

文章编号: 1004-4965 (2004) 01-0073-08

东亚夏季风的年代际变化对中国降水的影响

吕俊梅^{1,2}, 任菊章¹, 琚建华¹

(1. 云南大学大气科学系, 云南 昆明 650091; 2. 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要: 采用两个不同的东亚夏季风指数分析了 1951~1999 年间东亚夏季风强度的年代际变化特征。结果一致表明, 20 世纪 70 年代中期左右, 东亚夏季风经历了由强到弱的年代际变化。而且西太平洋副热带高压作为东亚季风系统的重要成员, 其强度和位置也在 1970 年代中期左右发生了明显的年代际变化。这种大气环流背景的年代际变化造成了 1970 年代中期以后我国的华北地区干旱少雨; 长江中下游地区洪涝多雨。

关键词: 东亚夏季风; 年代际变化; 中国降水
中图分类号: P425.4.2 文献标识码: A

1 引 言

人们很早就已经认识到东亚季风的强弱对中国的气候变化有着重要的影响, 从而进行了很多有关这方面的研究^[1,2], 并且发现东亚季风对于中国东部地区短期气候变化的作用比印度季风更为重要。研究表明, 东亚夏季风与我国夏季降水的关系主要表现在夏季雨带的南北位置上。弱季风时, 夏季雨带位置偏南, 长江中下游为涝年; 而强夏季风时, 长江中下游经常是旱年^[3]。

1990 年代以来人们开始较为系统地研究年代际时间尺度的气候变化问题, 并且发现降水、气温和海表面温度等气象要素均具有明显的年代际变化特征^[4,5,6]。到目前为止, 对于年代际气候变率的物理原因还不是很清楚, 有人认为海表面温度是影响热带大气环流年代际变化的主要因子^[7], 还有人认为年代际及以上尺度的变率可能就是气候系统数十年尺度低频振荡或气候基本态的自然表征^[8]。而且年代际背景场的变化, 将对 ENSO 循环产生很大影响^[9]。由于年代际及以上尺度的气候变率为年际气候变化提供了一个背景, 因此年代际气候变率问题已经引起国际气候界的高度重视。

本文使用 NCEP 的再分析大气环流资料^[10], 以及国家气候中心发布的环流特征量^[11]和全国 15 个区域的降水指数资料^[12], 研究了 1951~1999 年期间中国夏季降水和东亚夏季风

收稿日期: 2002-07-29; 修订日期: 2003-01-03

基金项目: 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”(G1998040903)资助
作者简介: 吕俊梅(1972-), 女, 云南人, 在读博士生, 主要从事全球气候变化研究。

的年代际变化特征,指出年代际时间尺度上东亚夏季风强度的变化对中国的降水同样有着重要影响。

2 中国夏季降水的年代际变化

中国是世界上季风气候最显著的地区,其降水量有明显的季节性变化,绝大部分地区降水都集中在夏半年,而冬半年许多地方则变得寒冷干燥。以往大量的工作研究了在特定的外源强迫作用以及大气环流背景下,夏季降水将偏多或者偏少,主要是针对降水的年际变化来进行的,研究降水年代际变率的工作较少。现在人们越来越注意到年代际变率对于短期气候预测的重要性,因此研究中国夏季降水的年代际变化特征及其形成的机制是很有必要的。

我们首先用中国 15 个区的降水指数资料求出 1951~1999 年间长江中下游地区的夏季(6~8月)降水指数(YRR)以及华北地区的夏季降水指数(NCR),对这两个夏季降水指数进行标准化处理以后,再分别求它们的 11 年滑动平均,就可以得到这两个地区夏季降水的年代际变化特征。图 1 中直方条表示 YRR 时间系列,折线为 YRR 时间系列的 11 年滑动平均曲线。可以看出,长江中下游地区的夏季降水在 1970 年代中期以前偏少,在此之后降水开始增多,特别是 1980 年代末~1990 年代初左右降水突然增加,并且从图中可以看出这种降水增加的趋势可能还会维持一段时间。图 2 为 NCR 的年际和年代际变化情况,在整个阶段中华北区的夏季降水总体上表现为下降趋势。其中在 1960 年代中期以前降水是偏多的,1960 年代中期~1970 年代中期为降水从偏多向偏少转变的过渡时期,1970 年代中期以后降水偏少。特别值得注意的是华北地区降水偏少的趋势在 1980 年代末~1990 年代初期有所缓和,但是从 1990 年代中期开始降水又出现下降趋势,这似乎预示着华北进入了一个相对干旱的时期。

