

夏季南海季风对长江中下游季风降水影响的观测分析和数值模拟^{*}

靳莉君¹ 赵平^{1,2}

JIN Lijun¹ ZHAO Ping^{1,2}

1. 灾害性天气国家重点实验室, 中国气象科学研究院, 北京, 100081

2. 国家气象信息中心, 北京, 100081

1. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

2. *National Meteorological Information Center, Beijing 100081, China*

2011-02-01 收稿, 2011-05-06 改回.

Jin Lijun, Zhao Ping. 2012. Observationally analyzing and numerically simulating the impacts of the South China Sea summer monsoon on summer monsoon rainfall in the middle-lower reaches of the Yangtze River. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(4): 670-680.

Abstract The ERA-40 and NCEP/NCAR reanalysis datasets, the NOAA's Climate Prediction Center's merged analysis of precipitation (CMAP), and the fifth-generation PSU/NCAR Meso-scale Model version 3 (MM5v3) were used to define a monsoon intensity index over the East Asian tropical region and to analyze the impacts of the summer (June–July) South China Sea (SCS) monsoon anomaly on the monsoon precipitation over the middle-lower reaches of the Yangtze River (YR) from observations and numerical simulations. The results from the reanalysis data show that the interannual variations of the tropical monsoon and precipitation over SCS are negatively correlated with the southwestern winds and precipitation over the YR middle-lower reaches during June and July. Corresponding to stronger (weaker) tropical monsoon and precipitation, the southwesterly is weaker (stronger) over the YR middle-lower reaches, with the local less (more) precipitation. The simulation results further exhibit that when the SCS monsoon (SCSM) intensity changes, there are significant variations in the monsoon and precipitation over the YR middle-lower reaches. The simulated anomalies are generally consistent with the observational results, which support the argument concerning the impact of SCSM on the monsoon precipitation over the YR middle-lower reaches. This impact can be elucidated by physical processes. Moreover, when the summer SCSM is stronger, tropical anomalous westerly winds and positive precipitation anomalies generally maintain in the tropics and do not move northwards into the YR middle-lower reaches, not strengthening the transportation of water vapor toward southern China and not causing the strengthening of the southwest flow and precipitation over southern China. On the contrary, the stronger SCSM may result in the weakening and southward shift of the western Pacific subtropical ridge through adjusting the atmospheric intrinsic processes, leading to the weakening of the monsoon and precipitation over the YR middle-lower reaches.

Key words The South China Sea monsoon, Precipitation in the middle-lower reaches of the Yangtze River, Observational analysis, Numerical simulation, Interannual variability

摘要 利用 ERA-40、NCEP/NCAR 再分析资料、NOAA 的 CMAP 降水资料以及 MM5v3 中尺度模式, 通过定义一个东亚热带季风强度指数, 从观测资料和数值模拟角度研究夏季(6—7月)南海季风异常变化对长江中下游季风和降水的影响。从资料分析结果可以看出, 在年际尺度变率上, 6—7月南海热带季风和降水与长江中下游的西南风和降水存在着反位相变化关

^{*} 资助课题: 国家自然科学基金创新群体基金(40921003)、国家国际科技合作专项(2011DFG23450)。

第一作者: 靳莉君, 主要从事气候学研究。E-mail: jinlijun26@yahoo.cn

通讯作者: 赵平, 主要从事气候学研究。E-mail: zhaop@cma.gov.cn

系,当热带季风和降水偏强(弱)时,长江中下游西南季风偏弱(强)、降水偏少(多);数值模拟结果进一步表明,当改变南海季风强度时,长江中下游季风和降水都有显著的变化,其异常特征与观测结果基本一致,这证明了热带季风对长江中下游季风降水的影响,并且,这种影响可以得到物理过程的支持;此外,在年际变率上,当夏季热带季风偏强时,热带异常西风 and 降水正异常主要维持在热带地区,未向北移到长江中下游地区,因而未加强对中国南方地区的水汽输送,亦未引起中国南方西南气流和降水加强;相反,偏强的热带季风通过调整大气内部过程引起西太平洋副热带高压脊减弱且位置偏南,使长江中下游的西南季风和降水强度减弱。

关键词 南海季风, 长江中下游降水, 观测分析, 数值模拟, 年际变率

中图法分类号 P456.7 P457.6

1 引言

东亚季风包括发生在南海—西太平洋地区的热带季风以及发生在东亚大陆—日本区域的副热带季风(何金海等,1986;陈隆勋等,1991;Ding,2004),其中,长江流域夏季季风变率直接影响着中国东部降水异常,常常造成大范围的洪涝灾害。东亚热带与副热带季风雨带存在着紧密联系,特别是在年际、年代际尺度上华南、长江流域和华北降水存在着“+ - +”异常相关型(赵平等,2005;Ding, et al, 2007; Wang, et al, 2008; Zhao, et al, 2010)。热带季风可以通过东亚—太平洋经向遥相关或者太平洋—日本(PJ)波列与东亚副热带季风降水产生联系(Nitta, 1987;黄荣辉等,1988)。

