

20世纪90年代末东亚夏季降水年代际变化及其成因初探^{*}

胡泊¹⁾ 乔少博¹⁾ 封国林^{1)2)†}

1) (扬州大学物理科学与技术学院, 扬州 225002)

2) (中国气象局国家气候中心开放实验室, 北京 100081)

(2014年5月16日收到; 2014年7月15日收到修改稿)

基于1983—2011年月总降水量、环流和海温的再分析资料, 给出了20世纪90年代末东亚夏季降水的年代际调整的区域特征, 及其对应的大气环流内部过程和可能的海温外强迫的年代际变化. 研究结果表明, 在20世纪90年代末东亚北部夏季降水比东亚南部夏季降水由湿向干的表现更为明显, 东亚南部地区夏季降水则是在20世纪90年代初和21世纪初发生年代际的转折. 此外, 东亚地区夏季的500 hPa高度场、850 hPa风场、U200风场、水汽输送场和东亚太平洋遥相关型指数和东亚夏季风指数等在20世纪90年代末期也表现出明显的年代际变化特征. 进而从大气内部过程的角度验证了20世纪90年代末东亚夏季降水发生的年代际调整. 与此同时, 北太平洋和西太平洋海表温度表现出由偏低向偏高的转变, 这可能是导致20世纪90年代末东亚夏季气候年代际变化的重要外部成因之一.

关键词: 降水型, 年代际变化, 环流, 外强迫

PACS: 92.60.Wc

DOI: 10.7498/aps.63.209204

1 引言

东亚是全球最显著的季风气候区, 东亚季风环流在时间尺度上呈现出显著的季节内、季节、年际和年代际变化特征. 由于东亚位于世界上最大的大陆东部, 面临世界上最大的大洋, 海陆差异比较大, 因此东亚夏季降水很容易受到大气内部因素和外强迫因子的影响. 作为东亚占地面积最大的国家, 中国夏季降水的年代际变化很大程度上反映了东亚地区的降水情况. 已有研究表明^[1–6], 近几十年来我国夏季降水经过了四次非常明显的年代际变化, 而且表现出了典型的区域性降水形式. 具体事实可归纳为: 1) 严中伟^[7]对北半球夏季气候跃迁的研究表明, 1960s末我国华北地区的夏季降水开始减弱, 马京津等^[8]对华北地区夏季水汽输送研

究表明, 从1970s开始水汽输送方向变成以偏西为主; 2) 文献^[9–11]研究发现, 1970s末我国长江流域夏季降水增多, 华北地区出现持续性减弱, 与之相对应的东亚夏季风1970s末也出现了显著的年代际变化趋势^[12], 我国西北地区夏季降水也表现出增多的趋势^[13,14]; 3) 1990s初期, 我国华南地区降水显著性增多^[15–18]; 4) 1990s末期, 我国华北和东北地区夏季降水明显减弱^[19], 黄河、淮河流域夏季降水增多, 长江流域降水减少^[20], 梅雨期降水主雨带北移. 伴随着我国夏季降水的年代际变化, 我国夏季降水异常主模态也出现了年代际转变^[21]. 黄荣辉等^[19]的研究结果表明, 我国东部夏季降水主模态在1990s末发生了年代际变化, 由“三极型”向“偶极型”转变, 我国东部夏季降水异常呈现“南正北负”的分布特征. 龚志强等^[22]通过对夏季降水及年代际转型的可能信号分析, 得出在2012年可

^{*} 国家重点基础研究发展计划 (批准号: 2012CB955903)、国家自然科学基金 (批准号: 41205040, 41175067, 41375078) 和公益性行业专项 (批准号: GYHY201306021) 资助的课题.

[†] 通讯作者. E-mail: fenggl@cma.gov.cn

能是中国东部夏季降水的转折点.

此外, 关于东亚地区夏季降水年代际变化可能成因的大量的研究^[23–29]表明, El Nino 事件(赤道中, 东太平洋海温异常)是全球范围内天气气候年际和年代际变化的一个强有力信号. 东亚夏季气候年代际变化可能是由于热带东太平洋发生了年代际的 El Nino 现象所引起的. 张庆云等^[18]和邓伟涛等^[30]的研究表明, 中国地区夏季降水的年代际变化与北太平洋年代际振荡(PDO)有联系. 东亚地区天气变化与东亚季风环流有关^[31,32], 同时太平洋海温也是影响东亚地区天气变化的重要原因. 大量的动力统计数值实验都为研究东亚降水做出了贡献^[33–37]. Li 等^[38]通过两种模式研究东亚降水、季风环流调整与热带海温、全球海温、温室效应增加的气溶胶等之间的相互作用. 研究发现, 热带地区海温外强迫能使大多数季风环流减弱; 二氧化碳气体使气溶胶增多, 加强了海陆热力差异, 促进东亚季风环流; 热带地区海温增加, 特别是中东太平洋海温年代际变化是季风消弱的主要原因. Si 和 Ding^[39]研究了青藏高原冬季积雪与东亚夏季降水之间的联系, 发现在 1977—1999 年青藏高原冬季积雪与我国长江流域、日本南部地区夏季降水相关, 而在 2000—2011 年青藏高原冬季积雪则与我国淮河流域、朝鲜半岛地区夏季降水联系更大些. 据探测得到的数据显示, 在 20 世纪 90 年代末青藏高原温度升高, 而温度升高又与地面热感通量和长波辐射增加有直接关系.

显然与 20 世纪 70 年代末的突变相比, 20 世纪 90 年代末发生的东亚地区的夏季降水的调整, 其在空间上表现出的调整显著区域等则略显晦涩. 同时, 这次调整对应的大气内部过程和可能的外部驱动等相关研究也开展较少, 至今没有给出关于 20 世纪 90 年代末东亚夏季降水年代际调整的清晰的概念模型图. 因此, 本文尝试根据 1983—2011 年月总降水量、环流和海温的再分析资料, 利用大气学中常用的统计方法, 探讨了 20 世纪 90 年代末东亚夏季降水的年代际调整, 及其对应的大气环流内部过程和可能的海温外强迫的年代际变化. 本文第二节给出资料和方法; 第三节分析东亚夏季降水的年代际变化特征; 第四节分析东亚地区环流系统的调整; 第五节着重分析太平洋海温与东亚夏季降水和东亚环流系统的关系; 第六节总结, 并给出了 20 世纪 90 年代末东亚夏季降水调整的概念模型图.

2 资料和方法

资料来自美国国家环境预测中心/国家大气研究中心(NCEP/NCAR)发布的 1983 年 6 月到 2011 年 8 月的全球逐月再分析资料, 包括高度场、风场、比湿 q 、地面气压 p 的月平均资料, 分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$; 1983—2011 年 NOAA ERSST 的海面温度资料, 分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$; PREC (The PRECipitation REConstruction data set) 6—8 月的总降水量的分析资料.

本文所采用的主要方法是合成分析、相关分析和回归分析. 计算水汽输送主要采用的方法是从地表面(P_s)到 500 hPa 厚度的整层纬向水汽输送(Q_u)、经向水汽输送(Q_v)的计算方法.

$$Q_v(x, y, t) = \frac{1}{g} \int_{P_s}^{P_s} q(x, y, p, t) v(x, y, p, t) dp, \quad (1)$$

$$Q_u(x, y, t) = \frac{1}{g} \int_{P_s}^{P_s} q(x, y, p, t) u(x, y, p, t) dp, \quad (2)$$

式中: P_s 为地面气压, q 为比湿, u 为纬向风, v 为经向风, g 为重力加速度.

