

印度洋偶极子对东亚季风区 天气气候的影响*

闫晓勇¹⁾ 张 铭²⁾

1) (96631 部队, 北京 100085)

2) (解放军理工大学气象学院, 南京 211101)

摘 要 利用 NCEP/NCAR 40 年再分析资料和中国科学院大气物理研究所的 IAP AGCM-II 大气环流模式, 分析和模拟了印度洋偶极子对东亚季风区天气气候的影响。结果表明, 印度洋偶极子对东亚季风区天气气候, 特别是夏季, 影响显著。印度洋正偶极子位相期间, 东亚地区的西南季风爆发偏晚, 强度增强, 我国大陆降水增多; 而印度洋负偶极子位相期间, 东亚地区的西南季风爆发偏早, 强度减弱, 我国的东南部地区有丰富的降水。

关键词: 印度洋偶极子; 东亚季风; 数值模拟

文章编号 1006-9585 (2004) 03-0435-10 **中图分类号** P461 **文献标识码** A

1 引言

从 20 世纪 60 年代以来, 东亚季风区夏季经常会出现极端的气候异常。1961 年太平洋上没有发生 ENSO, 而印度季风降水却是百年来最强的。1994 年夏季我国华南地区出现了特大洪涝, 印度的夏季风很强, 而日本却非常炎热, 出现了干旱天气; 虽然这一年太平洋上出现了弱的 El Niño, 但是显然不能解释亚洲季风区如此极端的气候异常。人们发现这与热带印度洋海温东部出现负距平, 而西部出现正异常现象有关^[1,2], 该种异常的海温分布被称之为印度洋偶极子。

近年来, 印度洋偶极子已经成为研究热带印度洋—太平洋地区气候变化的热点, 它是一种能够自我维持的强海气耦合系统, 在季节到年际尺度的气候变率中可起到非常积极和独立的作用^[3]。Ashok 等^[4]发现印度洋偶极子在印度夏季季风降水和 ENSO 的关系中扮演着重要的角色。李崇银等^[5,6]发现印度洋偶极子存在着年际变化 (4~5 年) 和年代际变化 (25~30 年), 并且和赤道太平洋偶极子有很好的负相关, 联系它们的主要物理过程是赤道大气纬向 (Walker) 环流异常, 其不仅可通过影响对流层低层的流场直接作用于夏季风, 还可以通过影响对流层中高层的青藏高原反气旋以及西太平洋副热带高压影响亚洲夏季风。晏红明等^[7]对印度洋海表温度距平场的时空特征进行分析, 发现其空间分布主要存在 3 种定常型, 即全区一致型、东西差异型 (偶极型)

2003-03-05 收到, 2004-07-29 收到修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目“我国重大气候灾害的形成机理和预测理论研究”(G1998040900) 和国家自然科学基金资助项目 40233027 共同资助

和南北差异型, 并且第二特征向量的时间系数变化同 ENSO 有较密切的联系。Behera 等^[8]研究发现印度洋偶极子的影响不仅仅局限于赤道印度洋地区, 它还影响到了南方涛动、印度夏季季风区甚至东亚季风区的夏季天气气候变化。Yamagata^[9]研究发现在暖 ENSO 位相期间发生印度洋正偶极子使得远东地区(日本、朝鲜等)出现炎热干旱的灾害性气候, 这与在该区域对流层下沉气流的增强有关。当前印度洋偶极子对东亚季风区天气气候影响的研究仅处在初步探索阶段, 还有大量的研究工作要做。本文主要通过资料分析和数值试验来研究印度洋偶极子对东亚季风区天气气候的影响。

2 资料分析

本文所采用的资料为 1958~1997 年的 NCEP/NCAR 40 年再分析月平均网格资料, 网格分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

1999 年 Saji 等^[1]发现了印度洋偶极子, 并利用赤道印度洋西部 ($10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ} \sim 70^{\circ}\text{E}$) 和东部 ($10^{\circ}\text{S} \sim 0^{\circ}$, $90^{\circ} \sim 110^{\circ}\text{E}$) 区域平均的海表温度距平之差定义了偶极子指数。当偶极子指数 > 0 时则为正偶极子, 反之为负偶极子。图 1 是利用该资料得到的印度洋偶极子指数, 由图可见, 1961、1967、1972、1982、1994 和 1997 年均有偶极子事件的发生, 这说明印度洋偶极子事件的爆发比较频繁。本文选取了典型的正、负偶极子爆发事件来进行分析, 取 1961 年为正偶极子代表, 1996 年为负偶极子代表, 研究时段均为 6~8 月。具体做法是: 取正偶极子爆发时(1961 年) 6~8 月的气象要素平均场, 将其减去 40 年平均的 6~8 月要素平均场, 其结果作为正偶极子位相期间的响应场; 取负偶极子爆发时(1996 年) 6~8 月的要素平均场, 作同样处理后作为负偶极子位相期间的响应场。该响应场是正(负)偶极子位相期间气象要素场与 40 年平均气候场的距平值。

