

利用大气环流模式模拟北大西洋海温异常强迫响应

李建^{1,2} 周天军¹ 宇如聪³

1 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 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 中国气象局, 北京 100081

摘 要 北大西洋地区的海温异常能够在多大程度上对大气产生影响, 一直是一个有争议的问题。作者利用伴随北大西洋涛动出现的海温异常对大气环流模式 CAM2.0.1 进行强迫, 考察了模式在冬季 (12 月、1 月和 2 月) 对三核型海温异常的响应。通过与欧洲中期天气预报中心提供的再分析资料的对比, 发现该模式可以通过海温强迫在一定程度上再现具有北大西洋涛动特征的温度场和环流场。在北大西洋及其沿岸地区, 模式模拟出了三核型的准正压响应, 与经典的北大西洋涛动型大气异常是一致的。模式结果与北大西洋地区大气内部主导模态的差别主要体现在两个方面: 一是异常中心位置多偏向于大洋上空, 在陆地上的异常响应强度很弱; 二是高纬地区对海温异常的响应不显著, 没有强迫出与实际的大气模态相对应的异常中心, 表明该地区海洋的反馈作用较弱。

关键词 北大西洋 涛动 三核型海温异常 大气环流模式

文章编号 1006-9895 (2007) 04-0561-10

中图分类号 P461

文献标识码 A

Atmospheric Response to the North Atlantic SST Anomalies in CAM2

LI Jian^{1, 2}, ZHOU Tian-Jun¹, and YU Ru-Cong³

1 *State Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

3 *China Meteorological Administration, Beijing 100081*

Abstract It has been well known that the tripole-pattern interannual SST anomalies in the North Atlantic are principally forced by the dominant modes of atmosphere variability, the North Atlantic Oscillation (NAO). But to what extent the North Atlantic SST anomalies can affect the atmosphere remains to be an open problem. To estimate the potential feedback of the oceanic surface conditions onto the atmosphere in a GCM is the main motivation of this work.

In this paper, the atmospheric GCM CAM2.0.1 is forced by the tripole-SST anomalies, which are associated with NAO. The authors characterize the typical patterns of SST associated with the NAO by constructing SST anomaly composites for positive-minus-negative NAO years. Then, in the following two experiments, the SST anomalies are added and subtracted to the surface climatology respectively. To detect the influence of the SST anomaly in the presence of atmospheric internal variability, the authors perform an ensemble of 8 integrations for each experiment. The integrations differ under different initial conditions. Each integration runs for 7 months, from early au-

收稿日期 2006-01-25 收到, 2006-03-27 收到修改稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2005CB321703, 中国科学院创新团队国际合作伙伴计划“气候系统模式研发及应用研究”, 国家自然科学基金资助项目 40375029、40233031

作者简介 李建, 男, 1979 年出生, 博士生, 主要从事气候变化和数值模拟研究。E-mail: lijian@mail.iap.ac.cn

tumn to the end of next spring.

The model's responses to the SST anomalies in winter (DJF) are compared with the ERA40 reanalysis data. The experiment results show that equivalent barotropic anomalies with meridionally distributed three-cores dominate the North Atlantic area. In comparison with the reanalysis data, it is found that these SST-induced atmospheric anomalies are consistent with the typical pattern of NAO, especially in the low and middle latitudes. Over the North Atlantic, the vertical structures of temperature, height and zonal wind in the model results are very similar to the corresponding fields in the reanalysis data. There are two main differences between the model responses and the reanalysis results. The first one is, in the model simulation, the anomaly centers tend to be located over the ocean area and the responses over the land area are too weak. The second one is the missing of the high latitude anomaly center, which indicates the weak feedback from the ocean in this area. The GCM responses to the SST tripole show asymmetry about the sign of the SST anomalies. Through diagnosing the model outputs, it is found that the GCM CAM2.0.1 can reproduce a NAO-like atmospheric response by the feedback from ocean. So this model can be used in the further research concerning the climate influences of NAO.

Key words the North Atlantic oscillation (NAO), the North Atlantic SST tripole, atmospheric general circulation model (AGCM)

1 引言

北大西洋涛动 (NAO) 是北半球高纬大气环流中很重要的一种年际变率模态, 它反映的是北大西洋上空大气质量在经圈方向上的“跷跷板型”调整。NAO 正位相期间, 位于大洋北部以冰岛为中心的低压和位于副热带地区以亚速尔为中心的高压均异常偏强^[1]。近年来, NAO 受到了人们越来越多的关注, 这主要是因为它不仅能对大西洋沿岸地区的天气、气候产生显著的影响, 还可以将信号传播到半球尺度, 从而影响到欧亚大陆, 乃至整个北半球的气温、降水和生态系统。近来关于 NAO 对东亚, 特别是中国气候影响研究的进展, 使得我们更有理由对 NAO 的气候影响问题给予充分的关注。例如, 武炳义和黄荣辉^[2]指出, 冬季 NAO 指数与冬季西伯利亚高压范围呈反向变化关系, 冬季 NAO 指数异常偏高(低)时, $30^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 的亚洲大陆中部气压显著偏低(高), 致使冬季西伯利亚高压和东亚冬季风减弱(增强)以及亚洲大陆北部气温显著偏高(低)。Wu 和 Wang^[3]进一步给出了北极涛动(AO)影响西伯利亚高压的可能机理, 认为冬季西伯利亚高压的维持主要依赖于对流层中的下沉气流, 这种下沉气流源于北大西洋区域, 其变化受到 AO 的影响; 当冬季 AO 处于正(负)位相时, 气流的下沉运动明显减弱(增强), 进而影响冬季西伯利亚高压。Liu 和 Yin^[4]发现, 伴随夏季 NAO 出现的对流层纬向风的变化, 可以影响到青

