

# 20世纪90年代末中国东部夏季降水和环流的年代际变化特征及其内动力成因

黄荣辉<sup>①②\*</sup>, 刘永<sup>②</sup>, 冯涛<sup>②</sup>

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 中国科学院大气物理研究所, 季风系统研究中心, 北京 100190

\* 联系人, E-mail: hrh@mail.iap.ac.cn

2012-08-20 收稿, 2012-10-09 接受, 2013-02-21 网络版发表

国家重点基础研究发展计划(2009CB421405, 2010CB950403)、国家公益性行业(气象)专项(GYHY201006021)、国家自然科学基金(41175055, 40905027)和国家海洋局第三海洋研究所开放基金(GCMAC1005)资助

**摘要** 观测资料分析表明, 中国东部夏季降水在 20 世纪 90 年代末发生了年代际突变, 在 1999~2010 年期间降水异常从以往的经向三极子型分布变成了经向偶极子分布, 形成了“南涝北旱”(除长江沿岸地区)的特征; 中国东部这次降水的年代际突变与东亚上空对流层环流及散度、垂直运动以及整层水汽输送散度的经向偶极子型年代际异常分布相对应. 并且, 本文还从大气内动力和热力过程讨论了 1999~2010 年期间东亚地区上空夏季对流层中、上层纬向气流和经向气流异常对中国东部夏季降水年代际突变的影响, 其结果表明, 由于在此时期东亚上空副热带急流北移减弱, 使得东亚上空纬向气流异常形成经向偶极子型. 这一方面使得东亚对流层上层沿副热带急流传播的“丝绸之路(Silk Road)”型、沿东亚经向传播的东亚/太平洋(EAP)型和沿极锋急流传播的欧亚(EU)型遥相关波列发生异常, 从而引起中国北方为下沉运动异常, 而南方为上升运动异常; 另一方面造成了中国东部对流层中层北方有冷平流异常, 而南方有暖平流异常, 这也引起了中国北方有下沉运动异常, 而南方有上升运动异常, 因而在 1999~2010 年期间夏季中国形成南涝北旱的降水异常.

## 关键词

夏季降水  
年代际突变  
特征  
成因  
动力

我国地处东亚季风区, 夏季气候受东亚夏季风系统的严重影响. 由于东亚夏季风具有很明显的年代际变化特征, 因此, 我国夏季气候(特别是夏季风降水)表现出显著的年代际变化特征<sup>[1-8]</sup>. Yamamoto 等人<sup>[9]</sup>指出 20 世纪 50 年代北半球气温发生了一次年代际气候突变, 这次气温突变特征是东亚地区气温有明显变化; 严中伟等人<sup>[10]</sup>指出了 20 世纪 60 年代中期北半球夏季降水发生了一次明显的年代际变化, 这次突变的特征是我国华北地区夏季降水开始减少; 黄荣辉等人<sup>[3]</sup>指出在 70 年代中后期东亚地区夏季气候发生了一次明显的年代际突变, 并指出这次突变

的特征与 1965 年前后的气候年代际突变有明显的不同, 其中发生在 1965 年前后的东亚气候年代际突变主要特征是中国华北地区夏季降水开始减少, 而发生在 70 年代中后期的东亚气候年代际突变的主要特征不仅是华北地区夏季降水明显减少, 而且长江流域夏季降水明显增加. 最近, Kwon 等人<sup>[11]</sup>和 Ding 等人<sup>[12]</sup>指出东亚地区气候在 90 年代初又发生了一次年代际突变, 这次突变的特征是中国华南地区夏季降水明显增多; 并且, Zhu 等人<sup>[13]</sup>以及黄荣辉等人<sup>[8]</sup>的研究也初步表明了 90 年代末东亚地区夏季气候可能又发生了一次明显的年代际变化, 这次变化的主

**引用格式:** 黄荣辉, 刘永, 冯涛. 20 世纪 90 年代末中国东部夏季降水和环流的年代际变化特征及其内动力成因. 科学通报, 2013, 58: 617-628

**英文版见:** Huang R H, Liu Y, Feng T. Interdecadal change of summer precipitation over Eastern China around the late-1990s and associated circulation anomalies, internal dynamical causes. Chin Sci Bull, 2013, 58, doi: 10.1007/s11434-012-5545-9

要特征是我国东北、华北地区以及西北东部夏季降水明显减少,而淮河流域的降水明显增多。

有关这几次年代际变化的可能原因,特别是针对20世纪70年代末和90年代初期这两次气候突变的成因,气象学家做了大量的研究工作,发现东亚夏季气候的年代际变化并不是孤立的,而是和全球其它地区气候突变具有一致性<sup>[2-7]</sup>。如黄荣辉等人<sup>[3]</sup>指出了从20世纪70年代中后期起由于赤道东太平洋明显增温,并出现了类似El Niño型的海表温度异常分布,这使得东亚夏季风从70年代中后期起明显减弱;在这之后,不少研究从东亚上空环流的年代际变异方面也指出东亚夏季风在70年代中后期出现明显的减弱,并与西北太平洋副热带高压在70年代中后期强度增强并向西向南偏移有密切关系<sup>[4,5,14,15]</sup>,与之对应,中国华北地区降水持续性减弱;并且,也有学者指出发生在70年代中后期东亚夏季气候的年代际突变是与东亚上空南亚高压增强<sup>[16,17]</sup>、东亚上空对流层变冷<sup>[18,19]</sup>以及副热带高空西风急流增强并向南偏移<sup>[11]</sup>也有很好关系。最近,有些学者对发生在90年代初东亚夏季降水的年代际突变的成因做了一些研究。特别是Kwon等人<sup>[11]</sup>指出中国华南地区夏季降水在90年代初的年代际增多是与东亚高空副热带西风急流出现了年代际减弱有关,而Ding等人<sup>[20]</sup>和Wu等人<sup>[21]</sup>认为这次东亚气候的年代际突变是由于西北太平洋地区对流层低层环流出现反气旋异常所致。

黄荣辉等人<sup>[8]</sup>的研究表明了中国东部夏季降水年代际突变明显表现在夏季降水异常主模态的年代际变化,在1993~1998年期间,中国东部夏季降水的年代际异常中偶极子模态(南北振荡型)的作用在增大,即经向三极子模态与经向偶极子模态并列;并且,他们的研究也初步表明了,在90年代末中国东部夏季降水异常的主模态有从经向三极子模态变成经向偶极子模态的趋势。为了更详细和更系统地分析在20世纪90年代末所发生的中国东部夏季降水年代际突变特征及其成因,本文利用更长的中国东部夏季降水资料以及NCEP/NCAR再分析资料来分析和诊断中国东部夏季降水在1999~2010年期间的年代际变化特征及其与东亚地区上空大尺度季风环流的年代际变化的联系;进一步从动力学上分析研究了发生在90年代末这次中国东部夏季降水变化的大气内动力成因,特别是从热力学方程诊断东亚上空对流层中层定常、瞬变气流的变化通过温度平流来影响垂直

运动来引起降水变化,从而来说明20世纪90年代末我国东部夏季降水突变之成因。

## 1 资料和方法

本文使用的降水资料是中国气象局国家气象信息中心提供的756站逐日降水资料,考虑到站点观测的时间长度和连续性,本研究选取其中481个站点的夏季降水资料,时间跨度为1958年1月~2010年12月。本文使用大气环境场资料为美国国家环境预报中心和大气研究中心(NCEP/NCAR)再分析资料<sup>[22]</sup>,主要包括水平风场、垂直运动场、温度场和大气比湿等变量。所使用的分析方法是常规的合成分析方法及Student's *t* 显著性检验方法。气候均值突变检测方法采用滑动*T*检验以及Lepage检验<sup>[23,24]</sup>两种方法。需要说明的是下文中所提及的距平均表示与气候态均值之差,这里我们采用1971~2000年气候平均作为气候态均值。