图 2 给出了正(负)偶极子位相期间, 6~8 月 500 hPa 高度异常的响应场。从图 2a 可见, 从北太平洋经日本、朝鲜半岛至黄海为正高度异常, 东亚大陆、南海以及南亚一直延伸到印度洋为负高度异常; 而在图 2b 中最明显的特征是该响应场的分布呈两脊一槽型。值得注意的是此时东亚大陆出现正的高度异常, 而在图 2a 中则为明显的负

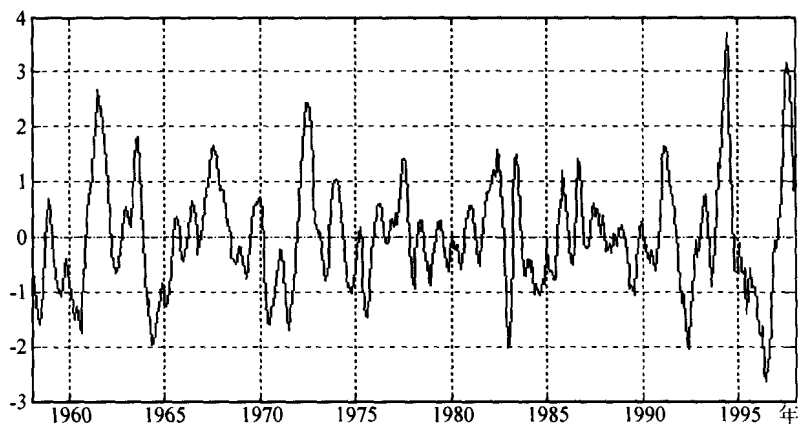


图 1 印度洋偶极子指数 (SST)

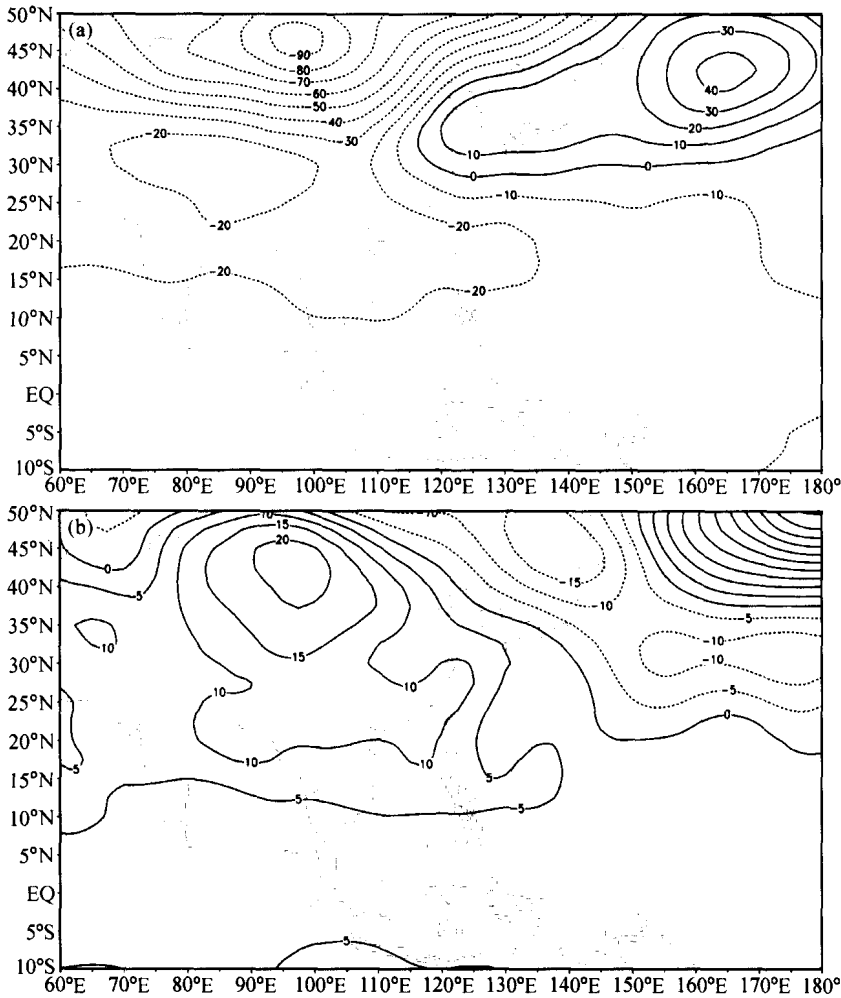


图2 6~8月500 hPa高度异常响应场(实况)(单位:gpm)