过去的研究不仅关注东亚热带季风建立特征和机制(丁一汇等,1994,2004,2006),也重视热带季风区气候对东亚副热带季风的影响(陈隆勋等,1991;张庆云等,1998;Ding,2004),特别是关于中国南海及西太平洋暖池区海洋状况的影响(黄荣辉等,1994,2005;刘长征等,2004;Zhao, et al, 2010)。这些研究指出,热带西太平洋暖池的热状况对于东亚副热带季风的爆发及雨带的北进有很大影响,尤其是对菲律宾周围对流活动的影响。当夏季热带西太平洋处于暖(冷)状态时,菲律宾周围对流活动强(弱),南海夏季风爆发早(晚)。并且,在偏暖状况维持下,西太平洋副热带高压(副高)脊北进显著,引起江淮降水减少,而华北降水增加;在偏冷状态下,副高脊偏南,雨带维持在江淮,华北降水偏少。热带西太平洋上的对流与西太平洋副高、东亚高空急流的季节推进、位置和强度变化也有密切关系,例如,Lu (2004)指出,菲律宾附近的气候异常变化可以通过改变低层的西太平洋副高和高层的大气环流影响到东亚副热带雨带的位置。在年际、年代际尺度上,热带东太平洋 ENSO 事件以及印度洋海表温度(SST)

对东亚季风和降水的影响也广泛受到关注(邹力等,1997;Wang, et al, 2000; Zhang, 2001; Wang, 2002; 钱维宏等,2009;姚才等,2010)。在季节和季节内尺度上,热带大气的低频振荡不仅对热带气候系统有重要影响,而且,也对整个亚洲季风区大气环流和气候产生影响(Li, et al, 2001;温之平等,2006),来自赤道的 30—60 d 振荡与东亚中高纬度向南传播的 30—60 d 振荡在东亚 25°—30°N 区相遇,影响着中国东部降水的强度和位置(Chen, et al, 1988;何金海等,1992)。

综上所述,尽管过去关于南海热带气候和中国东部副热带季风关系研究取得了显著进展,但一些科学问题仍然有必要深入研究。例如,最近的资料分析和数值模拟结果表明,在季节尺度上,夏季长江流域的西南季风及雨带不是来自南海季风雨带北移,而是直接由春季江南西南风及雨带向北推进所致,并且,东亚区域海-陆热力差异的强度变化对春季雨带的向北移动有重要影响(Chen, et al, 2001; Zhao, et al, 2007;何金海等,2007;祁莉等,2007;赵平等,2008,2009),那么这是否暗示着热带季风对长江流域季风降水异常变化没有影响?在年际尺度上,热带西南风和降水异常是否可以直接向北移到长江流域造成当地季风和降水的同位相变化呢?为了回答这些问题,有必要用资料和数值模拟方法研究南海热带季风强度异常对长江流域季风和降水的影响。

由于东亚热带地区纬向风占优势,并且,纬向风可以被用来指示南海热带季风的强度变化(Qian, et al, 2000; Wang, et al, 2004; 赵平等,2008),因而本文用南海及附近区域的纬向风来指示东亚热带季风强度变化,从观测资料和数值模拟角度研究夏季热带季风异常变化对长江中下游西南季风和降水的影响,从而揭示热带季风与中国南方西南季风年际变率的关系。

2 南海季风与长江中下游季风关系的观测分析

在观测资料分析中,采用了1958—2001年欧洲中期数值预报中心的ERA-40月平均再分析资料(Uppala, et al, 2005),中国160个地面气象站雨量计降水资料,以及NOAA的Climate Prediction Center (CPC) Merged Analysis of Precipitation (CMAP)全球候平均降水资料(Xie, et al, 1997)。在资料分析中,采用相关分析、合成分析等方法,并且用 t 检验方法进行统计量的显著性检验。如果没有专门指出,所有统计量置信度为95%。由于东亚副热带季风降水最显著的地区在长江中下游地区,并且发生在6—7月,所以本文重点针对6—7月长江中下游地区进行分析。

图1a给出了夏季6—7月(如果没有特殊说明,简称夏季)850 hPa风场的气候特征,可以看出,从阿拉伯海至中国南海的广大区域盛行超过5 m/s的

偏西风,其指示着夏季亚洲热带季风的盛行;在这些地区纬向风分量明显大于经向风分量,也与以前的研究一致(Webster, et al, 1992, 1998; Qian, et al, 2000; Wang, et al, 2004),用850 hPa纬向风来指示亚洲热带季风的强度变化。从850 hPa纬向风的均方差分布上(图1b)可以看出,从中南半岛经过中国南海至西太平洋的广大热带地区均方差超过2 m/s,其中,在120°—130°E超过5 m/s。综合热带西风强度及其均方差分布特征,用中南半岛—西太平洋热带区域(5°—17.5°N, 100°—130°E)的平均850 hPa纬向风来指示南海热带季风的强度变化,并称为南海季风(SCSM)指数。从该季风指数与同期850 hPa纬向风的相关图(略)中亦可看到,相关系数超过0.6的显著正相关出现在从印度半岛至西太平洋的热带区域,其最大相关系数超过0.8,出现在孟加拉湾东部至菲律宾东岸,这说明定义的南海季风指数比较好地反映了中国南海及附近地区对流层低层纬向风的变化特征。

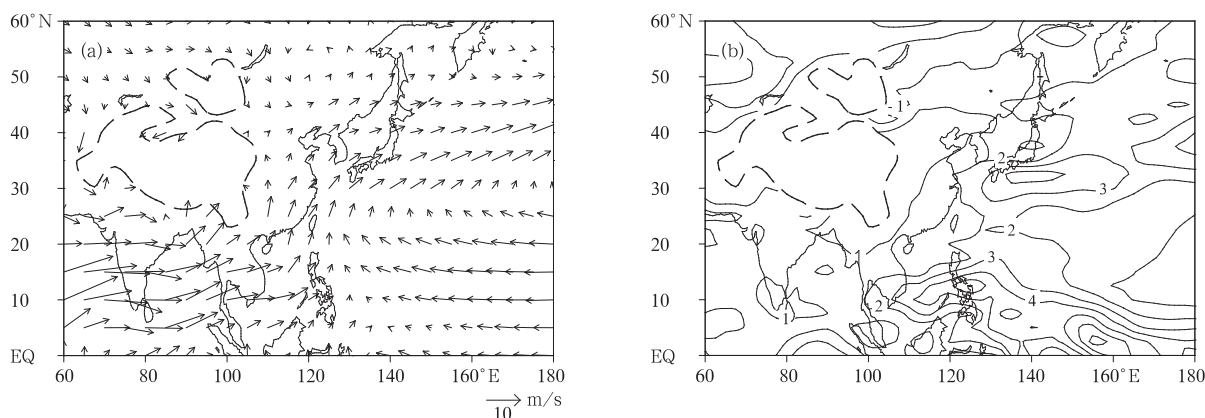


图1 (a)1958—2001年气候平均6—7月850 hPa风场及(b)850 hPa纬向风均方差(m/s)分布
(粗虚线代表1500 m地形等高线)