藏高原东部地区夏季降水的时空分布。Ogi 等^[5]指出, 通过对海冰、海表温度和雪盖的影响, 冬季 NAO 可以将其信号延续到夏季, 在一定程度上对夏季北半球中高纬气候起到调制作用。Gong 等^[6]发现晚春 AO 的位相变化可以导致东亚对流层上层急流轴的南北移动, 从而引起东亚地区降水、气温的一系列变化。Yu 和 Zhou^[7]指出, 冬季 NAO 和近几十年来春季副热带欧亚大陆上出现的冷却带存在着密切的联系, 这条冷却带的东端可以到达高原下游地区。Li 等^[8]进一步指出, 冬季 NAO 可以影响高原下游地区的纬向风, 从而导致我国西南地区云量的改变, 然后通过云辐射强迫作用使表面气温发生变化。Li 等^[9]认为, AO 变化可以影响冬春季中国地区的降水, 并将其视为中国西部地区冬季降水的主导因子之一。

围绕着 NAO 对区域天气气候的影响^[10]、NAO 与北大西洋海温年际变率的关系^[11]、NAO 对大洋热盐环流变率的强迫作用^[12~15]、NAO 的耦合模式模拟^[16~20]、全球增暖对 NAO 的影响^[21]等问题, 此前已经有许多研究, 龚道溢等^[22]对相关工作进行过较为系统的总结。冬季热带外的海气相互作用, 主要表现为大气对海洋的强迫^[23]。这种大气对海洋的强迫作用, 在北大西洋区域, 直接导致产生一种经向的“三核型”的表层海温异常, 无论是观测资料上的诊断分析^[24, 25], 还是海气耦合模式的模拟研究^[11, 17]都证实了这一点。目前存在争议的, 是这种三核型的海温异常, 随后能够在多大

程度上对大气产生反馈作用^[23]。Sutton 等^[26]曾利用大气环流模式 HadAM3 针对这一问题进行了数值模拟, 在北大西洋地区加入了伴随 NAO 出现的三核型海温异常, 发现在局地产生了一种具有 NAO 特征的大气响应; 低纬的大气变化对应于低纬的海温异常, 而高纬的响应则是温带、热带海温异常共同作用的结果。也就是说, 主要由 NAO 变化强迫产生的三核型 SST 异常, 能够通过反馈作用, 令对应 NAO 位相的距平增强, 因此, 在此过程中, SST 实际上产生了一种正反馈作用。Peng 等^[27]利用 NCEP 的大气环流模式进行北大西洋海温强迫的实验, 也得出了相似的结论, 指出模式对海温强迫的响应具有很强的季节性, 在 2 月到次年 4 月可以出现很强的 NAO 型响应, 这与模式的自身变率是一致的。Wang 等^[28]的数值模拟研究亦证实, 海盆尺度的北大西洋海温异常, 能够明显影响到欧亚大陆的气候变化。Rodwell 等^[29]更从业务预报的角度, 指出了大西洋海温的强迫作用对区域性气候异常的重要作用。实际上, 利用前期大西洋海温异常作为下边界强迫所开展的短期气候预测试验, 在 Hadley Centre 从来没有停止过^①。Latif 等^[30]更从年代际气候异常的可预测性角度, 讨论了大西洋海温做为前期强迫因子的作用。

北大西洋涛动主要是一种大气内部变率模态, 但是显著受到海洋强迫的影响。目前一个悬而未决的问题是, 以“三核型”距平为特征的 SST 年际异常对大气特别是 NAO 的强迫作用, 与大气内部自然变率之间, 究竟存在哪些异同点? 为此, 需要对海温强迫和内部变率的相对作用进行较为系统的比较。在这方面, 数值模式可以发挥重要作用。本文的主要目的, 是考察一个大气环流模式 CAM2 对北大西洋涛动的模拟能力, 重点讨论大西洋海温异常对 NAO 的强迫作用, 并把模式结果与再分析资料进行比较。

本文其他部分安排如下: 第二部分扼要介绍实验所用的大气环流模式以及再分析资料, 第三部分给出实验方案和分析方法, 第四部分是本文的重点, 对实验结果进行了分析和讨论, 最后给出主要结论。

2 模式与资料

本文使用美国国家大气研究中心 (NCAR) 研制的全球大气环流谱模式 CAM 2.0.1^[31]。该模式水平分辨率为 T42, 纬向为均匀分布的 128 个格点, 经向为高斯格点, 共有 64 个。垂直方向采用 $\sigma-p$ 混合坐标, 共 26 层, 其中 100 hPa 以下分了 18 层, 以上 8 层, 模式顶气压为 3.5 hPa。NCAR 的大气环流模式经过长期的修改、发展和完善, 已经具备较为完备的物理过程, 能够在一定程度上模拟出全球气候态^[32, 33]。

为了提取伴随 NAO 出现的海温异常, 使用了 CAM2 模式附带的一套海温资料, 该资料是 HadISST OI 数据和 Smith/Reynolds 数据的结合, 时间跨度从 1950 年到 2001 年。

本文还用到欧洲中期天气预报中心的再分析资料 (ERA40), 资料时段为 1957 年 9 月至 2002 年 8 月, 水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 选取的数据集为逐月平均资料^[34]。

另外, 冬季 NAO 序列采用的是 Hurrell 的 12 月、1 月和 2 月三个月平均的 NAO 指数。

3 实验方案和分析方法

首先, 利用 Hurrell 的冬季 NAO 指数在 1950~2002 年间找出 6 个强的 NAO 正位相年和 6 个强的 NAO 负位相年 (表 1)。将其对应年份的 1 月份海温分别作合成, 从而得到正位相的海表温度场和负位相的海表温度场。两者求差, 且只保留北大西洋地区的值, 即形成了与 NAO 相对应的局地海表温度的异常分布 (如图 1 所示)。最显著的特征便是海温呈现出三核型的分布: 纬向为带状, 经向为低、高、低的交替变化。最南边一极是一个低温中心, 最大值出现在北非西部沿岸, 有大于 -1°C 的冷却, 且负异常向西延伸直至南美北端。在 $20^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$ 的范围内, 北美东南沿岸均出现了正温度异常, 最强的中心有大于 1°C 的增暖, 暖区的范围向东横跨整个海盆, 影响到西欧。在中高纬度, 格陵兰、冰岛以南的洋面上, 海温又出现了负异常, 该海域最强的冷却超过了 -1.5°C 。