(a) 正偶极子位相强迫; (b) 负偶极子位相强迫

高度异常区, 这反映该区域500 hPa高度对印度洋偶极子敏感。

从图3可见, 在正偶极子位相时, 6~8月我国西北有正的地表气温异常响应, 正响应中心在我国新疆, 另一个正异常响应区由日本以东洋面经日本伸向长江口; 而从东印度洋穿过中南半岛南部一直到南海地区有负的地表气温异常响应。在负偶极子位相期间, 除东南沿海外, 整个中国为负的温度异常区, 在图3a上新疆的正响应中心附近表现为负响应中心, 这也说明该区域地表气温对印度洋偶极子敏感; 在菲律宾以东的西太平洋上为正的异常区。

从图4可见, 正偶极子位相时, 赤道印度洋上为一异常东风, 这主要是由于正偶极子的纬向海温差异造成的; 印度有异常西风, 孟加拉湾到南海一带有异常西风, 使得印度夏季季风、南海夏季季风增强; 在西太平洋上有支异常的北风, 将会削弱来自热带海洋水汽的向北输送。在负偶极子位相时, 赤道印度洋上变为异常西风, 在印度和孟加拉湾一带为异常东风, 使得印度夏季季风减弱, 南海上的异常东风将会减弱南海夏季风; 此时西太平洋上仍有异常北风, 来自热带海洋的水汽经向输送仍受其影响。

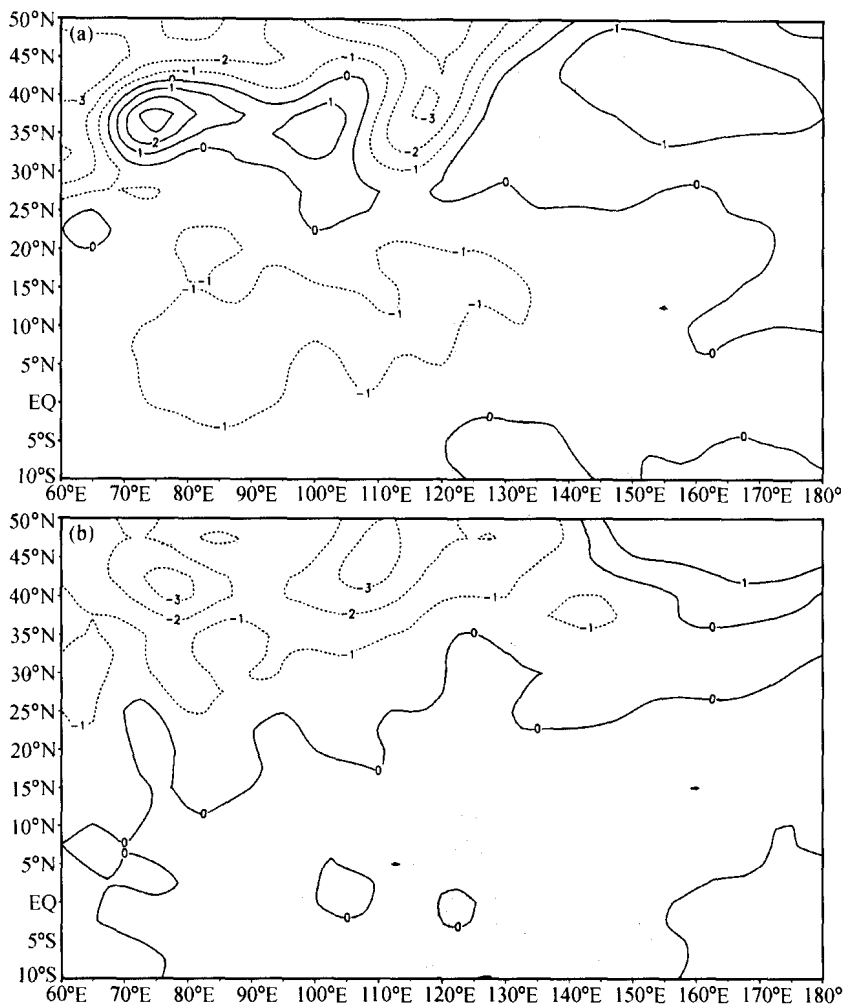


图3 6~8月地面气温异常响应场(实况)(单位:℃)

