

刘海文,丁一汇. 2011. 华北汛期大尺度降水条件的年代际变化[J]. 大气科学学报,34(2):146-152.

Liu Hai-wen, Ding Yi-hui. 2011. Interdecadal variability of large-scale precipitation conditions over North China during rainy seasons[J]. Trans Atmos Sci,34(2):146-152.

## 华北汛期大尺度降水条件的年代际变化

刘海文<sup>1,2,3</sup>, 丁一汇<sup>4</sup>

(1. 成都信息工程学院 高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225;

2. 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(LASG), 北京 100029;

3. 成都信息工程学院 大气科学学院, 四川 成都 610225; 4. 国家气候中心, 北京 100081)

**摘要:**利用中国740站逐日降水资料和NCEP/NCAR逐日再分析资料,使用合成分析等方法,分析了华北汛期大尺度降水条件的年代际变化。结果表明:以1978年为界,华北汛期异常水汽先由南边界和西边界供应,后改变为由北边界和东边界供应;水汽收支由异常辐合和盈余,改变为辐散和亏损;先前能够到达华北北部甚至接近华北最北边界的暖湿气团,改变为后来只能抵达黄河南岸;并且沿着太行山走向的冷暖空气的相互作用也由强变弱;华北上空由异常上升运动,改变为异常下沉运动;区域平均的对流层涡度的垂直分布,由先前的两层结构(低层正涡度、高层负涡度)改变为后来的三层结构(对流层中低层负涡度、中高层正涡度和高层负涡度),整层涡度效应值也由大变小。尽管华北区域平均的散度和垂直速度,在垂直方向上的结构没有发生明显的年代际变化,但是整层散度效应值和垂直速度值均由大变小。

**关键词:**华北降水;大尺度降水条件;年代际变化

中图分类号:P426 文献标识码:A 文章编号:1674-7097(2011)02-0146-07

## Interdecadal variability of large-scale precipitation conditions over North China during rainy seasons

LIU Hai-wen<sup>1,2,3</sup>, DING Yi-hui<sup>4</sup>

(1. Plateau Atmospheric and Environmental Research Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 3. College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 4. National Climate Center, Beijing 100081, China)

**Abstract:** Based on the daily precipitation data from 740 stations in China and NCEP/NCAR daily re-analysis datasets, the interdecadal variability of large-scale precipitation conditions over North China during rainy seasons is analyzed by means of composite analysis methods. The results show that: with a turning point from flood period to dry period in 1978, anomalous moisture budget over North China changed from south boundary and west boundary to north boundary and east boundary and thus made water vapor become divergent and absent from convergent and abundant. Warm and moisture air mass from ocean could reach the north area of North China or even its northern border before 1978, but it could only reach the south bank after 1978. The interaction between the cold and warm moisture air mass along the Taihang Mountain became weaker. In addition, anomalous upward motion became anomalous downward motion over the North China; areal average vorticity changed from two layers

收稿日期:2011-01-17; 改回日期:2011-03-03

基金项目:国家自然科学基金资助项目(40805026;40975058);成都信息工程学院科研基金资助项目(KYTZ201012);山西省科技厅攻关项目(20100311131)

作者简介:刘海文(1969—),男,山西晋城人,博士,副教授,研究方向为天气气候诊断,liuhw@cuit.edu.cn.

structure(positive vorticity in the low levels and negative vorticity in the high levels) to three layers structure(negative vorticity in the middle and lower troposphere, positive vorticity in the middle and negative vorticity in up troposphere) and the value of total vorticity became smaller. Vertical configurations of areal average divergence and vertical velocity presented no conspicuous interdecadal variability, but their values all became smaller.

**Key words:** North China; large-scale precipitation conditions; interdecadal variability

## 0 引言

研究表明,20世纪70年代末到80年代初,中国夏季降水出现了一次明显的年代际转型,转型后长江中下游地区降水增加,北方降水减少,呈显著的“南涝北旱”变化趋势(Si et al., 2009)。这里“南涝北旱”中的“北旱”就是指华北汛期降水量在1978年以后发生的年代际减少(黄荣辉等, 1999; 刘海文和丁一汇, 2010)。张庆云(1999)认为,20世纪80年代以来华北地区降水的持续偏少,是与夏季200 hPa 亚洲中纬度西风环流加强,850 hPa 中国东部110~120°E 范围偏南气流比气候平均状况偏弱有关。周晓霞等(2008)研究表明,20世纪70年代中期以后,季风的水汽输送显著减弱,西风带水汽输送的重要性相对增大,华北降水在80年代初的突变与季风水汽输送在70年代中期的突变密切相关。数值试验结果表明,黑炭气溶胶通过改变温度的垂直分布,进而影响雨带的分布有助于形成(南涝北旱型)降水异常(Menon et al., 2002)。刘海文等(2004)研究表明,冬季戴维斯海峡海冰与华北7月降水在年际时间尺度上呈显著的反相关关系,并且在1974年以后两者的年际关系变弱。朱玉祥等(2009)认为,青藏高原冬季多雪,是引起中国东部夏季降水出现“南涝北旱”的一个重要原因。Hu and Fu(2007)认为,华北夏季的对流层变暖比中纬度其他地区变暖要大很多,而且认为造成中国“南涝北旱”的区域环流可能归因于纬向平均Hadley环流的向北延伸。最近,Zhou et al.(2009a)对导致中国东部夏季降水产生“南涝北旱”型的原因进行了总结,涉及的强迫因子包括热带海洋变暖、青藏高原的强迫作用、气溶胶强迫作用等。在上述驱动因子中,有愈来愈多的证据表明,东亚夏季风的年代际减弱是全球陆地季风减弱的组成部分(Zhou et al., 2008a),与热带大洋的增暖有显著联系(Zhou et al., 2008b)。利用观测的热带海温变化驱动大气环流模式,能够再现季风减弱的诸多环流特征,包括西北太平洋副热带高压的年代际西伸和南亚高压的扩