① Scaife Adam, 2005, Seasonal NAO forecast for winter 2005/6, Presentation at the Workshop for Understanding the DYNAMICS of the Coupled Climate System (DYNAMITE), 24-25th October, 2005, Reading, UK

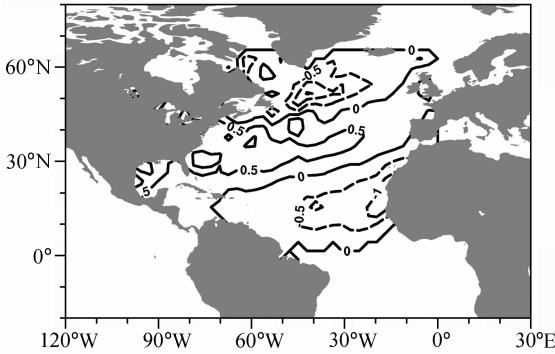


图1 1月份北大西洋地区伴随NAO正位相出现的三核型海温异常(单位: °C)。利用1950年到2002年间6个强的NAO正位相年和6个强的NAO负位相年的海表温度分别合成后求差得到

Fig. 1 North Atlantic tripole SST anomalies (°C) associated with the North Atlantic Oscillation (NAO) in Jan. The anomalies are defined as the differences between 6 strong positive NAO years and 6 strong negative years from 1950 to 2002

表1 根据Hurrell冬季NAO指数选取的正位相年和负位相年

Table 1 The strong positive and negative NAO years based on Hurrell's winter NAO index

年份	指数	年份	指数
1963	-4.0	1961	2.0
1966	-3.1	1973	2.4
1969	-4.3	1984	2.9
1977	-2.7	1989	3.4
1979	-3.4	1995	2.8
1996	-2.1	1999	2.7

中高纬度大气的内部噪音较强,为了能够提高模拟过程中的信号-噪音比,实验设计为两组,每组又包含8个样本,进行集合分析。第一组实验所用的海温资料为气候态年循环的海温加上图1中所示的北大西洋局地三核型异常,第二组实验所用的海温为气候态年循环的海温减去对应于NAO的海温异常。首先从NCAR提供的气候平均标准初始场开始积分两年,然后取第二年的9月21日、24日、27日、30日和10月3日、6日、9日、12日这8天的模式状况分别作为8组实验的初始场,各自连续积分7个月。本文对模式模拟能力评估的分析主要选取的12月,1月和2月三个月平均的结果。另外,用气候海温强迫模式进行了20年的积分,作为标准试验。

为了能够与实际的大气状况进行对比,本文利用表1的分组方法对欧洲中期天气预报中心提供的再分析资料进行了相应的合成。在以下的工作中,所提到的实验结果主要是指两组实验结果的差值,也就是用正异常强迫的组减去负异常强迫的组所得的结果。对应的再分析资料结果,则为NAO正位相年的合成与NAO负位相年合成之差。

4 实验结果分析

4.1 模式响应和再分析资料的比较

我们的分析首先从温度场入手。图2a给出了两组实验500 hPa温度场的差。可以看出,对应于三核型的海温强迫,在北大西洋地区对流层中层也出现了纬向同号、经向交错分布的温度场变化。低纬大洋上空发生了显著的冷却;中纬30°N~50°N增暖,北美东部沿岸最大的增暖中心升温幅度大于1.5°C,另外还有一个暖中心位于大洋东部、欧洲沿岸;高纬地区有较弱的冷却。图2b为利用欧洲中心再分析资料得到的6个正NAO年减6个负NAO年的结果,可以看出,在高纬北美东北部和格陵兰地区存在一个很强的冷却中心,最大降温幅度达到了-6°C。在西欧和北非上空分别存在正、负温度异常中心,形成了大洋东岸北暖南冷的对峙状态。通过实验结果和再分析资料的对比可以发现,海温强迫实验中的温度变化明显偏弱,尤其是高纬度地区。再分析资料的温度变化中心偏向于陆地,而强迫实验中的温度变化中心则多位于大洋上空。如热带的冷却中心在再分析资料中位于北非上空,在强迫实验中却出现在热带大洋上。在图2a中,30°N~40°N的增暖带的位置没有显著的经向变化,而在图2b中却在大洋东岸出现了北抬,并在欧洲西北部出现了强的增暖中心。由于实验本身便是利用海温异常的局地热力强迫作用来驱动大气的,因此这种偏差的出现是不难理解的。

为了考察两组实验在北大西洋地区气温差的垂直分布,我们给出了如图3所示的温度场的经向一高度剖面图。图3在纬向方向取了20°W~50°W的平均,垂直方向向上一一直延伸至平流层中上层。图3a为实验结果,图3b为欧洲中心再分析资料的结果。由实验结果可以看出,在北半球对流层下层存在着对应于海温强迫的一组气温异常,热带、副热带地区的冷却,30°N~40°N的增暖和50°N~60°N

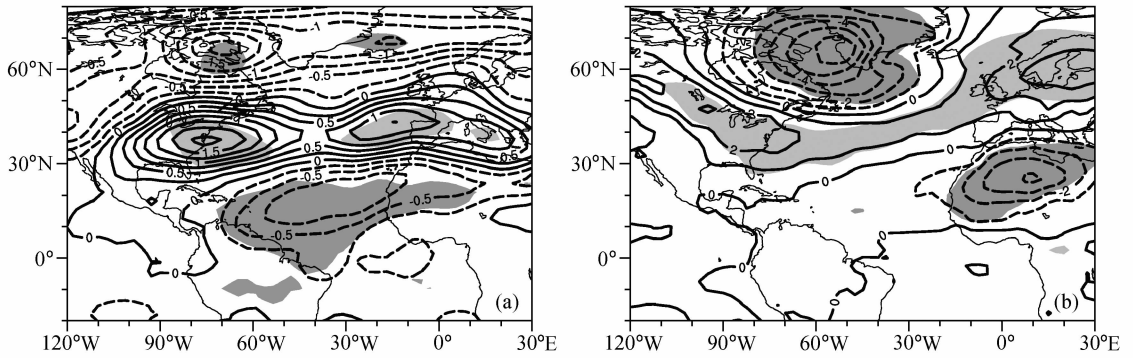


图 2 (a) 冬季 (DJF) 500 hPa 的气温差 (单位: $^{\circ}\text{C}$), 由正三核型海温异常强迫实验的结果减去负海温强迫实验结果得出; (b) 利用 ERA40 资料合成分析得出的冬季 (DJF) 500 hPa 温度场异常 (单位: $^{\circ}\text{C}$), 由 6 个强 NAO 正位相年的合成与 6 个负位相年合成求差得出。阴影为超过显著性水平 5% 的区域