(a) 正偶极子位相强迫; (b) 负偶极子位相强迫

3 印度洋偶极子对东亚季风区影响的数值模拟

本文数值模拟所用的模式是中国科学院大气物理研究所的 IAP AGCM-II。该模式的水平分辨率为 5° (经度) $\times 4^{\circ}$ (纬度); 垂直方向采用不等距坐标, 分为 9 层, 模式顶取在 10 hPa; 模式采用了标准层结扣除; 时间积分采用 Leap-Frog 三时间层方案, 配以 Robert 时间滤波器, 积分步长为 6 min, 该模式能较好地描述大气环流的基本状况及其变化, 对亚洲季风的的活动也有较好的模拟能力, 详细说明请参阅文献 [10, 11]。

数值模拟区域(图 5)来源于 Saji^[1]所定义的区域, 在热带西印度洋 ($10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $50\sim 70^{\circ}\text{E}$) 和热带东南印度洋 ($10^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$, $90\sim 110^{\circ}\text{E}$), 试验的初始场为模式积分数年以后的某一年 1 月 1 日。第 1 个试验是控制试验 (cDM), 以季节变化的多年气候平均海温场 SST 为外源强迫; 第 2 个试验 (pDM), 引入印度洋正偶极子爆发期间

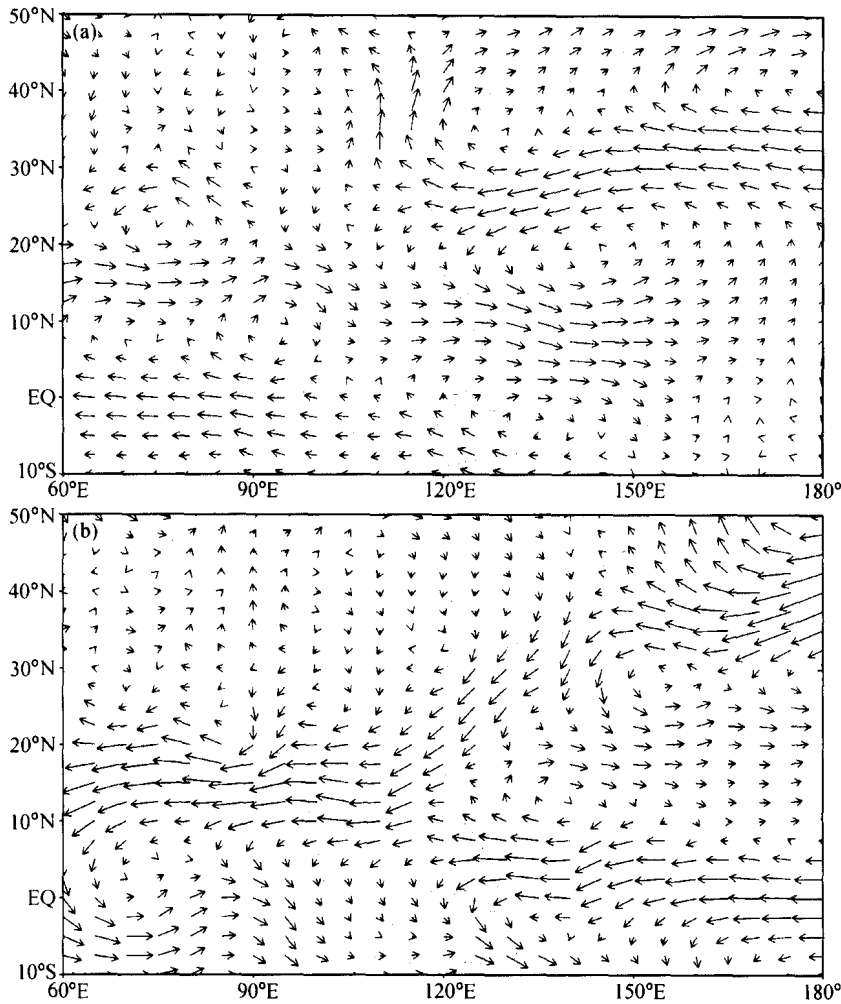


图4 6~8月850 hPa风场的异常响应场(实况)(单位: m s^{-1})
(a)正偶极子位相强迫;(b)负偶极子位相强迫

(1961年)的SST作为外源强迫;第3个试验(nDM),引入印度洋负偶极子爆发期间(1996年)的SST作为外源强迫。以上试验均积分1年。本文通过分析试验pDM与cDM结果之差和试验nDM与cDM结果之差来研究印度洋偶极子对东亚季风区天气气候的影响。

