

# Relationship between the Indian Ocean SST Change and Summer Precipitation Reduction in North China

Lisheng Hao<sup>1</sup>, Yihui Ding<sup>2</sup>, Wenying Kang<sup>3</sup>, Liang Xiang<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Hebei Climate Center, Shijiazhuang

<sup>2</sup>National Climate Center, Beijing

<sup>3</sup>Hengshui Meteorological Bureau, Hengshui

Email: hls54515@163.com

Received: Feb. 3rd, 2012; revised: Mar. 1st, 2012; accepted: Mar. 7th, 2012

**Abstract:** Based on the precipitation data in North China, NCEP/NCAR reanalysis data and NOAA extended reconstructed sea surface temperature (SST) V3b, we investigate the relation between the Indian Ocean sea surface temperature changes and reductions of summer precipitation in North China. The results show that the increase in the tropical Indian Ocean SST in the previous year will result in the reduction of summer precipitation in North China in the following year, while the tropical Pacific Ocean SST increase will cause more summer precipitation in North China the next year, with an opposite effect. In the same year, SST increase in both the tropical Indian Ocean and in the tropical Pacific Ocean will cause the reduction of summer precipitation in North China, they have reinforcing role. Early SST change in the tropical Indian Ocean has more important impact on the summer precipitation in North China than that in Pacific Ocean. SST increase in the tropical Indian Ocean will cause the weakening of the East Asian winter monsoon, the increase of the winter-spring precipitation, then affect the summer land-sea thermal contrast, lead to north wind anomalies in the summer of East Asia, and inadequate water vapor, decrease in summer precipitation in North China. The IOD impact on summer precipitation is mainly through the summer subtropical high changes. The decreasing trend of summer precipitation in North China in the past 60 years is due to impact of the SST and IOD index to increase in the tropical Indian Ocean, and the overall SST increase plays a more important role.

**Keywords:** North China; Precipitation Reduction; Indian Ocean; SST; Influence

## 印度洋海温变化与华北夏季降水减少的关系

郝立生<sup>1</sup>, 丁一汇<sup>2</sup>, 康文英<sup>3</sup>, 向亮<sup>1</sup>

<sup>1</sup>河北省气候中心, 石家庄

<sup>2</sup>国家气候中心, 北京

<sup>3</sup>衡水市气象局, 衡水

Email: hls54515@163.com

收稿日期: 2012年2月3日; 修回日期: 2012年3月1日; 录用日期: 2012年3月7日

**摘要:** 使用华北地区降水资料、NCEP/NCAR再分析资料和NOAA重构的海温资料, 研究印度洋海温变化与华北夏季降水减少的关系。结果表明, 上年热带印度洋海温升高会造成下年华北夏季降水减少, 而热带太平洋海温升高会使下年华北夏季降水增多, 两者的影响相反。当年热带印度洋海温升高、热带太平洋海温升高都会造成华北夏季降水减少, 两者的影响起互相加强的作用。前期热带印度洋海温变化对华北夏季降水的影响比太平洋海温变化重要。热带印度洋海温整体升高是通过东亚冬季风减弱, 东亚冬季降水增加, 进而影响春、夏海陆热力对比, 使东亚夏季出现明显北风异常, 水汽来源不足和动力辐合条件减弱, 造成华北夏季降水减少。而IOD主要是通过夏季副热带高压变化来影响夏季降水。近60年华北夏季降水出现减少趋势可能与热带印度洋海温升高和IOD指数升高有关, 其中热带印度洋海温整体升高的影响更为重要。

**关键词：**华北；降水减少；印度洋；海温；影响

## 1. 引言

华北降水异常是由于大气环流变化造成的，而海温对大气环流有重要影响，它已成为降水预测非常重要的一个参考指标。由于厄尔尼诺对气候的显著影响，太平洋海温首先成为最受关注的因子，这方面的研究成果很多。例如，黄荣辉等<sup>[1]</sup>研究指出，华北夏季降水发生改变可能主要是由于 60 年代中期和 80 年代到 90 年代初赤道东太平洋海表温度明显升高所致。在以往研究中，ENSO(El Niño/Southern Oscillation)事件和太平洋十年涛动(Pacific Decadal Oscillation, 简称 PDO)是最受关注的因子。ENSO 是指热带太平洋地区海气相互作用，它对全球气候有重要的影响<sup>[2]</sup>，例如 ENSO 发生时，澳大利亚和印尼的干旱、南美沿岸洪涝、印度季风减弱、美国西北干旱等等。ENSO 对我国降水也有重大影响，一般来说，ENSO 事件的发展阶段，我国江淮流域和长江中下游地区夏季风降水偏多，多洪涝，而华北和江南降水偏少，华北多干旱。除 ENSO 外，杨修群等<sup>[3]</sup>研究发现，当华北地区干旱时，则热带中东太平洋海温偏高，北太平洋中部海温偏低，即太平洋上主要表现为 PDO 暖位相，这时，华北地区气温偏高，由异常西北风控制，不利于水汽向华北地区输送。邓伟涛等<sup>[4]</sup>进一步研究发现，20 世纪 70 年代中后期，北太平洋中纬度海温由正距平向负距平转变，PDO 由负位相向正位相转变，通过影响东亚夏季风环流系统，使东亚夏季风由强变弱，中国东部降水呈现出由“+ - +”转变为“- + -”的分布形态，华北由多雨转为少雨。