Fig. 1 (a) Climatology of June–July mean 850 hPa winds (m/s) for the period 1958–2001; and
(b) As in (a) but for the standard deviation of 850 hPa zonal winds (m/s)

(The thick dashed lines indicate the topographic contour of 1500 m)

从1958—2001年夏季南海季风指数的时间变化曲线(图2)可以看出,该指数存在显著的年际变率。分别选择7个最强、最弱的南海季风指数年份进行合成分析,其中,强的年份为1965、1972、1982、1985、1990、1994和1999年,弱的年份是1959、1964、1966、1983、1995、1996和1998年。图3a给出了在夏季南海季风指数强、弱年合成的850 hPa

风场差值,可以看到,显著的偏西风正差值盛行在东南亚—西太平洋的热带地区,说明在夏季南海季风指数偏高时,这些地区的西风偏强。加强的热带西风也增强了当地的低层气流辐合(图略),造成在热带地区的异常垂直上升运动(图3c),于是热带季风区的降水增加。图4a给出了1979—2001年夏季南海季风指数与同期CMAP降水的相关情况,可见显

著的正相关区位于中国南海及其以东的西太平洋热带地区,指示着中国南海热带季风降水偏多,与热带西风偏强一致,这些结果说明夏季中国南海季风指数能够指示中国南海及附近地区的热带季风和降水强度变化。

然而,当南海热带季风偏强(弱)时,中国江淮流域及其以南大陆地区的西南季风并未表现出同样的偏强(弱)。在图 3a 中,对应于偏强的热带季风,一个大范围的异常气旋性环流位于南海—西太平洋的 20°N 附近,在合成的 850 hPa 位势高度差值图上(图 3b),显著的负差值出现在从青藏高原东南侧至西太平洋的广大热带地区,其负差值中心为 -20 gpm,位于南海北部,此时以 1460 gpm 等值线指示

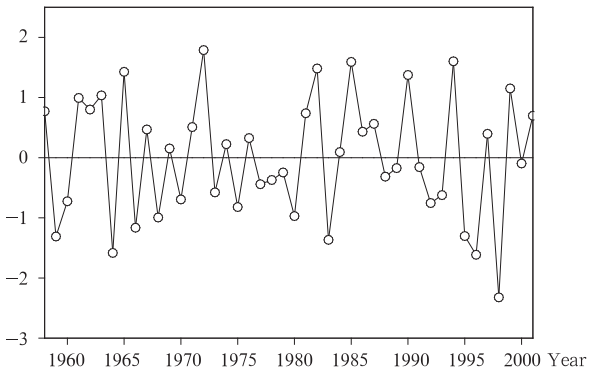


图 2 1958—2001 年 6—7 月
平均南海季风指数曲线
Fig. 2 Temporal curve of the June–July
mean SCSM index during 1958–2001