3.1 对东亚季风的影响

近年来的许多研究发现^[12],热带海面温度异常是通过影响Walker环流和Hardly环流季节环流圈的变异来影响大气环流的异常变化。已有的研究表明,

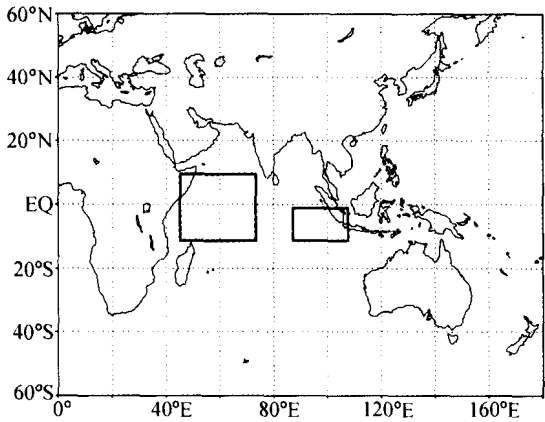


图5 印度洋偶极子发生区域

赤道东太平洋海表温度 (SST) 增暖时, 太平洋上空的 Walker 环流减弱而平均的 Hadley 环流增强。由于东亚夏季风的建立与高空南亚高压 (青藏高原) 的季节性南北移动关系密切, 所以当南亚高压从热带海洋移到中南半岛北部 (20°N 左右) 时, 夏季风在南海和华南建立, 因此可以通过研究高空急流的位置以及其建立过程来分析东亚地区的西南季风的演变特征^[10]。图 6a、b 分别为取正、负偶极子位相时模拟得到的沿 $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 200 hPa 经圈平均纬向风随时间变化的剖面图。从图中可见, 在正偶极子位相期间, 平均东西风分界线在 5 月初以前一直维持在 10°N 及以南, 从 5 月开始, 由于南亚高压的逐渐北移, 平均东西风分界线也随之向北扩展, 到 6 月初, 基本稳定在 20°N , 这基本上对应东亚季风的建立; 在负偶极子位相期间, 东西风的分界线在 5 月下旬基本维持在 20°N , 对照 cDM 模拟的结果为 5 月末 (图略)。这说明, 印度洋正偶极子位相期间, 东亚地区的西南季风爆发偏晚; 而印度洋负偶极子位相期间, 东亚地区的西南季风爆发偏早或正常。

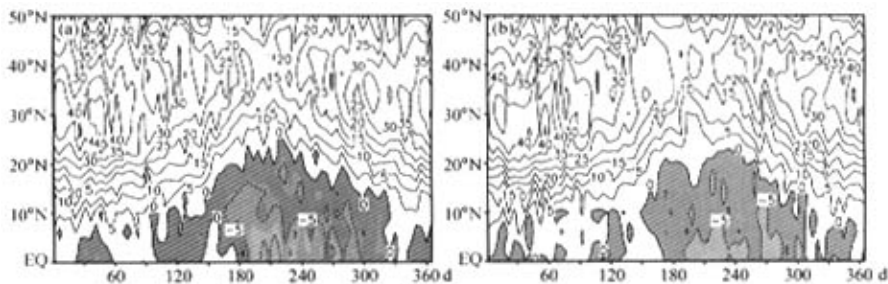


图 6 200 hPa 纬向风沿 $100^{\circ}\sim 200^{\circ}\text{E}$ 经圈的时一空图 (阴影区为东风)

(a) pDM 试验; (b) nDM 试验

3.2 对地表温度的影响

图 7a、b 分别是正、负偶极子位相期间模拟得到的夏季地表温度异常响应场。从图中可见, 正偶极子位相期间, 夏季远东地区 (朝鲜、日本及我国东北地区) 出现的正温度变化, 我国江淮地区和长江流域地区的正温度变化, 均被正确地模拟出来, 这些都揭示了东亚地区夏季出现了高温天气。负偶极子位相期间, 夏季远东地区出现了负的温度变化, 中国东部由南向北温度也在降低, 预示着在负偶极子位相期间, 我国的东北和华北地区夏季将出现凉爽的天气。同时, 我国华南地区和西太平洋上有正的温度变化。由此可见, 负偶极子位相期间夏季的天气气候变化与正偶极子位相期间是反相的。