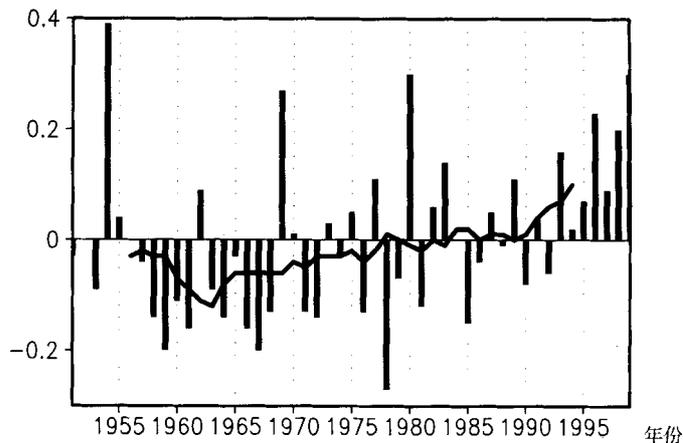


图 1 YRR 的年际变化(直方条)及其 11 年滑动平均曲线(折线)

为了对上述的降水年代际变化特征进行统计检验,我们依据文献[13]中给出的对变化趋

势进行显著性检验的方法，计算了与长江中下游地区以及华北地区夏季降水指数的 11 年滑动平均值相对应的统计量 Z ，得到的值分别为 0.62 和 -0.59。对于 0.05 的信度水平 $Z_{0.05}=0.22$ ，这里我们得到的两个统计量的绝对值均大于 $Z_{0.05}$ ，表明前面提到的两种 11 年滑动平均值所代表的变化趋势均通过了显著性检验。显然，长江中下游地区和华北地区的夏季降水在 1970 年代中期左右发生了明显的年代际变化。

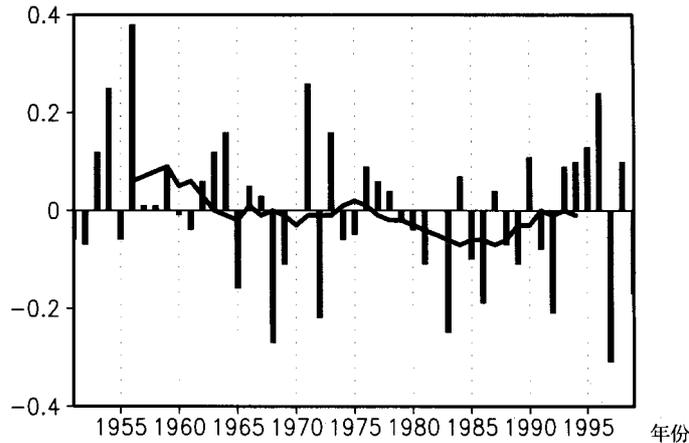


图2 相对于 NCR 而言，其它同图 1。

3 东亚夏季风的年代际变化

由于东亚夏季风强度是造成中国夏季降水异常的主要原因，我们认为与中国的夏季降水在 1970 年代中期左右所经历的年代际变化相对应，东亚夏季风可能也发生了年代际变化。

3.1 东亚夏季风强度的年代际变化

我们将直接用东亚夏季风指数来分析 1951 ~ 1999 年期间东亚夏季风的年代际变化特征。由于到目前为止，对于东亚夏季风指数 ($EAMI$) 的研究还不够深入、成熟；还没有一个公认的、能够较好地表征东亚夏季风强度的指数。因此我们将使用两种不同的东亚季风指数来研究东亚夏季风的年代际变化，以保证所得到的结果更具有代表性。最近 Wang 等^[14]提出了一个新的夏季风指数，其定义为

$$EAMI = V_{850}[20 \sim 30^{\circ}N, 110 \sim 140^{\circ}E] - V_{850}[30 \sim 40^{\circ}N, 110 \sim 140^{\circ}E] \quad (1)$$