展(Zhou et al., 2009b)、东亚季风环流指数的年代际减弱(Li et al., 2010)、海陆热力差异的减弱(Zhou and Zhou, 2010)等。而利用硫酸盐气溶胶变化驱动气候模式,模拟的季风变化则与实际相反(Li et al., 2007)。

产生降水要有一定的大尺度降水条件。因此,详尽研究和分析华北汛期大尺度降水条件的年代际变化,这对加深理解和认识华北汛期降水发生年代际变化的原因有重要意义。

## 1 数据和方法

所用资料包括:1)中国气象局国家气象信息中心中国740个测站1951—2006年逐日降水;2)1948—2006年NCEP/NCAR全球2.5°×2.5°逐日风场、温度场、比湿场、垂直速度场资料,垂直分辨率为17层。由于在1957年之前我国建立的台站还比较稀疏(鲍名, 2007),因此,为了得到比较多的华北站点,以上资料时间上都从1957年开始,止于2006年。华北区域范围及其台站的选择采用刘海文和丁一汇(2008)的结果(图1)。刘海文和丁一汇(2008)基于对汛期的理解和认识,对华北汛期的开始和结束日期进行了研究,认为华北汛期始于6月30日,止于8月18日,持续时间为50 d,因此本文的华北汛期概念,主要是针对这一特定时段。

使用的方法有:合成分析、统计 $t$ 检验等方法。

## 2 结果分析

### 2.1 华北汛期水汽条件的年代际变化

水汽输送是形成降水的必要条件。按照刘海文和丁一汇(2010)对华北汛期降水年代际阶段的划分,1957—1978年为华北汛期降水偏多阶段,1979—2006年为降水偏少阶段。由图2a可见,在华北汛期降水偏多阶段,主要存在3支水汽通道,第一支来源于孟加拉湾和南海,由异常南风输送;第二支来源于西太平洋副热带高压的南部海区,由异常东风输送;最后一支来源于中纬度西风带,由异常西风输送,这支水汽通道大致经过河西走廊、陕甘宁地

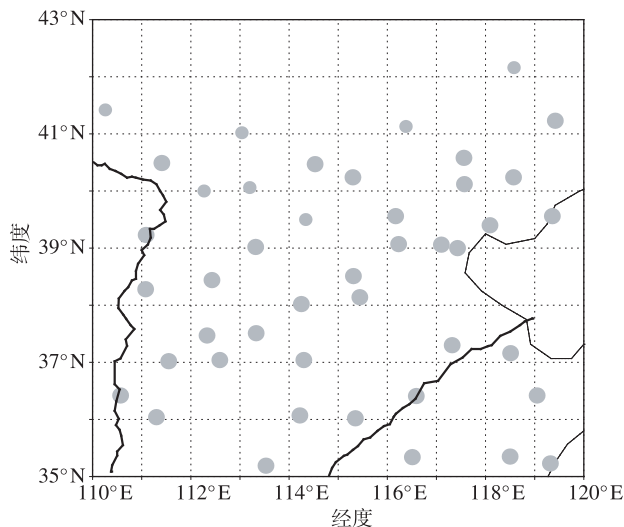


图 1 用于分析 1957—2006 年逐日降水资料的华北 44 个站点分布

Fig. 1 Locations of the 44 observation stations where 1957—2006 daily precipitation data are collected over North China

区到达华北上空,和来自南部的异常水汽,在贝加尔湖及其以南地区,形成一个异常的气旋性水汽输送,使得华北上空为异常水汽辐合(图 3)。以图 3 中的矩形区域作为华北区域,计算了华北区域四个边界的异常水汽收支(图 4)。由图 4 可见,在降水偏多阶段,华北水汽主要由南边界和西边界水汽供应,整个区域为净辐合,水汽盈余。