除太平洋海温影响外，印度洋海温的影响也不可忽视。因为印度洋紧邻亚洲大陆，它的海表温度变化应该对我国降水也有重要影响。于是，一些学者在研究太平洋海温作用的同时也把印度洋海温一并考虑。例如，琚建华等<sup>[5]</sup>对太平洋 - 印度洋地区海温异常进行统计发现，赤道东太平洋、热带西印度洋海温升高(降低)，对应西太平洋暖池和热带东印度洋地区海温降低(升高)，他们称这种有机联系的变化为太平洋 - 印度洋海温异常模态。这种异常模态在春、夏、秋、冬四季的时间系数都是 70 年代中期以前以负位相为主，即赤道东太平洋、热带西印度洋海温偏低，西太

平洋暖池和热带东印度洋地区海温偏高；而 1977 年以后，该模态系数以正位相为主。陈文等<sup>[6]</sup>认为，华北夏季降水从 1976 年开始明显减少，与太平洋、印度洋 1976 年开始明显增暖的年代际变化密切相关，整个印度洋海温变化与华北夏季降水的负相关性非常显著，同赤道中东太平洋的负相关性不相上下。总之，关于印度洋对降水的影响研究成果还比较少，对于华北降水影响方面的研究成果更少。自 Saji 等<sup>[7]</sup>提出印度洋偶极子(Indian Ocean Dipole, 简称 IOD)概念并研究了其变化对东亚气候的影响后，针对印度洋海温变化对气候的影响才逐渐增多<sup>[8-10]</sup>。

海温对降水的影响有着复杂的过程，很多机制问题还没有解决。Zhou 等<sup>[11]</sup>认为，近 50 年来(1950~2000)全球陆地季风降水整体减弱趋势是由于全球热带大洋增暖的强迫作用所致，利用实际历史海温驱动大气环流模式，能够合理地再现全球陆地季风降水的减弱趋势。Li 等<sup>[12]</sup>数值试验也证实了热带海温对东亚季风环流年代际变化的驱动作用，即赤道太平洋和印度洋的变暖是导致东亚夏季风减弱的重要因子。尽管不同的模式都合理再现了季风环流的年代际变化，但是其模拟的东亚季风降水变化，较之观测依然存在很大的偏差。关于海温对降水的影响机制仍然是值得进一步深入研究的课题。

综上所述，降水异常是大气环流异常造成的，而海温是影响大气环流的重要因子。鉴于以往关于太平洋海温对华北降水影响的研究比较多，本文重点分析印度洋海温变化与华北夏季降水减少的关系。

## 2. 资料和方法

本文用到三种资料：1) 降水资料。使用国家气候中心整理的 160 站 1951~2010 年月降水资料。2) 海温资料。使用 NOAA 重构的月平均海温资料，即 NOAA\_ERSST\_V3 data<sup>[13]</sup>，取自 NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA (<http://www.cdc.noaa.gov/>)，时间 1951~2010 年，水平分辨率为  $2^\circ \times 2^\circ$ ，全球  $180 \times 89$  个格点。3) 大气环流资料。使用 NCEP/NCAR 再分析资料<sup>[14]</sup>，取自 NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA (<http://www.cdc.noaa.gov/>)，时间 1951~

2010年, 选用要素为850 hPa水平风场、500 hPa高度场, 水平分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

本文所用的方法主要有线性回归、单点相关分析、偏相关分析、经验正交分解(EOF)、奇异值分解(SVD)和环流重构<sup>[15]</sup>等方法。

### 3. 印度洋海温变化与华北夏季降水的关系

#### 3.1. IOD、ENSO 与华北夏季降水的关系

IOD是指发生在印度洋的一种特殊的海温模态。参照 Saji 等<sup>[7]</sup>的文献, 将 IOD 指数定义为热带西印度洋(50°E~70°E, 10°S~10°N)和赤道东南印度洋(90°E~110°E, 10°S~0)的平均海表温度异常之差, 正 IOD 事件对应印度洋西侧近赤道的 SST 异常偏高, 而印度洋东南侧近赤道的 SST 异常偏低, 负 IOD 事件反之。描述 ENSO 采用 Nino3 指数。计算 IOD 和 Nino3 指数时, 用 1971~2000 年平均值计算距平。华北夏季降水序列使用国家气候中心整理的 160 站降水资料中的北京、天津、承德、张家口、石家庄、邢台、长治、太原、临汾 9 站资料代表。统计分析表明, IOD 持续

时间较短, 一般在一年内发生并结束, 其发生具有准 2 年的周期。而 ENSO 持续时间较长, 可跨越 2~3 年, 其发生具有准 2~7 年的周期。两者持续时间和发生周期明显不同。两者成熟位相时间也明显不同, IOD 一般在秋季成熟, 而 El Niño(La Niña)一般在冬季成熟。Nino3 指数变化幅度明显大于 IOD 指数变化幅度(见图 1)。

从图 1 上可以看到, IOD 与 Nino3 峰值位相并不完全一致, 如果在强 El Niño 发生时伴有正 IOD 位相, 会使第二年华北夏季降水严重偏少, 如 1972 年、1997 年。1986 年, 由于 El Niño 位相与 IOD 位相相反, 尽管 El Niño 很强, 但降水减少不像 1972、1997 年那样严重。