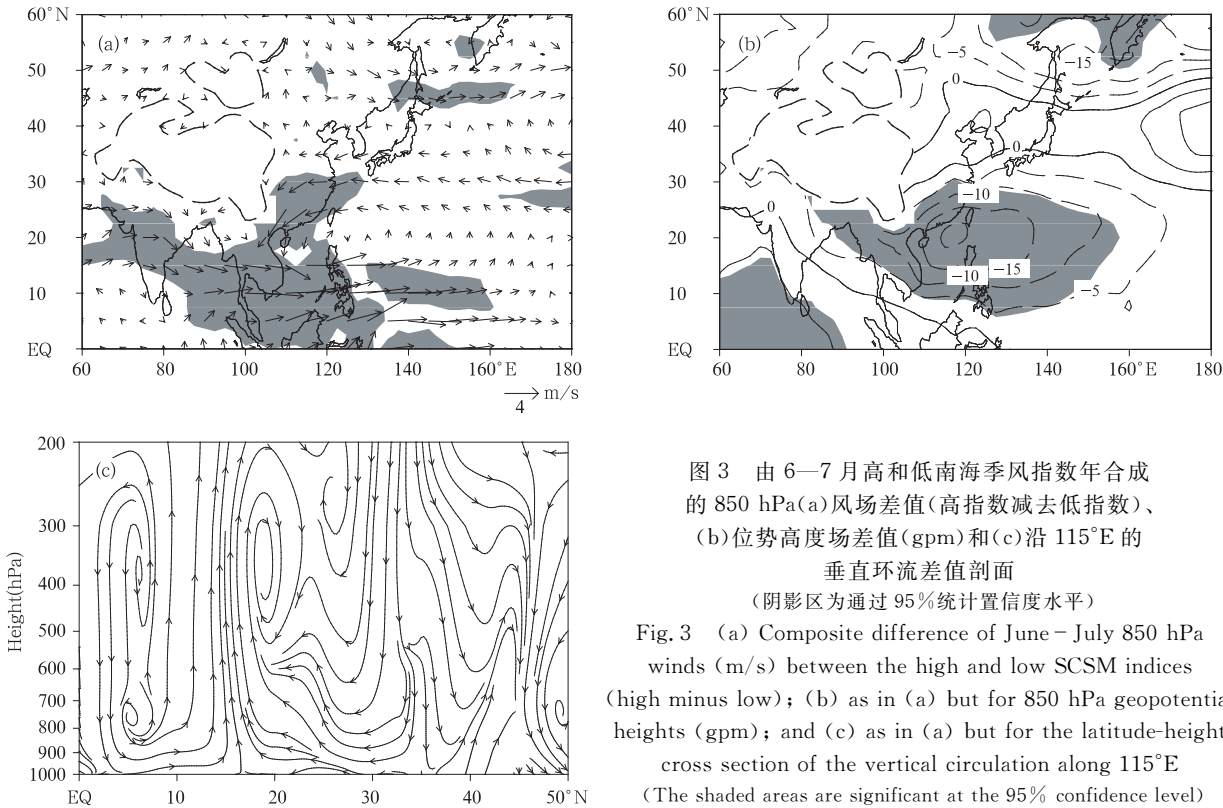


图 3 由 6—7 月高和低南海季风指数年合成的 850 hPa(a)风场差值(高指数减去低指数)、
(b)位势高度场差值(gpm)和(c)沿 115°E 的
垂直环流差值剖面
(阴影区为通过 95%统计置信度水平)
Fig. 3 (a) Composite difference of June–July 850 hPa
winds (m/s) between the high and low SCSM indices
(high minus low); (b) as in (a) but for 850 hPa geopotential
heights (gpm); and (c) as in (a) but for the latitude–height
cross section of the vertical circulation along 115°E
(The shaded areas are significant at the 95% confidence level)

的西太平洋副热带高压脊北界与 130°E 交点位于 25°N 附近(图略),比热带季风偏弱时的 29°N 位置明显偏南,这种异常的大气环流特征指示着一个偏南、偏弱的西太平洋副热带高压脊。此时,中国东部大陆受该异常环流中心北侧的异常东北风控制,由于在气候平均图上该地区夏季盛行西南气流,因此,该异常东北风指示着在东亚热带季风偏强的年份,

夏季东部南方地区的西南风减弱。在经向垂直环流差值图(图 3c)上,一个异常环流中心出现在 20°N 附近的对流层,与热带异常上升运动相伴随的是在东亚副热带 27°—33°N 地区的异常下沉运动。同时,减弱的低层西南气流不利于水汽向中国大陆输送(图略)。因此,与副热带地区减弱的西南季风及异常垂直运动相对应,中国东部长江中下游地区的

降水偏少,反映在图 4a 上为显著的负相关出现在中国东部 26°—32°N 区域内。夏季南海季风指数与中国东部降水的这种关系也可以从强、弱年合成的地

面气象雨量站降水差值图(图 4b)中看到,其中,负降水差值出现在长江中下游地区。

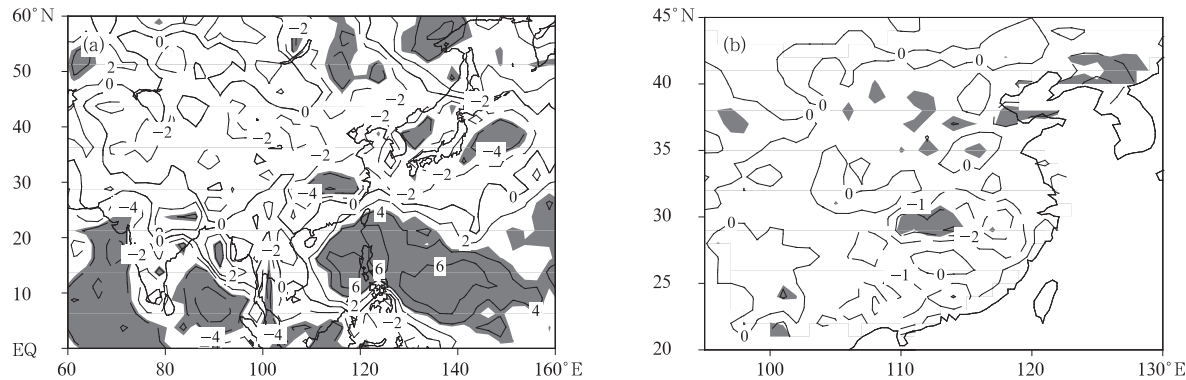


图 4 (a)1979—2001 年夏季南海季风指数与同期 CMAP 降水的相关系数($\times 0.1$)分布及(b)由夏季高低南海季风指数年合成的地面气象站夏季总降水量差值($\times 100$ mm)
(阴影区通过 90%统计置信度水平)

Fig. 4 (a) Correlation coefficient ($\times 0.1$) between the summer SCSM index and the synchronous CMAP precipitation for the period 1979 – 2001; and (b) composite difference of summer total precipitation ($\times 100$ mm) at the surface meteorological stations between years of the high and low SCSM indices
(The shaded areas are significant at the 90% confidence level)

从上述分析可知,南海热带季风和降水年际变率与长江中下游季风和降水存在密切联系,并且二者之间表现为反位相变化特征,即当热带季风偏强时,中国南方西南季风以偏弱为主,长江中下游降水以偏少为主。这些结果与以前的研究相似(丁一汇等,2004; Wang, et al, 2008; 钱维宏等, 2009),他们的研究表明,夏季热带季风区域的南海和西太平洋与长江流域降水在年际尺度上存在负相关。至于热带季风与长江中下游季风的这种统计关系是否反映了前者对后者的影响,下面将通过数值模式的敏感性试验进一步分析热带季风强度改变对长江中下游季风和降水的影响。