但在华北降水偏少阶段,水汽条件却发生了显著的年代际改变。偏多阶段以异常西南风水汽输送,在偏少阶段改变为异常东北风水汽输送;偏多阶

段以异常东风水汽输送,在偏少阶段改变为异常偏西风;而偏多阶段以异常偏西风水汽输送的,在偏少阶段改变为异常偏东风;在贝加尔湖及其以南地区则由偏多阶段的异常气旋性水汽输送,改变为偏少阶段的异常反气旋性水汽输送(图 2b)。华北上空的水汽通量散度也由偏多阶段的负距平,改变为偏少阶段的正距平(图 3b)。华北区域四边水汽收支的年代际变化特征(图 4b)是:南边界和西边界水汽都出现了异常减少,而东边界和北边界却出现了异常增多。尽管东边界水汽出现异常增多,但是其数值和偏多阶段相比,不达南边界的一半,加之,在偏少阶段,从南边界的水汽异常输出又很多,因此使得华北地区水汽通量在偏少阶段仍为异常辐散,水汽出现亏损。尽管 NCEP/NCAR 资料估算的水汽输送较之 ERA40 资料偏强(Zhou and Yu, 2005),但是影响华北汛期降水的水汽条件的年代际变化特征还是十分明显。

## 2.2 暖湿空气到达华北的地理位置及冷暖空气相互作用的年代际变化

华北地处东亚夏季风的北边缘活动区(汤绪等, 2006)。早在 20 世纪 40 年代,涂长望和黄仕松(1944)就利用湿球位温来定义夏季风的进退。由于夏季风是暖湿气流,可用 850 hPa 340 K 等  $\theta_{sc}$  线表示夏季风的北界(陈隆勋等, 1991)。图 5 表明,在两个不同的年代际阶段,华北上空虽然都存在一个“东北—西南”向的  $\theta_{sc}$  舌,但是两者分布却存在差别。首先,在降水偏多阶段,在  $\theta_{sc}$  舌的东部,等  $\theta_{sc}$  的密集程度大,表明  $\theta_{sc}$  的纬向梯度大。而等  $\theta_{sc}$  的密集

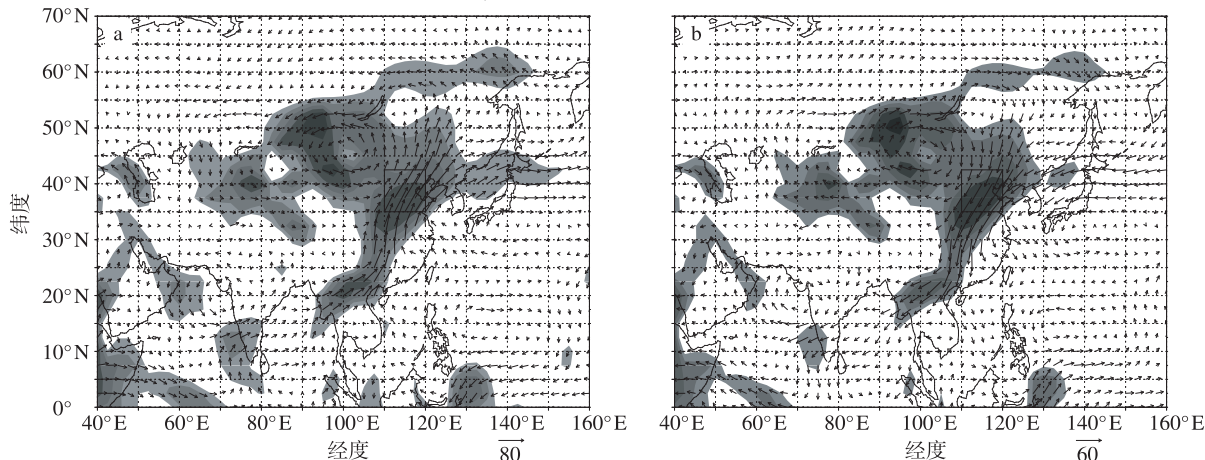


图 2 华北汛期两个阶段垂直积分的水汽通量的距平合成(图中阴影区通过了 0.05 信度的显著性检验,矩形区域表示华北范围;单位:  $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ ) a. 降水偏多阶段(1957—1978 年); b. 降水偏少阶段(1979—2006 年)

Fig. 2 Departure composites of vertical integrated moisture transport anomaly in (a) wet period (1957—1978), and (b) dry period (1979—2006) (The shaded areas denotes the significance at 95% confidence level; the rectangular indicates the North China region; units:  $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ )

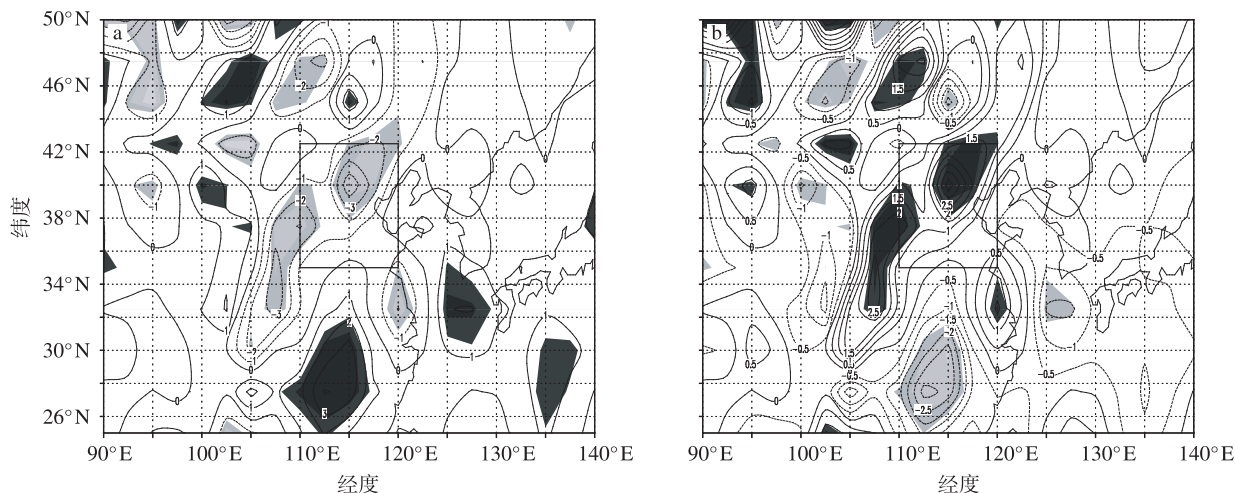


图 3 华北汛期两个阶段垂直积分的水汽输送通量散度的距平合成(图中阴影区通过了 0.05 信度的显著性检验,矩形区域表示华北范围;单位: $10^{-5} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ ) a. 降水偏多阶段(1957—1978 年); b. 降水偏少阶段(1979—2006 年)

Fig. 3 Departure composites of vertical integrated moisture transport divergence in (a) wet period(1957—1978), and (b) dry period(1979—2006) (The shaded areas denotes the significance at 95% confidence level;the rectangular indicates the North China region;units: $10^{-5} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ )

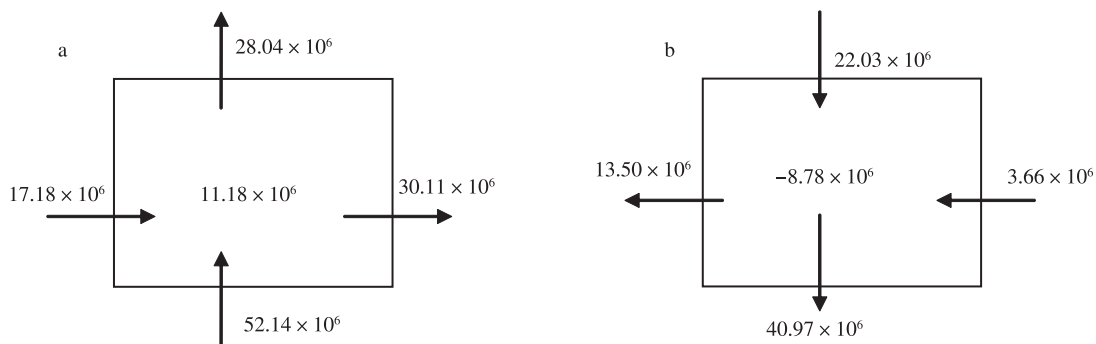


图 4 华北汛期异常水汽收支(单位:  $\text{kg}/\text{s}$ ;箭头表示水汽输送方向) a. 降水偏多阶段(1957—1978 年); b. 降水偏少阶段(1979—2006 年)

Fig. 4 The anomaly of moisture budget ( $\text{kg}/\text{s}$ ) over North China during rainy seasons in (a) wet period(1957—1978), and (b) dry period(1979—2006) (The arrow indicates the direction of moisture transport)

带正是冷暖空气所交界的位置(刘还珠和张绍晴, 1996),因此,对流层低层冷暖空气相互作用较强;对于同样大小的 $\theta_{\text{sc}}$ 等值线,在降水偏多阶段的位置要比偏少阶段偏北。比如 340 K 等 $\theta_{\text{sc}}$ 线几乎接近 45°N 线,在河套东部还存在一个大值中心;350 K 等 $\theta_{\text{sc}}$ 线也越过了黄河,表明较强的暖湿海洋气团能够到达华北,甚至可以抵达呼和浩特附近。但在降水偏少阶段, $\theta_{\text{sc}}$ 线等值线分布较疏,其纬向梯度小,表明对流层低层冷暖空气相互作用较弱;而且 340 K 等 $\theta_{\text{sc}}$ 线位置偏南,接近 42.5°N 线,350 K 等 $\theta_{\text{sc}}$ 线基本没有越过黄河,350 K 等 $\theta_{\text{sc}}$ 线在南北方向的地理位置,和偏多阶段相比偏南近 5 个纬距。因此,偏少阶段到达华北地区的暖湿气团地理位置明显偏南,影响华北汛期的气团暖湿程度也明显偏弱。