为了分析北太平洋和西太平洋平均海温距平指数与东亚地区夏季降水、500 hPa 高度场和 850 hPa 风场之间的关系, 采用了线性回归. 其中相关系数:

$$R_n = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}. \quad (3)$$

3 1990s 末东亚夏季降水的年代际变化

图 1(a—c) 中, 从东亚地区 ($90^\circ \text{E}—145^\circ \text{E}$, $10^\circ \text{N}—55^\circ \text{N}$) 1983—2011 年夏季降水距平经验正交展开(EOF) 主分量的空间分布可以看出, 东亚区域夏季降水的第一模态(EOF1) 为海陆差异模态, 其方差贡献为 16.7%; 第二模态(EOF2) 出现由北向南的正负交替的模态, 其方差贡献为 11.2%; 第三模态(EOF3) 是由北向南的“+ − +”模态, 其方差贡献为 8.8%; 在 EOF2 和 EOF3 中, 大陆上表现出的“+ − +”和南北向的“+ −”模态, 与魏凤英和张先恭^[40]关于中国东部夏季雨型的划分、黄荣辉

等^[19]研究给出的中国东部地区夏季降水的主要模态等有关结论是一致的,进而也说明了本文对东亚地区夏季降水 EOF 展开得到的降水异常模态是可信的.

图 1(d)—(f)中给出的是 EOF1, EOF2 和 EOF3 的时间系数. 可以看出, EOF1 和 EOF2 更多地表现出年际振荡, 而 EOF3 的年代际均值变化的特征相较明显. 利用滑动 T 检验方法 (MTT) 分别对 EOF1, EOF2 和 EOF3 的时间系数 1983—2011 年进行年代际位相调整的检验 (图 2(a)), 可以看出, EOF1 和 EOF2 均不存在通过 0.05 信度检验的突变点, 而 EOF3 的时间系数存在通过 0.05 信度检验的突变点, 对应的突变时间在 1998 年前后. 此外, 龚志强等^[41]的启发式分割算法 (BG 算法) 的检测方法与 MTT 方法的类似 (图略). 图 2(b) 为对 EOF3 的时间系数进行小波分解的方差图. 可以看出, 在对应 12—18 年左右存在极大值, 即说明 EOF3 的时间系数存在相应时间尺度的准周期振荡, 这也进一步说明了存在年代际位相调整的可能性.

图 3 是东亚 1983—2011 年 (6—8) 月的降水距平百分率的纬度-时间剖面图. 从图中可以看出明显的年代际的变化特征: 20 世纪 80 年代初到 90 年代末 30°N 以北地区降水偏多, 30°N 以南地区降水相对于东亚北部地区偏少; 而 90 年代末至 2011 年 30°N 以北地区降水由多变少, 30°N 以南降水也相应地由少变多. 而且从图上也可以看出, 东亚北部地区的年代际变化特征更加明显. 为了更容易地看出东亚北部地区夏季降水的年代际变化, 图 4(a) 和 (b) 分别给出了东亚南部地区夏季降水距平直方图和东亚北部地区夏季降水距平直方图. 从图 4 可以看出, 东亚北部地区 (100°E — 130°E , 30°N — 55°N) 夏季降水在 1998 年出现年代际转变, 从正距平转变成负距平, 对应了 EOF 分解对应的第三模态的时间系数序列. 而东亚南部地区 (100°E — 130°E , 10°N — 30°N) 夏季降水在 20 世纪 90 年代初和 21 世纪初都发生了年代际的转折, 由负距平到正距平再到负距平.

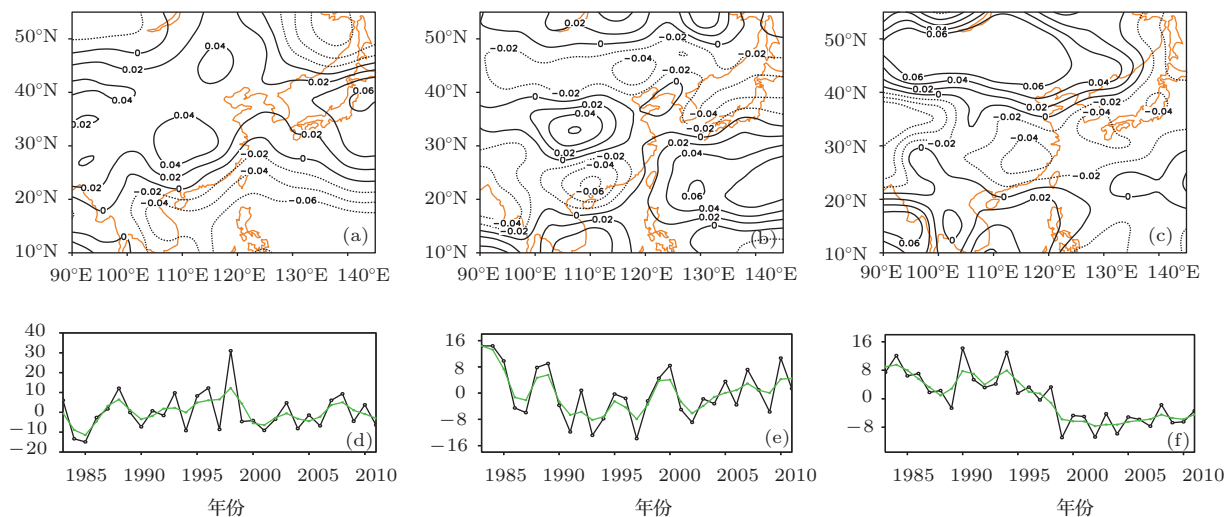


图 1 (网刊彩色) 东亚地区 1983—2011 年夏季降水的 EOF 主分量的空间分布 (a)—(c) 和时间系数 (d)—(f) (a) EOF1, 方差贡献 16.7%; (b) EOF2, 方差贡献 11.2%; (c) EOF3, 方差贡献 8.8%; (d) EOF1 对应的时间系数; (e) EOF2 对应的时间系数; (f) EOF3 对应的时间系数

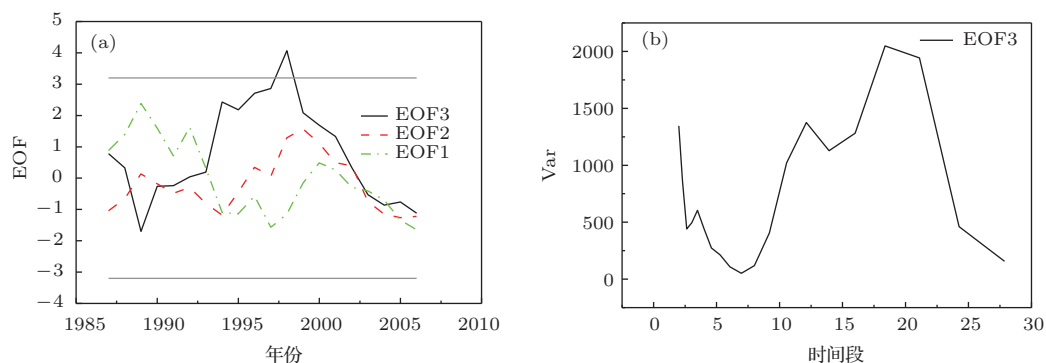


图 2 (网刊彩色) 东亚 1983—2011 年夏季降水的 EOF 主分量时间系数的 MTT 检测 (a) 和 EOF3 时间系数的小波变化方差 (b)

