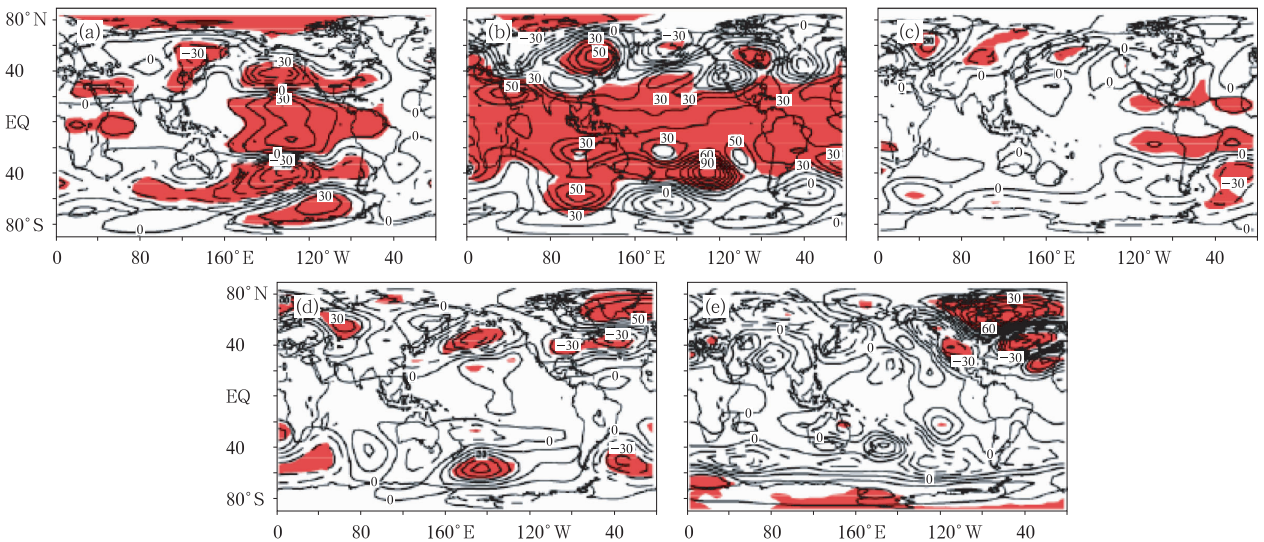


图 3 对热带和北半球五海盆 SST 主模态 EOF1 的 Z250 GEFA 响应。分别对(a)热带太平洋(TP1), (b)热带印度洋(TII), (c)热带大西洋(TA1), (d)北太平洋(NP1)和(e)北大西洋(NA1)的 GEFA 响应。

实线(虚线)表示正值(负值),等值线间隔 $CI=10 \text{ m} \cdot \text{C}^{-1}$,阴影表示过 90% 的显著性检验。

这里 GEFA 结果是对热带太平洋、热带印度洋、热带大西洋、北太平洋和北大西洋分别取前 3 个 SSTE OF 模态分析得到的(引自温娜博士论文)

Fig. 3 Z250 GEFA response sensitivity to the SST EOF1 of each basin of the tropical-extratropical Northern Hemisphere oceans; GEFA responses to (a) tropical Pacific (TP1), (b) tropical Indian Ocean (TII), (c) tropical Atlantic (TA1), (d) North Pacific (NP1) and (e) North Atlantic (NA1). (Solid line for positive, dashed for negative, contour interval: $10 \text{ m} \cdot \text{C}^{-1}$, 90% significance level shaded). The responses are assessed using the first three EOFs of the tropical Pacific, tropical Indian Ocean, tropical Atlantic, North Pacific and North Atlantic Basins (From Wen Na's thesis)

(图 3d)基本未变,说明 TP1 是影响 NP1 反馈的主要因素。导致大气对 TP1 的 GEFA 响应变化的主要原因是热带印度洋 TI1(热带印度洋 EOF 第一模态,表现为海盆一致模 IOM)对大气的响应被分离出去了。大气 Z250 对 TI1 的 GEFA 响应在热带主要表现为环球带状的位势高度异常(如图 3b 所示),与扩展后大气对 TP1 的 GEFA 响应消失的热带部分类似(如图 2a 和图 3a)。在副热带, TI1 激发出显著的遥相关波列,南北半球呈纬向对称分布(图 3b 所示)。而它在北美建立的正位势高度异常,对北半球大气对热带太平洋 TP1 模(El Nino)的 PNA 响应起负反馈作用,削弱了 PNA 北美异常中心的响应强度(比较图 2a 和图 3a)。相对于大气对 TP1 响应,大气对 TI1 的响应在北半球中高纬有很强的纬向分量。由此,我们看到用太平洋两海区 SST 主模态作 GEFA 分析得到大气对 TP1 的响应(图 2a),有点像大气对 TP1 模的总响应,主要包括两部分内容:一部分来自对热带太平洋 TP1 的响应(如图 2-3),另一部分来自对热带印度洋 TI1 的响应。