Fig. 2 (a) The winter (DJF) 500 hPa temperature differences ($^{\circ}\text{C}$) between positive tripole-SST forced runs and negative tripole forced runs; (b) the winter (DJF) 500 hPa temperature differences ($^{\circ}\text{C}$) between the composite of 6 strong positive NAO years and the composite of 6 strong negative NAO years in the ERA40 data. Shaded areas are statistically significant at the 5% level

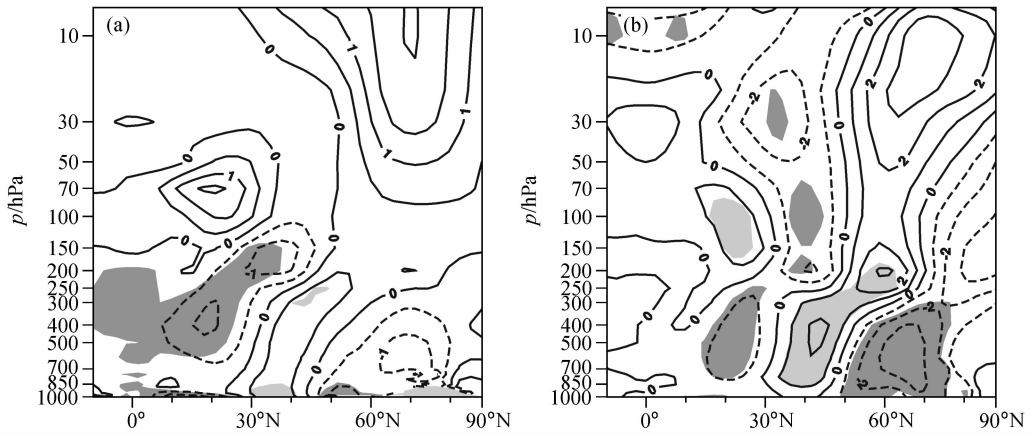


图 3 $20^{\circ}\text{W}\sim 50^{\circ}\text{W}$ 平均的冬季 (DJF) 气温差 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 的经向-高度剖面图: (a) 两组海温强迫实验之差; (b) 利用 ERA40 资料进行合成分析后所得的结果。阴影为超过显著性水平 5% 的区域

Fig. 3 Latitude-height cross section showing zonal mean ($20^{\circ}\text{W}\sim 50^{\circ}\text{W}$) differences of winter (DJF) temperature ($^{\circ}\text{C}$): (a) Between two tripole-SST forced runs; (b) between composites based on ERA40 data. Shaded areas are statistically significant at the 5% level

的冷却。低层的气温异常都限制在 850 hPa 高度以下, 主要是受局地感热强迫而形成的。图 3a 和图 3b 在对流层中上层有着十分相似的温度变化形态, 都表现为自南向北排列的冷、暖、冷的三核结构。每个气温异常中心都随着高度的增加而向北倾斜, 但是大体上还是一种正压结构。在对流层顶附近, 温差的符号发生反转, 到 100 hPa 高度便形成了随纬度升高为暖、冷、暖的结构。由以上分析可知, 海温强迫实验和再分析资料结果的温差垂直分布形态在很大程度上是一致的, 表明所用的大气环流模式能够在三核型海温异常强迫之下产生一种贯穿整个对流层的温度异常, 从而在温度场中形成类似于

NAO 的响应。模拟与再分析资料的主要差异体现在强迫实验的强度较弱, 尤其是中高纬度的温度差明显弱于再分析资料。这种差异在很大程度上是由中高纬度海气相互作用的性质决定的。对于实验中的三核型海温异常分布, 位于中高纬的两极对大气的的影响明显弱于低纬地区的海温异常。在强迫实验中的低纬地区产生了最强的大气响应, 而且冷却中心的伸展高度明显高于再分析资料。

图 4 给出了北大西洋地区位势高度变化的经向-高度剖面图, 采用了与图 3 一样的处理方法。图 4a 中给出的是模式结果, 可以发现, 对应于图 3 中低纬度地区对流层高层的冷却, 其上方发生了位势高