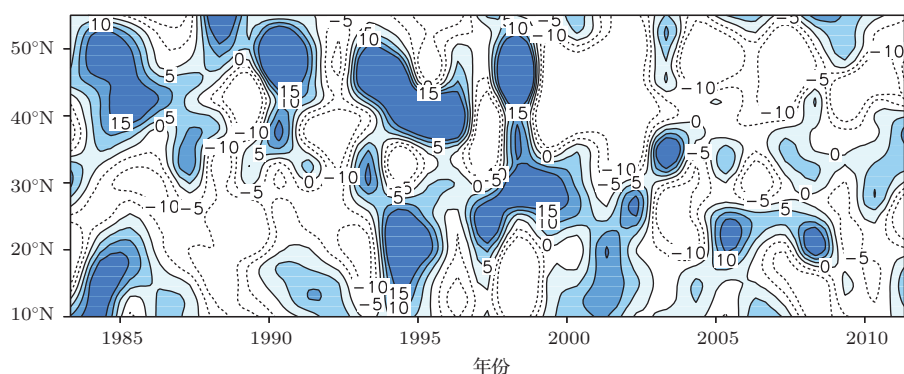


图3 (网刊彩色) 东亚沿 100° E—130° E 夏季 (6—8 月) 降水距平百分率 (%) 的纬度-时间剖面

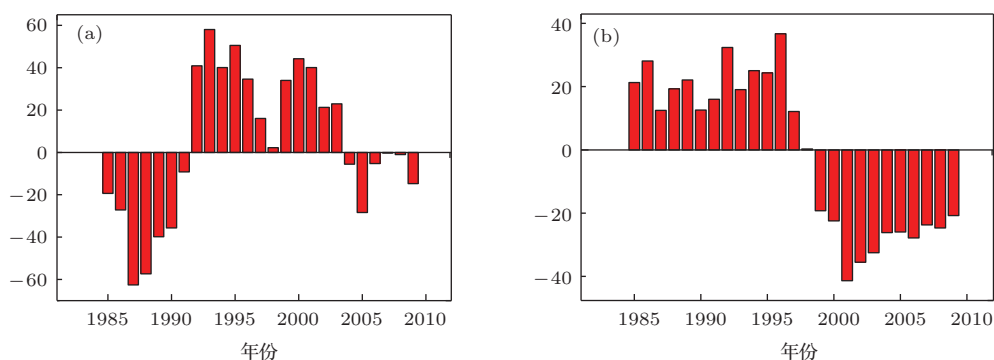


图4 东亚地区夏季降水距平直方图 (a) 东亚南部地区 (100° E—130° E, 10° N—30° N); (b) 东亚北部地区 (100° E—130° E, 30° N—55° N)

为了更清楚地看出东亚地区夏季降水的年代际变化, 图5(a)和(b)分别给出了1983—1998年和1999—2011年东亚夏季降水距平百分率, 图5(c)是1983—1998年和1999—2011年降水距平百分率差值图. 从图5(a), (b)中可以看出, 东亚出现非常明显的年代际变化. 1983—1998年中东亚北部地区降水偏多, 东亚南部地区降水偏少, 呈现明显的“偶极型”的降水特征. 1999—2011年降水型与1983—1998年降水型的情况相反, 东亚北部地区降水偏少, 东亚南部地区降水偏多. 从图5(c)差值图中可以看出, 1983—1998年与1999—2011年降水型几乎一致. 因此, 东亚地区在20世纪90年代末具有非常明显的年代际变化.

4 20世纪90年代末的东亚环流系统的调整

已有研究^[42]表明, 中国东部夏季降水异常和年代际的变化都和东亚-太平洋遥相关有很好的联系. 从图6可以看出, 90年代末, 30° N以北的东亚地区500 hPa高度场也出现了年代际的转折. 1983—1998年东亚北部地区大面积

为负值区, 东亚南部地区相对于北部地区为正值区. 1999—2011年东亚北部地区大面积为正值区, 东亚南部大面积相对于北部地区为负值区. 可以看出, 500 hPa高度场的这种变化和东亚夏季降水的年代际变化有很好的-一致性. 当500 hPa高度场为负距平值时, 东亚夏季降水偏多; 当500 hPa高度场为正距平值时, 东亚夏季则以降水偏少为主. 图7(a)—(c)分别是1983—1998年, 1999—2011年500 hPa高度场距平合成图和1999—2011与1983—1998年的500 hPa高度场距平合成差值图. 可以看出, 1983—1998年欧亚大陆中高纬度高度场从西到东呈“— + —”分布, 中亚地区到中国东部华南地区为正距平所控制, 在东亚地区从北向南呈现“— +”的偶极分布特征. 这种径向型环流具有相当的正压结构, 有利于水汽向北输送. 1999—2011年的情况则相反, 欧亚大陆中高纬度高度场从西到东呈“+ — +”分布, 属于“两脊一槽”的分布, 有利于在中亚地区形成阻塞高压频发, 不利于中国夏季的雨带偏北. 差值图则进一步证实了“两脊一槽”的分布特征, 突出了前后两个时期的差异.

图8(a), (b)分别是1983—1998年, 1999—2011年的850 hPa风场叠加U200风场距平合成

图. 这两幅图最明显的特征就是在 (35°N — 55°N , 100°E — 130°E) 和 (10°N — 30°N , 100°E — 130°E) 范围内, 1983—1998年, 对应的对流层 850 hPa, 东亚北部地区 (35°N — 55°N , 100°E — 130°E) 受异常的气旋控制, 有利于水汽向东亚北部地区输送, 也有利于低层风场辐合, 降水偏多; 而 U200 风场中西风急流偏强, 有利于高层辐散, 这样一种高层辐散, 低层辐合的环流配置给东亚北部等区域带来丰富的降水. 同时, 东亚南部 (10°N — 30°N , 100°E — 130°E) 受异常的反气旋所控制, 下沉运动增强, 不利于中国东部华南以南地区降水; 而 1999—2011 年的风场则与 1983—1998 年的风场呈现相反的情况, 850 hPa 风场在东亚北部为异常的反异常气旋所控制, 低层风场辐散, 下沉运动增强, U200 风场西风急流偏弱, 风场辐合, 位置较低层的 850 hPa 风场向西倾斜. 这样一种高层辐合、低层

辐散、下沉运动增强的高低层环流异常配置不利于该地区降水的产生, 对应着东亚北部地区降水减少. 在东亚南部地区, 低层风场辐合、上升运动增强、高层风场辐散, 有利于降水. 图 9 则是在同期的 500 hPa 垂直速度. 从图 9 (a), (b) 可以看出, 在东亚地区西部, 环流异常表现出从南到北的“+ - +”分布特征. 其中 1983—1998 年, 在 500 hPa 层, 在东亚地区东部, 环流异常表现出南北反相位的“偶极型”分布特征. 40°N — 55°N 地区为上升运动, 而东亚南部地区 40°N 以南地区为下沉运动所控制, 对应的 200 hPa 风场也大致出现这样的偶极型特征. 在 1999—2011 年, 500 hPa 垂直速度则呈现相反的情况. 因此, 从风场和垂直速度中也可以看出, 在 20 世纪 90 年代末出现年代际变化特征是非常明显的.