3 南海季风对长江中下游季风和降水影响的数值模拟

3.1 模式介绍及试验设计

为了便于用数值模拟方法来研究南海热带季风对长江流域季风和降水的影响,采用 PSU/NCAR 开发的 MM5v3 非静力中尺度区域模式,湿度方案采用简单冰相降水方案,积云参数化方案为 Grell,行星边界层方案为 MRF,大气辐射方案为云辐射,侧边界条件采用张弛逼近方案,水平分辨率取为

80 km,并且,在东西和南北方向分别有 72 和 50 个格点,在垂直方向上有 23 层,模式顶取为 100 hPa。一些研究(Lau, et al, 1998; 汤剑平等, 2004)表明,该模式可用于东亚地区大气环流和降水模拟研究;赵平等(2009)用该模式研究了 2004 和 2005 年东亚区域海-陆热力差异对中国南方西南季风和降水的影响。

为了通过调整区域模式的南边界大气状况来模拟南海热带季风强度异常对长江流域季风降水的影响,选择模式区域中心位置为(30°N, 110°E),并且模式的南边界区域位于 15°N 附近。设计了 A、B、C 三个试验来讨论南海热带季风对长江流域季风的影响。由于 2004 和 2005 年中国东部西南风分别以偏弱、偏强为主要特征(赵平等, 2009; 姚才等, 2010),因此,本文选取 2004 和 2005 年进行数值模拟研究。

A 方案为控制试验,用来检验模式性能。与赵平等(2009)一致,该方案的初始大气资料、侧边界大气资料和陆地表面资料来自美国 NCEP/NCAR 逐日 4 次 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析资料(Kalnay, et al, 1996),海表温度为逐日 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的 NCEP-EMC 分析资料(Gemmill, et al, 2007),在模拟中时间积分步长取为 240 s。南海热带季风往往爆发于 5 月(Lau, et al,

1997; Webster, et al, 1998), 为了便于弄清爆发后热带季风和降水异常在 5—7 月是如何传播的, 因而模式从 5 月 1 日 00 时(世界时, 下同)开始积分, 直至 7 月 31 日, 6 h 更新一次大气侧边界和下边界条件。方案 B 为加强南海热带季风的试验, 是在方案 A 的基础上, 用偏强的热带西风及所对应的大气状况作为南边界条件输送给模式, 并在整个积分时段维持不变, 具体做法如下: 根据 5—7 月 NCEP/NCAR 逐日 4 次的再分析资料选择南边界对流层低层(700 hPa 以下)西风偏强的时刻, 并将该时刻南边界上各层大气的位势高度、温度、纬向风、经向风和湿度作为南边界条件输入模式, 以保证在模式积分过程中热带地区一直维持热带季风偏强的大气状况。方案 C 除了选择在模式的南边界附近对流层低层西风偏弱时刻外, 其他都与方案 B 一致。为了增加敏感性试验的客观性, 分别用 5 个热带西风偏强、偏弱时刻所对应的大气资料作为方案 B 和 C 的南边界条件, 对方案 B 和 C 重复进行 5 次模拟, 并用其各自的平均值作为方案 B 和 C 的结果。从后述分析可以看到, 模拟结果与观测有很好的一致性, 这证明了本文所设计的数值试验方案的合理性。

3.2 模拟结果分析

图 5a 给出了 2005 年第 25—42 候的 NCEP/NCAR 再分析资料 850 hPa 沿 110°—120°E 经向风的时间-纬度剖面, 可以看到: 南风盛行在 30°N 以南的大部分时段, 中心值超过 8 m/s。在 6—7 月平均的水平图上(图 5b), 大范围的西南风盛行在亚洲大陆中、低纬度及其沿海地区; 在位势高度场上, 青藏高原东南侧为一个低压系统, 而西太平洋中、低纬度受高压脊控制。图 5c 给出了沿 110°—120°E 的 CMAP 降水剖面, 可见在 5—6 月, 中国南方雨带主要位于 30°N 以南, 随后雨带明显北移, 主要位于 30°N 以北。这些特征说明 2005 年中国东部大陆大气环流和降水具有副热带季风的主要特征(陈隆勋等, 1991; Ding, 2004)。将模拟结果与图 5 比较可知, 方案 A 基本上模拟出了 2005 年 5—7 月东亚地区南风的时间变化(图 6a)及西南风水平分布特征(图 6b); 同时, 从模拟的中国东部雨带变化特征(图 6c)看到, 尽管模拟雨带位置比观测的略偏北及模拟的降水量偏大, 但模拟的雨带演变特征以及在盛夏的向北移动特征与图 5c 的基本一致。这些结果说明方案 A 能够模拟出 2005 年 5—7 月东亚季风区

