# 东亚夏季风年代际变化 ——基于全球观测海表温度驱动 NCAR Cam3 的模拟分析

曾 刚1,4 孙照渤1 王维强2 林朝晖3 倪东鸿1

- 1 南京信息工程大学江苏省气象灾害重点实验室,南京 210044
- 2 美国纽约州立大学奥尔巴尼分校大气科学研究中心,奥尔巴尼,纽约州 12203
- 3 中国科学院大气物理研究所国际气候和环境科学中心,北京 100029
- 4 中国气象局气候研究开放实验室,北京 100086

摘 要 利用 1950~1999 年逐月全球观测海表温度驱动的 NCAR Cam3 全球大气环流模式 50 年模拟结果及 1958~1999 年 ECMWF 再分析资料,通过定义东亚夏季风指数,对比分析了东亚夏季风的年代际变化及其对 应的大气环流特征,初步探讨了 20 世纪 70 年代末东亚夏季风年代际减弱的可能机制。结果表明:模拟的东亚 夏季风具有很明显的年代际变化,并在 20 世纪 70 年代末发生了突变,由强夏季风转为弱夏季风,大气环流也 相应发生了明显变化。在强夏季风时期,500 hPa 距平高度场上,在亚太地区从低纬度到高纬度为负、正、负 距平分布,呈现出一个西南一东北向的波列;850 hPa 距平风场上,在孟加拉湾及南海附近为异常反气旋,在 西北太平洋区域则为强大的异常气旋,日本北部有一异常反气旋存在。西北太平洋副热带高压加强、南压、西伸。 在垂直经向环流上,东亚 Hadley 环流减弱,对流层低层出现异常南风,东亚夏季风加强。在弱夏季风时期,大气环流变化则基本相反。通过对模拟的东亚夏季风与观测海温关系的探讨,发现20世纪70年代末东亚夏季风年代际减弱可能与北印度洋和南海附近海温年代际增暖并导致孟加拉湾、南海及日本附近产生异常气旋有关。

关键词 东亚夏季风 年代际变化 数值模拟

文章编号 1006-9585 (2007) 02-0211-14 中图分类号 P467 文献标识码 A

## Interdecadal Variation of East Asian Summer ——Monsoon Simulated by NCAR Cam3 Driven by Global SSTs

ZENG Gang<sup>1</sup>, SUN Zhao-Bo<sup>1</sup>, WANG Wei-Chyung<sup>2</sup>, LIN Zhao-Hui<sup>3</sup>, and NI Dong-Hong<sup>1</sup>

- 1 Key Laboratory for Meteorology Disaster, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044
- 2 Atmospheric Science Research Center, State University of New York at Albany, Albany, New York State 12203
- 3 International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

**Abstract** Based on simulations of NCAR Cam3 forced by 1950—1999 monthly global SSTs and 1958—1999 ECMWF reanalysis, the interdecadal variations of East Asian Summer Monsoon (EASM) and atmospheric circulations and a possible mechanism of EASM weakening since the late 1970s are investigated by means of a defined

收稿日期 2006-10-23 收到, 2007-01-16 收到修定稿

**资助项目** 国家自然科学基金资助项目 40331010、美国能源部与中国科学技术部联合项目 "Climate Sciences"、中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX3-SW-226、中国气象局气候研究开放实验室开放课题 LCS-2006-09 和国家自然科学基金资助项目 40375032

作者简介 曾刚,男,1973年出生,博士研究生,讲师,主要从事东亚季风和海气相互作用研究。E-mail: zenggang@nuist. edu. cn

EASM index. Results show that simulated EASM exhibits distinct interdecadal variation with an abrupt shift happening in the late 1970s for EASM from a strong to weak phase. The atmospheric circulations show marked interdecadal variation, too. During the strong EASM period, at 500 hPa heights over Asian-Pacific there occurs a negative-positive-negative anomaly pattern, like a southwest-northeast wavetrain running from low to high latitude. The 850 hPa anomaly winds indicate an anti-cyclonic anomaly winds around the Bay of Bengal and South China Sea, another anomalous anti-cyclone over the north of Japan, and a very strong anomaly cyclone in the western North Pacific. Besides, the western Pacific subtropical high is enhanced, extending south- and then westward. On the section of vertical circulations, east-Asian Hadley circulation weakens, anomalous south wind blows in the lower troposphere, thereby reinforcing EASM as opposed, on the whole, to the situation in the weak EASM phase. From the relation of the simulated EASM to SST observations the interdecadal monsoon weakening in the late 1970s is likely to relate to the SST interdecadal warming in the North Indian Ocean and vicinity of the South China Sea in combination with its effect on the genesis of the anomalous cyclone in the neighborhood of the Japan Sea and South China Sea.

**Key words** East Asian summer monsoon, interdecadal variation, numerical simulation

## 1 引言

东亚夏季风是影响我国东部、韩国和日本夏 季降水的重要因子之一, 其变化常常影响着这些 地区的经济、工农业生产和人民的日常生活,尤 其是东亚夏季风带来的干旱和洪涝灾害常常会造 成严重的经济损失,甚至人员伤亡。因此,长期 以来东亚夏季风的变化特征及其与旱涝的关系已 经成为气象科研者研究的重要课题之一。早在20 世纪30年代初,我国著名气象学家竺可桢先生[1] 就已经对夏季风的进退与我国汛期降水的关系进 行了探讨。东亚夏季风具有多时间尺度变化特征, 不仅具有季节变化、年际变化, 而且还有明显的 年代际变化。许多观测研究[2~9]指出,东亚夏季 风和东亚气候具有年代际变化, 并在 20 世纪 70 年代中后期经历了一次突变过程。郭其蕴等[4]研 究指出,近50年来东亚夏季风发生了两次年代际 减弱突变,一次发生在20世纪60年代中期,另一 次发生在 70 年代中期, 当处于强东亚夏季风时 期,华北夏季降水偏多,而长江中下游降水偏少, 弱夏季风时期降水分布则相反。Wang<sup>[6]</sup>通过对整 个对流层的分析也发现了 20 世纪 70 年代后期亚 洲季风明显减弱的事实。柳艳香和郭裕福[7]指出, 中高纬气压系统异常对东亚夏季风的年代际变化 具有重要影响。

随着大气环流模式的不断发展,对季风的模 拟也取得了较大进展。由于东亚夏季风不仅受低 纬环流系统影响,而且还受到中高纬度环流系统 的影响,其变化比印度季风复杂。因此,目前开展的季风模拟大多集中在印度季风上,且多在季节和年际尺度上进行探讨[10,11],而对东亚夏季风的模拟研究则相对较少,已开展的模拟也大多为局地外强迫敏感性试验[12]。对东亚夏季风的年代际模拟研究,则更少见。