为了比较 IOD、ENSO 二者与华北夏季降水的关系, 分别计算不同月份 IOD 与对应的 Nino3 的同期相关系数(图 2)、IOD 超前(滞后)ENSO 时的相关系数(图 3)、以及不同季节 IOD、Nino3 指数与华北夏季降水的相关系数(图 4)。为了更好分析它们之间的相关性, 计算时去掉了它们各自的变化趋势部分。

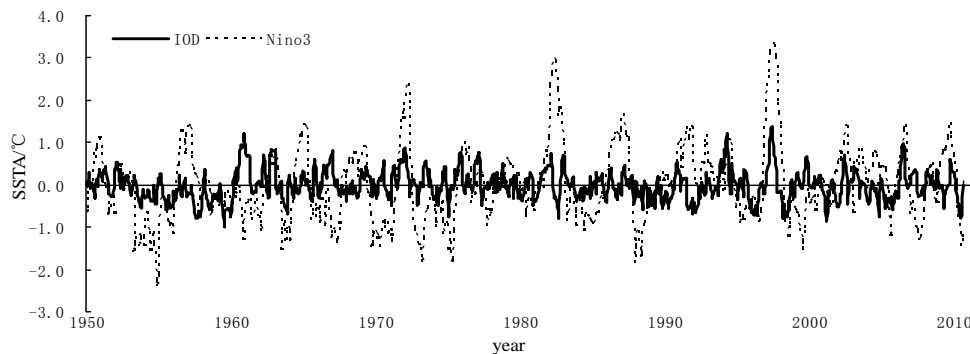


Figure 1. Variations of IOD index (solid line), Nino3 index (dashed line) in 1951-2010  
图 1. 1951~2010 年印度洋 IOD 指数(实线)、太平洋 Nino3 指数(虚线)变化

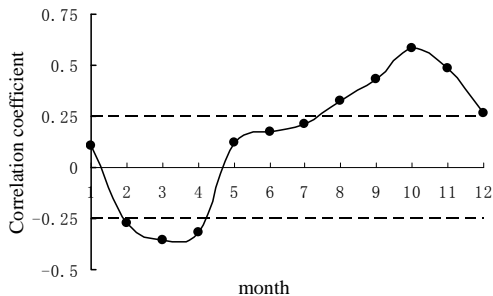


Figure 2. Correlation coefficient between the monthly IOD index and Nino3 index, dashed line is 95% significant level  
图 2. 各月 Nino3 指数与 IOD 指数的相关系数, 虚线是 95%显著水平

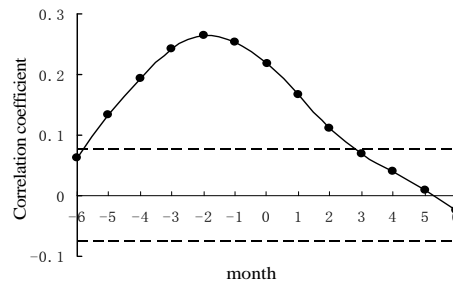


Figure 3. Correlation coefficient for IOD lead (lag) Nino3 index, dashed line is 95% significant level, -1 means the advance  
图 3. IOD 超前(滞后)Nino3 指数相关系数, 虚线是 95%显著水平, -1 指超前

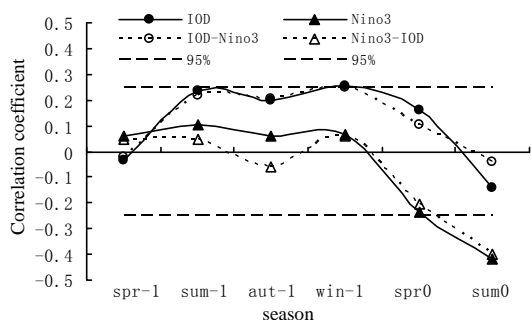


Figure 4. Correlation coefficient between summer precipitation in North China and seasonal IOD index, Nino3 index. -1 means the previous year, 0 refers to the same year. IOD-Nino3 represents the effect of removed Nino3 influence, Nino3-IOD represents the effect of removed IOD influence

图 4. 华北夏季降水与不同季节 IOD、Nino3 指数的相关系数, -1 指上年, 0 指当年。IOD-Nino3 代表去掉 Nino3 影响后的相关, Nino3-IOD 代表去掉 IOD 影响后的相关

从图 2 可以看到, 在 1 月, IOD 与 ENSO 相关性很小, 在 2~4 月, IOD 与 ENSO 呈显著的负相关, 5~7 月, 二者相关性也比较小, 8~12 月, 二者存在明显的正相关关系, 其中 10 月的相关性最为显著。这表明, IOD、ENSO 变化不是同位相的, 春季, 两者变化趋势相反, 而在秋季, 两者变化位相相同。

从图 3 上可以看到, 当 IOD 超前 ENSO 1~5 个月时, 二者相关显著, 超前 1~3 个月相关系数最大。二者的同时相关系数也很显著, 但明显比 IOD 超前 1~3 个月时小。随 IOD 滞后 ENSO 月份增加, 相关系数越来越小。这说明, IOD 与 ENSO 有联系的, 从二者超前、滞后相关系数大小看, IOD 不是在 ENSO 发生后出现的, 而应是超前 ENSO 1~3 个月发生。