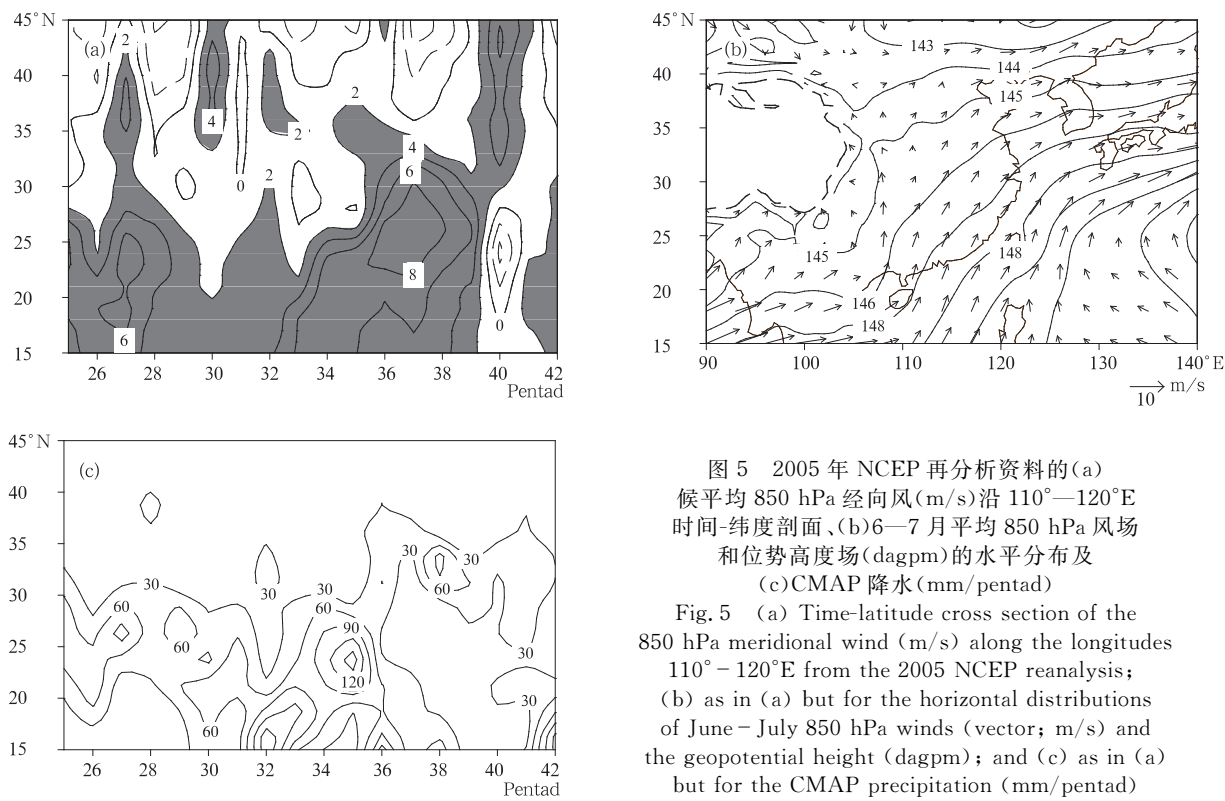


图 5 2005 年 NCEP 再分析资料的 (a) 候平均 850 hPa 经向风(m/s)沿 110°—120°E 时间-纬度剖面、(b)6—7 月平均 850 hPa 风场和位势高度场(dagpm)的水平分布及 (c)CMAP 降水(mm/pentad)
Fig. 5 (a) Time-latitude cross section of the 850 hPa meridional wind (m/s) along the longitudes 110° - 120°E from the 2005 NCEP reanalysis; (b) as in (a) but for the horizontal distributions of June - July 850 hPa winds (vector; m/s) and the geopotential height (dagpm); and (c) as in (a) but for the CMAP precipitation (mm/pentad)

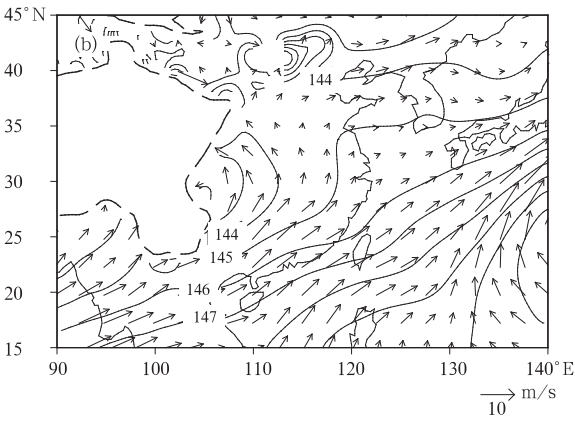
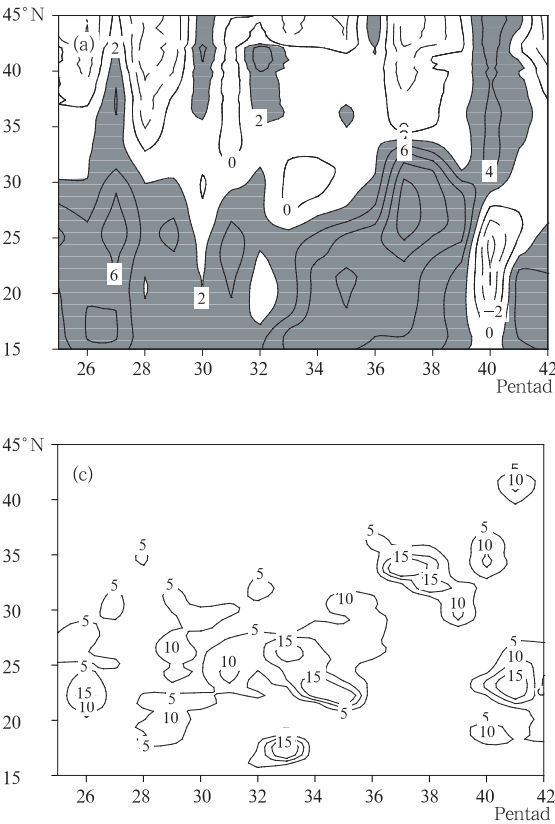


图6 方案A模拟的2005年(a)850 hPa 经向风(m/s)沿 110°—120°E 时间-纬度剖面、(b)6—7 月平均的 850 hPa 风场和位势高度场(dagpm)水平分布及 (c)降水(×10 mm/pentad)