## 2 20世纪90年代末中国东部夏季降水的年代际突变特征

我国东部夏季气候突变主要表现在降水<sup>[3]</sup>,因此,首先从夏季降水出发来分析发生在90年代末我国东部夏季气候的突变。

### 2.1 20世纪90年代末中国东部各区域夏季降水的年代际突变特征

为了分析20世纪90年代末我国东部夏季降水年代际突变的区域性特征,本研究利用1958~2010年我国东部(100°~135°E)481测站的降水资料分析了我国东部各区域夏季降水的年际变化。图1(a)~(d)分别是中国东北(40°~50°N)、华北地区(35°~40°N)、江淮流域(30°~35°N)及华南地区(20°~30°N)夏季降水距平百分率的年际变化。从图1(a)和(b)可以看到,在1999~2010年期间,东北、华北地区夏季降水比20世纪90年代的降水有明显的减少;并且如图1(c)所示,江淮流域夏季降水在这期间有明显的增多;此外,从图1(d)可以看到,在此期间,华南地区夏季降水仍继续偏多,但比1993~1998年期的降水有所减少。

为了更清楚地表示中国东部夏季降水在20世纪90年代末所发生的年代际突变特征,本文还给出了中国东部地区100°~120°E纬向平均的降水异常百分率

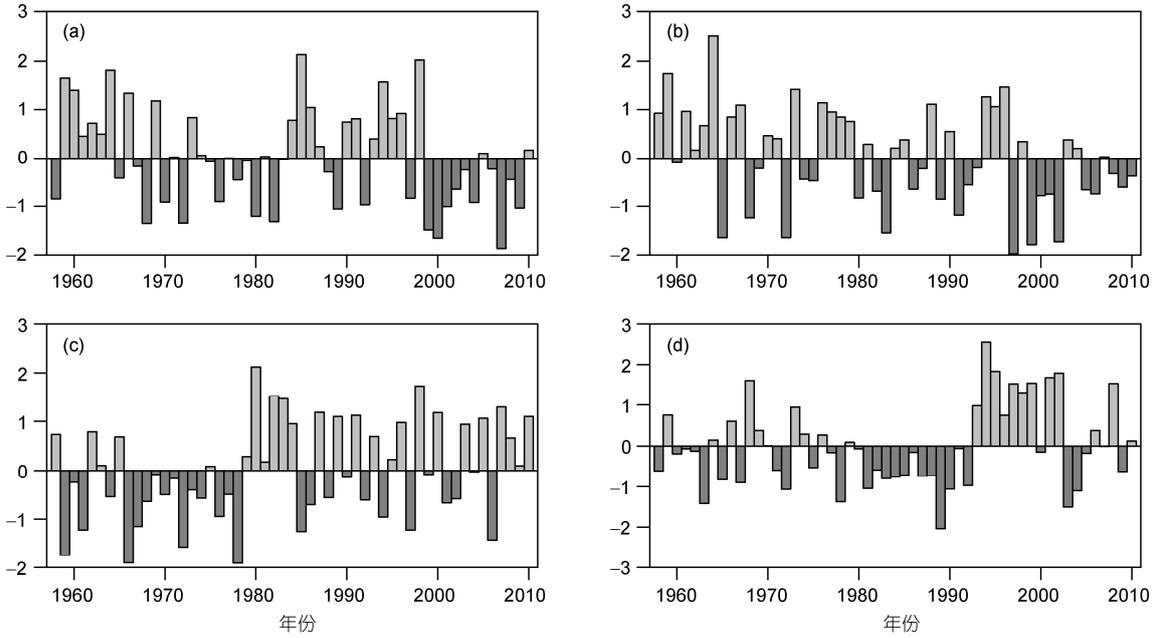


图1 中国东北地区(a)、华北地区(b)、江淮流域(c)和华南地区(d)区域平均的夏季降水距平百分率(%)的年际变化

9 a 滑动平均的纬度-时间分布图(图 2). 如图 2 所示, 中国东部地区夏季降水年代际突变在 20 世纪 90 年代以前表现出以长江流域为中心的经向三极子型的分布, 表明该时期中国东部夏季降水异常主要还是受经向三极子型主模态所控制; 而在 20 世纪 90 年代初到 90 年代末, 全国呈现一致性降水正异常, 表明该时期中国东部夏季降水异常不仅受经向三极子型模

态所控制, 而且经向偶极子型模态已在起作用. 然而, 从 20 世纪 90 年代末到 21 世纪初, 中国降水异常由经向三极型分布转变为经向偶极型分布, 即呈现出南正北负的特征, 这与 Zhu 等人<sup>[13]</sup>的结果一致.

## 2.2 对 20 世纪 90 年代末中国东部夏季降水年代际突变的显著性检验

为了更好地说明我国东部夏季降水在 90 年代末所发生的年代际变化, 本文还利用 *T* 检验和 *Lepage* 对气候突变的检验方法<sup>[23]</sup>(见 Liu 等人<sup>[24]</sup>), 检验了我国东部夏季降水在 1999 年出现显著性年代际突变的站点分布情况和对应的降水异常的空间分布特征. 从图 3 所示的通过 95% 信度检验站点分布可以看出: 在 20 世纪 90 年代末到 21 世纪初期间, 中国夏季降水的年代际变化主要发生在华北和东北地区, 这两个地区大部分站点的夏季降水在 1999~2010 年期间明显减少, 它们的异常值都通过滑动 *T* 和 *Lepage* 显著性检验.

上述分析结果清楚地表明了我国东部夏季降水在 20 世纪 90 年代末发生了一次年代际突变, 这次突变的特征是, 在 1999~2010 年期间, 中国东部季风区夏季降水异常从经向三极子型分布变成经向偶极子型分布, 中国东北和华北地区夏季降水明显偏少, 而淮河流域夏季降水明显增多, 华南地区夏季降水继