本文利用 NCAR 最新的第 5 代大气环流模式 (NCAR Cam3) 基于 1950~1999 年逐月全球观测 海表温度强迫的模拟结果,通过定义东亚夏季风 指数,来讨论东亚夏季风的年代际变化及相应的 大气环流变化特征,其目的是通过本工作来检验 NCAR Cam3 模式对东亚夏季风年代际变化的模拟性能,以及探讨东亚夏季风年代际变化的可能 机制。

## 2 资料

本文所用资料包括: 1) 1950~2000 年仅由全球观测海温驱动全球大气环流模式 NCAR Cam3的模拟结果(Global Ocean Global Atmosphere,简称 GOGA; 5 组集合试验合成),这里取 1950~1999 年夏季(6~8 月)500 hPa 高度场,及 12 个层次(1 000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150 和 100 hPa)的水平风场(纬向风u,经向风v)和垂直风速(w)资料,其空间分辨率为 T85(纬向 256 格点×经向 128 格点,近似为  $1.4^{\circ}$ ×  $1.4^{\circ}$ )。2) 1958~1999 年 ECMWF 再分析资料,所取气象要素、高度层次同 1),空间分辨率为  $2.5^{\circ}$ ×  $2.5^{\circ}$ 。3)西北太平洋副热带

2期

No. 2

北界等指数)资料来源于国家气候中心气候系统 诊断预测室,时间范围为1951~1999年;4)海 表温度资料为 NOAA ERSST 海表温度资料[13], 文中 Nino3 指数是指区域 (5°S~5°N, 150~90°W) 平均的标准化结果。

## 东亚夏季风指数的定义及变化

为了定量表征东亚夏季风的强弱, 定义一个 合适的季风指数来探讨其年际、年代际变化是非 常必要的。长期以来,许多研究者采用不同的气 象要素(如海平面气压、风、降水等),应用不同 的定义标准对这一问题进行了深入探讨[14~19]。由 于不同研究者研究的侧重点不同,考虑的因子不 同,因而定义的季风指数存在较大差异,各有其 优缺点。Huang[14]对比分析了几种不同东亚夏季 风指数与东亚夏季降水的关系,认为表征东亚夏 季风环流异常的 EAP 指数在反映我国东部、日本 和韩国降水变化方面,具有较强的描述能力。此 外,该指数还能够反映东亚夏季风向北推进的程 度以及水汽场向北输送的特征[15]。因此,本文采 用 Huang[14]、黄刚和严中伟[15] 定义的 EAP 指数 来表征东亚夏季风变化,即

 $I_{\text{EAP}} = \text{Nor}[-0.25Z'_{\text{s}}(20^{\circ}\text{N}, 125^{\circ}\text{E}) + 0.50Z'_{\text{s}}]$  $(40^{\circ}\text{N}, 125^{\circ}\text{E}) - 0.25Z', (60^{\circ}\text{N}, 125^{\circ}\text{E}) \rceil, (1)$ 式中,  $Z'_s = Z' \sin 45^\circ / \sin \varphi$ ,  $Z' = Z - \overline{Z}$  (Z 为某年 夏季该点的 500 hPa 位势高度,  $\overline{Z}$  为气候平均 态),  $\varphi$  为网格点所在的纬度, Nor(X) 表示对 X 进行标准化处理。

考虑到 NCAR Cam3 T85 (纬向 256 格点×经 向 128 格点) 精度不同于 Huang[14] 定义 EAP 指数 所用的 NCEP/NCAR 再分析资料,这里选取最接 近(1)式的3个格点定义EAP指数,即 (20.311°N, 125.156°E)、(39.921°N, 125.156°E) 和 (59.532°N, 125.156°E), 便于利用 GOGA 模拟 结果反映东亚夏季风变化。

图 1a、b、c 分别给出了利用 GOGA 模拟结 果和 ECMWF 再分析资料计算得到的东亚夏季风 指数 (EAP 指数) 序列,图中实线为 9 点滑动平 均,代表了年代际变化。由图 1a、b 可以清楚地 看出,两序列均存在明显的年代际变化,于20世 纪70年代末前后发生突变,由强夏季风时期转为 弱夏季风时期。由图 1a 知, 20 世纪 50~60 年代 中期,东亚夏季风偏强,60年代中期至70年代中 期东亚季风强弱交替,80~90年代东亚夏季风偏 弱: 9 年滑动平均曲线反映出东亚夏季风年代际变 化非常明显,在 20 世纪 70 年代末(1979年)发 生了年代际突变,由强夏季风时期转为弱夏季风 时期。为了进一步研究 EAP 指数是否真实地反映

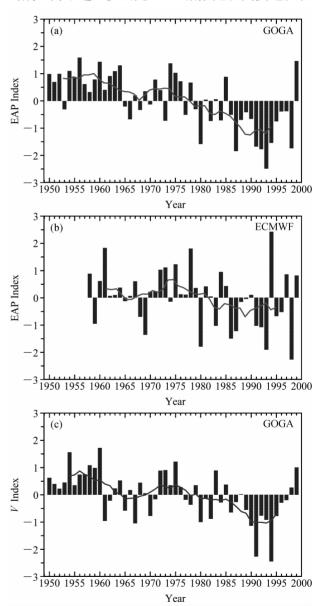


图 1 东亚夏季风指数序列 (曲线为 9 年滑动平均): (a) GOGA; (b) ECMWF; (c) GOGA-v 指数(值扩大3倍)。 Fig. 1 Time series of East Asian summer monsoon index (Curve denotes 9-year running mean): (a) GOGA; (b) EC-MWF; (c) GOGA-v index (Value scales 3)

了东亚夏季风变化,又计算了(20~45°N,110~120°E)区域的 850 hPa 经向风,将其标准化后作为经向风 v 指数。图 1c 给出了 GOGA 模拟的经向风指数序列。对比图 1a 和 1c,发现两序列较一致,相关系数高达 0.64,通过 0.01 显著性水平检验。计算 GOGA 模拟结果和 ECMWF 再分析资料 EAP 指数序列的相关系数为 0.453,通过 0.01 显著性水平检验,说明 GOGA 模拟的东亚夏季风能较好地再现真实的东亚夏季风变化。

## 4 西北太平洋副热带高压指数的定 义及其变化

西北太平洋副热带高压是东亚夏季风系统的 重要成员[20],其强度、位置的变化强烈影响着我 国的雨季、旱涝及台风路径[21]。许多观测研 究[2,22]表明,西北太平洋副热带高压的强度、脊 线位置在 20 世纪 70 年代中后期经历了一次年代 际突变过程, 表现为突变后的副高加强、南移。 为表征西北太平洋副热带高压的强弱和位置变化, 中国气象局国家气候中心定义了 5 个副高指数 ——副高西伸眷点、眷线位置、北界、面积和强 度以定量表征副高活动特征。为了比较模拟与观 测的西北太平洋副热带高压的异同,本文参照国 家气候中心采用的文献[23]定义西北太平洋副 热带高压各指数的方法,修改了部分定义标准, 定义了反映模拟的西北太平洋副热带高压变化特 征的6个指数,即面积、强度、北界、脊线、南 界和西伸脊点指数。这里,西北太平洋副热带高 压是指模式模拟的 500 hPa 夏季高度场上 591 dagpm等值线所包围的反气旋环流。对模拟的西北太 平洋副热带高压各指数的定义如下:

- (1) 面积指数: 在夏季 500 hPa 高度场上, $(0\sim50^{\circ}N, 80^{\circ}E\sim180^{\circ})$  范围内被 591 dagpm 包围的格点数代表西太平洋副高面积指数,用  $I_a$  (Area index)表示。
- (2) 强度指数: 在夏季 500 hPa 高度场上, $(0\sim50^{\circ}\text{N}, 80^{\circ}\text{E}\sim180^{\circ})$  范围内 591 dagpm 网格点上平均高度值编码(591 编码为 1,592 编码为 2,593 编码为 3,其余类推)之和为副热带高压强度指数,用  $I_{i}$ (Intensity index)表示。
  - (3) 北界指数: 用副热带高压北侧 591 dag-

pm 等值线与  $80^{\circ}$ E $\sim$ 180°范围内经线相交的纬度平均值定义为副热带高压北界指数,用  $I_{nb}$  (North border index) 表示。

- (4) 南界指数: 用副热带高压南侧 591 dag-pm 等值线与  $80^{\circ}$ E $\sim$ 180 $^{\circ}$ 范围内经线相交的纬度平均值定义为副热带高压南界指数,用  $I_{sb}$  (South border index) 表示。
- (5) 脊线指数:取  $110^{\circ}$ E $\sim$ 180°范围内副热带高压体脊线(500 hPa 纬向东风和西风交界处, $u\approx0$ ) 与经线相交的纬度平均值定义为副热带高压脊线指数,用  $I_{\rm ll}$  (Ridge line index)表示。
- (6) 西伸脊点指数: 在  $(0\sim50^{\circ}\text{N}, 80^{\circ}\text{E}\sim180^{\circ})$  范围内 591 dagpm 等值线最西端所在的经度定义为副热带高压西伸脊点指数,用  $I_{wp}$  (West point index)表示。

 $I_a$ 越大,副热带高压体越大; $I_i$ 越大,副热带高压则越强; $I_{nb}$ 、 $I_{sb}$ 和  $I_{rl}$ 越大,副热带高压体位置越偏北; $I_{wp}$ 越小,副热带高压向西伸展就越明显;反之亦然。

图 2a、b 分别给出了 GOGA 模拟和观测的西 北太平洋副热带高压指数序列。由图2可见,6指 数呈现出明显的年际和年代际变化。从趋势上看, 近50年副高强度、面积为正趋势,表明副高强度 增强,而副高北界、南界、脊线和西伸脊点指数 为负趋势, 表明副高南移、西伸。在 20 世纪 70 年代中后期,6指数中除了北界指数外,其他5指 数都发生了较明显的突变。具体地说, 突变发生 后副高强度变强,面积增大,向南向西扩展,591 dagpm 等值线向南可扩展到 12°N 附近,向西可伸 展到 80°E 附近; 突变前, 副高 591 dagpm 等值线 向南最多可扩展到 18°N 附近,向西基本上在 110° E附近。计算了6指数间的相互关系(表1),由 表可以看出,除了北界指数与强度、面积、南界 和西伸脊点指数的相关关系较弱外,其他5指数 间的相关系数均通过 0.01 显著性检验,特别是强 度、面积、南界和西伸脊点指数间的相关系数绝 对值均>0.8,表明它们的变化具有一致性。

计算模拟(图 2a)和观测(图 2b)的西北太平洋副热带高压各指数间的相关系数,发现强度的相关系数为 0.655,面积的为 0.700,脊线的为 0.432,北界的为 0.167,西伸脊点的为 0.387。其中,强度、面积、脊线和西伸脊点指数通过0.01

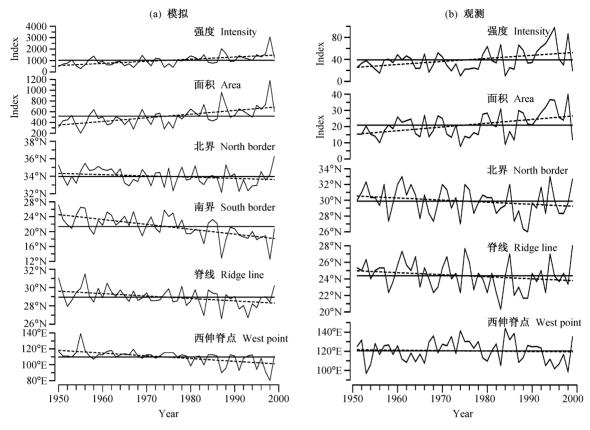


图 2 (a) 模拟和 (b) 观测的夏季西北太平洋副热带高压指数

Fig. 2 (a) Simulated and (b) observed time series of summer western north Pacific subtropical high (WNPSH) indices

表 1 模拟的各西北太平洋副热带高压指数间的相关系数 Table 1 Correlation coefficients between the simulated WNPSH indices and other one

	面积	北 界	南 界	脊 线	西伸脊点
强度	0.989	-0.157	-0.926	-0.472	-0.878
面积	1.000	-0.065	-0.954	-0.530	-0.900
北界		1.000	0.229	0.738	0.247
南 界			1.000	0.714	0.832
脊 线				1.000	0.817

显著性水平检验; 北界指数的相关较差, 说明副高北界模拟得不够理想。考虑到这里的模拟结果主要是由海表温度驱动的, 并无其他外强迫因子(如积雪、植被等), 因此模拟较差的原因可能是副高北界受中高纬度系统的影响要大。

表 2 给出了模拟的副热带高压各指数与模拟的东亚夏季风指数、观测的海温 Niño3 指数的相关系数。结果表明,东亚夏季风指数与副高各指数的相关很强,均通过 0.001 显著性水平检验。除了副高北界指数外,其他 5 指数与前期春季

Niño3 指数关系最好,其次是前冬 Niño3 指数,再次是同期夏季 Niño3 指数,因此可认为,模拟的副高受前期春季赤道中东太平洋海温的影响较大。

## 5 突变前后的大气环流特征

由前文分析知道,东亚夏季风在 20 世纪 70 年代末发生了年代际突变,由强夏季风转为弱夏季风。为了探讨模拟的强、弱夏季风时期大气环流的变化特征,取 1958~1978 年作为强夏季风时期,1979~1999 年为弱夏季风时期,对这两段时期的大气环流场进行比较。为了标准的统一,取 1961~1990 年作为气候平均进行气候异常处理。