Fig.6 (a) Time-latitude cross section of the simulated 2005 850 hPa meridional wind (m/s) along the longitudes 110°–120°E by experiment A; (b) as in (a) but for the horizontal distributions of June–July 850 hPa winds (vector; m/s) and the geopotential height (dagpm); and (c) as in (a) but for the rainfall (×10 mm/pentad)

西南风和降水的主要特征,可以在该方案基础上进行敏感性试验。

从方案 B 与 C 模拟的 2005 年 850 hPa 纬向风差值沿 110°—120°E 的时间-纬度剖面(图 7a)可以看出,在南边界附近始终维持着显著西风差值,说明在整个模拟时段,方案 B 中的西风比方案 C 的强。在方案 B 与 C 模拟的 6—7 月 850 hPa 风场的差值图(图 7b)中,西南风正差值盛行在中南半岛到西太平洋热带地区,说明方案 B 与 C 相比确实模拟出了一个偏强的热带西南气流。相对于方案 B 与 C 模拟热带大气环流的改变,南海及附近热带地区的季风降水也出现较大变化(图 8),可见在整个模拟时段内显著的降水正差值出现在 20°N 以南(图 8a),在水平方向上(图 8b),显著的降水正差值位于中国大陆东南的海洋上,这些差异指示着南海热带季风降水偏多与偏强的热带西南气流相对应。很显然,方案 B 和 C 分别实现了增强和减弱南海热带季风的预期目标。同时,也看到热带地区的西风 and 降水变化主要维持在热带,没有表现出明显向北移到大陆副热带地区的迹象。

在东亚副热带地区,一个大范围的强气旋性差

值环流出现在东亚、东南亚及西太平洋的中低纬度地区,环流中心位于西太平洋 20°N 附近,环流中心北侧显著的强东北风差值盛行在中国东部地区(图 7b),并且在整个模拟时段中国南方地区的强东风差值一直维持着(图 7a)。与该强气旋性差值环流相对应,在 850 hPa 上东亚及西太平洋区域为一个显著的负位势高度差值区,低于 -55 gpm 的高度差值位于 20°N 附近的太平洋区域(图 7c)。很显然,对应于加强的东亚热带季风,西太平洋副高脊位置偏南(图略),指示着一个偏南、偏弱的副高脊,从而使中国夏季东部西南气流偏弱,对应着一个偏弱的长江流域季风,不利于水汽向中国大陆输送。从模拟的经向垂直环流差值图上看(图 7d),在 23°N 以南的对流层为强上升运动差值,而在 25°—37°N 的对流层为强下沉运动差值。模拟的这些特征与图 3 给出的基本一致,因此,在图 3 中给出的与热带季风相联系的中国南方大气环流差异变化能够通过改变东亚热带西南季风强度激发出来,反映了热带季风对长江流域季风的一种影响。热带季风对中国南方大气环流的这种影响可以解释为:相对于方案 C 而言,当方案 B 中热带西南气流加强时,增加了热带

地区低层空气的水平辐合;理论上,在夏季东亚中低纬度大范围的非均匀西南气流辐合区,通过大尺度气流的平流作用,可以形成较小的区域尺度气旋性环流(Zhao,et al,2001),同时依据涡度方程,气流辐

合也可以导致正涡度出现,形成气旋性环流,因而在方案 B 中加强的低层热带辐合区内可以形成如图 7b 所示的强气旋性差值环流,并伴随着在差值环流中心北侧的强东北风差值盛行在中国南方。