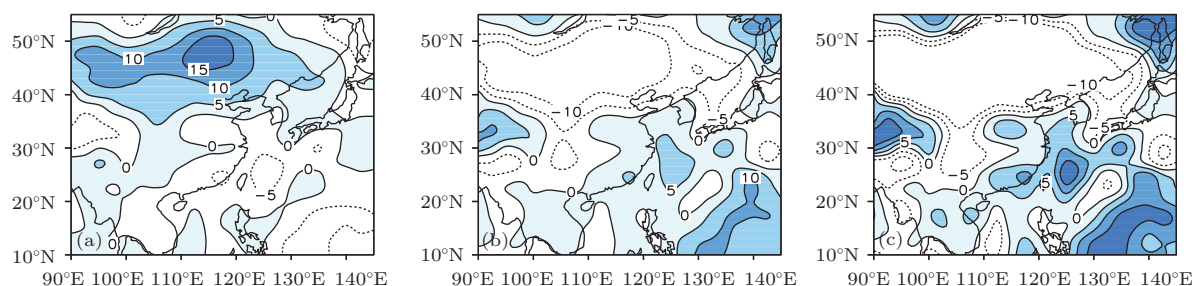


图 5 (网刊彩色) 东亚夏季 (6—8 月) 降水距平百分率 (a) 1983—1998 年; (b) 1999—2011 年; (c) 差值图

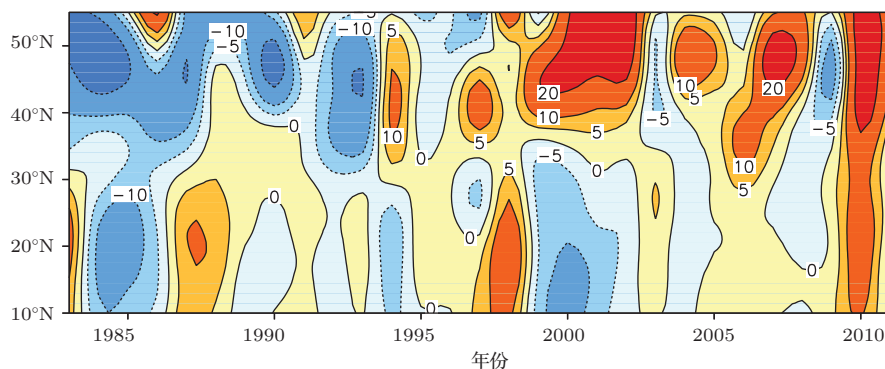


图 6 (网刊彩色) 东亚 500 hPa 高度场距平的纬度-时间剖面

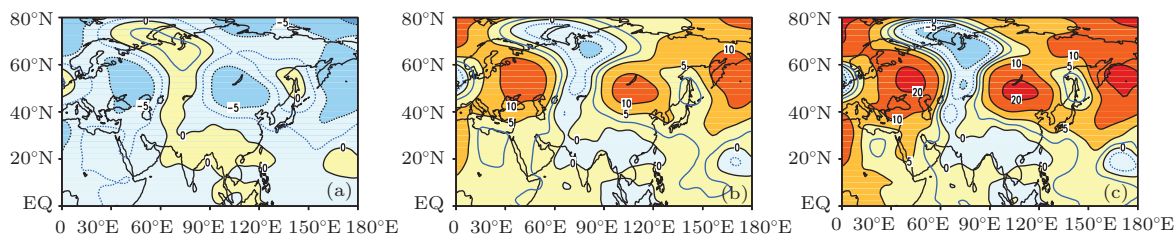


图 7 (网刊彩色) 东亚 500 hPa 高度场距平合成图 (a) 1983—1998 年; (b) 1999—2011 年; (c) 1999—2011 与 1983—1998 年的差值图 (图中蓝色线部分为 t 检验达到 0.05 显著性水平的区域)

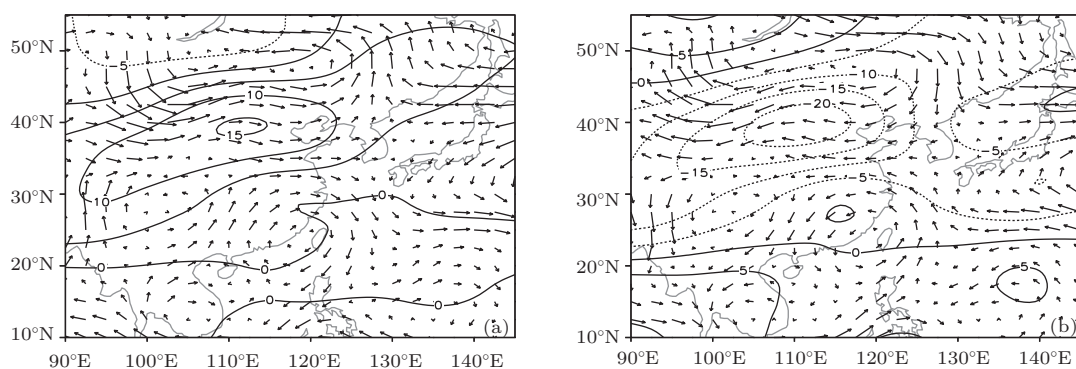


图8 850 hPa 风场叠加 200 hPa U 风场距平合成 (a) 1983—1998 年; (b) 1999—2012 年

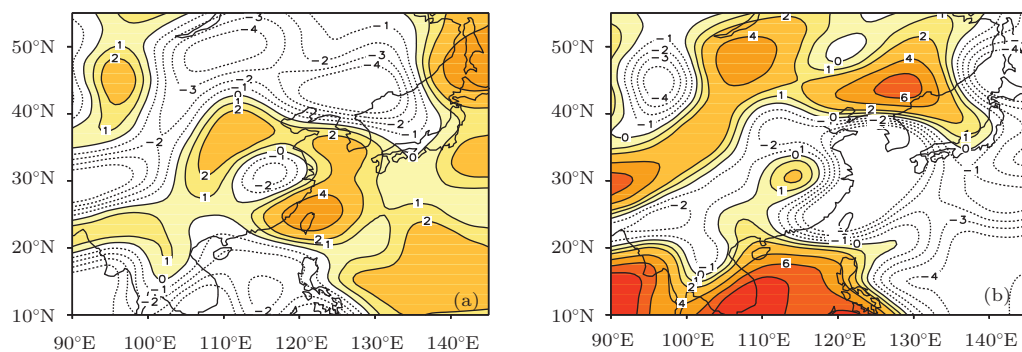


图9 (网刊彩色) 500 hPa 垂直速度 (a) 1983—1998 年; (b) 1999—2012 年

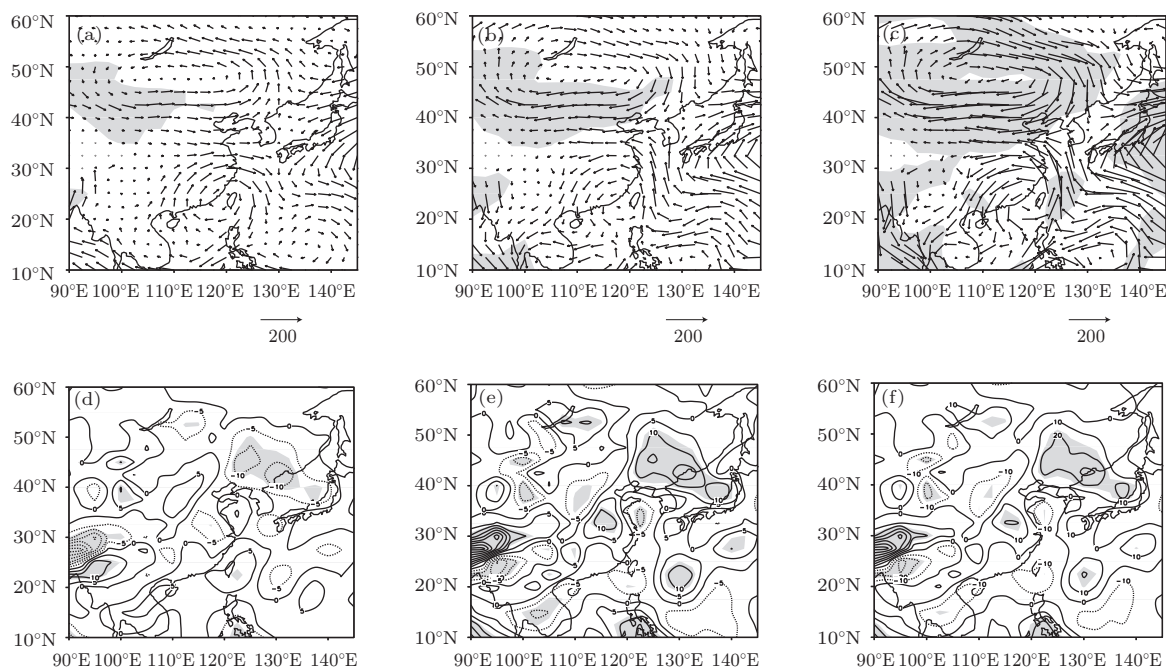


图10 整层水汽输送通量及其辐合辐散 (a), (d) 1983—1998 年平均与气候态之差; (b), (e) 1999—2011 年平均与气候态之差; (c), (f) 1999—2011 年与 1983—1998 年平均之差 (图中阴影部分是通过信度为 0.05 的显著性检验)