### 2.3 华北汛期上空垂直运动的年代际变化

上升运动是形成降水的另一个必要条件。由图 6a 可见,在降水偏多阶段,异常上升运动区域主要出现在华北上空,而异常下沉运动则位于我国江淮流域,因此形成了“北涝南旱”的降水格局(周天军等,2008);但在偏少阶段(图 6b),华北上空的异常垂直速度发生了显著的年代际变化,即由先前的异常上升运动改变为异常下沉运动,异常的上升运动位于我国江淮流域,形成了“南涝北旱”的降水格局(周天军等,2008)。

### 2.4 华北上空涡度、散度、垂直速度的年代际变化

由图 7a 可见,在华北汛期降水偏多阶段,大约 400 hPa 以下,华北为正涡度,这说明该高度以下,华北以气旋性环流为主。但在 400 hPa 高度以上,却

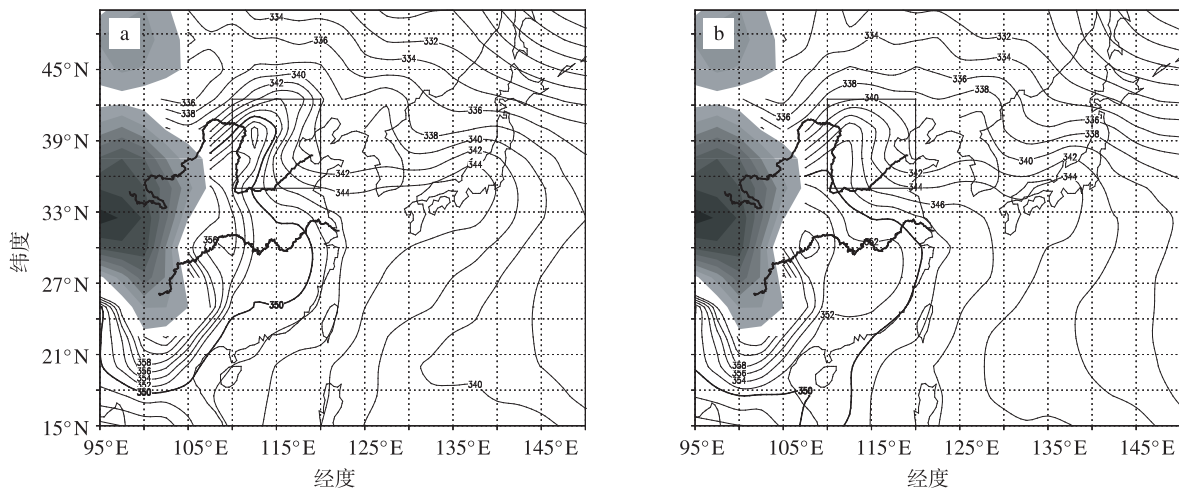


图 5 华北汛期期间 850 hPa  $\theta_{se}$  在两个阶段平均值的空间分布 (阴影区表示地形高于 1 500 m; 矩形区代表华北区域; 粗线代表 350 K 等  $\theta_{se}$  线; 单位: K) a. 降水偏多阶段 (1957—1978 年); b. 降水偏少阶段 (1979—2006 年)

Fig. 5 Distribution of composite 850 hPa  $\theta_{se}$  interdecadal mean values over North China during rainy seasons in (a) wet period (1957—1978), and (b) dry period (1979—2006) (The shaded area denotes the latitude over 1 500 m; the rectangular indicates the North China region; thick line represents 350 K  $\theta_{se}$  line; units: K)