从图 4 可以看到, 对于 IOD, 没有去掉 ENSO 的影响时, 华北夏季降水与上年夏季、秋季、冬季 IOD 有明显的正相关关系, 同年春季、夏季 IOD 与华北夏季降水相关性较小; 当去掉 ENSO 的影响后, 上年夏季、秋季、冬季相关系数变化不大, 只是当年春季、夏季相关系数有所减小。对于 ENSO, 没有去除 IOD 的影响时, 上年夏季、秋季、冬季 ENSO 与华北夏季降水相关性很小, 当年春季、夏季 ENSO 与华北夏季降水有显著的负相关关系; 当去掉 IOD 影响后, 上年夏季、秋季、冬季 ENSO 与华北夏季降水相关性更为减小, 春季、夏季负相关变化不大。因此, 就海温来说, 上年夏季、秋季、冬季印度洋海温(IOD)与华北夏季降水的相关最显著(正相关), 春季 IOD、ENSO 对华北夏季降水的作用相反, 在夏季赤道东太平洋海

温(ENSO)与华北夏季降水的相关最显著(负相关)。因此, 前期 IOD 对华北夏季降水的影响最显著, 而同期 ENSO 对华北夏季降水的影响最显著, 要提前预测华北夏季降水更应关注前期 IOD 的变化情况。

### 3.2. 热带海温与华北夏季降水的关系

近 60 年来, 华北夏季降水呈减少趋势, 热带印度洋(50°E~100°E, 10°S~10°N)和热带中东太平洋(150°W~90°W, 10°S~10°N)海表温度都表现为升高趋势, 三者都通过了 95% 的显著性检验。华北夏季降水平均每 10 a 减少 18.5 mm, 印度洋平均每 10 a 升高 0.14°C, 太平洋平均每 10 a 升高仅 0.1°C, 见图 5。热带印度洋海表温度变化波动幅度较小, 而热带中东太平洋海表温度变化比较剧烈, 热带印度洋海表温度升高幅度明显大于热带中东太平洋升温幅度。

为了分析华北夏季降水与热带海温变化的相关性, 分别计算了华北夏季降水与上年(1~12 月平均)和当年(1~12 月平均)的热带印度洋、热带中东太平洋海温的直接相关系数和偏相关系数, 见表 1。可以看到, 华北夏季降水与上年热带印度洋海温呈显著的负相关, 而与上年热带中东太平洋海温无相关性, 但与当年热带中东太平洋海温表现出显著的负相关性。由于

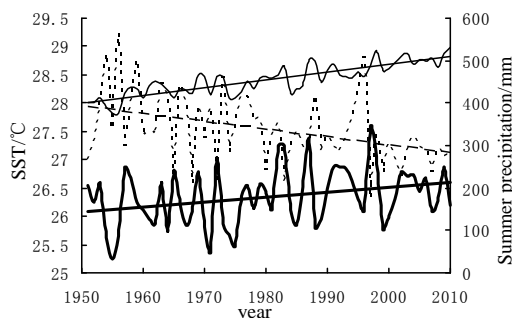


Figure 5. Variations of summer precipitation in North China (dotted line), SST in the tropical Indian Ocean (thin line), the tropical eastern Pacific (thick line) in 1951-2010, slash is linear trend  
图 5. 1951~2010 年华北夏季降水(点线)和热带印度洋(细线)、热带中东太平洋(粗线)SST 变化, 斜线是线性趋势

Table 1. The correlation coefficient between summer rainfall in North China and the tropical sea surface temperature  
表 1. 华北夏季降水与热带海温相关系数

|      | 上年        |         | 当年        |           |
|------|-----------|---------|-----------|-----------|
|      | 印度洋       | 太平洋     | 印度洋       | 太平洋       |
| 直接相关 | -0.3734** | -0.0001 | -0.4085** | -0.3886** |
| 偏相关  | -0.4400** | 0.2507* | -0.2625** | -0.2262*  |

注: \*\*通过 95% 显著检验, \*通过 90% 显著检验。

印度洋海温变化和太平洋海温变化存在耦合关系,为了更好地分析印度洋海温与华北夏季降水的关系,应去掉太平洋海温的影响,计算得到的偏相关系数明显不同(见表1)。上年,热带印度洋海温与华北夏季降水的负相关系数进一步增大,而热带中东太平洋海温表现为比较显著的正相关,这说明热带印度洋海温与太平洋海温对华北夏季降水有相反的影响,即上年印度洋海温高会造成下年华北夏季降水偏少,而太平洋海温偏高会造成下年华北夏季降水增多。对于当年,热带印度洋海温、热带太平洋海温与华北夏季降水的负相关系数都有所减小,说明两地海温对华北夏季降水的影响可能起互相加强的作用,如果当年两地海温都偏高,会造成华北夏季降水减少更加显著。

总之,就海温变化来说,上年热带印度洋海温升高会造成下年华北夏季降水减少,而热带太平洋海温升高会使得下年华北夏季降水增多,两者的影响相反。当年热带印度洋海温升高、热带太平洋海温升高都会造成华北夏季降水减少,两者的影响起互相加强的作用。华北夏季降水与前期热带印度洋海温的相关系数大于与热带太平洋海温的相关系数,说明前期热带印度洋海温变化对华北夏季降水的影响更为重要。

### 3.3. 印度洋海温主要模态与华北夏季降水的关系

印度洋海温对大气环流和华北降水有重要影响,它存在什么样的主要模态呢?因为秋季印度洋海温异常最显著<sup>[16]</sup>,所以,选择秋季海温作经验正交(EOF)分解来识别印度洋海温主要模态。取前两个主要模态进行分析(见图6),EOF1、EOF2分别解释总方差的50.6%和16%。