东亚夏季降水与东亚夏季水汽输送有着密切的联系. 图10(a)—(c)分别是1983—1998年, 1999—2011年整层积分的水汽输送的合成图和两时段的整层积分的水汽输送的差值图. 图10(d)—(f)则是与之相对应的辐合辐散场的年

际异常. 从图中可以看出, 1983—1998年期间, 来自太平洋的水汽在东亚北部地区形成气旋式异常输送, 在气旋南侧(福建一带)异常的水汽输送与气候态的输送方向相反, 对应着水汽输送增强, 水汽输送辐合, 有利于东亚北部地区降水. 在东亚南

部, 我国华南地区水汽输送为反气旋式异常. 反气旋式水汽输送伴随着局部地区水汽辐散, 不利于东亚南部地区降水. 而在1999—2011年的水汽输送与前段时间的水汽输送呈现相反的趋势. 东亚北部地区水汽输送形成反气旋式异常输送, 在气旋南侧异常的水汽输送与气候态的输送方向相反, 对应着水汽输送减弱, 水汽输送辐散, 不利于东亚北部地区降水. 在东亚南部, 我国华南地区水汽输送为气旋式异常. 气旋式水汽输送伴随着局部地区水汽辐合, 有利于东亚南部地区降水. 从差值图中也可以看出, 东亚北部地区和东亚南部地区明显的反气旋和气旋变化, 在我国东部地区水汽输送和其辐合辐散呈现南北反相的偶极型分布特征, 这对东亚夏季降水1990s末的年代际异常有着重要的影响, 从侧面也反映了此次水汽输送与东亚夏季降水有着很好的关联.

东亚夏季降水异常与东亚夏季风强度有紧密的关系^[43]. 因此, 利用两个常用的东亚夏季风指数研究东亚夏季风强度的年代际变化特征. 这两个指数分别是Huang^[44]定义的东亚/太平洋(EAP)遥相关指数和施能等^[45]定义的东亚夏季风(EASM)指数. 研究表明两者对于东亚夏季风变化都有很好的描述能力. EAP指数是基于东亚-太平洋区域存在EAP/PJ大气遥相关型定义的季风环流指数, 反映了东亚地区夏季风水平和垂直环流的异常特征, 包含了热带、副热带和中纬度大气环流变化的特征. 其变率与东亚地区夏季降水和温度异常有着紧密的联系. 施能等定义的EASM指数从大尺度角度出发, 很好地解释了海陆之间海平面气压差与季风之间的关系. 两指数定义分别为

$$I_{\text{EAP}} = -0.25Z_s(60^\circ \text{ N}, 125^\circ \text{ E}) \\ + 0.50Z_s(40^\circ \text{ N}, 125^\circ \text{ E}) \\ - 0.25Z_s(20^\circ \text{ N}, 125^\circ \text{ E}),$$

其中, $Z_s = (Z - \bar{Z}) \sin(45^\circ) / \sin \theta$ 表征在 θ 格点夏季平均的500 hPa位势高度场异常标准差.

$$I_t = \sum_{i=1}^n (p_{1it}^* - p_{2it}^*), \quad I_t^* = \frac{I_t - \bar{I}}{\sigma_I},$$

I_t^* 则为标准化的EASM指数, 其中 i 表示纬带, t 表示年份, $\bar{I}$, σ_I 表示 I 的平均值和均方差, $*$ 为标准化处理; p_{1it}^* , p_{2it}^* 分别是 110° E , 160° E 的第 i 纬带第 t 年的标准化海平面气压值.

图11为根据黄刚和施能等定义的指数计算的EAP指数和EASM指数的异常分布. 两个指数都

表现出明显的年代际变化和年际变化特征. 在年代际尺度上, EAP指数在20世纪90年代中后期出现了一次明显的年代际变化, 由负相位变为正相位. 这与张庆云等^[18]研究20世纪90年代中国华南夏季降水变化相对应, 大致上也与东亚北部地区夏季降水呈现良好的对应关系. 而施能等定义的EASM指数则在1990s初和2000s初出现了两次相位的转变, 与东亚南部地区夏季降水有很好的对应关系. 这两指数都反映了20世纪90年代中后期都发生了年代际的转变, 但两者发生转变的时间并不完全一致, 可能是因为两指数所表征的环流和显著相关的降水的区域不同.

5 北太平洋和赤道西太平洋海温的年代际变化

对这次年代际变化的不同时段夏季太平洋海温进行合成分析. 由图12可以发现, 1983—1998年北太平洋中纬度地区海温偏冷, 而赤道中东太平洋海温偏暖, 具有PDO暖相位的特征(图12(a)); 1999—2011年北太平洋中纬度地区海温偏暖, 而赤道中东太平洋海温偏冷, 具有PDO冷相位的特征(图12(b)); 这种PDO由正相位向负相位转变, 通过影响东亚夏季风环流系统, 使得东亚夏季风增强, 从而导致东亚地区降水型的改变. 张庆云等^[18]也指出中国东部的夏季降水雨型与大气外部强迫因子北太平洋中纬度海温年代际变化PDO关系密切; Huang^[44]的研究表明西北太平洋低层环流存在着明显的年代际变化, 且这种年代际变化表征了西北太平洋夏季风的年代际变化, 并且会影响到东亚夏季风的变化. 大量的研究都表明太平洋海温是影响东亚夏季降水重要的外部因子之一. 1983—2011年东亚夏季降水第三模态的时间系数与夏季海温序列8年滤波低频分量的相关系数分布(图13)可以看出, 在北太平洋地区和西太平洋地区, 两者有着非常显著的相关性.

北太平洋和西太平洋海温是影响东亚夏季降水的重要外强迫因子之一, 对东亚夏季降水起着重要的作用. 因此, 将北太平洋(150° E — 150° W , 20° N — 40° N)平均海温距平和西太平洋(110° E — 116° E , 20° S — 20° N)平均海温距平作为指数. 图14(a), (b)分别是北太平洋、西太平洋海温距平指数. 显然, 这两幅图都具有非常明显的

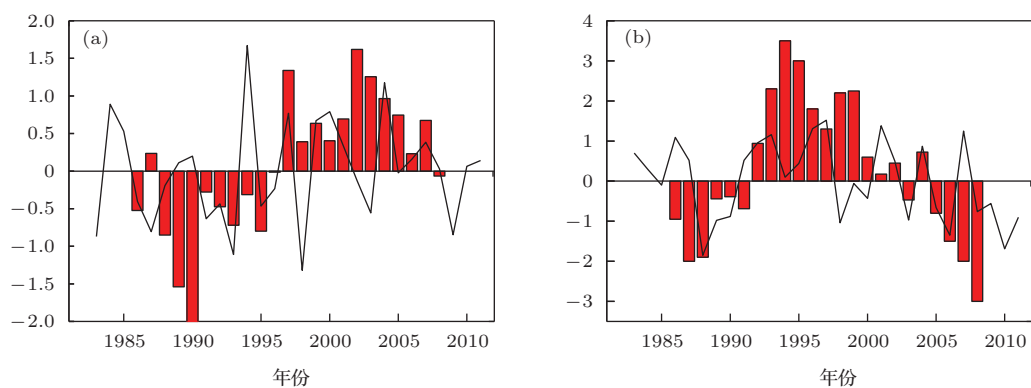


图 11 (a) 和 (b) 分别是 EAP 指数和 EASM 指数 (曲线), 以及相对应的 7 年滑动平均 (柱状图), 其中两指数的 7 年滑动平均扩大了 5 倍