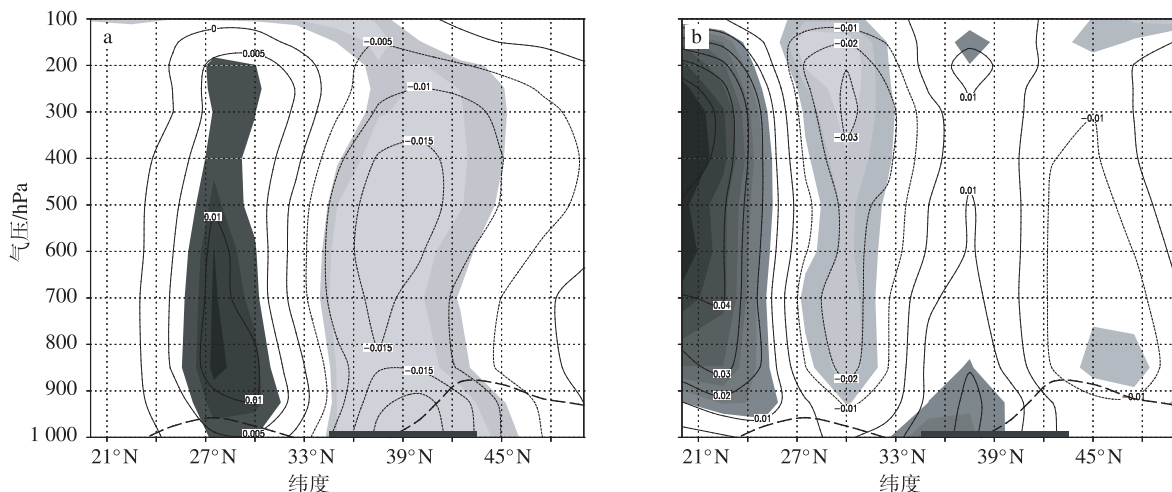


图 6 华北汛期期间垂直速度距平沿 117.5°E 的经向剖面 (负值表示异常上升运动; 阴影区表示超过了 0.05 信度的显著性检验; 底端的水平粗线表示华北区域; 粗虚线代表地形高度线; 单位: Pa/s) a. 降水偏多阶段 (1957—1978 年); b. 降水偏少阶段 (1979—2006 年)

Fig. 6 Radial cross sections of the departure vertical velocity along 117.5°E in (a) wet period (1957—1978), and (b) dry period (1979—2006) (The negative value denote anomalous upward motion; the shaded areas denotes the significance at 95% confidence level; bottom thick line represents the North China region; the thick dash line denotes topography; units: Pa/s)

为负涡度区, 呈现出低层正涡度、高层负涡度的垂直分布。但在降水偏少阶段, 涡度的分布却有所不同。其主要特征是对流层中低层以下不再是单一的正涡度, 而是分成两段: 在 600 hPa 以下, 涡度变为负涡度, 600 hPa 至 300 hPa 左右为正涡度区, 正涡度的高度要比降水偏多阶段高度要高, 300 hPa 以上为负涡度区。一般而言, 正涡度总是和冷空气相联系, 偏少阶段正涡度高度的“抬升”, 大概和 20 世纪中期

以后, 对流层底变冷有关 (宁如聪等, 2008)。Yu et al. (2004) 以及 Yu and Zhou (2007) 研究认为, 在华北以及蒙古附近, 300 hPa 高度上 1980—2001 年的平均气温比 1958—1979 年的平均气温降低了 1 °C 多, 这说明与对流层底温度场的年代际变冷相对应, 华北上空动力场上也出现了相应的年代际变化特征。这也从另外一个角度验证了此前研究所发现的与季风减弱所对应的东亚上空对流层中上层温度的

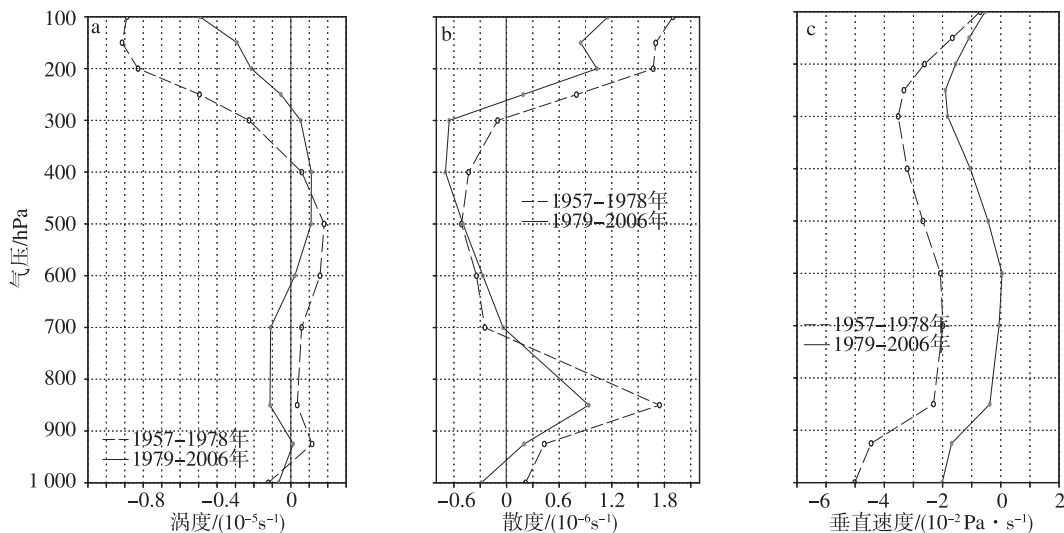


图7 华北区域平均的涡度(a; $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )、散度(b; $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ )和垂直速度(c; $10^{-2} \text{ Pa/s}$ )的垂直廓线