第一模态表现为赤道附近及以北地区海温为一致的负异常。其时间系数为逐渐减小趋势,尤其90年代后期以来变为负值,这表明,赤道附近及以北地区海温负异常逐渐减小,90年代后期以来转为正异常。第二模态表现为西部海温为负异常、东南部海温为正异常,即负偶极子(IOD)型。其时间系数在1990年以前呈波动减小,90年代波动振幅加剧,90年代后期以来又明显减小,系数大多为负值。这说明,1990年以前,以负IOD为主,90年代后期以来,以正IOD为主。从海温场和时间系数变化看,近50年印度洋海温升高、正IOD指数加强趋势,与华北夏季降水减少有很好的对应关系,即华北夏季降水减少可能与秋季热带印度洋海温升高和正IOD指数加强有关。

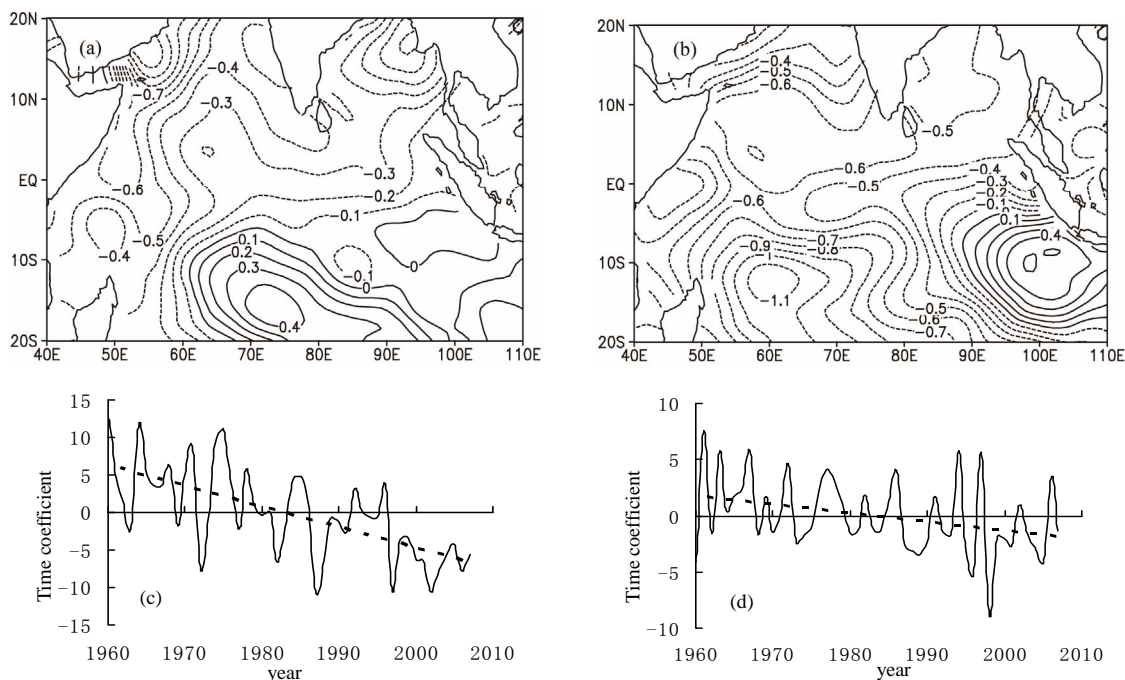


Figure 6. Spatial distribution of the characteristic vector (a, b) and the time coefficient (c, d) of EOF-1, EOF-2 of the Indian Ocean sea surface temperature in autumn from EOF decomposition  
图6. 印度洋秋季海温 EOF 分解的第1、第2特征向量的空间分布(a, b)及时间系数(c, d)



为了进一步分析秋季印度洋海温与华北夏季降水的对应关系,将秋季热带印度洋海温场和中国 160 站夏季降水场作奇异值分解(SVD),见图 7,前两对场分别解释总方差的 46%和 17%。

第一对向量场,海温场表现为负异常,西部负值大,东南印度洋为负的小值中心,即海温场为负距平背景下的负 IOD 型。对应华北夏季降水场为正距平。所以秋季印度洋海温偏低或为负 IOD,华北夏季降水可能偏多。第二对向量场,海温场在印度洋西部为正异常,东南部为负异常,即正 IOD 分布。对应华北夏季降水场为负距平。从第二对向量场看到(二场为负相关,作图时按照正相关关系把降水场反转到现在形势),对应前期秋季正 IOD 分布,华北夏季降水偏少。可见,前期秋季印度洋海温场异常分布状况对华北夏季降水有明显影响,即印度洋海温降低,华北夏季降水会偏多,反之亦然;正 IOD 对应华北夏季降水偏少,反之亦然。近 60 年华北夏季降水出现减少趋势可能主要是由于秋季热带印度洋海温升高和正 IOD 指数升高造成的。

## 4. 印度洋海温变化造成华北夏季降水减少的机制

### 4.1. 热带印度洋海温升高的影响

由于热带印度洋地区海温偏高,储存了巨大的能量,其海温变化必将引起附近大气环流发生异常。这里重点分析 500 hPa 高度场和 850 hPa 风场变化情况,采用对上年热带印度洋平均海温序列回归重构对应的后期环流演变情况(见图 8)。