#### 5.1 500 hPa 位势高度场

图 3a、b 分别给出了 GOGA 模拟和 ECMWF 再分析资料的亚洲—太平洋地区 (简称亚太地区) 夏季 500 hPa 位势高度距平场的强、弱夏季风时期的差值分布 (弱夏季风减强夏季风)。GOGA 模

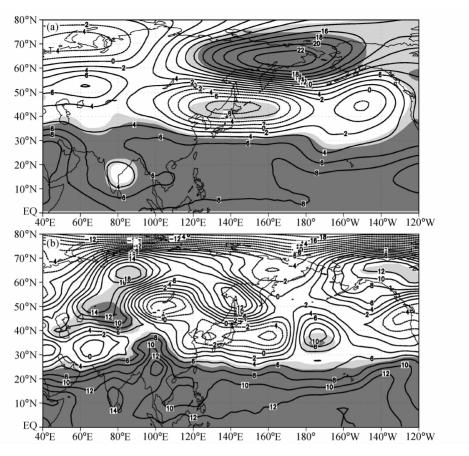


图 3 (a) GOGA 和 (b) ECMWF 突变前、后 500 hPa 位势高度距平的差值分布(突变后减去突变前)(浅阴影区表示 Student-t 检验通过 0.05 显著性检验,深阴影区表示通过 0.01 显著性检验;单位:gpm)

Fig. 3 Composite of summer 500 hPa height anomaly difference between 1958—1978 and 1979—1999 for (a) GOGA and (b) ECMWF (units: gpm) (light shaded and dark shaded areas passing 0.05, 0.01 significance levels, respectively)

表 2 模拟的西北太平洋副热带高压各指数与东亚夏季风指数以及前冬、前春、同期夏季 Niño3 指数的相关系数 Table 2 Correlation coefficients between simulated WNPSH indices and EAP, Niño3 indices

	强度	面积	南界	北界	脊线	西伸脊点
模拟的 EAP 指数	-0.572	-0.584	0.700	0.491	0.650	0.551
前冬 Niño3 指数	0.683	0.688	-0.716	<b>-0.</b> 130	-0.515	-0.559
前春 Niño3 指数	0.700	0.714	-0.746	<b>-0.</b> 270	-0.627	-0.622
同期夏季 Niño3 指数	0.329	0.370	-0.418	-0.415	-0.530	-0.422

拟结果(图 3a)显示,突变后(弱夏季风时期)500 hPa高度上在亚太地区从低纬到高纬有正、负、正3个距平显著变化区域,呈现出一个西南一东北向的距平波列。其中:30°N以南为显著正距平区;日本附近到50°N左右、100°E~180°区域内维持一个负距平区;白令海附近极地地区为正距平。突变前(强夏季风时期)高度场距平分布与之相反。ECMWF再分析资料结果(图 3b)与GOGA模拟结果(图 3a)的对比表明,在弱夏季风时期,ECMWF再分析资料500 hPa高度上

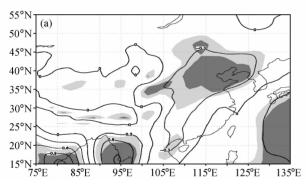
自低纬向高纬也有一个西南一东北向正负相间的 距平分布波列,但该波列中通过显著性检验的区域只有 30°N 以南低纬正距平区,与 GOGA 模拟 较一致,说明热带地区高度场模拟得较好,且年 代际变化显著。日本附近也有一个负距平中心, 比 GOGA 模拟的位置稍偏南,没有通过 0.05 显 著性水平检验。在高纬极地区域,GOGA 模拟与 ECMWF 结果的环流差异较大,GOGA 模拟的白 令海附近的极地地区为正距平,而 ECMWF 为负 距平。综上所述,500 hPa高度距平场上存在一

支西南-东北向波列,即突变后(前),热带地区 高度为正(负)距平异常,日本附近为负(正) 距平异常,这样有利于副热带高压增强(减弱)、 南移(北抬)。

#### 5.2 850 hPa 风场

通常情况下,季风环流在对流层低层表现得 非常明显。夏季,对流层下层偏南风在中国东部 盛行,同时携带着大量来自海洋上的水汽,从而 影响东亚区域降水,因此,有必要采用合成分析 方法对强、弱夏季风时期的 850 hPa 风场距平进 行分析、比较。

首先分析 850 hPa 经向风情况。图 4a、b 分 别给出了 GOGA 模拟和 ECMWF 再分析资料的 850 hPa 经向风于 20 世纪 70 年代末突变前后的差 值分布。由图 4a 可看到, 突变后(前)中国东部



为异常偏北(南)风控制,华北地区通过0.05显 著性水平检验, 表明东亚夏季风偏弱 (强); EC-MWF 再分析资料的计算结果(图 4b)与 GOGA 模拟的结果相同,说明 GOGA 模拟的经向风年代 际变化与 ECMWF 较一致, 在华北地区尤为 明显。

由 GOGA 850 hPa 水平风场突变前后分布 (图 5) 可见, 突变前 (强夏季风时期, 图 5a), 孟加拉湾有一较强异常反气旋, 南海附近有一较 弱异常反气旋, 日本北部及朝鲜半岛附近有一异 常反气旋,这3个异常反气旋的存在使得中国东 部盛行偏南风,从而加强了东亚夏季风;在西北 太平洋区域有一强大的异常气旋存在, 对应着副 高减弱。突变后(弱夏季风时期,图 5b),孟加 拉湾和南海附近维持异常气旋,日本及其北部有

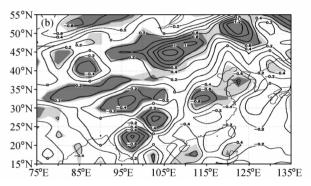
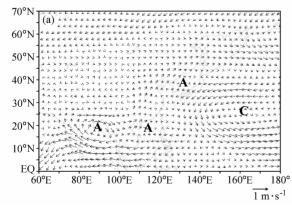


图 4 (a) GOGA 和 (b) ECMWF 的强、弱夏季风时期 850 hPa 经向风的距平差值分布 (弱夏季风减强夏季风) (浅阴影区为通过 0.05 显著性水平区域,深阴影区为通过 0.01 显著性水平区域;单位: m·s<sup>-1</sup>)

Fig. 4 Meridional wind anomaly differences between the strong EASM (1958—1978) and weak EASM (1979—1999) at 850 hPa for (a) GOGA and (b) ECMWF (units: m • s<sup>-1</sup>) (weak EASM minus strong EASM) (light shaded and dark shaded areas passing 0.05, 0.01 significance levels, respectively)