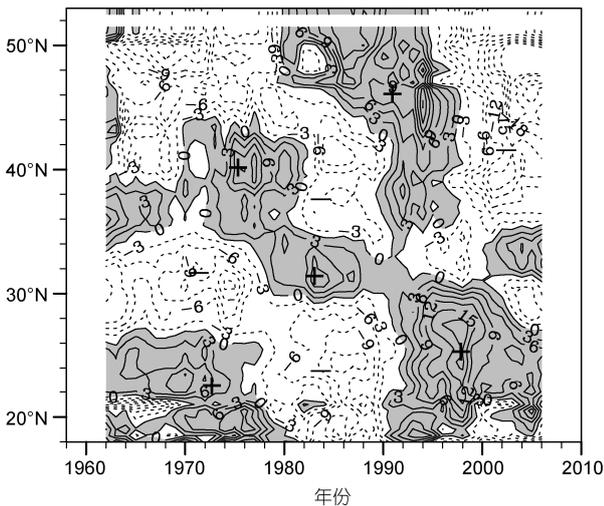


图2 中国东部 100°~120°E 纬向平均的夏季降水异常百分率的 9 a 滑动平均的纬度-时间分布  
实、虚线表示正、负距平, 阴影为正距平

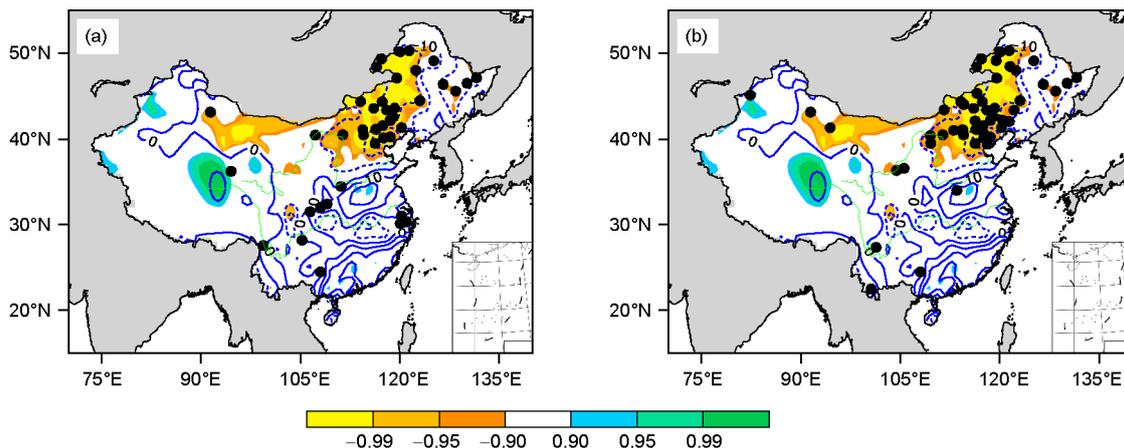


图3 中国东部1999~2010年期间平均的夏季降水距平百分率分布(等值线)和发生突变的站点分布

实线、虚线分别表示正、负距平. 阴影区为通过95%的Student's *t* 检验区域. (a)和(b)中等值线和阴影表征内容相同. 黑色圆点为通过95%显著性信度的发生突变站点, 其中(a)为Lepage检验的结果, (b)为滑动*T*检验结果

续偏多, 即出现了南涝北旱(除长江沿岸地区)的经向偶极子型分布.

### 3 20世纪90年代末中国东部夏季降水异常模态的年代际变化特征

为了更好地说明中国东部季风区夏季降水在20世纪90年代末发生了年代际突变, 本文进一步利用1958~2010年中国东部481测站夏季降水资料来分析中国东部夏季降水异常在1999~2010年期间主模态的变化特征.

#### 3.1 经向三极子分布特征

图4(a)和(c)分别是中国东部1958~2010年夏季降水EOF1的空间分布和相应的时间系数序列. 从图4(a)可以看到, 中国东部季风区夏季降水EOF1的空间分布从南到北呈现“+, -, +”经向三极子型分布; 并且, 从图4(c)可以清楚看到, 中国东部季风区夏季降水EOF1的时间系数从20世纪70年代中后期起呈现2~3 a周期的年际变化特征, 即准两年周期振荡, 而且还可以看出, 中国东部季风区夏季降水的EOF1时间系数表现出明显的年代际变化. 从20世纪50年代到70年代中后期(大约1958~1977年), EOF1的时间系数为正, 结合图4(a)可以看到, 这时期华南及华北和东北南部地区夏季降水偏多, 而长江、淮河流域夏季降水偏少, 这表明了该时期我国东部夏季降水异常第一主模态从南到北为“+, -, +”经向三极子型分布; 而从70年代中后期到90年代初(大约在1978~1992

年), EOF1的时间系数为负, 结合图4(a)可以看到, 这时期华南和华北地区夏季降水偏少, 而长江流域和东北地区夏季降水偏多, 这表明了这时期中国东部夏季降水异常第一主模态与1958~1977年时期夏季降水异常主模态呈现相反的空间分布, 即从南到北“- , +, -”经向三极子型分布; 从90年代初到90年代末(大约在1993~1998年), EOF1的时间系数从负又变成正, 结合图4(a)可以看到, 中国华南、华北和东北地区夏季降水应偏多, 而长江、淮河流域偏少, 这与1958~1977年时期夏季降水异常模态的分布相同, 为从南到北的经向“+, -, +”经向三极子型分布. 然而, 这时期中国东部夏季降水的实况却是华北和东北南部降水有所增加, 而华南地区夏季降水明显偏多, 洪涝灾害频繁发生, 而长江、淮河流域夏季降水却没有减少, 这可能是我国东部季风区夏季降水时空变化的第二模态在起作用(见图4(b)). 从图4(c)可以看到, 从1999年之后EOF1的时间系数变小, 而EOF2的时间系数变大(见3.2小节), 这表明我国东部夏季降水的主模态在20世纪90年代末发生一次明显的年代际变化.

#### 3.2 经向偶极子分布特征

图4(b)和(d)分别是1958~2010年中国东部夏季降水EOF2的空间分布和相应的时间系数序列. 图4(b)所示的中国东部季风区夏季降水EOF2的空间分布显示出与图4(a)不同的分布, 它呈现从南到北“+, -”经向偶极子型分布. 并且, 与4(c)相比较, 在图4(d)所示的中国东部季风区夏季降水EOF2的时间序列

不仅有 3~4 a 周期的年际变化, 而且具有更显著的年代际变化, 特别从 20 世纪 90 年代末到 21 世纪初, EOF2 的时间系数序列从负变成较大的正. 这表明了从 20 世纪 90 年代末起到 21 世纪初中国东部夏季降水异常主模态明显从经向三极型分布占有优变成经向偶极子型分布占优, 结合图 4(b), 这反映了中国东部夏季降水异常从 20 世纪 90 年代末起变成“南正北负”, 即南涝北旱的分布.

从上分析可以看到, 中国东部季风区夏季降水的时空变化有两个主模态, 即在空间分布上存在着从南到北为经向三极子型和经向偶极子型, 它们不仅有年际变化, 而且有很明显的年代际变化, 从 20 世纪 90 年代末起到 21 世纪初, 中国东部夏季降水异常主模态从经向三极子型分布变成经向偶极子型分布, 这与中国东部夏季降水异常分布相对应.

#### 4 1999~2010 年期间东亚夏季大气环流的年代际变化及其与中国东部夏季降水变化的关系

发生在 20 世纪 90 年代末中国东部夏季降水的年代际突变是与东亚地区上空的大气环流变化相对应. 为此, 本研究利用 NCEP/NCAR 再分析资料分析了

1999~2010 年 700 和 200 hPa 东亚上空的风场和散度场、500 hPa 的垂直速度以及整层水汽输送的年代际异常特征.

#### 4.1 东亚高低层大尺度环流异常

图 5(a)和(b)分别是东亚地区上空 1999~2010 年期间平均的夏季 700 和 200 hPa 距平风场和散度距平分布. 从图 5(a)可以看到: 1999~2010 年期间在中国华南地区上空 700 hPa 有气旋性环流异常, 而在蒙古高原上空及其周围的东北、华北和西北地区上空 700 hPa 有较强的反气旋环流异常. 这表明, 在 1999~2010 年期间东亚上空对流层低层的距平环流为经向偶极子型分布; 并且, 从图 5(a)所示的东亚上空 1999~2010 年期间 700 hPa 风场的散度距平也可以看到在华南地区上空的对流层下层有气流的辐合异常, 而在蒙古高原及其周围的东北、华北和西北地区有气流的辐散异常, 这同样是经向偶极子型分布. 从图 5(b)可以看到, 在 1999~2000 年期间在中国内蒙、东北和华北中西部上空 200 hPa 有强的东北风异常, 而在黄海、东海和日本上空有偏南风异常. 这造成了在华南和江南地区上空对流层上层有强的气流辐散异常, 而在内蒙、东北和华北地区中西部上空对流层上层有强的气流辐合异常, 这同样是经向偶极子型分布, 并且呈