Fig. 7 The profile of areal average values over North China a. vorticity (units:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ); b. divergence (units:  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ); c. vertical velocity (units:  $10^{-2} \text{ Pa/s}$ )

变冷 (Yu, et al., 2004; Yu and Zhou, 2007)。将 200 hPa 高度以下各个层次华北区域平均的物理量再取算术平均值,定义为该物理量的整层效应值。则在汛期降水偏多阶段,涡度整层效应值为  $0.228 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,而在偏少阶段其值为  $0.087 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,表明华北区域上空大气的旋转程度也发生了年代际减弱。

散度的垂直分布(图 7b)显示,无论是降水偏多或偏少阶段,其垂直分布都表现出明显的“三层结构”,即:对流层低层(700 hPa 以下)为正值,对流层中高层(700 ~ 300 hPa)为负值,对流层高层为正值,无辐散层都大致位于 700 hPa。计算 200 hPa 高度以下散度整层效应值,降水偏多阶段值为  $0.65 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ,偏少阶段值为  $0.48 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ,这说明偏少阶段,其上空区域平均的辐合或辐散强度明显减弱。除此以外,偏少阶段最强的辐合高度要比偏多阶段明显抬高,即偏多阶段最大辐合发生在 500 hPa 高度,而偏少阶段抬升到 300 ~ 400 hPa 高度。

华北区域平均的垂直速度的垂直分布在两个阶段都呈“S”形状分布(图 7c),计算 200 hPa 高度以下华北区域的整层垂直速度,偏多阶段为  $0.0312 \text{ Pa/s}$ ,偏少阶段为  $0.0109 \text{ Pa/s}$ 。偏少阶段几乎是偏多阶段的 1/3。可见,华北区域整层的垂直运动在偏少阶段远远弱于偏多阶段。但是,垂直速度的极值出现的高度,偏少阶段要比偏多阶段略高,这可能和在全球变暖背景下,更容易出现极端暴雨事件有关 (Allan and Soden, 2008)。

总之,华北汛期涡度、散度以及垂直速度的垂直分布都发生了明显的年代际变化。其中,涡度在垂直高度上的结构的年代际变化特征比较明显,即由偏多阶段低层正涡度、高层负涡度的两层结构,改变为偏少阶段的三层结构,即对流层中低层负涡度、对流层中高层正涡度和对流层上层正涡度,其整层涡度效应值由大变小。而对于散度和垂直速度而言,它们在垂直方向上的结构没有发生明显的年代际变化,但是整层散度效应值和垂直速度值都由大变小。

### 3 结论和讨论

利用中国 740 站逐日降水资料和 NCEP/NCAR 逐日再分析资料,研究了华北汛期大尺度降水条件以及主要物理量的年代际变化,得到以下结论:

1) 大尺度降水条件的年代际变化是导致华北汛期降水在 1978 年以后发生年代际变化的直接原因。

2) 水汽输送情况在 1978 前后发生的年代际变化特征是:偏多阶段的异常西南风输送,改变为偏少阶段的异常东北风输送;偏多阶段的异常东风输送,改变为偏少阶段的异常西风输送;偏多阶段的异常偏西风输送,改变为偏少阶段的异常东风输送;在贝加尔湖及其以南地区,偏多阶段的异常气旋性水汽输送,改变为偏少阶段的异常反气旋性水汽输送;偏多阶段通过南边界和西边界供应,改变为偏少阶段通过北边界和东边界供应,同时,华北地区的水汽收支也由偏多阶段的异常水汽辐合和盈余,改变为偏

少阶段的辐散和亏损。

3) 由于东亚夏季风的年代际减弱 (Wang, 2001), 偏多阶段能够到达华北北部甚至接近华北最北边界的暖湿气团, 在偏少阶段只能抵达黄河南岸, 而且沿着太行山走向的冷暖空气的相互作用也由强变弱。

4) 华北上空垂直运动由偏多阶段的异常上升, 改变为偏少阶段的异常下沉运动; 对流层涡度的垂直分布由偏多阶段的两层结构 (低层正涡度、高层负涡度) 改变为偏少阶段的三层结构 (中低层负涡度、中高层正涡度和上层负涡度), 且整层涡度效应值由大变小。华北区域平均的散度和垂直速度, 在垂直方向上的结构虽然没有发生明显的年代际变化, 但是整层散度效应值和垂直速度值都由大变小。这些都表明, 华北汛期产生降水的大尺度动力条件也发生了年代际变化。

需要指出的是, 本文仅从大尺度降水条件等方面对华北汛期降水的年代际变化原因进行了分析。影响中国汛期降水的因素比较多, 也非常复杂 (王绍武, 2001)。华北汛期降水的年代际变化还受到 ENSO 事件与年代际大气环流模态 (如 PDO, NAO, AO) 以及气候系统的其他因子 (如冰雪圈, 陆面过程) 的影响, 这些都值得进一步深入研究。

## 参考文献:

鲍名. 2007. 近 50 年我国持续性暴雨的统计分析及其大尺度环流背景 [J]. 大气科学, 31(5): 779-792.

陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦, 等. 1991. 东亚季风 [M]. 北京: 气象出版社.

黄荣辉, 徐予红, 周连童. 1999. 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势 [J]. 高原气象, 18(4): 465-476.

刘海文, 郭品文, 张娇. 2004. 戴维斯海峡海冰与华北降水的年际关系及其年代际变化 [J]. 南京气象学院学报, 27(2): 253-257.

刘海文, 丁一汇. 2008. 华北汛期的起讫及其气候学分析 [J]. 应用气象学报, 19(6): 688-696.

刘海文, 丁一汇. 2010. 华北汛期日降水特性的变化分析 [J]. 大气科学, 34(1): 12-22.

刘还珠, 张绍晴. 1996. 湿位涡与锋面强降水天气的三维结构 [J]. 应用气象学报, 7(3): 275-284.

汤绪, 钱维宏, 梁萍. 2006. 东亚夏季风边缘带的气候特征 [J]. 高原气象, 25(3): 375-381.

涂长望, 黄仕松. 1944. 中国夏季风之进退 [J]. 气象学报, 18: 1-20.

王绍武. 2001. 现代气候学研究进展 [M]. 北京: 气象出版社.

宇如聪, 周天军, 李建, 等. 2008. 中国东部气候年代际变化三维特征的研究进展 [J]. 大气科学, 32(4): 893-905.

张庆云. 1999. 1880 年以来华北降水及水资源的变化 [J]. 高原气象, 18(4): 486-495.

周天军, 李立娟, 李红梅, 等. 2008. 气候变化的归因和预估模拟研究

[J]. 大气科学 32(4): 906-922.

周晓霞, 丁一汇, 王盘兴. 2008. 影响华北汛期降水的水汽输送过程 [J]. 大气科学, 32(2): 345-357.

朱玉祥, 丁一汇, 刘海文. 2009. 青藏高原冬季积雪影响我国夏季降水的模拟研究 [J]. 大气科学, 33(5): 903-915.

Allan R, Soden B J. 2008. Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes [J]. Science, 321, 12: 1481-1484.

Hu Y Y, Fu Q. 2007. Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979 [J]. Atmos Chem Phys, 7: 5229-5236.

Li Lijuan, Wang Bin, Zhou Tianjun. 2007. Contributions of natural and anthropogenic forcings to the summer cooling over eastern China: An AGCM study [J]. Geophys Res Lett, 34, L18807, doi: 10.1029/2007GL030541.

Li Hongmei, Dai Aiguo, Zhou Tianjun, et al. 2010. Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950—2000 [J]. Climate Dynamics, 34: 501-514. doi: 10.1007/s00382-008-0482-7.

Menon S, Hansen J E, Nazarenko L, et al. 2002. Climate effects of black carbon aerosols in China and India [J]. Science, 297: 2250-2253.

Si Dong, Ding Yihui, Liu Yanju. 2009. Decadal northward shift of the Meiyu belt and the possible cause [J]. Chin Sci Bull, 54: 4742-4748.

Wang Huijun. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's [J]. Adv Atmos Sci, 18: 376-386.

Yu Rucong, Wang Bin, Zhou Tianjun. 2004. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia [J]. Geophys Res Lett, 31, L22212, doi: 10.1029/2004GL021270.

Yu, Rucong, Zhou Tianjun. 2007. Seasonality and three-dimensional structure of interdecadal change in the East Asian monsoon [J]. J Climate, 20(21): 5344-5355.

Zhou Tianjun, Yu Rucong. 2005. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China [J]. Geophys Res Lett, 110, D08104, doi: 10.1029/2004JD005413.

Zhou Tianjun, Zhang Lixia, Li Hongmei. 2008a. Changes in global land monsoon area and total rainfall accumulation over the last half century [J]. Geophys Res Lett, 35, L16707, doi: 10.1029/2008GL034881.

Zhou Tianjun, Yu Rucong, Li Hongmei, et al. 2008b. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half century [J]. J Climate, 21(15): 3833-3852.

Zhou Tianjun, Gong Daoyi, Li Jian, et al. 2009a. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian Summer Monsoon: Recent progress and state of affairs [J]. Meteor Z, 18(4): 455-467.

Zhou Tianjun, Yu Rucong, Zhang Jie, et al. 2009b. Why the western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s [J]. J Climate, 22(8): 2199-2215.

Zhou Tianjun, Zhou Liwei. 2010. Understanding the predictability of East Asian summer monsoon from the reproduction of land-sea thermal contrast change in AMIP-type simulation [J]. J Climate, 23(22): 6009-6026.