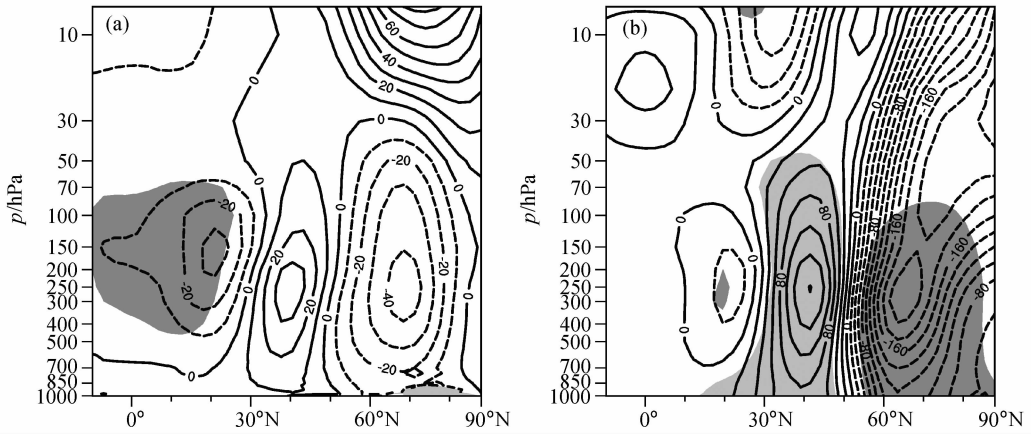
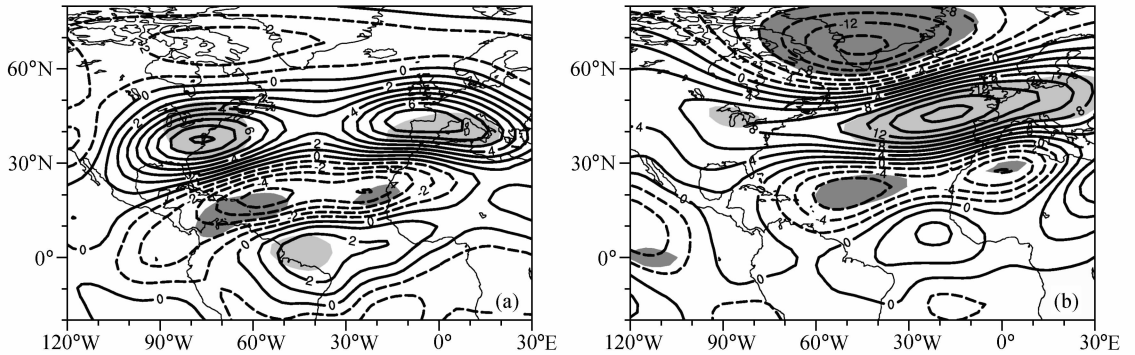


图4 同图3, 但为高度差(单位: m)

Fig. 4 As in Fig. 3, but for the differences of height (m)

图5 冬季(DJF) 200 hPa流函数(单位: $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)之差:(a) 两组海温强迫实验之差;(b) 利用ERA40资料进行合成分析后所得的结果。阴影区为超过显著性水平5%的区域Fig. 5 Differences of winter (DJF) 200-hPa stream function ($10^6 \text{ m}^2/\text{s}$): (a) Between two tripole-SST forced runs; (b) between the composites based on ERA40 data. Shaded areas are statistically significant at the 5% level

度的显著降低。中纬度地区和高纬度地区分别存在着正、负位势高度变化中心,且都表现为整层一致的正压变化,这与图4b中给出的再分析资料的结果是一致的。两者的主要区别在于模式模拟的位势高度在中、高纬度对海温异常的响应是不显著的,且其变化幅度明显小于再分析资料中NAO模态的自然变率。

图5a给出的是两组实验200 hPa流函数的差。与热带地区的SST冷却相对应,该地区的流函数减小,即高层的反气旋性环流减弱,这在一定程度上反映出局地深对流活动的减少。温带地区在大洋的东西两侧分别出现了流函数增大的中心,其位置与图2a中的增暖中心完全一致。图5b中给出的是相应的欧洲中心再分析资料的结果,两张图在热带和副热带地区的分布是十分相似的。在温带地区,

不同于模式结果中的东、西两极分布,再分析资料的结果主要表现为偏向大洋东岸的一个正中心,这个中心是NAO中南部反气旋在高空的反映。实验和再分析资料最大的差异在于 60°N 以北的高纬,前者在高纬几乎没有响应,而再分析资料在高纬存在很强的负中心。于是在图5b中可以看到一个比较典型的北大西洋涛动型。

为了进一步考察环流场的变化,图6给出500 hPa风场的变化。图6a是实验结果,可以看到在中纬存在两个反气旋,一个位于北美东部沿岸,一个位于西欧沿岸,同时在冰岛附近出现了很微弱的异常气旋性流场。中高纬度流场的这种配置,在一定程度上呈现出了一种NAO特征。如图6b所示,在再分析资料中,高纬强大的气旋性环流和中纬的反气旋南北对峙,为典型的NAO型流场,结