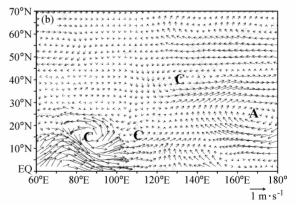


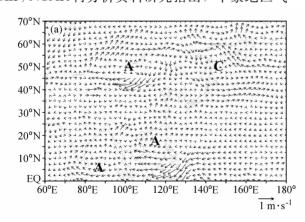
图 5 GOGA 模拟的强、弱夏季风时期 850 hPa 水平风场距平分布(单位: m·s<sup>-1</sup>): (a) 强夏季风时期 (1958~1978 年); (b) 弱夏 季风时期 (1979~1999年) (A: 反气旋; C: 气旋)

Fig. 5 Composites of 850 hPa horizontal wind anomaly of GOGA during (a) the strong EASM (1958—1978) and (b) weak EASM (1979—1999) (units:  $m \cdot s^{-1}$ ) (A: anticyclone; C: cyclone)

一异常气旋,使得中国东部受偏北风控制,东亚 夏季风减弱;西北太平洋为强大的异常反气旋控 制,副热带高压增强,与强夏季风时期的情况相 反。

ECMWF 结果显示,突变前(图 6a,强夏季风时期),中国东部自南海向北到 40°N 为异常南风控制,表现为强夏季风;贝加尔湖附近及以南蒙古地区为异常反气旋控制,华北地区北部为异常北风,这样华北地区处于北部异常反气旋北风与南部夏季风的交汇地带,造成了华北地区突变前降水偏多。同时,孟加拉湾南部有异常反气旋,南海地区有弱的异常反气旋。突变后,中国东部长江流域以北为异常偏北风控制,华南地区为异常西风,同时贝加尔湖附近为异常气旋控制,日本附近为异常气旋控制,库页岛及鄂霍次克海为异常反气旋控制,中国华南、台湾及南海地区为反气旋控制,这样在西北太平洋形成了异常反气旋、异常气旋及异常反气旋的分布,与 500 hPa高度场距平分布(图 3b)相对应。

对比 GOGA 模拟结果与 ECMWF 再分析资料结果可以看出,GOGA 能模拟出东亚季风的年代际变化,20世纪 70年代末之前为强夏季风,之后为弱夏季风。同时,注意到模拟结果中强(弱)夏季风时期在孟加拉湾、南海和日本附近有较强的异常反气旋(气旋)存在,导致东亚夏季风异常增强(减弱),它们可能是东亚夏季风年代际变化的直接诱因之一。柳艳香和郭裕福<sup>[7]</sup>利用NCEP/NCAR 再分析资料研究指出,中蒙地区气



压活动具有显著的年代际变化并严重影响着东亚 夏季风的强度变化, 当中蒙地区气压系统异常为 距平气压槽或气旋性活动时, 其东侧为较强的偏 南气流,它加强了季风区的偏南气流,从而增强 了东亚夏季风; 反之, 当中蒙地区盛行高压脊或 反气旋性活动时, 其东侧盛行偏北气流阻挡着东 亚季风区的偏南气流北上, 削弱了东亚夏季风强 度。由文献「14]的强(弱)夏季风时期 700 hPa 水平距平风场分布也能很清楚地看到, 贝加尔湖 南部蒙古地区有很明显的异常气旋(反气旋)存 在。在本文的模拟结果中,该异常气旋(反气旋) 并不明显, 而是在孟加拉湾、南海和日本附近有 异常反气旋(气旋),从而加强(减弱)了偏南气 流, 使得东亚夏季风加强(减弱), 因此, 有必要 关注孟加拉湾、南海和日本附近的环流系统对东 亚夏季风的影响。

#### 5.3 东亚 Hadley 环流

前文讨论了强、弱夏季风时期 500 hPa 高度 距平场和 850 hPa 距平风场分布,这些分析都是 在单个高度层上进行的。为了较全面地讨论环流 异常分布特征,有必要对关联东亚夏季风的垂直 环流变化特征进行分析。这里主要对东亚区域 (100~130°E) Hadley 环流变化进行讨论。

在东亚经向垂直环流上,从气候场分布(图略)来看,赤道以北地区除了在40~50°N对流层中下层有下沉气流外,基本上为上升气流,赤道以南地区为下沉气流。GOGA模拟结果中,在强夏季风时期(图7a),赤道到10°N附近为一弱的

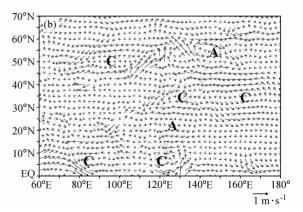


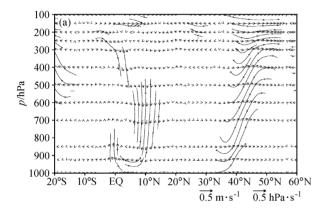
图 6 ECMWF 的强、弱夏季风时期 850 hPa 水平风场距平分布(单位: $\mathbf{m} \cdot \mathbf{s}^{-1}$ ): (a) 强夏季风时期(1958~1978 年);(b) 弱夏季风时期(1979~1999 年)(A: 反气旋;C: 气旋)

Fig. 6 Composites of 850 hPa horizontal wind anomaly of ECMWF during (a) the strong EASM (1958—1978) and (b) weak EASM (1979—1999) (units; m • s<sup>-1</sup>) (A; anticyclone; C; cyclone)

异常顺时针环流圈, 10~40°N 附近为一很弱的异常逆时针环流圈, 表明东亚 Hadley 环流减弱。具体地说,当处于强夏季风时期,赤道地区附近为异常上升气流区,5~15°N 为异常下沉区,中国南海附近产生异常反气旋(图 5a), 赤道到 10°N 范围低层表现为异常偏北风, 对流层中高层为异常偏南风。此外, 在 40°N 附近有一弱的上升气流, 在 15~40°N 区域对流层高层为弱的异常偏北风, 在低层为弱的异常偏南风, 对应强夏季风。当处于弱夏季风时期(图 7b), 异常经向垂直环流分布与强夏季风时期分布基本相反,但赤道到10°N 附近的异常环流圈相对弱夏季风时期较强且形成了闭合的逆时针环流圈, 即南海附近异常辐

合上升,气流到达对流层高层辐散后分别向南、向北流动,向南的气流到达赤道附近下沉,向北的气流在 40°N 附近下沉,东亚 Hadley 环流加强,在低层向南流向低纬,东亚夏季风减弱。

ECMWF 再分析资料结果中,强夏季风时期(图 8a),以10°N附近为中心,在南北分别有顺时针和逆时针闭合环流圈,即南海附近对流层高层异常辐合下沉,到达对流层低层后辐散分别向北、向南运动。向南的气流流向赤道,向北的气流在25°N和40°N附近异常上升,到达高层后向南折回10°N附近,表明东亚 Hadley 环流减弱,中国东部低层为异常偏南风,东亚夏季风增强。弱夏季风时期(图 8 b),环流分布基本与之相反,即