式中 V_{850} 取距平值，也即用 850 hPa 高度上区域 ($20 \sim 30^{\circ}N, 110 \sim 140^{\circ}E$) 和区域 ($30 \sim 40^{\circ}N, 110 \sim 140^{\circ}E$) 的区域平均南风分量之距平差来表示东亚夏季风的强度。 $EAMI$ 反映了东亚夏季风盛行的区域。当 $EAMI$ 为高值时，表示强的夏季风主要停留在东亚的南部 (区域) 地区，也即副高西北侧的西南风异常主要控制区域 (也即长江中下游地区)，在区域 仅存在着弱的西南风异常。相反，在 $EAMI$ 低时，在区域 存在着东北风异常。在区域 出现弱的西南风和反气旋性环流。该指数可以表示东亚季风的南北分布情况。

我们还要用到 Zhu Jinhong 等^[15]根据海陆气压差定义的另外一个东亚季风指数

$$EAMI2 = SLP[20 \sim 25^\circ\text{N}, 120 \sim 130^\circ\text{E}] - SLP[30 \sim 35^\circ\text{N}, 105 \sim 115^\circ\text{E}] \quad (2)$$

由式(2)可知,用海洋上(20~25°N, 120~130°E)区域平均的SLP(海平面气压)系列减去陆地上(30~35°N, 105~115°E)的区域平均的SLP(海平面气压)系列,即得到EAMI2。研究表明,当EAMI2较高时,华北夏季降水高于正常值,而长江中下游地区发生干旱,表示强的季风;反之,当EAMI2较低时,华北地区发生干旱,而长江中下游地区出现洪涝,表示弱的季风。

根据式(1)和(2),我们先计算6、7、8三个月的季风指数,对这三个月的季风指数求平均后得到的东亚夏季风指数仍然称为EAMI1和EAMI2。为了衡量这两个季风指数与中国夏季降水之间的关系,我们又分别计算EAMI1和EAMI2与YRR和NCR的相关,结果见表1,表中相关系数达到99%以上显著性水平的数值用阴影表示。可见EAMI1与YRR为显著的正相关关系,而EAMI2与NCR之间存在显著的正相关关系。因此,EAMI1和EAMI2这两个夏季风指数在反映季风的强弱与中国夏季降水之间的关系时具有不同的指示性。

表1 夏季风指数与降水指数的相关

| 相关系数 | YRR | NCR |
|-------|-------|-------|
| EAMI1 | 0.51 | -0.18 |
| EAMI2 | -0.12 | 0.41 |

下面就分别用以上两个季风指数来分析1951~1999年期间东亚夏季风的年代际变化特征。同样,我们对EAMI1和EAMI2这两个季风指数的11年滑动平均值进行了显著性检验,其统计量Z的值分别为0.75和-0.78,表明两者均超过了0.05的信度水平。

图3中的直方条为EAMI1在1951~1999年期间的时间演变序列,表示EAMI1的 year 际变化,实线为它的11年滑动平均曲线。我们可以发现1970年代中期以来EAMI1几乎均为正值(高值),根据EAMI1的定义,在1970年代中期以后到1999年这个阶段中强的夏季风主要停留在长江中下游地区,也就是说西太平洋副热带高压的位置偏南。我们知道,当东亚夏季风增强时,副高位置偏北,相反地,当夏季风减弱时,副高位置偏南。从这个意义上可以得出结论,1970年代中期以后东亚夏季风进入了一个减弱的阶段。

类似地,图4给出了EAMI2的 year 际(直方条)和年代际变化(折线)的情况,很明显,1970年代以前的绝大多数年份中EAMI2均为正值,而1970年代以后的绝大多数年份中EAMI2均为负值。根据EAMI2的定义,EAMI2为负值时,表示东亚夏季风较弱,因此我们这里得到的结果同样说明1970年代中期以来,东亚夏季风减弱了。

我们用两个不同的季风指数来讨论东亚季风的年代际变化得到的结论是一致的,因此可以肯定,1970年代中期以来东亚夏季风确实是进入了一个减弱的年代际变化阶段,这与王会军(2001)得到的结果是类似的^[16]。

3.2 西太平洋副热带高压的年代际变化

西太平洋副热带高压作为东亚夏季风系统的重要组成部分,其北跳南撤,西进东退以及强度的变化均与我国雨带的分布类型有着密切的联系。一般讲冬季时副高脊线在15°N附近,每年的5月底~6月底,特别是6月中旬,副高开始出现第一次北跳,以后随着副高的