5 小结

结合基本概念和个例讨论,可以看到 GEFA 是研究海洋对大气反馈作用的一种有用统计工具。利用 EFA 研究某些区域海温异常对大气的反馈作用时,需事先扣除来自其他海区的影响(像 ENSO),使结果不至于偏离真实状况。而对 GEFA 来说,即使事先不知道海区之间是怎么相互影响的,通过它也可以把不同海区各自对大气的贡献自动分离出来。除了直接用 GEFA 来估算海洋对大气的反馈系数外,广义平衡反馈方法(GEFA)还可以更灵活、更广泛地来解决实际耦合系统中的一些反馈问题,把单纯的海洋强迫,推广到更广泛的边界强迫上来。例如,我们可以研究其他类型边界强迫(如陆面)对大气的响应,通过 GEFA 把不同的边界反馈信息分离出来。另外,还可以把 GEFA 用到耦合模式的控制试验,计算模式里大气对海洋异常的响应特征,相对于费资耗时的集合强迫试验来说,GEFA 简单便捷多了。

GEFA 是新近发展的一种评估耦合系统相互作用的统计技术,提供了将观测资料分析和动力模式分析联结在一起的统计相结合途径。虽然该方法有很多优越性,但我们也应该看到目前该方法还只是在评估海气相互作用中得到初步应用,还有很多工作有待于进一步探讨。例如:怎样减小样本误差或定量判断 GEFA 估算精度仍是一个非常具有挑

战性的问题;GEFA 应用可以扩展到其他大气物理变量场,像热力变量或动力变量(风场、降雨等),结合研究其他类型边界(像陆面强迫或海冰强迫)对大气的强迫作用;此外如何将 GEFA 及相应的研究方法和成果转化为业务能力,以促进短期气候异常诊断和预测的业务工作发展也是一项非常重要的工作。

致谢: 感谢刘征宇教授和江志红教授提供的帮助。

参考文献

- [1] Frankignoul C, Czaja A, and Heveder B L. Air-sea feedback in the North Atlantic and surface boundary conditions for ocean models [J]. *J Clim*, 1998, 11: 2310-2324.
- [2] Liu Z, Wen N and Liu Y. On the assessment of non-local climate feedback, Part 1: the generalized equilibrium feedback assessment [J]. *J Climate*, 2008, 21: 134-148.
- [3] Hasselmann K. Stochastic climate models [J]. I, Theory. *Tellus*, 1976, 28: 473-485.
- [4] Frankignoul C and Hasselmann K. Stochastic climate models. II, Application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability [J]. *Tellus*, 1977, 29: 289-305.
- [5] Frankignoul C. Sea surface temperature anomalies, planetary waves and air-sea feedback in the middle latitudes [J]. *Rev Geophys*, 1985, 23: 357-390.
- [6] Frankignoul C, Kestenare E. The surface heat flux feedback. Part I: Estimates from the observations in the Atlantic and the North Pacific [J]. *Clim Dyn*, 2002, 19: 663-647.
- [7] Frankignoul C, Kestenare E, Mignot J. The surface heat flux feedback. Part II: direct and indirect estimates in the ECHAM4/OPA8 coupled GCM [J]. *Clim Dyn*, 2002, 19, 649-655.
- [8] Liu Z and Wu L. Atmospheric response to North Pacific SST: The role of ocean-atmosphere coupling [J]. *J Clim*, 2004, 17: 1859-1882.
- [9] Liu Z, Zhang Q and Wu L. The remote impact on tropical Atlantic climate variability: the dynamic assessment and statistical assessment [J]. *J Climate*, 2004, 17: 1529-1549.
- [10] Liu Z, Notaro M, Kutzbach J and Liu N. Assessing climate-vegetation feedback from the observation: The global analysis [J]. *J Clim*, 2006(a): 19(5): 787-814.
- [11] Liu Z, Notaro M, Kutzbach J and Liu N. Assessing global vegetation-climate feedbacks from the observation [J]. *J Clim*, 2006(b), 19(5): 787-814.
- [12] Chang P, Saravanan R, Link J, Hegerl G C. The effect of local sea surface temperatures on atmospheric circulation over the tropical Atlantic sector [J]. *J Clim*, 2000, 13: 2195-2216.
- [13] Liu Z, and Wen N. On the assessment of non-local climate feedback Part II: EFA-SVD and Optimal Feedback Modes [J]. *J Climate*, 2008 (b), 21: 5402-5416.
- [14] Wen Na, Liu Zhengyu, Liu Qinyu et al. Observed atmospheric responses to global SST variability modes: A unified assessment using GEFA [J]. *J Climate*, 2010, Accepted.