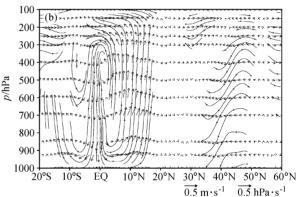
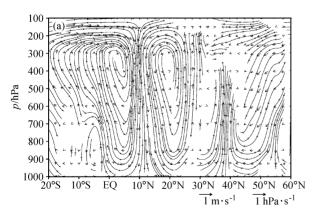


图 7 GOGA 模拟的夏季东亚( $100\sim130^\circ$ E)经向垂直环流分布:(a)强夏季风时期( $1958\sim1978$  年);(b)弱夏季风时期(1979—1999 年)(垂直速度扩大 50 倍,垂直速度单位:hPa·s $^{-1}$ ,经向风单位:m·s $^{-1}$ )

Fig. 7 Summer meridional-vertical atmospheric circulation of GOGA in East Asia averaged over 100—130°E: (a) anomaly in strong EASM (1958—1978); (b) anomaly in weak EASM (1979—1999) (Vertical velocity scales 50, units; hPa • s<sup>-1</sup>; meridional wind; m • s<sup>-1</sup>)



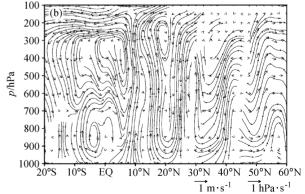


图 8 ECMWF 的夏季东亚( $100\sim130^\circ$ E)经向垂直环流分布:(a)强夏季风时期( $1958\sim1978$  年);(b)弱夏季风时期( $1979\sim1999$  年)(垂直速度扩大 50 倍,垂直速度单位: $hPa \cdot s^{-1}$ ,经向风单位: $m \cdot s^{-1}$ )

Fig. 8 Summer meridional-vertical atmospheric circulation of ECMWF in East Asia averaged over 100—130°E: (a) anomaly in strong EASM (1958—1978); (b) anomaly in weak EASM (1979—1999) (Vertical velocity scales 50, units: hPa • s<sup>-1</sup>; meridional wind: m • s<sup>-1</sup>)

南海附近上空为异常上升运动, $40^{\circ}$ N 附近为异常下沉运动,东亚 Hadley 环流异常增强, $30\sim40^{\circ}$ N 地区为异常偏北风,东亚夏季风减弱。

通过 GOGA 模拟与 ECMWF 资料对比分析发现: 东亚 Hadley 环流变化较一致, 20 世纪 70 年代末突变后 (弱夏季风时期), 东亚 Hadley 环流加强,南海附近为异常上升气流,40°N 附近为异常下沉气流,中国东部低层为异常偏北风,东亚夏季风减弱;突变前(强夏季风时期),东亚Hadley 环流减弱,东亚夏季风增强。

## 6 东亚夏季风年代际变化的可能机 制

由前文知道, GOGA 模拟结果中东亚夏季风 具有明显的年代际变化, 大气环流突变前后变化 显著, 且与观测结果较一致。由于 GOGA 模拟结 果仅由 50 年全球观测海温资料驱动所得, 无其他 外强迫因子, 因此, 可以通过研究东亚夏季风与 海温的关系,来探讨东亚夏季风年代际变化的可 能机制。

关于东亚夏季风年代际变化的可能原因,已 经成为气候年代际变化的一个热点,吸引了一大 批气象科研者对其进行研究, 并取得了许多有价 值的成果。Huang<sup>[24]</sup>将其归因于赤道中东太平洋 的年代际 El Niño 现象,即 20 世纪 70 年代中后期 以后,赤道中东太平洋出现年代际增暖现象,导 致东亚和西太平洋上空 EAP 型遥相关环流异常分 布的年代际变化[25],从而引起东亚夏季风减弱。 Chang 等[2]提出,西北太平洋副热带高压是影响 东亚夏季风年代际变化的重要原因。柳艳香和郭 裕福[7]指出,中蒙地区气压活动具有显著的年代 际变化并严重影响着东亚夏季风强度的变化。艾 丽坤[26] 通过分析发现 20 世纪 70 年代后期位于副 热带西太平洋 (20~30°N, 120~140°E) 区域的 海平面气压(SLP)不断下降,这个负 SLP 距平 与江淮流域的上升运动相对应,可能是造成70年 代以后江淮流域夏季降水增加而华北降水减少的 主要原因。这些研究结果仅从观测资料得到,尚 需数值试验验证。由前文分析得知,仅由全球观

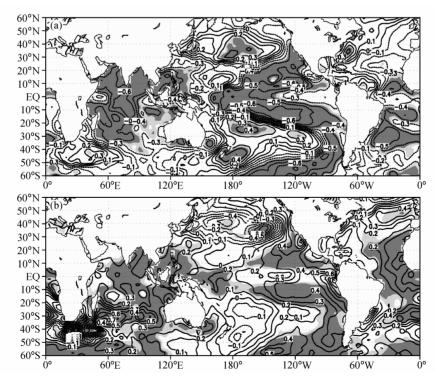


图 9 (a) GOGA 模拟的东亚夏季风指数与同期夏季全球海温的相关系数和 (b) 强、弱夏季风时期夏季海温的差值分布 (弱夏季风减强夏季风) (浅阴影表示 Student-t 检验通过 0.05 显著性检验,深阴影表示通过 0.01 显著性检验)

Fig. 9 (a) Correlation coefficients between simulated EAP and summer SSTs; (b) the differences between the strong and weak EASM (weak minus strong) (light shaded and dark shaded areas passing 0.05, 0.01 significance levels, respectively)

测海温驱动大气环流模式能较好地再现真实的东亚夏季风年代际变化,说明在东亚夏季风年代际变化中海温起着非常重要的作用,因此,探讨模拟的东亚夏季风与海温的关系,将会给东亚夏季风年代际变化机制的研究带来—些启发。

图 9a 给出了模拟的东亚夏季风指数与观测的全球夏季海温的相关系数分布。由图可以看出,与东亚夏季风相关最密切的海区有:北印度洋的孟加拉湾、南海、赤道中东太平洋的南北两侧,上述区域的相关系数达 0.5 以上。北太平洋区域相关系数分布类似 PDO 分布,即赤道中东太平洋与北太平洋西风漂流区系数符号相反。为了解 20世纪 70 年代末突变前后海温分布差异,计算了两段时期的海温差异并进行 student-t 检验(图 9b)。由图 9b 可看出,其分布形势与图 9a 非常相似(符号相反),海温差异显著区域位于印度洋、热带太平洋和大西洋地区。