北跳，我国的雨带由南向北推进，华南、长江流域和华北地区依次进入雨季。既然副高的位置和强度的变动对我国的降水有着重要的影响，我们下面将根据国家气候中心发布的环流特征量中的西太平洋副热带高压脊线指数和强度指数来研究副高在 6~8 月中位置和强度的年代际变化情况。

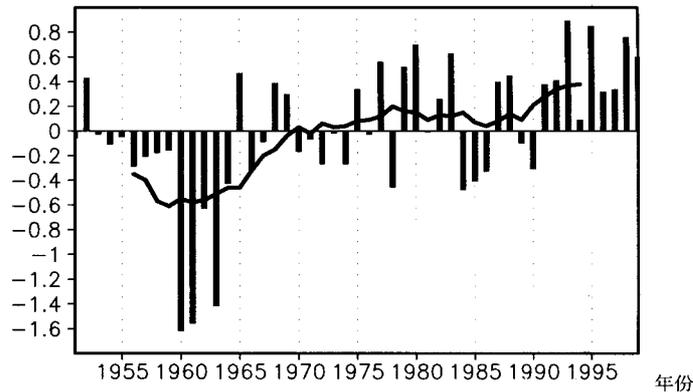


图3 *EAMI1* 的年际变化(直方条)及其 11 年滑动平均曲线(折线)

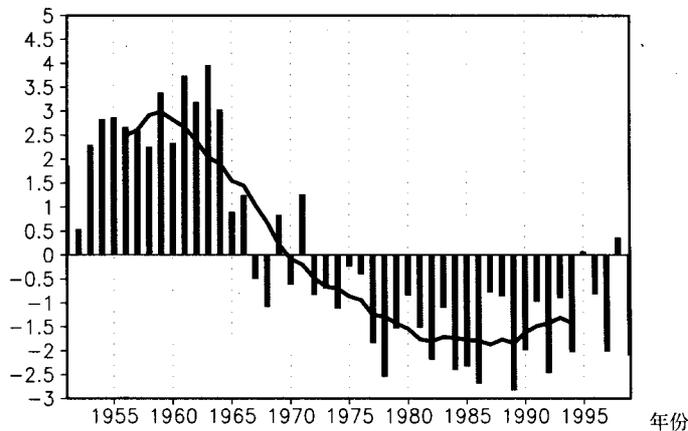


图4 相对于 *EAMI2* 而言，其它同图 3。

由于用差值分析的方法可以较为方便和直观地看出一个变量的年代际变化特征，因此我们依据前面所得到的东亚夏季风在 1970 年代中期以后减弱的结论，以 1976 年为界，对 1977~1999 年及 1951~1976 年这两个阶段中 6、7、8 三个月的副高脊线和强度指数求差值，计算结果归纳在表 2 中。其中副高脊线指数差值均为负值，然而副高强度指数差值均为正值，这表明 1970 年代中期以后，在副高的位置和强度变动最大的 6、7、8 三个月中，副高的位置偏南，与此同时副高的强度偏大。

基于上面得到的关于副高指数年代际变化情况的初步结果，我们将分别选取三个月当中差值最大的 8 月副高脊线和 7 月副高强度这两个指数做代表来进一步分析副高的位置和

强度的年代际变化特征。由图5中副高脊线指数11年滑动平均曲线的演变可以发现,以1970年代中期为界,在此之前,其值为正;在此之后,其值为负。也即近二十几年来,平均而言副高的位置持续偏南。同样地,由图6中副高强度指数11年滑动平均曲线的演变也可以看出,在1970年代末~1980年代初左右,副高的强度经历了由弱到强的转变,使得最近二十几年来副高的强度平均来讲持续偏强。显著性检验的结果表明,对于图5和图6中的两条11年滑动平均曲线,其统计量 Z 的值分别为-0.61和0.43,通过了95%的显著性检验。因此,副高的脊线位置和强度确实在1970年代末~1980年代初发生了明显的年代际变化。

表2 1977~1999年与1951~1976年间副高指数差值

| 差值 | 6月 | 7月 | 8月 |
|------|-------|-------|-------|
| 副高脊线 | -0.28 | -0.51 | -2.47 |
| 副高强度 | 16.96 | 17.79 | 11.41 |