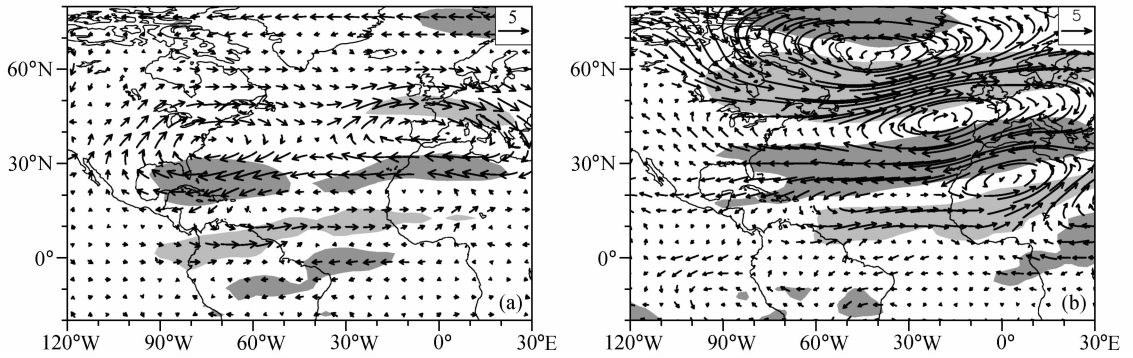


图 6 同图 5，但为 500 hPa 风场之差

Fig. 6 As in Fig. 5, but for the differences of 500-hPa wind

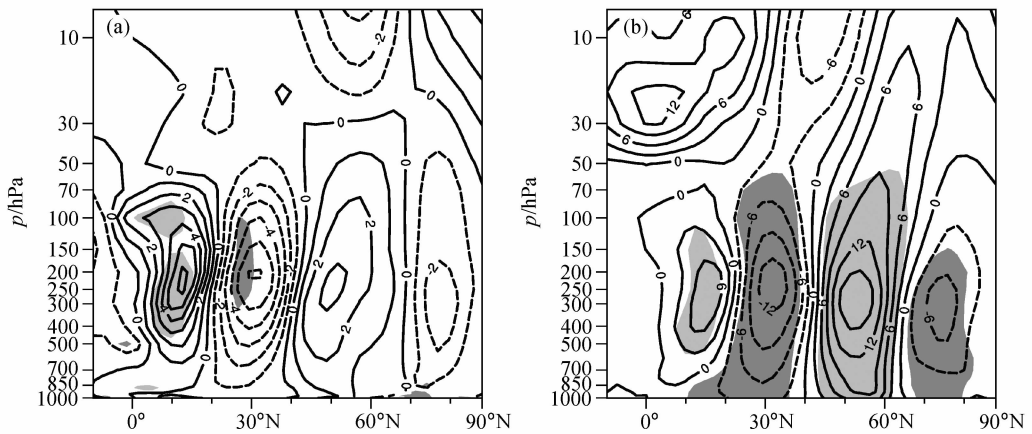


图 7 20°W~50°W 平均的冬季 (DJF) 纬向风之差 (单位: m/s) 的经向-高度剖面图: (a) 两组海温强迫实验之差; (b) 利用 ERA40 资料进行合成分析后所得的结果。阴影区为超过显著性水平 5% 的区域

Fig. 7 Latitude-height cross section showing zonal mean (20°W-50°W) winter zonal wind; (a) Between two tripole-SST forced runs; (b) between composites based on ERA40 data. Shaded areas are statistically significant at the 5% level

合出现在低纬北非地区的气旋性环流，整个北大西洋区域出现了一个西北-东南走向的波列。在强迫实验的结果中，热带地区也存在一个气旋性环流，其在东西方向贯穿了整个低纬大西洋，但没有出现再分析资料结果中那种位于北非大陆上的正涡度中心。

通过对图 5 和图 6 的分析可以发现，在中高纬地区，海温异常强迫实验中的风向是存在偏差的。在再分析资料的结果中，高纬存在一个强的异常气旋，使得 50°N~70°N 呈现出低压南侧的气旋性流场；但是在模式结果中，高纬环流场对海温异常的响应不显著，40°N~60°N 附近存在对应于中纬度两个异常高压系统的反气旋性流场。这一差异可导致水平温度平流的改变，从而使得模式对大洋沿岸气温变化的模拟出现了较大的偏差。由此可知，图 2a 中在中高纬陆地上的结果较差，特别是没有体现

出北欧地区的增暖，是由于模式高纬度地区环流场对三核型海温强迫不够敏感造成的。

图 7 给出了纬向风场变化的垂直分布，和图 3 一样，也是在纬向方向取了 20°W~50°W 的平均。在整个对流层，模式结果 (图 7a) 和再分析资料结果 (图 7b) 都表现为一种 4 核结构。从赤道到 20°N 为西风异常，其北部至 40°N 为东风，中高纬地区以 60°N~65°N 为界，南部为西风异常而极地一侧则出现了东风。这种经向交替出现的纬向风变化，正是北大西洋涛动在风场上的体现。

4.2 海温强迫试验中的信号-噪音比

为了了解北大西洋三核型 SST 异常的强迫作用相对于大气自身变率而言的重要性，我们考察了实验中的信号-噪音比。“信号”是指两组实验之差，“噪音”则定义为各组实验中 8 个集合样本之间的标准差。图 8 给出了 850 hPa 的气温差和相应

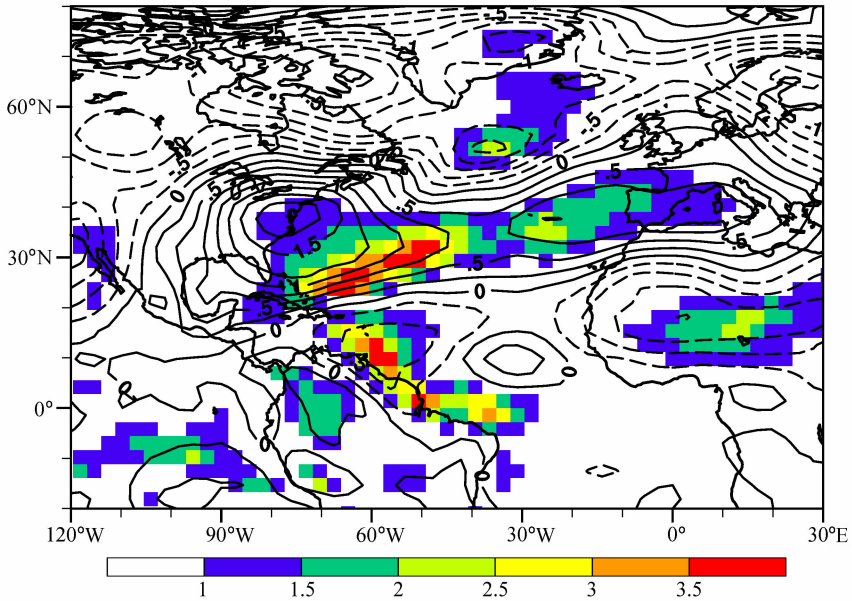


图 8 图 8 两组海温强迫实验间冬季 (DJF) 850 hPa 气温之差 (等值线, 单位: °C), 以及对应的信号-噪音比 (阴影)
 Fig. 8 Difference of winter 850-hPa air temperature (°C) between two tripole-SST forced runs (contour) and the corresponding signal - noise ratio (shading)

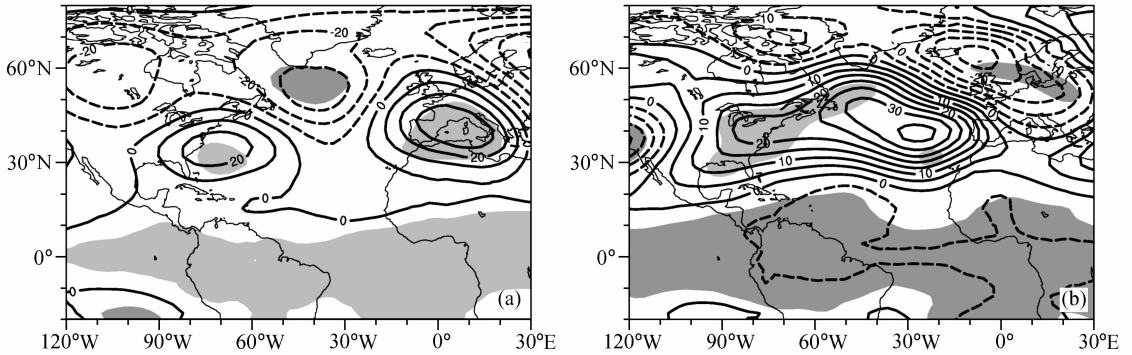


图 9 冬季 (DJF) 500 hPa 高度场之差 (单位: m): (a) 正的三核型海温异常强迫的结果与气候海温强迫的标准试验之差; (b) 标准试验与负的三核型海温异常强迫结果之差。阴影区为超过显著性水平 5% 的区域
 Fig. 9 Differences of winter 500-hPa height: (a) Between positive SST tripole forced runs and control run; (b) between negative SST tripole forced runs and control run. Shaded areas are statistically significant at the 5% level