在冬季,500 hPa 高度场在华北东部为正距平,这表明东亚大槽减弱,东亚地区冬季风偏弱。同期在 850 hPa 风场上,东亚有偏南风异常,长江下游为气旋环流,华北为东风异常,对华北冬季降水有利。到夏季,500 hPa 高度场上,蒙古至我国北部为显著的正距平,东部海上为相对低值区,形成西高东低的形势。第一,这种形势使得贝加尔湖高空槽减弱,由其东移引起的华北地区上升运动过程减少;第二,会造成地面气压升高,地面低压天气过程减少;第三,西高东低的形势会造成东亚地区出现偏北风异常,华北地区水汽

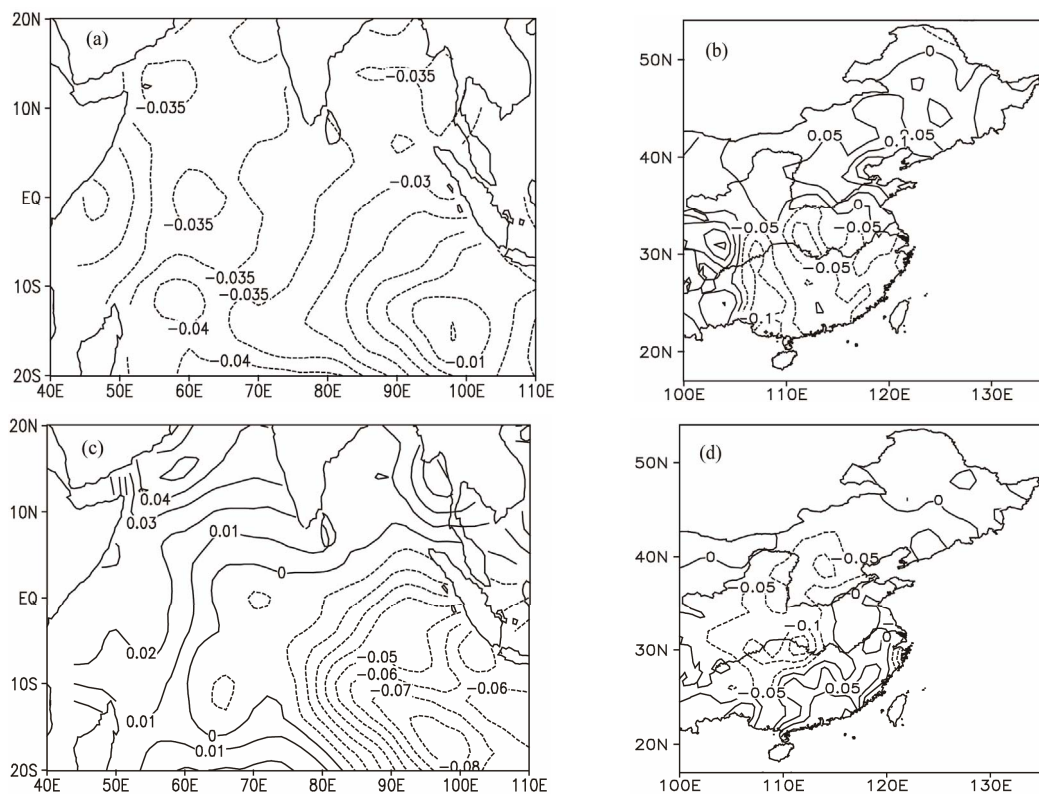


Figure 7. Distribution of vector fields of the first pair (a, b) and the second pair (c, d) of SVD decomposition between the Indian Ocean sea surface temperature field in autumn and the summer rainfall in eastern China  
图 7. 印度洋秋季海温场与中国东部夏季降水 SVD 分解的第一对(a, b)、第二对(c, d)向量场分布