由于东亚夏季风区主要为北印度洋和西北太平洋包围,研究其邻近区域的海表温度变化很有必要,所以下文主要研究这两个显著相关地区——北印度洋和南海附近。对(0~24°N,50~130°E)区域海表温度进行 EOF 分析,得到第 1 模态时间系数 PC1(图 10)和空间分布(图略)。第 1 模态占总方差的 65.5%,整个区域表现为一致性的变暖或变冷,结合其时间系数分析发现 20世纪 70 年代末以后,该区域海温出现年代际增暖现象。为了研究该区海温变化对东亚 Hadley 环流变化的影响,定义了一个东亚 Hadley 环流指数——500 hPa 高度上(5~15°N,100~130°E)和

(35~45°N, 100~130°E) 区域的垂直速度差值并 进行标准化,正(负)指数表示弱(强)东亚 Hadley 环流。图 10 给出了 GOGA 模拟的东亚 Hadley 环流指数、东亚夏季风指数 EAP 及北印 度洋海温、南海海表温度经 EOF 分析的第1模态 时间系数 (PC1)。对比东亚 Hadley 环流指数与 PC1 发现,两者较一致,相关系数为 0.524,通过 0.01 的显著性水平检验,说明当北印度洋和南海 附近海表温度升高(降低)时,东亚 Hadley 环流 增强(减弱),南海附近地区低层异常辐合上升, 到高层异常辐散,分别向北和向南运行,向北一 支在 40°N 附近异常下沉,中国东部低层表现异常 偏北风,从而东亚夏季风减弱。比较 GOGA 模拟 的东亚夏季风指数与 PC1 发现,两者变化较一致, 其相关系数为 0.606, 通过 0.001 显著性检验。在 20世纪70年代末发生突变,突变后北印度洋和南 海附近海表温度升高, 东亚夏季风变弱。为探讨 该区域海温是否会激发类似 EAP 的波列,将第 1 模态时间系数 PC1 与模拟的夏季 500 hPa 高度场 求相关,结果见图 11。由图 11 可看出,其与突变 前后 500 hPa 高度场差值分布 (图 3a) 很相似 (符号相反), 在亚太地区自低纬到高纬地区, 存 在一支西南一东北向波列,因此可以认为该区域 海温变化能在 500 hPa 高度场上激发出类似 EAP 的波列,从而影响日本附近及高纬度地区环流场。

综上所述,20世纪70年代末以后,在全球变暖的背景下,北印度洋及南海附近的海表温度发生了年代际增暖,孟加拉湾及南海附近产生异常气旋,气流异常辐合上升,引发东亚Hadley环流

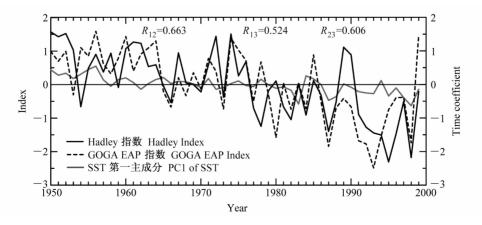


图 10 GOGA 模拟的 EAP、东亚 Hadley 环流指数以及北印度洋、南海 SST 经 EOF 分析的第 1 模态时间系数 Fig. 10 Time Series of EAP,Hadley indices and EOF-PC1 of the northern Indian Ocean and the South China Sea

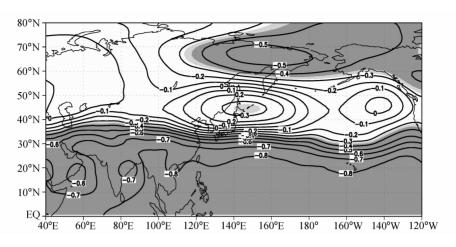


图 11 夏季北印度洋、南海 EOF 分析第 1 模态时间系数与 GOGA 模拟的 500 hPa 高度场的相关系数分布(浅阴影区表示 Student-t 检验通过 0.05 显著性检验,深阴影区表示通过 0.01 显著性检验)

Fig. 11 Correlation coefficients between EOF-PC1 of the north Indian Ocean and the South China Sea and 500 hPa heights of GOGA in summer (light shaded and dark shaded areas passing 0.05, 0.01 significance levels, respectively)

增强,东亚夏季风减弱;同时,该区海温能在500 hPa高度场上激发出一支类似 EAP 的西南—东北向波列,在日本附近产生一个负高度距平中心,引发异常气旋,华北地区为异常偏北风,从而导致东亚夏季风减弱。

## 7 结论

利用 1950~1999 年逐月全球观测海温强迫 NCAR Cam3 模式积分 50 年的模拟结果及 1958~ 1999 年 ECMWF 再分析资料,通过定义东亚夏季 风指数,对比分析了东亚夏季风的年代际变化及 其对应的大气环流特征,并初步探讨了东亚夏季 风年代际变化的可能机制。主要结论如下:

- (1) 模拟的东亚夏季风与观测的东亚夏季风变化较一致,并具有明显的年代际变化,在 20 世纪 70 年代末发生突变,突变后由强夏季风转为弱夏季风。
- (2) 突变前后的大气环流异常分布显著不同。 突变前(强夏季风时期),500 hPa 距平高度场上, 在亚太地区从低纬度到高纬度为负、正、负距平 分布,呈现出一支西南一东北向的波列;850 hPa 距平风场上,孟加拉湾以及南海附近为距平反气 旋,西北太平洋区域为强大的异常气旋,日本北 部有一异常反气旋。西北太平洋副热带高压加强、 南压、西伸。在垂直经向环流上,东亚 Hadley 环 流减弱,对流层低层出现异常南风,从而东亚夏

季风加强。突变后(弱夏季风时期),大气环流变 化基本与之相反。

- (3) 定义了西北太平洋副热带高压面积、强度、北界、脊线、南界和西伸脊点指数,模拟结果与观测资料对应较好,在 20 世纪 70 年代中后期发生突变,模拟的副高受前期春季赤道东太平洋海表温度的影响较大。
- (4) 初步探讨了东亚夏季风年代际减弱的可能机制。结果表明,20世纪70年代末以后,在全球变暖的背景下,北印度洋及南海附近的海温出现年代际增暖,东亚 Hadley 环流增强,即孟加拉湾和南海附近低层为异常气旋,在该区域气流异常辐合上升,到达高层后异常辐散后分别向南、北运动,向北的气流在40°N附近异常下沉,在低层向南折回南海附近,中国东部出现异常偏北风,东亚夏季风减弱。在500 hPa 高度场上,该区海温能激发出一支类似 EAP 的西南一东北向波列,从而使日本附近的高度场出现负异常,低层表现为异常气旋,导致中国华北地区出现异常偏北风,从而东亚夏季风减弱。

#### 参考文献 (References)

[1] 竺可桢. 东南季风与中国之雨量. 地理学报, 1934, 1 (1): 1~27

> Zhu Kezhen. Southeast monsoon and precipitation over China. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 1934, 1