的信号-噪音比。可以发现, 相对噪音而言的强信号主要位于大洋上方, 包括低纬的南美洲东北沿岸, 整个北大西洋副热带地区和中高纬度的大洋中部。陆地上的强信号则主要位于北非大陆上。将响应信号与图 1 给出的 SST 异常作比较, 可以发现, 52°N 附近的大气响应和 SST 异常的位置有很好的对应关系, 强信号区恰好位于冷 SST 上方; 副热带地区产生强信号的区域和海温强迫的位置也大体一致; 但是在低纬地区, 海温异常和大气响应信号之间几乎没有任何的对应关系。低纬最大的信号-噪

音比出现在南美东北部沿岸, 而该地区 SST 异常很弱; 在北非西部沿岸, 极强的海温异常却对应着很微弱的大气响应。

4.3 模式对正、负海温异常响应的非对称性

图 9a、b 分别给出了正、负三核型海温异常试验相对于标准试验的偏差, 目的在于考察大气对符号相反的海温异常的响应是否对称。从 500 hPa 高度场的响应可以看出, 两者的量级是基本一致的, 海温强迫下产生的高度场异常最强均为 30~40 m 左右。但是图 9a、b 的空间分布却存在很大的差

异, 在正三核型海温异常强迫之下, 30°N 附近的大洋西部和地中海地区分别出现了正高度异常, 在格陵兰南部的大洋上空出现了高度场的显著降低。这样两高一低的三个异常中心恰好成“品”字状分布。但是在图 9b 中呈现的却是高度异常场的两极型分布。在负三核型海温异常强迫下, 北部的主要中心位于冰岛东部洋面, 且向东南延伸至北欧地区, 其南部的异常中心横贯整个大洋, 两个中心呈东北-西南向分布。由此可知, 模式中大气对海温异常的响应存在很强的非线性特征, 正、负海温异常能够强迫出形态迥异的大气响应。对不同的区域进行分析可以发现, 在格陵兰南部的大洋上, 非线性特征最明显; 在北美的东南沿岸, 大气对不同符号海温异常的响应还是比较对称的。另外, 如图 9 所示, 500 hPa 高度场在低纬地区的响应都很弱, 这一点与图 4 是一致的, 即在模式结果和再分析资料的结果中, 低纬的响应中心均位于对流层上层, 而对流层中、低层都没有显著的异常出现。

5 结论

本文考察了一个全球大气环流模式对北大西洋地区海温异常的响应。由于在中高纬地区大气对海表温度异常的响应很大程度上取决于与大气自身的气候态, 因此在某种程度上本工作也检验了该模式对北大西洋地区气候变率的模拟能力。

通过对实验结果的分析, 可以看出: 在大气环流模式 CAM2.0.1 中, 北大西洋涛动期间的海温异常对大气的变化存在明显的正反馈作用。在海表温度场中加入三核型海温异常后, 经过 5 个月的积分, 可以在冬季激发出类似于北大西洋涛动的大气模态。通过对温度场和环流场的分析, 本文对模式响应和再分析资料的结果进行了对比, 可以得出如下结论:

(1) 在三核型海温异常的强迫之下, 模式的响应能够刻画出北大西洋涛动的基本特征, 而且其垂直结构和再分析资料中的 NAO 模态存在较好的一致性, 均出现了三核型的正压性异常。这表明 NAO 变率显著地受到大西洋海温异常的影响。

(2) 模式中海温强迫的大气变率与再分析资料的结果主要存在两点差别。一是模式结果中的大气异常中心多出现在大洋上空, 陆地上的响应相对较弱。这与实验方案的选取有关, 因为该实验中海温

强迫是大气异常生成的唯一因子。二是高纬大气的变化很微弱, 这说明高纬地区的变化主要由大气内部过程决定, 至少海洋的反馈作用很弱。

(3) 模式大气对海温强迫的响应具有显著的非线性特征, 符号相反的海温异常强迫出的大气响应是非对称的。

(4) 该模式在异常海温强迫下产生的大气响应, 可以作为北大西洋涛动异常进行更深入的诊断研究。因为尽管两者在某些地区存在一定的强度差异, 它们的空间垂直结构还是相当一致的。

参考文献 (References)

- [1] Marshall J, Kushnir Y, Battisti D, et al. North Atlantic climate variability: Phenomena, impacts and mechanisms. *Inter. Jour. Climatology*, 2001, **21** (15): 1863~1898
- [2] 武炳义, 黄荣辉. 冬季北大西洋涛动极端异常变化与东亚冬季风. *大气科学*, 1999, **23** (6): 641~651
Wu Bingyi, Huang Ronghui. Effects of the extremes in the North Atlantic Oscillation on East Asia winter monsoon. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 1999, **23** (6): 641~651
- [3] Wu Bingyi, Wang Jia. Possible impacts of winter Arctic Oscillation on Siberian high, the East Asian winter monsoon and sea-ice extent. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2002, **19** (2): 297~320
- [4] Liu X L, Yin Z-Y. Spatial and temporal variation of summer precipitation over the eastern Tibetan Plateau and the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, 2001, **14** (13): 2896~2909
- [5] Ogi M, Tachibana Y, Yamazaki K. Impact of the wintertime North Atlantic Oscillation (NAO) on the summertime atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, **30** (13): 1704, doi:10.1029/2003GL017280
- [6] Gong D Y, Ho C-H. Arctic oscillation signals in the East Asian summer monsoon. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108**: 4066~4071
- [7] Yu R-C, Zhou T-J. Impacts of winter-NAO on March cooling trends over subtropical Eurasia continent in the recent half century. *Geophys. Res. Lett.*, 2004, **31** (12): doi:10.1029/2004GL019814
- [8] Li J, Yu R, Zhou T, et al. Why is there an early spring cooling shift downstream of the Tibetan Plateau? *J. Climate*, 2005, **18** (22): 4660~4668
- [9] Li Q, Yang S, Kousky V E, et al. Features of cross-Pacific climate shown in the variability of China and US precipitation. *International Journal of Climatology*, 2005, **25** (13): 1675~1696
- [10] Hurrell J W, van Loon H. Decadal Variations in climate as-