3.3 对降水的影响

印度洋和南海是我国季风区水汽和各种能量输送的主要源地, 印度洋海表温度异常 (SSTA) 对大气环流和东亚季风的影响, 必然会引起季风区的气候异常。而季风区的气候异常与我国的旱涝关系十分密切, 其中我们更关注的是夏季的降水。图 8a、b 分别是正、负偶极子位相期间夏季降水异常响应场。从图中可以看到, 模拟得到正偶极子位相期间, 夏季远东地区 (朝鲜、日本及我国东北地区) 和印尼附近出现大范围降水减少, 同时还模拟出在 (5°N , 150°E) 附近的中太平洋地区和 (35°N , 170°E)

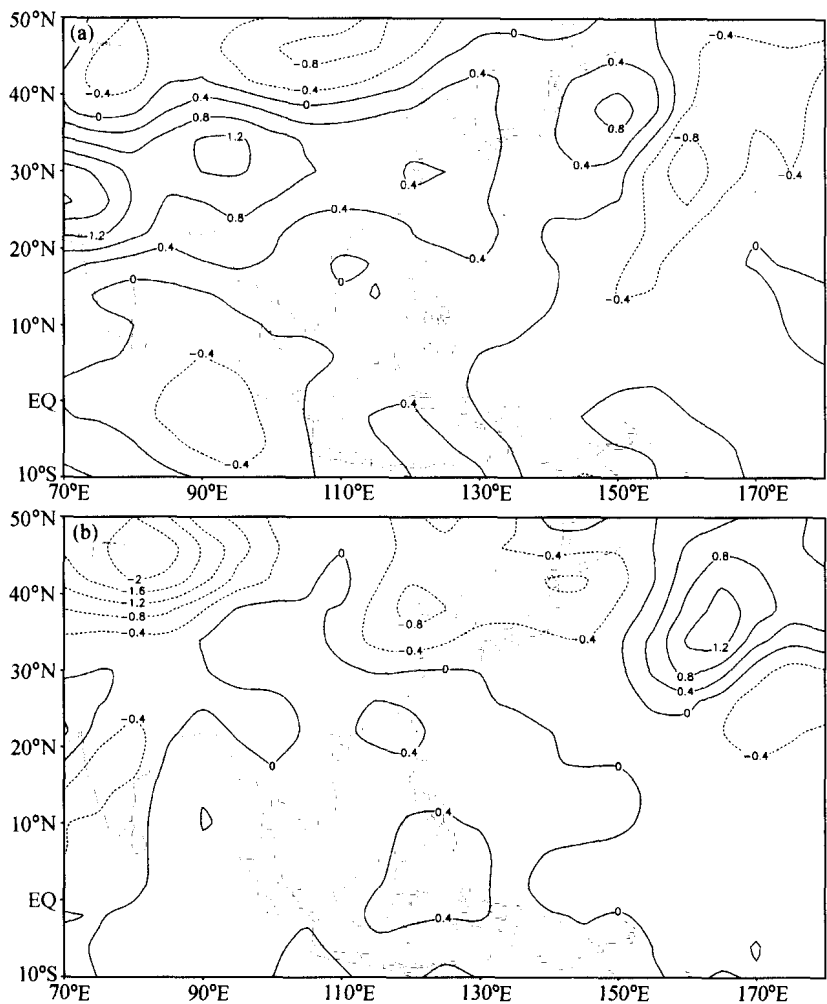


图 7 6~8 月地表温度异常响应场 (单位: $^{\circ}\text{C}$)
(a) pDM-cDM; (b) nDM-cDM

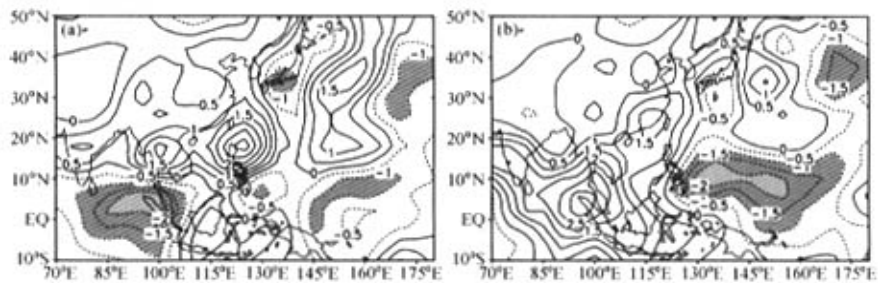


图 8 6~8 月降水异常响应场 (单位: mm d^{-1})
(a) pDM-cDM; (b) nDM-cDM

附近的西北太平洋上有明显的降水减少,而在我国华南、南海和中南半岛等地则出现了异常多的降水。在负偶极子位相期间,东印度洋和中南半岛降水增加,我国南部和东部也有明显的降水增加,而在西太平洋上则出现大范围的降水减少,在(35°N , 170°E)附近的西北太平洋仍为降水负距平。