 $(1): 1\sim 27$ 

- $\lceil 2 \rceil$ Chang CP, Zhang YS, LiT. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the subtropical ridge. J. Climate, 2000, 13: 4310~4325
- [3] Ho C H, Lee J Y, Ahn M H, et al. A sudden change in summer rainfall characteristics in Korea during the late 1970s. International Journal of Climatology, 2003, 23  $(1): 117 \sim 128$
- [4] 郭其蕴, 蔡静宁, 邵雪梅, 等. 1873~2000 年东亚夏季 风变化的研究. 大气科学, 2004, 28 (2): 206~215 Guo Qiyun, Cai Jingning, Shao Xuemei, et al. Studies on the variations of East-Asian summer monsoon during A. D. 1873~2000. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 2004, 28 (2): 206~215
- [ 5 ] 陆日宇. 华北汛期降水量变化中年代际和年际尺度的分 离. 大气科学, 2002, 26 (5): 611~624 Lu Riyu. Separation of interannual and interdecadal variations of rainfall in North China. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 2002, 26 (5): 611~624
- Wang Huijun. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's. Advances in Atmospheric Sciences, 2001, 18 (3): 376~386
- [7] 柳艳香,郭裕福.中高纬度气压系统异常对东亚夏季风年 代际变化的影响. 高原气象, 2005, 24 (2): 129~135 Liu Yanxiang, Guo Yufu. Impact of pressure system anomaly over mid-high latitude on the interdecadal change of east Asia summer monsoon. Plateau Meteorology (in Chinese), 2005, **24** (2): 129~135
- [8] 周连童,黄荣辉. 华北地区降水、蒸发和降水蒸发差的时 空变化特征. 气候与环境研究, 2006, 11 (3): 280~295 Zhou Liantong, Huang Ronghui. Characteristics of temporal and spatial variation of precipitation, evaporation and difference between precipitation and evaporation in North China. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 2006, 11 (3): 280~295
- [9] 周连童,黄荣辉. 关于我国夏季气候年代际变化特征及其 可能成因的研究. 气候与环境研究, 2003, 8 (3): 274~ 290 Zhou Liantong, Huang Ronghui. Research on the charac
  - teristics of interdecadal variability of summer climate in China and its possible cause. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 2003, 8 (3): 274~290
- [10] Rajendran K, Kitoh A, Yukimoto S. South and East Asian summer monsoon climate and variation in the MRI coupled model (MRI-CGCM2) . J. Climate, 2004, 17 (4): 763  $\sim 782$
- [11] Kang I S, Jin K, Wang B, et al. Intercomparison of the climatological variations of Asian summer monsoon precipitation simulated by 10 GCMs. Climate Dyn., 2002, 19: 383

~395

- Γ127 袁佳双,郑庆林.热带海表温度持续异常对东亚初夏大气 环流的影响. 气象, 2005, 31 (12): 10~17 Yuan Jiashuang, Zheng Qinglin. Effect of persistent anomaly of sea surface temperature in tropical ocean on atmospheric circulation in early summer in East Asia. Metorological Monthly (in Chinese), 2005, **31** (12): 10~17
- Smith, T M, Reynolds R W. Extended reconstruction of [13] global sea surface temperatures based on COADS data (1854—1997) . J. Climate, 2003, 16: 1495~1510
- $\lceil 14 \rceil$ Huang Gang. An index measuring the interannual variation of the East Asian summer monsoon-The EAP index. Advances in Atmospheric Science, 2004, 21 (1): 41~52
- [15] 黄刚, 严中伟. 东亚夏季风环流异常指数及其年际变化. 科学通报, 1999, 44 (2): 421~424 Huang Gang, Yan Zhongwei. The East Asian summer monsoon circulation anomaly index and its interannual variations. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 1999, 44  $(2): 421 \sim 424$
- [16] 郭其蕴. 东亚夏季风强度指数及其变化的分析. 地理学 报,1983,38 (3):207~217 Guo Qiyun. The strength index of East Asian summer monsoon and its variation. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 1983, **38** (3): 207~217
- [17] 乔云亭, 陈烈庭, 张庆云. 东亚季风指数的定义及其与中 国气候的关系. 大气科学, 2002, 26 (1): 69~82 Qiao Yunting, Chen Lieting, Zhang Qingyun. The definition of East Asian monsoon indices and their relationship to climate in China. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 2002, 26 (1): 69~82
- [18] 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. 气候与环境研究, 2001, 6 (2): 146~152 Wang Yafei, Zhang Yan, Chen Juying. An East Asian summer monsoon index in description of Meiyu phenomenon. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 2001, 6 (2): 146~152
- [19] Li Jianping, Zeng Qingcun. A new monsoon index and geographical distribution of the global monsoon. Advances in Atmospheric Science, 2003, **20** (2): 299~302
- [20] Tao Shiyan, Chen Longxun. The East Asian summer monsoon. Proceedings of International Conference on Monsoon in the Far East, Tokyo, Nov. 5—8, 1985,  $1\sim11$
- [21]黄士松. 有关副热带高压活动及其预报问题的研究. 大气 科学, 1978, 2 (2): 159~167 Huang Shisong. Studies on the movement of Subtropical High and its prediction. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), 1978, 2 (2): 159~167
- [22] 龚道溢,何学兆.西太平洋副热带高压的年代际变化及其 气候影响. 地理学报, 2002, 57 (2): 185~193 Gong Daoyi, He Xuezhao. Interdecadal change in Western

- Pacific subtropical high and climatic effects. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 2002, **57** (2): 185~193
- [23] 赵振国. 中国夏季旱涝及环境场. 北京: 气象出版社, 1999. 297pp Zhao Zhenguo. Study on Droughts-Floods and Its Environment Fields in Summer in China. Beijing: China Meteorological Press, 1999. 297pp
- [24] Huang Ronghui. Decadal variability of the summer monsoon in East Asia and its association with the SST anomalies in the tropical Pacific. *CLIVAR Exchange*, 2001, **2** (1):  $7\sim8$
- [25] 黄荣辉, 蔡榕硕, 陈际龙, 等. 我国旱涝气候灾害的年代

- 际变化及其与东亚气候系统变化的关系. 大气科学, 2006, 30 (5);  $730\sim743$
- Huang Ronghui, Cai Rongshuo, Chen Jilong, et al. Interdecadal variations of drought and flooding disasters in China and their association with the East Asian climate system. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 2006, 30 (5):  $730{\sim}743$
- [26] 艾丽坤. 对 20 世纪 70 年代中后期 Walker 环流异常减弱的分析. 气候与环境研究, 2004, **9** (2): 303~315 Ai Likun. The weakening of the Walker circulation after the late 1970s. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2004, **9** (2): 303~315