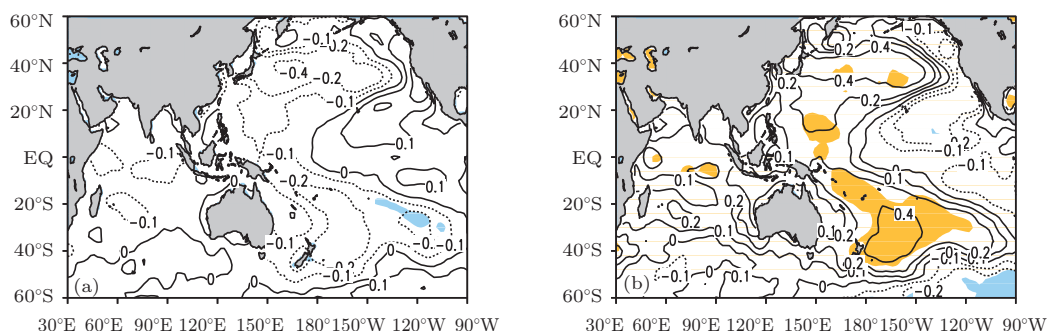


图 12 (网刊彩色) 海温距平合成图 (a) 1983—1998 年; (b) 1999—2011 年

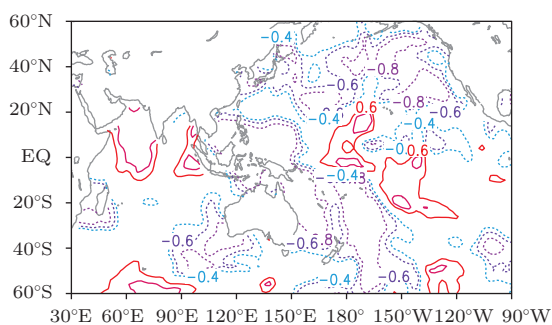


图 13 (网刊彩色) 1983—2011 年东亚夏季降水第三模态的时间系数与夏季海温序列 8 年滤波低频分量的相关系数

年代际变化特征, 在 20 世纪 90 年代中后期之前都是负指数, 在 20 世纪 90 年代中后期之后都转变为

正指数. 已有的研究表明, EASM 的强弱直接决定了东亚地区的降水, 而 EASM 强弱的一个重要影响因素在于海陆温差, 而 1999 年之前(后)的西太平洋和北太平洋海温以偏冷(暖)为主, 海陆温差的加大(减小), 有利于 EASM 偏强(弱), 造成东亚北部地区降水偏多(少).

通过北太平洋海温指数和西太平洋海温指数分别对东亚夏季降水进行相关分析, 图 15 (a1), (a2) 分别是北太平洋海温指数和西太平洋海温指数与东亚夏季降水进行相关分析得出的相关系数; 图 15 (b1) 和 (b2) 分别是北太平洋海温指数和西太平洋海温指数对东亚夏季降水求得的回归场的差

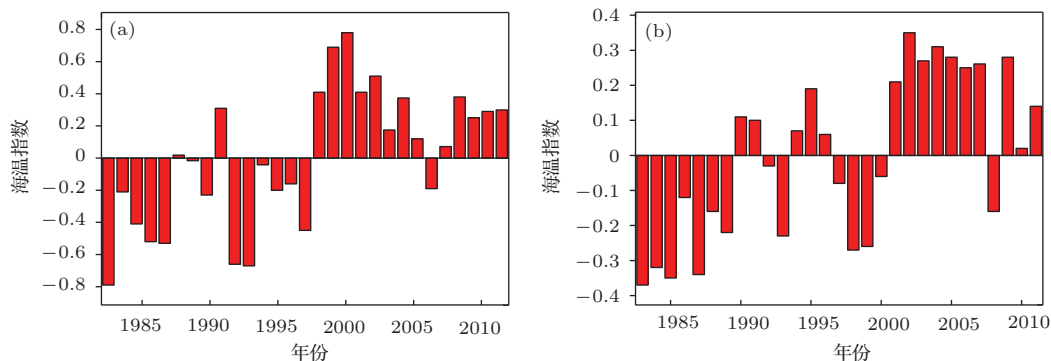


图 14 海温指数分布 (a) 北太平洋海温指数; (b) 西太平洋海温指数

值图. 从图 15 (a1) 可以看出, 北太平洋海温指数与东亚北部夏季降水有很好的对应关系, 通过相关系数得出的东亚夏季降水距平百分率回归图 (b1) 与东亚夏季降水距平百分率图相一致. 西太平洋海温与东亚地区大部分都有很好的对应关系. 西太平洋海温是热带太平洋表面温度场的主要模态, 是调制热带太平洋乃至全球气候的关键因子, 其变化特点

一直是人们关注的焦点. 通过西太平洋海温距平指数与东亚夏季降水的相关系数可以看出, 西太平洋海温与东亚地区有很好的对应关系. 因此, 西太平洋海温也是影响东亚夏季降水的重要因子之一.

图 16 (a1), (a2) 分别是北太平洋海温指数和西太平洋海温指数对 500 hPa 高度场进行相关分析得出的相关系数; 图 16 (b1), (b2) 分别是北太平洋海

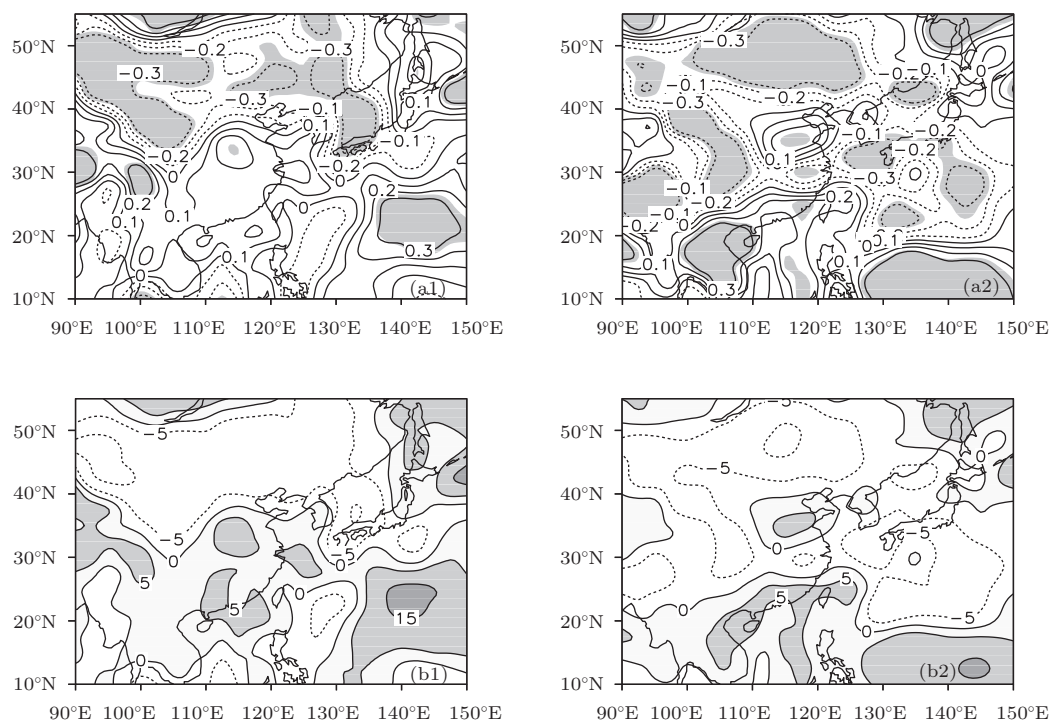


图 15 海温指数与东亚夏季降水的相关系数 (a1), (a2) 和东亚夏季降水距平百分率回归图 (b1), (b2), 相关系数图中阴影部分是通过信度为 0.10 的显著性检验