- sociated with the North Atlantic oscillation. *Climatic Change*, 1997, **36**: 301~326
- [11] Delworth T L. North Atlantic interannual variability in a coupled Ocean-Atmosphere model. *J. Climate*, 1996, **9**: 2356~2375
- [12] Delworth T L, Greatbatch R J. Multidecadal thermohaline circulation variability driven by atmospheric surface flux forcing. *J. Climate*, 2000, **13**: 1481~1495
- [13] 周天军, 张学洪, 王绍武. 大洋温盐环流与气候变率的关系. 科学通报, 2000, **45** (4): 421~425
Zhou Tianjun, Zhang Xuehong, Wang Shaowu. Comments on the role of thermohaline circulation in global climate system. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 2000, **45** (4): 421~425
- [14] 周天军. 全球海气耦合模式中热盐环流对大气强迫的响应. 气象学报, 2003, **61** (2): 164~179
Zhou Tianjun. Adjustment of the North Atlantic thermohaline circulation to the atmospheric forcing in a global air-sea coupled model. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 2003, **61** (2): 164~179
- [15] 周天军, Drange H. 卑尔根气候模式中大西洋热盐环流年代际与年际变率的气候影响. 大气科学, 2005, **29** (2): 167~177
Zhou Tianjun, Drange H. Climate impacts of the decadal and interannual variability of the Atlantic thermohaline circulation in Bergen climate model. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2005, **29** (2): 167~177
- [16] Osborn T J, Briffa K R, Tett S F B, et al. Evaluation of the North Atlantic oscillation as simulated by a coupled climate model. *Climate Dyn.*, 1999, **15**: 685~702
- [17] Zhou T J, Zhang X H, Yu Y Q, et al. The North Atlantic oscillation simulated by versions 2 and 4 of IAP/LASG GOALS model. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2000, **17** (4): 601~616
- [18] Stephenson D, Pavan V. The North Atlantic Oscillation in coupled climate models: A CMIP1 evaluation. *Climate Dyn.*, 2003, **20**: 381~399
- [19] 周天军, 宇如聪, 郜永祺, 等. 北大西洋年际变率的海气耦合模式模拟 I: 局地海气相互作用. 气象学报, 2006, **64**: 1~17
Zhou Tianjun, Yu Rucong, Gao Yongqi, et al. Ocean-atmosphere coupled model simulation of North Atlantic interannual variability. I: Local air-sea interaction. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2006, **64**: 1~17
- [20] 周天军, 宇如聪, 郜永祺, 等. 北大西洋年际变率的海气耦合模式模拟 II: 热带太平洋强迫. 气象学报, 2006, **64**: 18~30
Zhou Tianjun, Yu Rucong, Gao Yongqi, et al. Ocean-atmosphere coupled model simulation of North Atlantic interannual variability. II: Tropical tele-connection. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2006, **64**: 18~30
- [21] Osborn T J. Simulating the winter North Atlantic oscillation: The roles of internal variability and greenhouse gas forcing. *Climate Dyn.*, 2004, **22**: 605~623
- [22] 龚道溢, 周天军, 王绍武. 北大西洋涛动变率研究进展. 地球科学进展, 2001, **3**: 413~420
Gong Daoyi, Zhou Tianjun, Wang Shaowu. Advance in the studies on North Atlantic oscillation (NAO). *Advance in Earth Sciences*, 2001, **3**: 413~420
- [23] Kushnir Y, Robinson W A, Blade I, et al. Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: Synthesis and evaluation. *J. Climate*, 2002, **15**: 2233~2256
- [24] Cayan D R. Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: Driving the sea surface temperature. *J. Phys. Oceanogr.*, 1992, **22** (8): 859~881
- [25] Cayan D R. Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: The connection to monthly atmospheric circulation. *J. Climate*, 1992, **5**: 354~369
- [26] Sutton R T, Norton W A, Jewson S P. The North Atlantic oscillation—What role for the ocean? *Atmospheric Science Letters*, 2001, **1** (2): 89~100
- [27] Peng S L, Robinson W A, Li S L. North Atlantic SST forcing of the NAO and relationships with intrinsic hemispheric variability. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, **29** (8): 1276, doi: 10.1029/2001GL014043
- [28] Wang S W, Zhou T J, Cai J N, et al. Abrupt climate change around 4 ka BP: Role of the thermohaline circulation as indicated by a GCM experiment. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2004, **21** (2): 291~295
- [29] Rodwell M J, Rowell D P, Folland C K. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic oscillation and European climate. *Nature*, 1999, **398**: 320~323
- [30] Latif M, Collins M, Pohlmann H, et al. The physical basis for prediction of Atlantic sector climate on decadal timescales. *J. Climate*, 2005, submitted
- [31] Collins W D, Hack J J, Boville B A, et al. *Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM2)*. 2003, Boulder, Colo: Natl. Cent. for Atmos. Res.
- [32] <http://www.cesm.ucar.edu/models/atm-cam/docs/users-guide/>
- [33] <http://www.cesm.ucar.edu/models/atm-cam/docs/description/>
- [34] <http://www.ecmwf.int/research/era/>