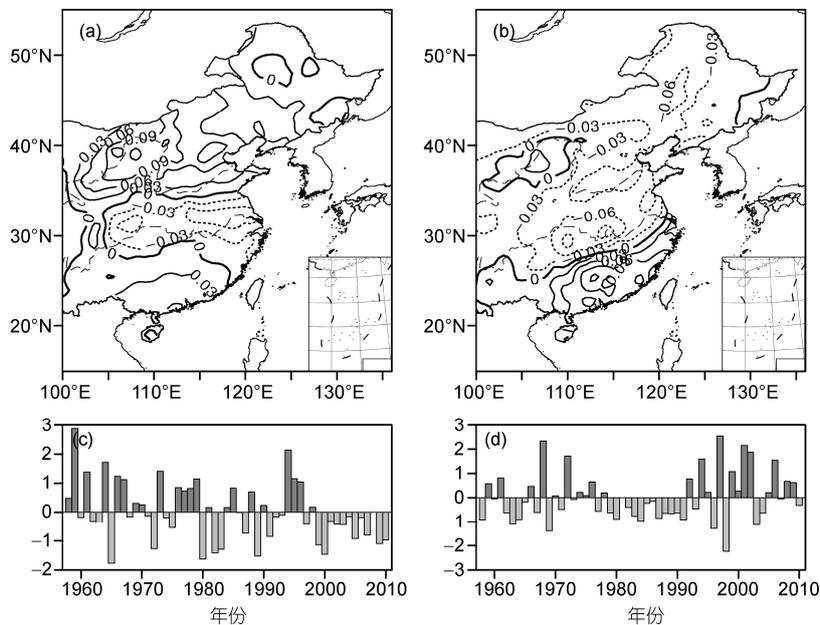


图 4 中国东部 1958~2010 年夏季降水 EOF 分析第 1 和第 2 主分量(EOF1, EOF2)的空间分布((a), (b))和相应的时间系数序列((c), (d))

(a)和(b)中实、虚线分别表示正、负信号. EOF1 和 EOF2 对方差的贡献分别为 12.4%, 9.0%

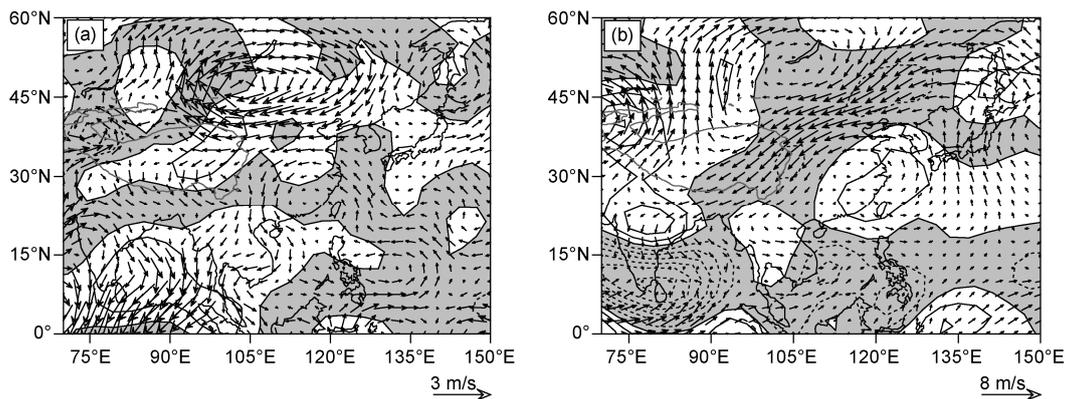


图5 东亚地区上空 1999~2010 年平均的夏季 700 hPa (a)和 200 hPa (b)距平风场(单位:  $\text{m s}^{-1}$ )和散度距平(单位:  $10^{-7} \text{s}^{-1}$ )分布  
实、虚线分别表示散度的正、负距平, 阴影区表示辐合异常

现与对流层下层散度距平的经向偶极子型相反分布特征. 正是由于东亚上空高低层环流异常的配合, 从而利于淮河流域和华南夏季降水的增多以及东北和华北地区及西北部夏季降水的减少.

上述分析结果清楚表明, 1999~2010 年期间夏季东亚上空对流层上、下层环流和散度异常出现相反的经向偶极子型分布, 这有利于我国南方夏季降水增多, 北方降水减少, 从而造成了我国东部夏季降水异常出现年代际的经向偶极子型分布.

#### 4.2 垂直运动异常

由于在 1999~2010 年期间夏季东亚上空对流层上、下层环流都发生了明显的年代际变化, 这种变化势必导致此地区垂直运动的年代际变化. 图6是东亚上空 1999~2010 年平均的夏季 500 hPa 垂直运动异常的分布. 从图6可以看到, 在中国南方上空有上升运动的异常, 而在北方有下沉运动的异常, 即出现了经向偶极子型分布. 东亚上空垂直运动距平的经向偶极子型分布造成了在 1999~2010 年期间夏季中国降水呈现南多北少的偶极子型分布, 使华南地区和淮河流域夏季多次发生严重洪涝灾害, 东北和华北出现了持续干旱现象.

从上分析结果可以看到, 中国东部夏季降水在 20 世纪 90 年代末发生的年代际突变与东亚上空夏季大气环流的年代际变化具有很好的对应性.

### 5 中国东部夏季降水在 20 世纪 90 年代末年代际突变的大气内动力成因分析

东亚夏季气候的年代际突变不仅与太平洋和印度

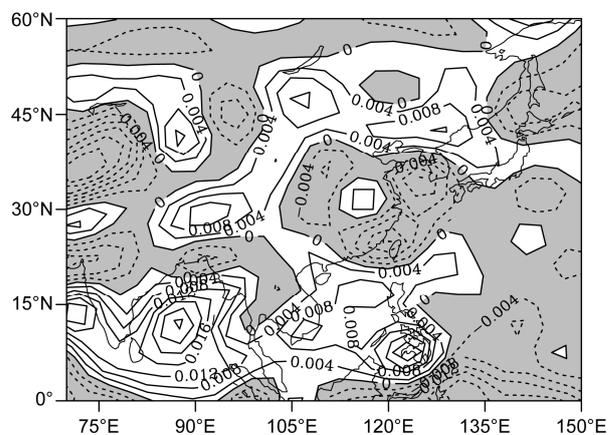


图6 同图5, 但是 500 hPa 垂直运动  
单位:  $10^{-5} \text{hPa s}^{-1}$ . 阴影区为上升运动异常

洋的热力强迫的年代际变化有关, 而且与东亚上空大气环流内部结构变化有密切关系. 黄荣辉和严邦良<sup>[25,26]</sup>指出, 即使是同样外强迫, 但在不同基流背景下对外源强迫响应的大气环流和行星波动异常分布也有很大的不同. 对应东亚夏季降水每次年代际变化, 东亚上空副热带急流在强度和位置都出现了明显的年代际变化<sup>[11]</sup>. 因此, 夏季东亚上空对流层气流的年代际变化对于我国东部夏季气候的变化可能有重要影响.