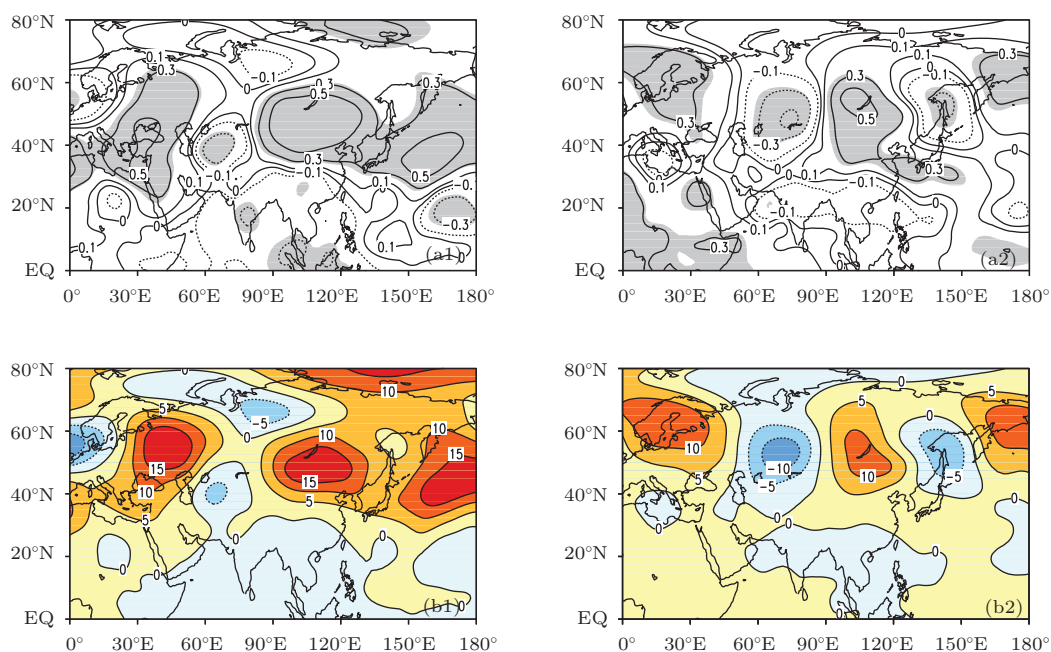


图 16 (网刊彩色) 海温指数与 500 hPa 高度场的相关系数图 (a1), (a2) 和 500 hPa 高度场距平回归图 (b1), (b2), 相关系数图中阴影部分是通过信度为 0.10 的显著性检验

温指数和西太平洋海温指数对 500 hPa 高度场求得的回归场的差值图. 从图 16 可以发现, 不论是西太平洋海温还是北太平洋海温, 对 500 hPa 高度场都有很好的对应关系. 通过相关系数回归出的 500 hPa 回归场也与 500 hPa 合成距平差值图相一致. 因此, 西、北太平洋海温可能是影响 500 hPa 高度场发生年代际转折的重要外部强迫因子之一.

6 结 论

气候年代际变化是全球海陆气系统相互作用的结果, 天气气候的演变特征受到大气内部动力过程和大气外强迫因子的共同作用. 针对 1990s 末东亚夏季降水年代际的异常转折, 分析了内在因素——500 hPa 高度场, 850 hPa 风场, U200 风场, 水汽输送和外在因素——海洋等可能的影响, 并对 1990s 末前后两个时段对比分析了东亚夏季降水的分布特征及其相应的影响因素等, 讨论了 1990s 末东亚夏季年代际发生转折的可能信号. 得出以下主要结论.

1) 东亚北部夏季降水在 20 世纪 90 年代末期发生年代际的转变, 主要表现为由湿向干转变, 而东亚南部夏季降水在 20 世纪 90 年代初和 21 世纪都发生了年代际转变, 降水由干转湿再变干. 从东亚区域宏观的整体角度则更表现为雨型的“+—”型向“—+”型转变.

2) 对应的东亚夏季降水在 20 世纪 90 年代末的年代际变化, 东亚地区夏季环流也发生了年代际的转折. 1983—1998 年, 500 hPa 高度场欧亚大陆从西到东呈“—+—”分布特征, 东亚地区从南到北呈现“+—”的偶极分布特征, 环流具有相当的正压结

构; 850 hPa 风场在东亚北部形成一气旋, 而 U200 风场中西风急流偏强, 东亚南部形成一反气旋, 高层辐散, 低层辐合, 有利于东亚北部地区降水; 整层的水汽输送在东亚北部地区气旋式异常输送, 水汽输送辐合, 南部地区形成一反气旋式异常输送, 水汽输送辐散. 1999—2011 年的情况则相反, 欧亚大陆中高纬度高度场形成“两脊一槽”的分布, 东亚地区从南到北呈现“—+”的偶极分布特征有利于在中亚地区形成阻塞高压频发; 850 hPa 风场在东亚北部为反气旋所控制, 而 U200 风场辐合, 东亚南部形成一气旋, 高层辐合, 低层辐散; 整层的水汽输送在东亚北部地区反气旋式异常输送, 水汽输送辐散, 南部地区形成一气旋式异常输送, 水汽输送辐合, 有利于东亚南部地区降水. 同时, 两个东亚夏季风指数 EAP 和 EASM 都显示了东亚夏季风强度在 20 世纪中后期出现了明显的年代际变化. 因此, 20 世纪 90 年代末期东亚夏季降水发生年代际调整从大气内动力过程的角度是完全可以解释的.

3) 20 世纪 90 年代末, 太平洋海温也发生了明显的年代际变化. 1983—1998 年, PDO 偏暖; 1999—2011 年与前一段时间相反, PDO 偏冷. 通过北太平洋海温指数和西太平洋海温指数对东亚夏季降水和 500 hPa 高度场进行相关分析: 太平洋海温指数与东亚夏季降水和 500 hPa 高度场都有很好的对应关系, 因此, 北太平洋海温和西太平洋海温是引起东亚夏季降水和 500 hPa 高度场发生年代际变化的重要成因之一. 综合考虑 20 世纪 90 年代末东亚夏季降水的调整、同期的大气环流和海温的变化, 给出了 20 世纪 90 年代末东亚夏季降水调整的概念模型图(图 17).