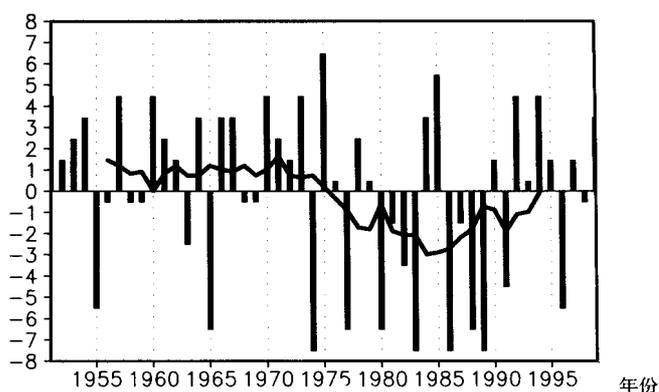


图5 8月份副高脊线指数的时间序列(直方条)及其11年滑动平均结果(折线)

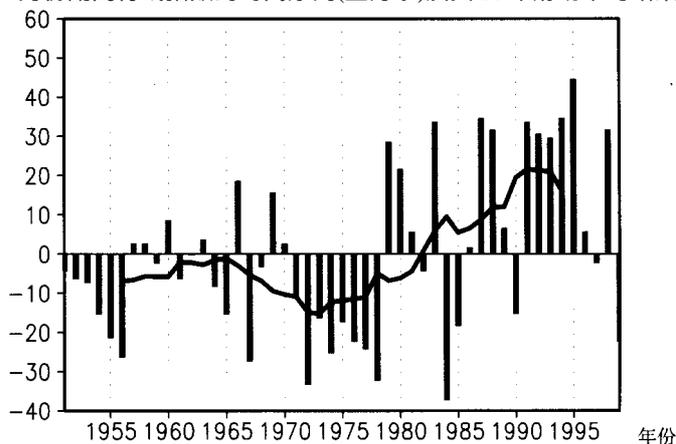


图6 7月份的副高强度指数,其它同图5。

4 讨论与结论

中国东部地区的夏季降水在 1970 年代中期左右发生了明显的年代际变化，与此同时，东亚夏季风也发生了由强到弱的年代际变化。下面我们就来分析东亚夏季风的年代际变化对中国东部地区降水的影响。

西太平洋副热带高压是东亚夏季风系统的重要成员之一，因此副高的位置和强度的变化与东亚夏季风的强度有着密切的联系，一般认为当东亚夏季风较强时，副高位置偏北，相反，当东亚季风较弱时，副高位置偏南。下面我们将用表 3 来详细地说明 1970 年代中期以后副高位置偏南，强度增大的具体情况。由表 3 可知，对于多年平均状况而言，副高脊线在 6、7、8 三个月中分别位于 20°N 、 25°N 和 28°N 附近，如果我们再参照表 2 中副高脊线指数的差值，就可以发现，虽然 6 月和 7 月时副高位置已经开始偏南，而到 8 月份时副高位置与正常年相比是偏南最厉害的，差值达到 -2.47。由于 8 月份时副高二次北跳后所到达的最北位置直接影响到我国华北和东北地区降水量的多少，因此我们不难理解 1976 年以后华北地区出现干旱少雨的趋势是由于副高位置偏南造成的。

再来看一下副高强度的变化，就多年平均值而言，6 月份时副高是最强的，7 月份次之，8 月份最弱（表 3）。对比表 2 中所给出的副高强度的差值变化可以发现，1970 年代中期以后，7 月份副高增强最厉害，其次是 6 月份；并且在这两个月中差异值与多年平均值之比分别达到了 46% 和 40%。众所周知，6 月中旬~7 月上旬，我国多年候平均的大雨带停滞于长江中下游地区，此时如果副高增强，自然有利于该地区降雨的持续和偏多。

表 3 1951~1999 年间副高指数的平均值

| 49 年平均值 | 6 月 | 7 月 | 8 月 |
|---------|-------|-------|-------|
| 副高脊线 | 20.37 | 25.22 | 27.53 |
| 副高强度 | 42.35 | 38.39 | 36.51 |