#### 5.1 东亚上空对流层中、上层纬向气流的年代际变化

为了研究东亚上空对流层上、中层气流的年代际异常对中国东部夏季降水年代际变化的内动力作用, 本节首先利用再分析资料分析了东亚上空夏季  $100^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$  平均的 200 hPa 纬向风异常的 9 a 滑动平均(图

7(a)). 如图 7(a)所示, 对应于中国东部夏季降水的年代际突变, 东亚上空副热带急流的强度和位置都出现了明显的年代际变化, 在 20 世纪 70 年代中后期前东亚上空夏季纬向气流的异常分布从南到北是“+, -, +”经向三极子型分布; 而从 20 世纪 70 年代中后期到 90 年代初期东亚上空纬向气流的异常变成了“- , +, -”的经向三极子型, 出现了与 70 年代中后期之前的异常型相反分布; 并且, 从 20 世纪 90 年代初期开始到 2010 年, 东亚上空夏季纬向气流的异常从南到北呈现出“+, -”偶极子型, 显示出与 90 年代初以前的异常型截然不同的分布, 这表明东亚上空对流层上层的副热带急流减弱和北移, 使得东亚对流层上层的纬向气流异常在 20 世纪 90 年代末从经向三极子型分布变成经向偶极子型分布. 此外, 从图 7(a)还可以看到: 从 20 世纪 60 年代初到 21 世纪初, 东亚和东北亚上空夏季西风气流的负距平不断从高纬度向中纬度传播, 同时, 在东亚中纬度地区上空的西风气流的正距平也随之不断从东亚中纬度地区上空向副热带和低纬地区上空传播.

图 7(b)是东亚上空 500 hPa 纬向风异常 9 a 滑动平均的纬度-时间剖面图, 从图 7(b)可看到东亚上空夏季 500 hPa 纬向风异常的年代际变化与图 7(a)所示的 200 hPa 纬向风变化基本一致.

将图 7 与图 3 相比较, 可以看到东亚地区上空 200 和 500 hPa 夏季纬向风异常的经向分布型的年代际变化与中国东部夏季降水异常的经向分布型的年代际变化是一致的, 在 20 世纪 90 年代末都表现为从经向三极子型分布变成经向偶极子型分布. 这说明了在 1999~2010 年期间东亚上空对流层上、中层纬向气流的年

代际变化影响了对流层下层东亚夏季风环流的变化, 从而使中国东部夏季降水有明显的年代际变化.

### 5.2 1999~2010 年期间夏季欧亚上空气流异常对中国东部夏季水汽输送异常的动力作用

黄荣辉等人<sup>[8]</sup>指出中国东部夏季降水的年代际变化不仅受东亚/太平洋型(EAP 型)遥相关波列的影响, 而且还受到欧亚上空中高纬度西风带欧亚型(EU 型)的影响. 并且, Lu 等人<sup>[27]</sup>提出夏季在欧亚大陆上空对流层上层的经向风异常存在着一遥相关波列, 之后, 日本学者 Enomoto 等人<sup>[28]</sup>以及 Enomoto<sup>[29]</sup>把此遥相关波列称为“丝绸之路”(“Silk Road”)型遥相关. 最近 Chen 和 Huang<sup>[30]</sup>指出: 此遥相关型不仅影响着中亚地区和我国西北地区的夏季降水异常, 而且还通过与 EAP 型遥相关波列的相互作用影响中国东部夏季降水异常. Kosaka 等人<sup>[31]</sup>的研究表明, 东亚夏季梅雨降水的年际变化受到 3 支遥相关波列的影响, 即沿亚洲上空副热带急流传播的“Silk Road”遥相关波列, 沿东亚上空经向传播的 PJ 振荡以及沿极锋急流传播的欧亚(EU 型)遥相关波列. 因此, 在 1999~2010 年期间这 3 支遥相关波列的异常势必影响到东亚夏季梅雨降水的异常.

上面分析结果表明了东亚高低空环流在 1999~2010 年期间都发生了明显的年代际变化, 这势必影响到此地区整层水汽输送的年代际变化. 为了更好地分析这 3 支遥相关型波列的变化对中国东部夏季降水异常的影响, 本文还利用 NCEP/NCAR 再分析的水汽资料分析了欧亚上空水汽输送通量距平分布的年代际变化. 图 8(a)~(d)分别是 1958~1977 年、1978~

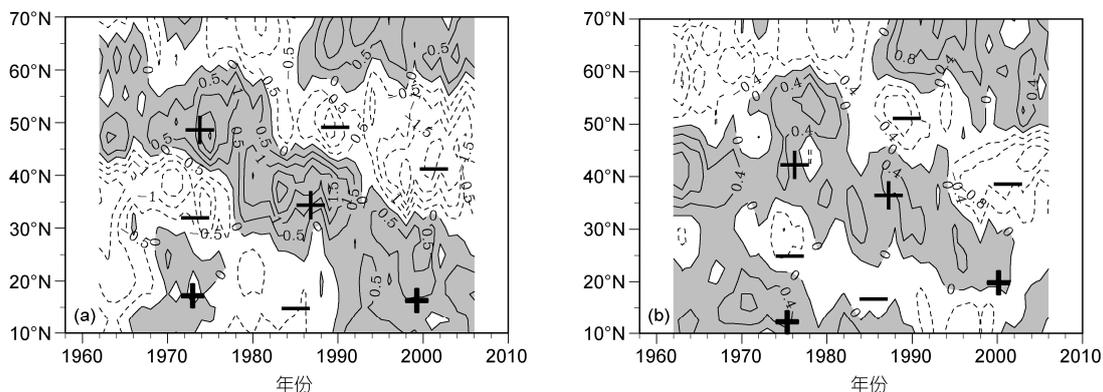


图 7 东亚地区 100°~140°E 平均的 200 hPa (a) 和 500 hPa (b) 纬向风异常 9 a 滑动平均的纬度-时间剖面  
实、虚线分别表示西风 and 东风异常(单位:  $m s^{-1}$ ). 阴影区表示西风异常

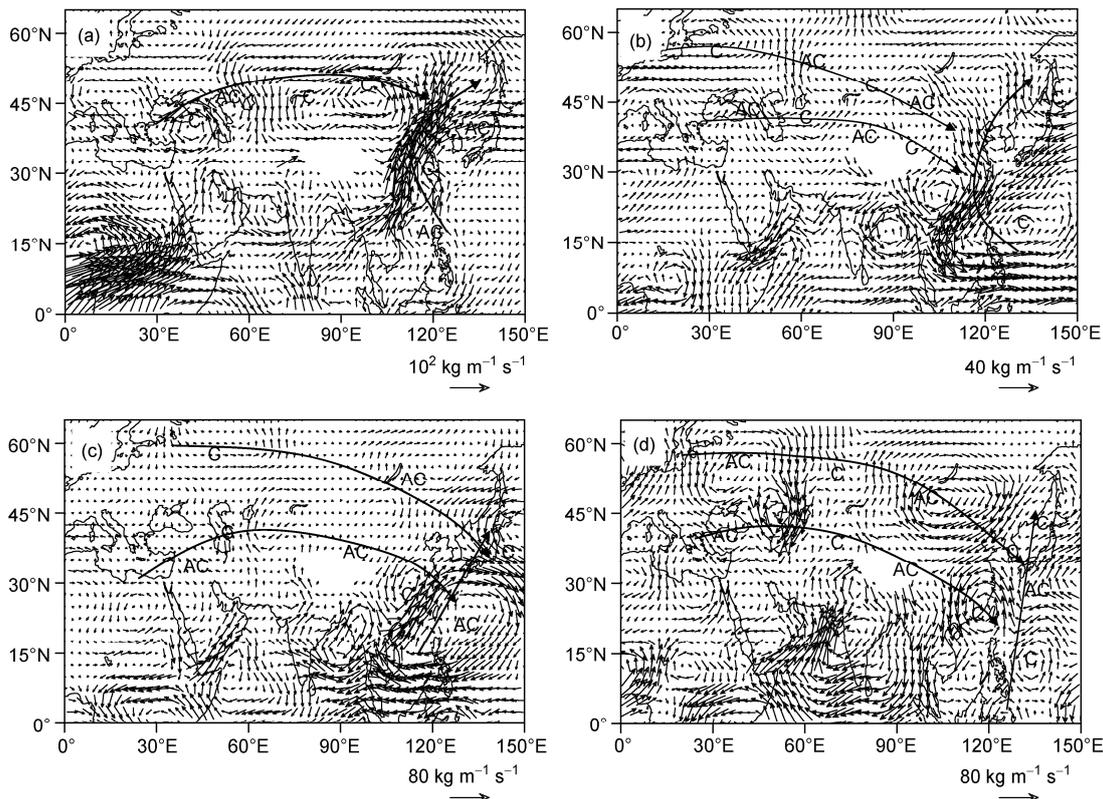


图8 欧亚上空1958~1977年(a), 1978~1992年(b), 1993~1998年(c)和1999~2010年(d)期间平均夏季1000~300 hPa整层水汽输送通量距平矢量分布