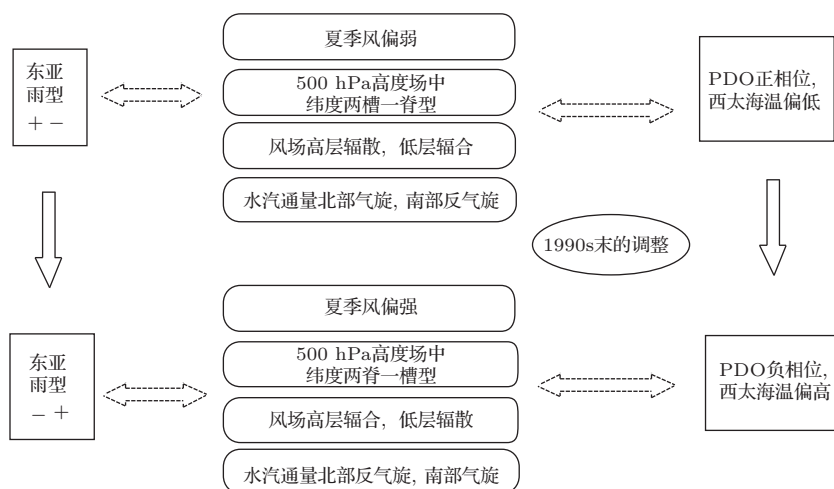


图 17 20 世纪 90 年代末东亚夏季降水调整的概念模型图

参考文献

- [1] Dai X G, Wang P, Chou J F 2004 *Prog. Nat. Sci.* **14** 73
- [2] Feng G L, Dong W J 2003 *Chin. Phys.* **13** 413
- [3] Gong Z Q, Wang X J, Zhi R, Feng G L 2009 *Acta Phys. Sin.* **58** 4342 (in Chinese) [龚志强, 王晓娟, 支蓉, 封国林 2009 物理学报 **58** 4342]
- [4] Huang J P, Yi Y H, Wang S W, Chou J F 1993 *Q. J. Meteorol. Soc.* **119** 547
- [5] Dai X G, Wang P, Zhang K J 2012 *Chin. Phys. B* **21** 119201
- [6] Kwon M H, Jhun J G, Ha K J 2007 *Geophys. Res. Lett.* **34** L21706
- [7] Yan Z W 1992 *Chin. J. Atmos. Sci.* **16** 111 (in Chinese) [严中伟 1992 大气科学 **16** 111]
- [8] Ma J J, Gao X Q 2006 *Plateau Meteorology* **25** 893 (in Chinese) [马京津, 高晓清 2006 高原气象 **25** 893]
- [9] Huang R H, Xu Y H, Zhou L T 1999 *Plateau Meteorology* **18** 465 (in Chinese) [黄荣辉, 徐予红, 周连童 1999 高原气象 **18** 465]
- [10] Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y 2008 *Int. J. Climatol.* **28** 1139
- [11] Zhang Q Y, We J, Tao S Y 2003 *Climatic and Environmental Research* **8** 307
- [12] Wang H 2001 *Adv. Atmos. Sci.* **18** 376
- [13] Shi Y F, Shen Y P, Li D L, Zhang G W, Ding Y J 2003 *Quaternary Sci.* **23** 152
- [14] Shi Y F, Shen Y P, Kang E, Li D L, Ding Y J, Zhang G W, Hu R J 2007 *Climatic Change* **80** 379
- [15] Huang R H, Gu L, Chen J L, Huang G 2008 *Chin. J. Atmospheric Sci.* **32** 691 (in Chinese) [黄荣辉, 顾雷, 陈际龙, 黄刚 2008 大气科学 **32** 691]
- [16] Zhang R, Wu B, Zhao P, Han J 2008 *Acta Meteor. Sin.* **22** 435
- [17] Qian W H, Lin X, Zhu Y F, Xu Y, Fu J L 2007 *Climatic Change* **84** 167
- [18] Zhang Q Y, Lü J M, Yang L M, Wei J, Peng J B 2007 *Chin. J. Atmos. Sci.* **31** 1290 (in Chinese) [张庆云, 吕俊梅, 杨莲梅, 卫捷, 彭京备 2007 大气科学 **31** 1290]
- [19] Huang R H, Chen J J, Liu Y 2011 *Chin. J. Atmos. Sci.* **35** 589 (in Chinese) [黄荣辉, 陈际龙, 刘永 2011 大气科学 **35** 589]
- [20] Zhu Y, Wang H, Zhou W, Ma J 2010 *Climate Dynamics* **36** 1463
- [21] Ye H, Lu R 2011 *J. Climate* **24** 2271
- [22] Gong Z Q, Zhao J H, Feng G L 2013 *Acta Phys. Sin.* **62** 099205 (in Chinese) [龚志强, 赵俊虎, 封国林 2013 物理学报 **62** 099205]
- [23] Yang L M, Zhang Q Y 2007 *Chin. J. Geophys.* **50** 412 (in Chinese) [杨莲梅, 张庆云 2007 地球物理学报 **50** 412]
- [24] Yang P, Hou W, Feng G L 2012 *Chin. Phys. B* **21** 019201
- [25] Gong Z Q, Wang X J, Zhi R, Feng G L 2011 *Chin. Phys. B* **20** 079201
- [26] Wang X J, Zhi R, He W P, Gong Z Q 2012 *Chin. Phys. B* **21** 029201
- [27] Li C Y, Liao Q H 1996 *Climatic and Environmental Research* **1** 124 (in Chinese) [李崇银, 廖清海 1996 气候与环境研究 **1** 124]
- [28] Xu J J, Wang D X 2000 *Acta Oceanol. Sin.* **22** 34 (in Chinese) [徐建军, 王东晓 2000 海洋学报 **22** 34]
- [29] Li C Y 1998 *Adv. Atmos. Sci.* **15** 31
- [30] Deng W T, Sun Z B, Zeng G 2009 *Chin. J. Atmos. Sci.* **33** 835 (in Chinese) [邓伟涛, 孙照渤, 曾刚 2009 大气科学 **33** 835]
- [31] Huang R, Zhou L, Chen W 2003 *Adv. Atmos. Sci.* **20** 55
- [32] Liu Y 2012 *Ph. D. Dissertation* (Beijing: Chinese Academy of Sciences) (in Chinese) [刘永 2012 博士学位 (北京: 中国科学院)]
- [33] Huang J, Yi Y, Wang S, Chou J 1993 *Q. J. Meteorol. Soc.* **119** 547
- [34] Feng G L, Gong Z Q, Zhi R, Zhang D Q 2008 *Chin. Phys. B* **17** 2745
- [35] He W P, Feng G L, Wu Q, Wan S Q, Chou J F 2008 *Nonlinear Processes in Geophysics* **15** 601
- [36] Huang J P, Yi Y H 1991 *Sci. China B* **34** 1246
- [37] Huang J P, Wang S W 1992 *Sci. China B* **35** 207
- [38] Li H M, Dai A G, Zhou T J, Lu J 2010 *Climate Dynamics* **34** 501
- [39] Si D, Ding Y H 2013 *J. Climate* **26** 7622
- [40] Wei F Y, Zhang X G 1988 *Meteorological Monthly* **14** 15 (in Chinese) [魏凤英, 张先恭 1988 气象 **14** 15]
- [41] Gong Z Q, Feng G L, Wan S Q, Li J P 2006 *Acta Phys. Sin.* **55** 477 (in Chinese) [龚志强, 封国林, 万仕全, 李建平 2006 物理学报 **55** 477]
- [42] Chen R D, Wen Z P, Lu R Y, Wu L J 2012 *Chin. J. Atmos. Sci.* **36** 974 (in Chinese) [陈锐丹, 温之平, 陆日宇, 吴丽姬 2012 大气科学 **36** 974]
- [43] Shi N, Lu J J, Zhu Q G 1996 *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* **19** 168 (in Chinese) [施能, 鲁建军, 朱乾根 1996 南京气象学院学报 **19** 168]
- [44] Huang G 2004 *Adv. Atmos. Sci.* **21** 41
- [45] Shi N, Zhu Q G, Wu B G 1996 *Chin. J. Atmos. Sci.* **20** 575 (in Chinese) [施能, 朱乾根, 吴彬贵 1996 大气科学 **20** 575]

Interdecadal variation of precipitation pattern and preliminary studies during the summer of late-1990s in East Asia*

Hu Po¹⁾ Qiao Shao-Bo¹⁾ Feng Guo-Lin^{1)2)†}

1) (College of Physical Science and Technology, Yangzhou University, Yangzhou 225002, China)

2) (Laboratory for Climate Studies, National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China)

(Received 16 May 2014; revised manuscript received 15 July 2014)

Abstract

Based on the analyses of monthly precipitation, National Centers Environmental Prediction/University Corporation for Atmospheric Research reanalysis dataset, and $2^\circ \times 2^\circ$ sea surface temperature (sst) data of extended reconstructed sea surface temperature during 1983–2011, we discuss the interdecadal variations of precipitation around late-1990s in East Asia, the contributions of the atmospheric internal dynamic processes, and the extra-forcing factors such as sst that presents interdecadal characteristics corresponding to the results obtained by using regress analysis. The results show that the interdecadal variations of the summer rainfall over Northern East Asia around late-1990s were more obvious than over Southern East Asia, and the summer rainfall over Southern East Asia experienced a notable interdecadal change around early-1990s and early-2000s. The summer geopotential height at 500 hPa, the summer wind at 850 hPa, the summer U-wind at 200 hPa, the water vapor transportation field, the index of EAP and EASM all have the notable characteristics of the interdecadal variations, which further validate the interdecadal change of precipitation of late-1990s from the angle of the atmospheric internal dynamic process. At the same time the sea surface temperature interdecadal anomalies of North Pacific and West Pacific may also be one of the important reasons for causing the interdecadal change over East Asia of the late-1990s.

Keywords: precipitation pattern, interdecadal variation, circulation, extra-forcing factor

PACS: 92.60.Wc

DOI: 10.7498/aps.63.209204

* Project supported by the National Basic Research Program of China (Grant No. 2012CB955203), the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 41205040, 41175067, 41375078), and the Special Scientific Research Project for Public Interest, China (Grant No. GYHY201306021).

† Corresponding author. E-mail: fenggl@cma.gov.cn