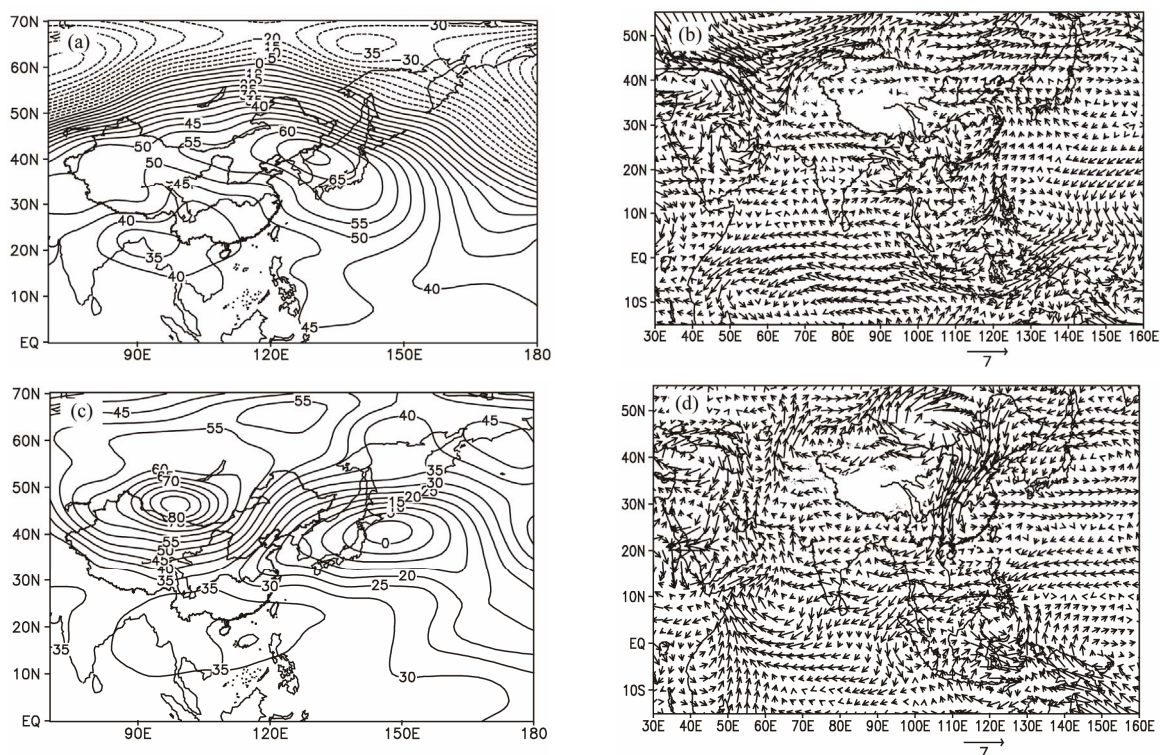


Figure 8. Spatial distribution of 500 hPa height field and 850 hPa wind anomalies in winter (a, b), summer (c, d) corresponding to the previous year tropical Indian Ocean sea surface temperature

图 8. 对应热带印度洋海温的冬(a, b)、夏(c, d)500 hPa 高度场和 850 hPa 风场异常分布

来源减少。三个条件都不利于华北夏季降水。在 850 hPa 风场上，蒙古地区出现反气旋环流，河套地区为辐散，华北动力辐合上升减弱；再一个显著的特征是东亚出现偏北风异常，减少了东亚夏季风向华北的水汽输送。两个条件都不利于华北夏季降水。

上述环流形势是与热带印度洋海表温度升高对应的。因此，前期热带印度洋海温偏高是通过东亚冬季风减弱，东亚地区冬季降水增加，进而影响春、夏海陆热力对比，使东亚夏季出现明显北风异常，水汽来源不足和动力辐合条件减弱，造成华北夏季降水减少。

#### 4.2. IOD 指数升高的影响

图 9 是对上年秋季 IOD 指数回归重构的冬季和夏季 500 hPa 高度场、850 hPa 层风场异常分布。在冬季，500 hPa 高度场上，日本海及附近地区为负距平，表明冬季东亚大槽加深，冬季风偏强，从 850 hPa 偏北风异常也可得到验证。850 hPa 风场上，显著的特征是东亚为典型的冬季风形势，这说明，前期印度洋正 IOD 可能会造成东亚冬季风偏强，冬季风偏强会造成

东亚冬季降水偏少。到夏季，500 hPa 高度场上，华北为正距平，表明副热带高压偏西偏北，控制了华北，华北夏季降水偏少。在 850 hPa 风场上，孟加拉湾至南海为显著的西风异常，对孟加拉湾水汽大通道产生向东的抽吸作用，减弱了西南风向华北的水汽输送。所以，夏季副热带高压偏北控制了华北地区，孟加拉湾水汽大通道向华北的水汽输送大量减少，造成华北夏季降水偏少。

因此，IOD 主要是通过夏季副热带高压位置改变，华北被副热带高压控制，南海有强西风对孟加拉湾水汽产生向东的抽吸作用，造成西南风向华北的水汽输送明显减弱，华北水汽来源不足，从而造成华北夏季降水减少。与印度洋海温升高造成华北夏季降水减少的机制明显不同。

#### 5. 小结

对于整体海温变化，上年热带印度洋海温升高会造成下年华北夏季降水减少，而上年热带中东太平洋海温升高会使得下年华北夏季降水增多，两者的影响相反。当年热带印度洋海温升高、热带中东太平洋