1992年、1999~2010年期间平均的欧亚上空夏季1000~300 hPa整层水汽输送通量距平矢量分布。

从图8(a)可以看到, 从我国华南和南海经长江和淮河流域到我国东北和日本海的东亚上空夏季水汽输送通量距平矢量分布出现“反气旋-气旋-反气旋”异常分布, 它们似如EAP型<sup>[32-34]</sup>遥相关波列; 并且, 从里海周围经蒙古高原到我国东部和日本海上空夏季水汽输送通量距平矢量分布出现“气旋-反气旋-气旋-反气旋”异常分布, 它们似如“Silk Road”型遥相关波列分布, 此波列比较偏北, 这可能是由于在这期间欧亚上空副热带急流偏北所致(见图7(a)); 同时在欧亚高纬度地区上空夏季水汽输送通量距平分布上存在着EU型遥相关波列<sup>[35]</sup>, 但此波列偏北且很弱。此外, 从图8(a)还可以看到, 在中国东部有很强的向北的水汽输送异常, 这表明此时期东亚夏季风偏强。

如图8(b)所示, 在1978~1992年期间欧亚上空夏季水汽输送通量距平矢量分布出现了与图8(a)相反分布。从南海和菲律宾经长江流域和我国东北和朝鲜半岛到鄂霍次克海上空水汽输送通量距平矢量

分布出现“气旋-反气旋”异常分布, 它们呈现一个与图8(a)相反的EAP遥相关波列; 并且, 从里海周围经中亚和我国西北及内蒙到我国华北上空水汽输送距平矢量分布出现“反气旋-气旋-反气旋-气旋-反气旋”异常分布, 它们呈现出一个与图8(a)相反的“Silk Road”型遥相关波列分布, 随着欧亚上空副热带急流的向南加强(见图7(a)), 此水汽输送异常遥相关波列也向南移动; 同时在欧亚中高纬度地区上空水汽输送距平分布上从西北欧经乌拉尔地区和蒙古高原到我国东北呈现出“气旋-反气旋-气旋-反气旋-气旋”似如EU型遥相关波列的水汽输送异常分布。此外, 从图8(b)还可以看到, 在中国东部有很强的向南水汽输送异常, 这表明此时期东亚夏季风偏弱。

正如图8(c)所示, 在1993~1998年期间欧亚上空夏季水汽输送通量距平矢量分布出现了与图8(a)和(b)有一些不同的分布。在欧亚中高纬度上空水汽输送通量距平虽然其分布有些类似于图8(a)所示的分布型, 但EU型遥相关波列不清楚, 这表明来自大西洋沿西风带的水汽输送变弱; 并且, 从中国南海经中国

东部和西北太平洋到日本海和日本上空水汽输送异常有“反气旋-气旋”异常分布,这样在中国东部及黄、东海上空有强的向北水汽输送距平,这引起了在1993~1998年期间中国东部夏季降水偏多;同时欧亚上空沿副热带急流方向的水汽输送距平从里海周围经中亚和我国西北到我国东部呈现“反气旋-气旋-反气旋-气旋”类似“Silk Road”型遥相关波列的异常分布,随着欧亚上空副热带急流的向南加强(见图7(a)),此水汽输送异常遥相关波列也略向南移动.此外,从图8(c)还可以看到,在我国东部有较强的向北水汽输送异常,这表明此时期东亚夏季风又变得偏弱.

上述从NCEP/NCAR再分析资料所计算的欧亚上空整层水汽输送通量的年代际异常分布型与用ERA-40再分析的结果有所不同(见黄荣辉等人<sup>[8]</sup>中图9),特别是对于1958~1977年时间段,两套资料计算的水汽输送距平在东亚地区东部差异较大,NCEP资料结果表现为较强的南风异常输送,而ERA资料结果则表现为从南至北三极型“反气旋-气旋-反气旋”的异常分布,这种差异可能与两套资料的模式依赖性有关.

然而,正如图8(d)所示,1999~2010年期间在欧亚上空的中高纬度地区上空水汽输送异常显示出与1993~1998年不同的波列分布,在此地区上空出现了一个明显的EU型水汽输送异常分布型,即在西北欧上空有反气旋水汽输送异常,在乌拉尔地区为气旋性水汽输送的异常分布,在蒙古高原、内蒙、东北和华北上空为一较强的反气旋性的水汽输送异常分布,在日本海和日本上空为一气旋性异常分布,相比于图8(b)所示的1993~1998年期间的水汽输送异常型的分布,1999~2010年期间的水汽输送异常EU型遥相关波列分布明显;并且,从经向方向看,在中国南方有一气旋性水汽输送异常分布,而在北方有反气旋性水汽输送异常分布,这表明在1999~2010年期间从中国华南到蒙古高原地区整层水汽输送异常也出现了经向偶极子型分布;同时从图8(d)可以看到,从里海周围经中亚和我国西北到我国华中和华东地区上空水汽输送通量异常出现“反气旋-气旋-反气旋-气旋”异常分布,它们似如“Silk Road”型遥相关波列的分布,此波列分布虽与1993~1998年期间的波列相同,但我国南方的气旋型异常分布偏东,并且蒙古高原上空反气旋型水汽输送加强,这使得我国东部出现向南的水汽输送异常.此外,从图8(d)还可以看到,

从中国东北经华北到达西南地区为向南的水汽输送异常,这表明在1999~2010年期间东亚夏季风偏弱,西南季风从孟加拉湾经中印半岛和中国西南到华北和东北地区的水汽偏弱,因此,在上述地区夏季发生不同程度的持续干旱,而在华南和淮河流域夏季降水明显增多,并引起了这些地区有些年的夏季发生了严重洪涝灾害.

从上述整层水汽输送的年代际异常分析结果可以看到:在20世纪90年代末所发生的中国东部夏季季降水的年代际突变不仅与从菲律宾周围往北传播的似如EAP型遥相关波列分布的年代际变化有关,而且也与欧亚中高纬度沿极锋急流传播的似如EU型遥相关波列变化以及沿副热带急流方向传播的“Silk Road”遥相关波列变化有关.

## 6 1999~2010年期间夏季东亚上空对流层中层气流异常对中国东部夏季降水异常的热力作用

最近, Sampe 和 Xie<sup>[36]</sup>指出:来自高原南侧的暖湿气流在青藏高原东侧的东亚副热带上空对流层中层产生暖平流,从而触发此地区上升运动的异常,并导致对流不稳定;并且,来自南海和热带西太平洋低层气流携带大量的水汽使得对流不稳定得以持续;此外,还由于沿中纬度副热带急流传播的瞬变天气尺度扰动加强了东亚上空上升运动和对流不稳定性.这些因子使得东亚初夏梅雨得到长时期维持,从而引起东亚夏季降水的异常.