过去人们在研究中国降水的年际变化时发现，东亚夏季风强时，我国雨带位置偏北，季风弱时，我国雨带位置偏南^[3]。并且当东亚夏季风弱的时候，东亚副热带地区的梅雨锋较强，长江中下游的降水高于正常年^[17, 18]。综合前人的研究结果以及前面的讨论，我们认为东亚夏季风减弱和副高位置偏南、强度偏大的这种大气环流年代际变化背景是造成 1970 年代中期以后我国的华北地区干旱少雨；长江中下游地区洪涝多雨的主要原因。

参 考 文 献:

- [1] 郭其蕴. 东亚夏季风的变化与中国降水[J]. 热带气象, 1985, 1: 44 - 51.
- [2] 钱国荣. 1980 年夏季季风对长江中下游降水的影响[A]. 全国热带学术会议文集[C]. 昆明: 云南人民出版社, 1982. 124-135.

- [3] 施 能, 朱乾根, 吴彬贵. 近 40 年东亚夏季风及我国夏季大尺度天气气候异常[J]. 大气科学, 1996, **20**: 575 - 583.
- [4] 龚道溢, 史培军. 华北农牧交错带夏季降水变率及其与前期下垫面热力状况的关系[J]. 自然资源学报, 2001, **3**: 211 - 215.
- [5] 张先恭, 李小泉. 本世纪我国气温变化的特征[J]. 气象学报, 1982, **40**: 198 - 208.
- [6] 徐建军, 朱乾根. 印度洋-太平洋海温长期变化的周期性及其年代际变化[J]. 热带气象学报, 1998, **14**: 353 - 358.
- [7] 李发明, 吴爱明. 模式大气中的年代际变化[J]. 热带气象学报, 2000, **16**: 327 - 334.
- [8] 江志红, 屠其璞, 施 能. 年代际气候低频变率诊断研究进展[J]. 地球科学进展, 2000, **3**: 342 - 350.
- [9] WANG B. Interdecadal changes in El Nino onset in the last four decades[J]. *J Climate*, 1995, **8**: 267 - 285.
- [10] KALNAY E, KANAMITSU M, KISTLER R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project[J]. *Bull Am Meteor Soc*, 1996, **77**: 437 - 472.
- [11] 赵振国, 王永光, 陈桂英, 等. 中国夏季旱涝及环流场[M]. 北京: 气象出版社, 1999. 45-52.
- [12] 陈兴芳, 赵振国. 中国汛期降水预测研究及应用[M]. 北京: 气象出版社, 2000. 100-101.
- [13] 魏凤英. 现代气候统计诊断预测技术[M]. 北京: 气象出版社, 1999. 59 - 60.
- [14] WANG Y, WANG B, OH J H. Impact of preceding El Nino on the East Asian summer atmosphere circulation[J]. *J Meteor Soc Japan*, 2001, **79**: 575 - 589.
- [15] ZHU Jin-hong, WANG Shao-wu. 80a-oscillation of summer rainfall over the east part of China and East-Asia summer monsoon[J]. *Adv Atmos Sci*, 2001, **18**: 1043 - 1051.
- [16] WANG Hui-jun. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's[J]. *Adv Atmos Sci*, 2001, **18**: 376 - 385.
- [17] 王亚非, 张 雁, 陈菊英. 一个能反映梅雨现象的东亚夏季风指数[J]. 气候与环境研究, 2001, **6**: 146 - 152.
- [18] 张庆云, 陶诗言. 夏季东亚热带和副热带季风与中国东部汛期降水[J]. 应用气象学报, 1998, **9**: 16 - 23.

THE INTERDECADAL VARIABILITY OF EAST ASIA MONSOON AND ITS EFFECT ON THE RAINFALL OVER CHINA

LU Jun-mei, REN Ju-zhang, JU Jian-hua

(Department of atmospheric science, Yunnan University, Kunming 650091, China)

Abstract: The interdecadal variability of the East Asia summer monsoon during 1951 ~ 1999 is analyzed by using two different East Asia monsoon indices. The results agrees on the point that the East Asia monsoon has undergone an interdecadal variability in the mid-1970's. The intensity of the East Asia monsoon is weaker after this transition. Moreover the intensity and location of subtropical high that is an important component in East Asia monsoon system also shows interdecadal variation obviously. It is the interdecadal variation in atmospheric circulation that causes the drought over North China and flooding along the middle and lower reaches of the Yangtze River after the mid-1970's.

Key word: East Asia summer monsoon; interdecadal variability; rainfall over China