可见,在印度洋正偶极子位相期间,我国大部分地区降水都明显增加,而印度洋负偶极子位相期间,我国的东部和南部地区为主要的降水异常区。

3.4 对风场的影响

图 9a、b 分别是正、负偶极子位相期间模拟得到的 850 hPa 异常风场响应。从图中可见,在赤道印度洋上的异常东风,印度的异常西风,孟加拉湾到南海一带的异常西风,均被正确模拟出来。这说明印度洋正偶极子使得印度夏季季风 and 南海夏季风增强;西太平洋上的异常北风,削弱来自热带海洋的水汽向北输送,使得远东地区夏季干旱炎热。在负偶极子位相期间,赤道印度洋上的异常西风,印度和孟加拉湾一带的异常东风,南海上的异常东风,也都被正确模拟出来。这说明印度洋负偶极子使得印度夏

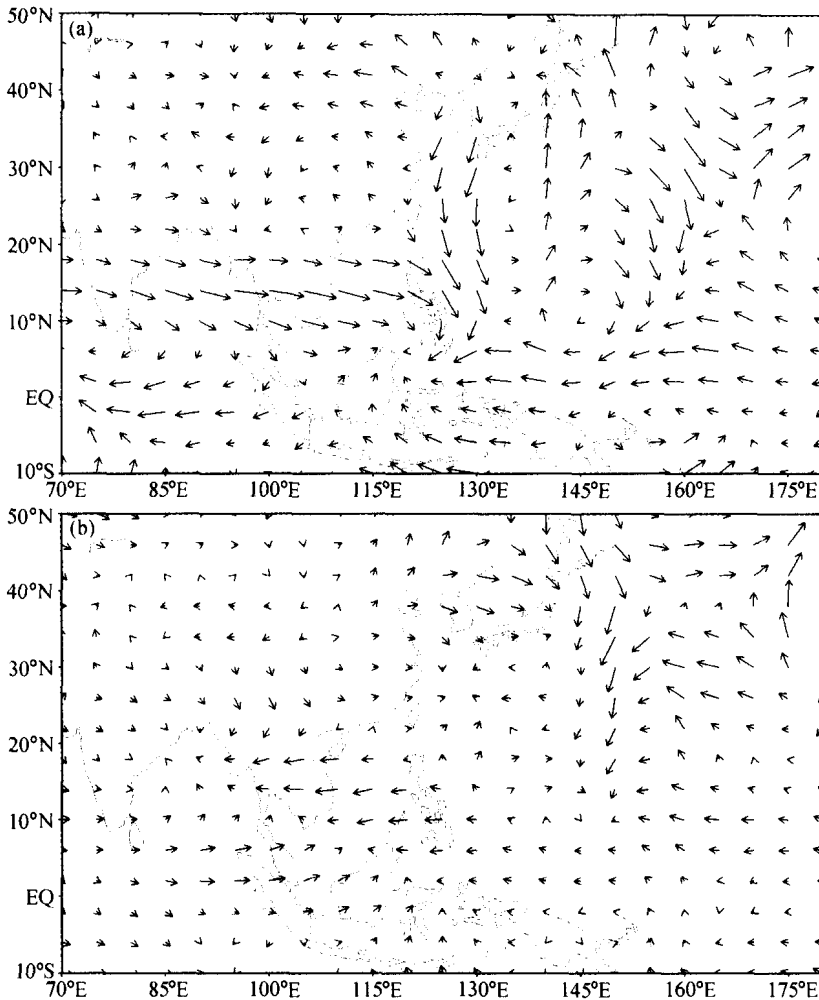


图 9 6~8 月 850 hPa 异常风场响应场 (单位: m s^{-1})

(a) pDM-cDM; (b) nDM-cDM

季季风和南海夏季风减弱。

可见, 印度洋正偶极子位相期间, 印度夏季风强, 印度季风对南海季风的作用也较强; 而负偶极子位相期间, 印度季风对南海季风影响较小。

4 小结

对印度洋偶极子的资料分析和数值模拟结果表明, 印度洋偶极子和东亚季风区天气气候变化关系密切。通过正、负偶极子的模拟结果分析, 可以初步得到以下结论:

(1) 印度洋偶极子对东亚季风区天气气候, 特别是夏季, 影响显著。

(2) 印度洋正偶极子位相期间, 东亚地区的西南季风爆发偏晚, 强度增强; 而印度洋负偶极子位相期间, 东亚地区的西南季风爆发偏早, 强度减弱。

(3) 正偶极子位相期间, 我国大陆大部分地区降水增多, 西太平洋上的异常北风, 减弱了季风的经向水汽和热量输送, 使得远东地区夏季干旱炎热; 负偶极子位相期间, 我国的东南部地区有丰富的降水。

本文的资料分析和数值模拟建立在不考虑赤道东太平洋海温变化 (El Niño) 影响上, 是“纯”印度洋海温偶极子模拟。海温变化具有全球结构, 钱维宏^[13]对全球海与赤道东太平洋强信号区海温异常的相关研究指出, 强信号区的海温异常与赤道中西太平洋、低纬度印度洋地区海温异常显著相关, 可见印度洋偶极子和赤道东太平洋海温异常期间对东亚地区气候的影响有待进一步的深入研究。

致谢 左瑞亭博士和李娟同学为本研究提供了大量的帮助, 谨致衷心谢意!

参 考 文 献

- 1 Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, and T. Yamagata, A dipole in the tropical Indian Ocean, *Nature*, 1999, **401**, 360~363.
- 2 Webster, P. J., A. M. Moore, J. P. Losching, and R. R. Leben, Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997—1998, *Nature*, 1999, **401**, 356~360.
- 3 谭言科, 热带印度洋海气系统的特征及变异机理, 南京气象学院博士学位论文, 2002.
- 4 Ashok Karumuri, Guan Zhaoyong, and Toshio Yamagata, Impact of the Indian Ocean dipole on the relation between the Indian monsoon rainfall and ENSO, *Geophys. Res. Lett.*, 2001, **28** (23), 4499~4502.
- 5 李崇银、穆明权, 赤道印度洋海温偶极子型振荡及其气候影响, *大气科学*, 2001, **25** (4), 433~443.
- 6 Li Chongyin, and Mu Mingquan, The Influence of the Indian Ocean Dipole on Atmospheric Circulation and climate, *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, **18** (5), 831~843.
- 7 晏红明、肖子牛、谢应齐, 近 50 年热带印度洋海温距平场的时空特征分析, *热带气象学报*, 2000, **5** (2), 180~188.
- 8 Behera, S. K. and T. Yamagata, A new East-Asian winter monsoon index and associated the Indian Ocean dipole impact on Darwin pressure: Implication for southern oscillation index, 2002, The Second International Symposium on Physico-Mathematical Problems Related to Climate Modeling and Prediction (CAS-TWAS-WMOFORUM), 2002, China, Shanghai.
- 9 Yamagata, T., The Indian Ocean dipole, the Second International Symposium on Physico-Mathematical Problems Related to Climate Modeling and Prediction (CAS-TWAS-WMO FORUM), China, Shanghai, 2002.

- 10 毕训强, IAP 九层大气环流模式及气候数值模拟, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 1993.
- 11 薛峰、曾庆存, 1 月和 7 月平均气候的模拟与 IAP GCM 模式效能检验, 气候与环境研究, 1997, 2 (2), 115~133.
- 12 晏红明、肖子牛, 印度洋海温异常对亚洲季风区天气气候影响的数值模拟研究, 热带气象学报, 2000, 16 (1), 18~27.
- 13 钱维宏, 地球系统中 ENSO 循环理论研究和数值模拟, 兰州大学博士学位论文, 1995.

A Study of the Indian Ocean Dipole Influence on Climate Variations over East Asian Monsoon Region

Yan Xiaoyong¹⁾, and Zhang Ming²⁾

1) (*The 96631 Army, Beijing, 100085*)

2) (*Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101*)

Abstract The influence of the Indian Ocean Dipole (IOD) on climate variations over East Asian monsoon region is analyzed, based on NCEP/NCAR 40 years reanalysis data and IAP AGCM-II. The results show that IOD may result in significant effects on climate over East Asian monsoon region, especial in summer. With positive (negative) IOD forcing, the Asian summer monsoon will break out later (earlier) than usual, and its intensity is stronger (weaker) than the normal, with more precipitation in eastern and southern parts of China

Key words: the Indian Ocean dipole; East Asian monsoon; numerical simulation