### 6.1 1999~2010年期间东亚夏季对流层中层温度平流的异常

在  $p$  坐标下热力学方程可写成下式:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{Q}{C_p} - \vec{v} \cdot \nabla T - \left( \frac{P}{P_0} \right)^{R/C_p} \cdot \omega \frac{\partial \theta}{\partial p}, \quad (1)$$

其中  $T$  为温度,  $\theta$  为位温,  $\vec{v}$  为水平风矢量,  $\omega$  为  $p$  坐标下的垂直速度,  $R$  为气体常数,  $C_p$  为定压比热,  $Q$  为绝热加热,  $P_0$  为海面气压, 并取  $P_0=1000$  hPa.

由于本文所研究的对象是年代际时间尺度的气候变化,文中所计算的水平温度平流,即  $(-\vec{v} \cdot \nabla T)$  采用月时间尺度,因此,在(1)式中  $\frac{\partial T}{\partial t}$  很小;并且,本文所研究的范围是中纬度和副热带地区,在中纬

度地区,非绝然加热  $Q$  较小,而在副热带地区  $Q$  虽然较大的,但它总是与对流活动密切相关,即与垂直运动  $\omega$  有关.因此,从方程(1)可得到垂直运动与水平温度平流相平衡的近似关系,即

$$\left(\frac{P}{P_0}\right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \propto -\bar{V} \cdot \nabla T, \quad (2)$$

上式  $k=R/C_p$ . 式(2)表明了在中纬度和副热带地区垂直运动与水平温度平流相平衡,即在中纬度和副热带的某地区上空的等压面上有暖平流,则将引起该地区有上升运动;反之,某地区上空有冷平流,则将引起该地区有下沉运动.

根据 Sampe 和 Xie<sup>[36]</sup>的研究,把水平温度平流分成定常和瞬变两部分,即

$$\bar{V} \cdot \nabla T = \bar{\bar{V}} \cdot \nabla \bar{T} + \bar{V}' \cdot \nabla T', \quad (3)$$

式(3)右边第 1 项为定常气流引起的水平温度输送,第 2 项为瞬变气流引起的水平温度输送.为了研究 1999~2010 年期间夏季对流层中层气流异常通过暖平流异常对中国东部垂直运动异常的热力作用.本节利用 NCEP/NCAR 再分析的月平均风场和温度资料计算了每年夏季(6~8月)东亚地区 500 hPa 温度平流,即  $(-\bar{V} \cdot \nabla T)$  距平(见图 9).

从图 9 可以看到,从 20 世纪 90 年代初,东亚上空对流层中层温度平流异常从经向三极子型转变成经向偶极子型;并且,与图 7(a)和(b)相比较可以得出,随着东亚上空对流层上、中层纬向西风异常从中纬度向低纬度传播,其上空对流层中层水平暖平流异常也向低纬度传播.这样,造成了如图 10(a)所示的 1999~2010 年期间夏季平均的 500 hPa 水平温度平流即

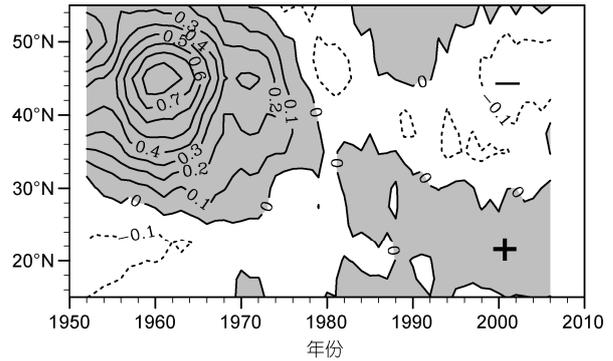


图 9 东亚地区 100°~140°E 纬向平均的 500 hPa 月平均气流引起的夏季(6~8月)温度平流距平的 9 a 滑动平均纬度-时间剖面  
单位:  $K d^{-1}$ . 图中实(虚)线分别表示正(负)距平. 阴影区表示正距平异常

$(-\bar{V} \cdot \nabla T)$  异常在中国北方产生了负异常,即冷平流异常,而在从黄淮地区到华南的南方地区出现了正距平,即暖平流异常.同样地,本文也计算瞬变扰动(2~9 d)对对流层中层温度平流的贡献,即  $(-\bar{V}' \cdot \nabla T')$ ,如图 10(b)所示,在东亚地区东部(100°E 以东区域),其结果与图 10(a)所示的年代际的定常气流引起温度平流异常的分布相同,但量值比定常气流引起的温度平流小,大约是定常气流引起的温度平流值的 1/4.

### 6.2 1999~2010 年期间东亚地区夏季对流层中层温度平流异常与垂直运动异常的关系

Sampe 和 Xie<sup>[36]</sup>的研究表明了东亚梅雨期对流层中层温度平流和垂直运动有很好的对应关系,这表明了东亚对流层中层暖平流对于梅雨锋形成和维

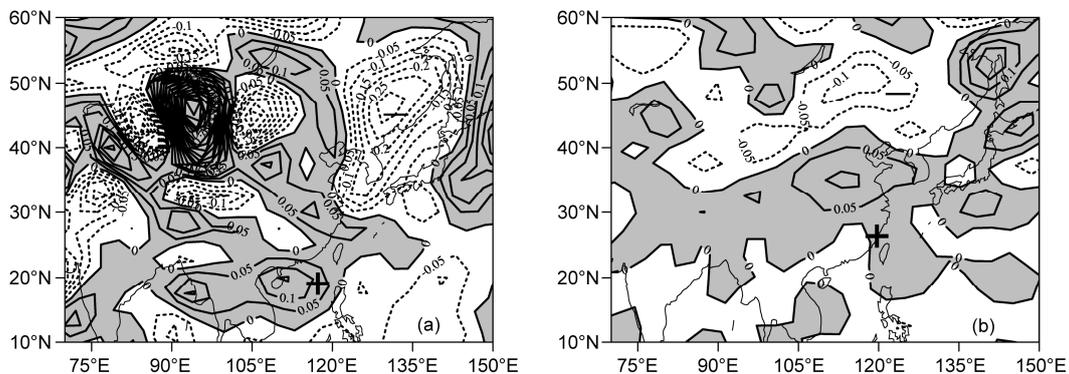


图 10 1999~2010 年期间夏季平均的东亚地区上空 500 hPa 定常(a)和瞬变(b)气流引起的温度平流异常分布  
单位:  $K d^{-1}$ . 阴影区表示暖平流异常

持起到重要作用. 为此, 依据上面所计算的温度平流异常来推断垂直运动异常.

为了比较东亚地区夏季对流层中层温度平流异常与垂直运动异常的关系, 把图 10 与图 6 相比较, 可以看到, 两者异常特征比较吻合. 图 10 中冷平流异常与图 6 中我国东北、华北和西北东部的下沉气流异常相对应, 而暖平流异常与图 6 中淮河流域和华南北部的异常的上升运动相对应. 这表明由于 1999~2010 年期间夏季东亚地区上空对流层中、上层纬向气流异常从经向三极子型变成经向偶极子型, 使得对流层中层定常扰动和瞬变扰动引起的温度平流也从经向三极子型变成经向偶极子型, 从而造成了垂直运动异常变成经向偶极子型分布, 因而引起中国东部地区在此时期夏季降水异常变成经向偶极子型分布, 即南涝北旱型.