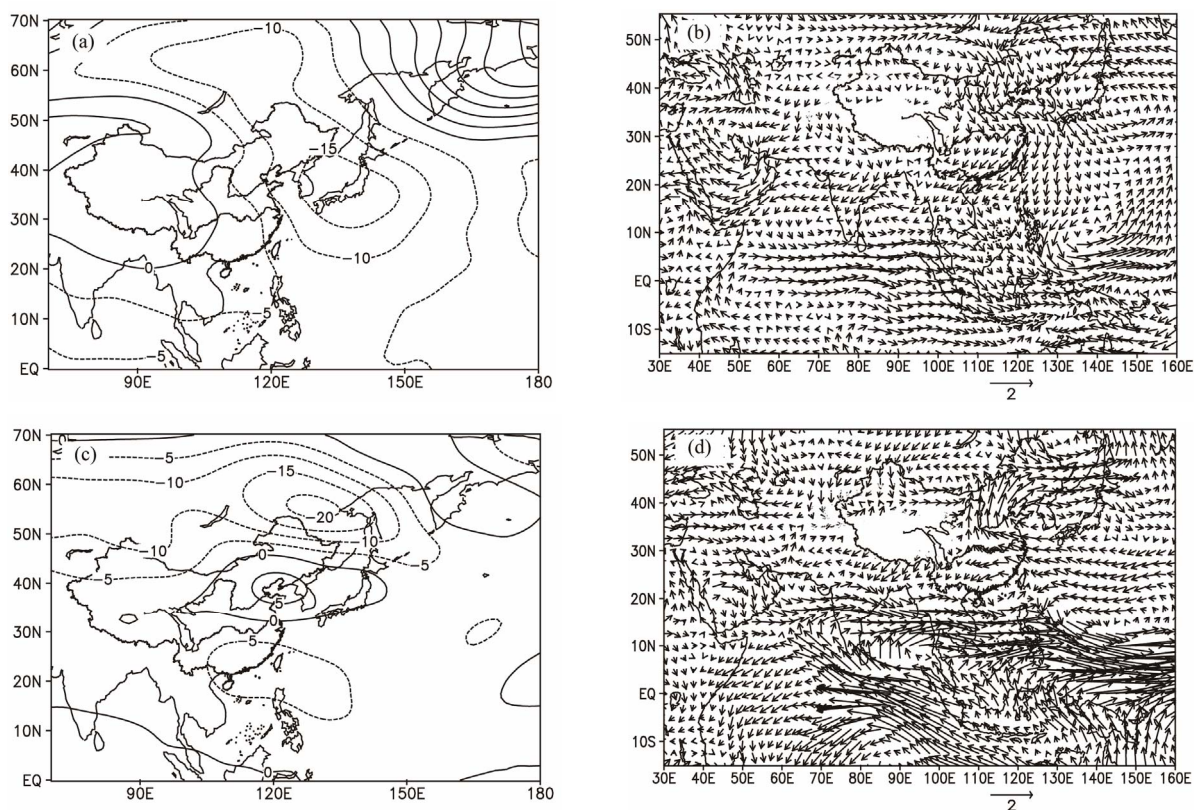


Figure 9. Same as Figure 8, except for IOD  
图9. 同图8, 但为IOD

海温升高都会造成华北夏季降水减少, 两者的影响起互相加强的作用。华北夏季降水与前期热带印度洋海温的相关系数大于与热带太平洋海温的相关系数, 说明前期热带印度洋海温变化对华北夏季降水的影响更为重要。

对于 IOD 变化, 华北夏季降水与上年秋季、冬季 IOD 有明显的正相关关系, 同年春季、夏季 IOD 与华北夏季降水相关性较小。上年秋季、冬季印度洋海温 (IOD) 对华北夏季降水的影响比赤道中东太平洋海温 (ENSO) 的影响更重要。

热带印度洋海表温度整体升高是通过东亚冬季风减弱, 东亚冬季降水增加, 影响春、夏海陆热力对比, 使东亚夏季出现明显北风异常, 水汽来源不足和动力辐合条件减弱, 造成华北夏季降水减少。而 IOD 主要是通过夏季副热带高压位置改变, 华北被副高控制, 南海有强西风对孟加拉湾水汽产生向东的抽吸作用, 造成西南风向华北的水汽输送明显减弱, 华北水汽来源不足, 从而造成华北夏季降水减少。近 60 年华北夏季降水出现减少趋势可能是由于热带印度洋

海温升高和 IOD 指数升高造成的, 其中热带海温整体升高的影响最为重要。

## 6. 致谢

感谢中国气象局气候变化专项(CCSF-2010-01)和国家气候中心短期气候预测创新团队基金给予的资助。

## 参考文献 (References)

- [1] 黄荣辉, 徐子红, 周连童等. 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, 1999, 18(4): 465-476.
- [2] C. F. Ropelewski, M. S. Halpert. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. Monthly Weather Review, 1987, 115(6): 1606-1626.
- [3] 杨修群, 谢倩, 朱益民等. 华北降水年代际变化特征及相关的海气异常型[J]. 地球物理学报, 2005, 48(4): 789-797.
- [4] 邓伟涛, 孙照渤, 曾刚等. 中国东部夏季降水型的年代际变化及其与北太平洋海温的关系[J]. 大气科学, 2009, 33(4): 835-846.
- [5] 据建华, 陈琳玲, 李崇银. 太平洋印度洋海温异常模态及其指数定义的初步研究[J]. 热带气象学报, 2004, 20(6): 617-624.
- [6] 陈文, 康丽华, 王玎. 我国夏季降水与全球海温的耦合关系分析[J]. 气候与环境研究, 2006, 11(3): 259-269.



- [7] N. H. Saji, B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 1999, 401(6571): 360-363.
- [8] 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[J]. *大气科学*, 2001, 25(4): 433-443.
- [9] 唐卫亚, 孙照渤. 印度洋海温异常与中国气温异常的可能联系[J]. *南京气象学院学报*, 2007, 30(5): 667-673.
- [10] 郝立生. 华北降水时空变化及降水量减少影响因子研究[D]. 南京信息工程大学, 2011.
- [11] T. J. Zhou, R. C. Yu, H. M. Li, et al. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half century. *Journal of Climate*, 2008, 21(15): 3833-3852.
- [12] H. M. Li, A. G. Dai, T. J. Zhou, et al. Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950-2000. *Climate Dynamics*, 2010, 34(4): 501-514.
- [13] T. M. Smith, R. W. Reynolds, T. C. Peterson, et al. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). *Journal of Climate*, 2008, 21(10): 2283-2296.
- [14] E. Kalnay, M. Kanamitsu, R. Kistler, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1996, 77(3): 437-471.
- [15] B. Wang, J. Yang, T. J. Zhou, et al. Interdecadal changes in the major modes of Asian-Australian monsoon variability: Strengthening relationship with ENSO since the late 1970s. *Journal of Climate*, 2008, 21(8): 1771-1789.
- [16] 谭言科, 刘会荣, 李崇银等. 热带印度洋偶极子的季节性位相锁定可能原因[J]. *大气科学*, 2008, 32(2): 197-205.