## 7 结论和讨论

本文利用我国详细的测站降水资料以及 NCEP/NCAR 再分析资料分析了中国东部夏季降水在 20 世纪 90 年代末的年代际突变特征, 表明了 1999~2010 年期间中国东部夏季降水异常从经向三极子型分布变成经向偶极子型分布, 即中国东北和华北地区及西北地区东部夏季降水显著减少, 并通过了滑动  $T$  检验和  $Lepage$  检验, 而淮河流域以南地区(除长

江沿岸地区)夏季降水偏多. 并且, 本文还分析和讨论了与之对应的东亚地区上空大气环流的异常, 表明此时期东亚地区上空对流层高、低层环流及散度、垂直运动都呈现出与中国东部夏季降水年代际变化相对应的经向偶极子型分布.

本文还利用水汽输送通量的异常分布通量从大气的内动力分析诊断了 1999~2010 年期间东亚地区上空对流层中上层纬向气流异常的偶极子型(特别是副热带西风急流减弱、北移)对沿欧亚上空副热带急流传播的“Silk Road”型和沿东亚上空经向传播的 EAP 型以及沿极锋急流传播的 EU 型遥相关波列的影响, 从而从定常波活动的年代际异常讨论了对流层中上层气流异常对东亚上空在此时期垂直运动异常的动力作用; 并且从热力学方程分析诊断了东亚上空对流层中层气流的异常对东亚上空温度平流的影响, 从而从温度平流异常讨论了对流层中层气流对东亚此时期垂直运动和降水异常的热力作用.

本文只从大气内动力和热力方面讨论了东亚地区对流层中上层气流异常对中国东部夏季降水在 1999~2010 年期间年代际变化的作用. 然而, 对于 20 世纪 90 年代末到 21 世纪初中国东部夏季的年代际变化, 热带太平洋和印度洋的热力变化也有很重要影响. 为此, 本研究还做了数值试验, 受篇幅所限, 不再详述.

## 参考文献

- 1 Chen L, Dong M, Shao Y. The characteristics of interannual variations on the East Asian monsoon. *J Meteorol Soc Jpn*, 1992, 70: 397-421
- 2 Ding Y H. Summer monsoon rainfalls in China. *J Meteorol Soc Jpn*, 1992, 70: 373-396
- 3 黄荣辉, 徐予红, 周连童. 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势. *高原气象*, 1999, 18: 465-477
- 4 Huang R H, Zhou L T, Chen W. The progresses of recent studies on the variabilities of the East Asian monsoon and their causes. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20: 55-69
- 5 Huang R H, Chen W, Zhang R H. Recent advances in studies of the interaction between the East Asian winter and summer monsoons and ENSO cycle. *Adv Atmos Sci*, 2004, 21: 407-424
- 6 Ding Y H, Chan J C L. The East Asian summer monsoon: An overview. *Meteorol Atmos Phys*, 2005, 89: 117-142
- 7 Huang R H, Chen J L, Huang G. Characteristics and variations of the East Asian monsoon system and its impacts on climate disasters in China. *Adv Atmos Sci*, 2007, 24: 993-1023
- 8 黄荣辉, 陈际龙, 刘永. 我国东部夏季降水主模态的年代际变化及其与东亚水汽输送的关系. *大气科学*, 2011, 35: 589-606
- 9 Yamamoto R, Iwashima T, Songa N K, et al. An analysis of climatic jump. *J Meteorol Soc Jpn*, 1986, 64: 273-281
- 10 严中伟, 季劲钧, 叶笃正. 60 年代北半球夏季气候跃变: I. 降水和温度变化. *中国科学 B 辑*, 1990, 20: 97-103
- 11 Kwon M H, Jhun J G, Ha K J. Decadal change in East Asian summer monsoon circulation in the mid-1990s. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L21706
- 12 Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. Interdecadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences. *Int J Climatol*, 2008, 28: 1139-1161

- 13 Zhu Y, Wang W, Zhou W, et al. Recent changes in the summer precipitation pattern in East Asia and the background circulation. *Clim Dyn*, 2010, 36: 1463–1473
- 14 Gong D Y, Ho C H. Shift in the summer rainfall over the Yangtze River valley in the late 1970s. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 1436
- 15 Xie S P, Hu K M, Hafner J, et al. Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño. *J Clim*, 2009, 22: 730–747
- 16 Li S L, Lu J, Huang G, et al. Tropical Indian Ocean basin warming and East Asian summer monsoon: A multiple AGCM study. *J Clim*, 2008, 21: 6080–6088
- 17 Huang G, Liu Y, Huang R H. The interannual variability of summer rainfall in the arid and semiarid regions of Northern China and its association with the northern hemisphere circumpolar teleconnection. *Adv Atmos Sci*, 2011, 28: 257–268
- 18 Yu R C, Wang B, Zhou T J. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L22212
- 19 Yu R C, Zhou T J. Seasonality and three-dimensional structure of interdecadal change in the East Asian monsoon. *J Clim*, 2007, 20: 5344–5355
- 20 Ding Y H, Sun Y, Wang Z Y, et al. Inter-decadal variation of the summer precipitation in China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part II: Possible causes. *Int J Climatol*, 2009, 29: 1926–1944
- 21 Wu R G, Wen Z P, Yang S, et al. An interdecadal change in southern China summer rainfall around 1992/93. *J Clim*, 2010, 23: 2389–2403
- 22 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteorol Soc*, 1996, 77: 437–471
- 23 Lepage Y. A combination of Wilcoxon's and Ansar-Bradley's statistics. *Biometrika*, 1971, 58: 213–217
- 24 Liu Y, Huang G, Huang R H. Inter-decadal variability of summer rainfall in Eastern China detected by the Lepage test. *Theor Appl Climatol*, 2011, 106: 481–488
- 25 Huang R H, Yang B L. Influence of the basic flow in the tropics on the stationary planetary waves at middle and high latitudes during the Northern Hemisphere winter. *Acta Meteorol Sin*, 1989, 3: 437–447
- 26 黄荣辉, 严邦良, 岸保勘三郎. 基本气流在 ENSO 对北半球冬季大气环流影响中的作用. *大气科学*, 1991, 15: 44–53
- 27 Lu R Y, Oh J H, Kim B J. A teleconnection pattern in upper-level meridional wind over the North African and Eurasian continent in summer. *Tellus*, 2002, 54A: 44–55
- 28 Enomoto T, Hoskins B J, Matsuda Y. The formation mechanism of Bonin high in August. *J Roy Meteorol Soc*, 2003, 129: 157–178
- 29 Enomoto T. Interannual variability of the Bonin high as associated with the propagation of Rossby waves along the Asian jet. *J Meteorol Soc Jpn*, 2004, 82: 1019–1024
- 30 Chen G S, Huang R H. Excitation mechanism of the teleconnection patterns affecting the July precipitation in Northwest China. *J Clim*, 2012, 25: 7834–7851
- 31 Kosaka Y, Xie S P, Nakamura H. Dynamics of interannual variability in summer precipitation over East Asia. *J Clim*, 2011, 24: 5435–5453
- 32 Nitta T. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J Meteorol Soc Jpn*, 1987, 64: 373–400
- 33 Huang R H, Li W J. Influence of the Heat source anomaly over the tropical western Pacific on the Subtropical high over East Asia. *Proceedings of International Conference on the General Circulation of East Asia*. 1987, 40–51
- 34 黄荣辉, 李维京. 夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理机制. *大气科学*, 1988, 12(特刊): 20–36
- 35 Wallace J M, Gutzler D S. Teleconnection in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon Weather Rev*, 1981, 100: 748–812
- 36 Sampe T, Xie S P. Large-scale dynamics of the Meiyu-Baiu rainband: Environmental forcing by the westerly jet. *J Clim*, 2010, 23: 113–134