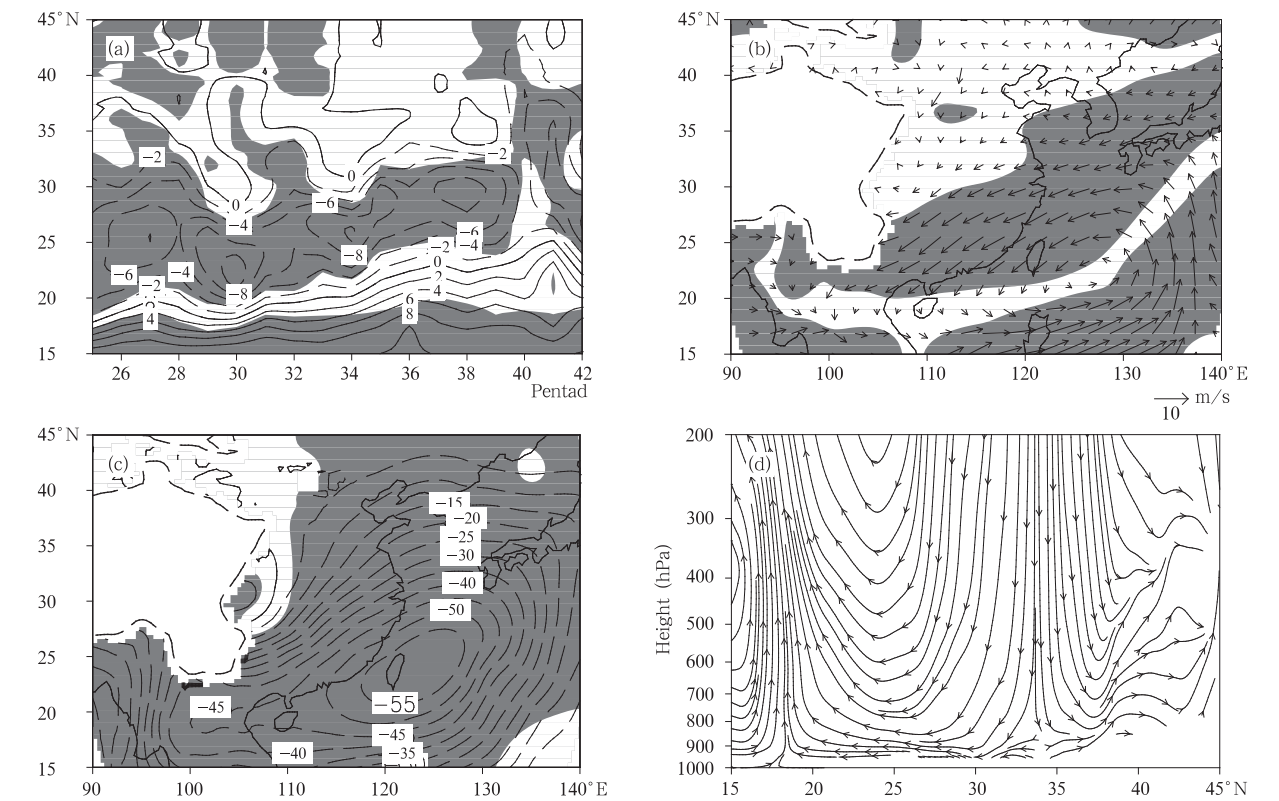


图 7 方案 B 与 C(B 减去 C)模拟的 2005 年 850 hPa(a)纬向风差值(m/s)沿 110°—120°E 的时间-纬度剖面 (阴影区通过 95%统计置信度水平)、(b)6—7 月平均风场差值的水平分布、(c)位势高度场差值(gpm) 及(d)垂直环流差值沿 115°E 的纬度-高度剖面

Fig. 7 (a) Time-latitude cross section of the composite difference (experiment B minus experiment C) of the 850 hPa zonal wind (m/s) along the longitudes 110°–120°E for 2005, in which the shaded areas are significant at the 95% confidence level; (b) as in (a) but for June–July mean 850 hPa winds (m/s); (c) as in (b) but for 850 hPa geopotential heights (gpm); and (d) as in (b) but for the height-latitude cross section of the vertical circulation along 115°E

对应于东亚大气环流变化,长江中下游季风降水也出现显著不同。从图 8a 可以看到,在春末至夏初,降水减少总体上出现在 23°—30°N,盛夏向北移到 30°—38°N。在水平方向上(图 8b),显著降水减少位于中国东部江淮地区及其以东的西太平洋副热带地区,其中心位于江南。这说明当南海热带季风偏强时,长江流域季风降水总体上呈现出一种减弱的特征。模拟的长江流域降水差值特征与图 4 所给出的观测降水异常特征基本一致。

为了检查从 2005 年模拟得到的结论是否具有共性,对中国东部西南季风偏弱的 2004 年模拟结果进行了简单分析。通过与观测结果比较可以看到,方案 A 也比较好地模拟出了 2004 年东亚季风环流和降水的基本特征(图略)。在此基础上,分析了方案 B 与 C 模拟结果的差异。图 9a 给出了方案 B 和 C 模拟的 2004 年 850 hPa 纬向风差值沿 110°—120°E 的时间-纬度剖面,可以看出,在积分时段,15°N 附近的热带地区始终维持一个正的纬向风

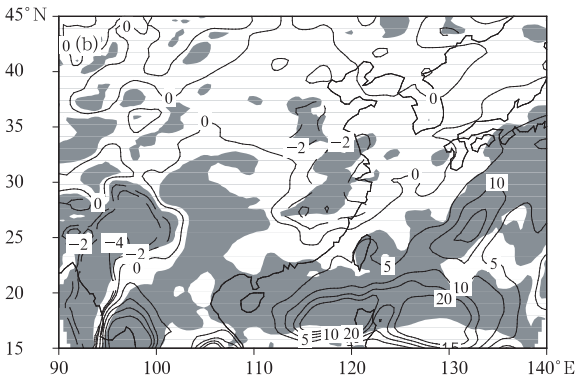
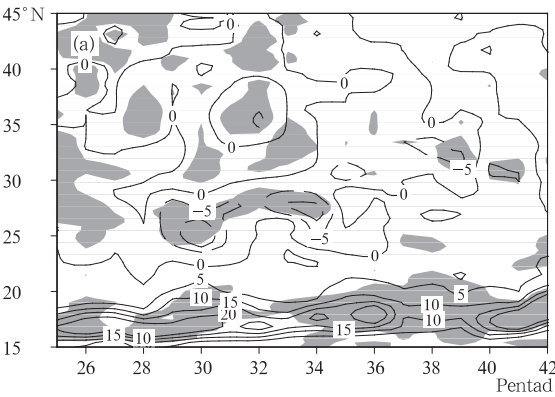


图 8 方案 B 与 C 模拟的 2005 年(a)降水差值($\times 10$ mm/pentad)沿 110° — 120° E 时间-纬度剖面 (阴影区通过 95%统计置信度水平)及(b)6—7 月总降水量差值($\times 100$ mm)
Fig. 8 (a) As in Fig. 7a but for the precipitation ($\times 10$ mm/pentad); and (b) as in Fig. 7b but for the June – July total precipitation ($\times 100$ mm)

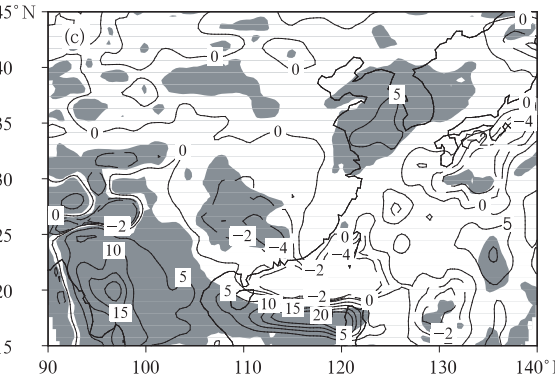
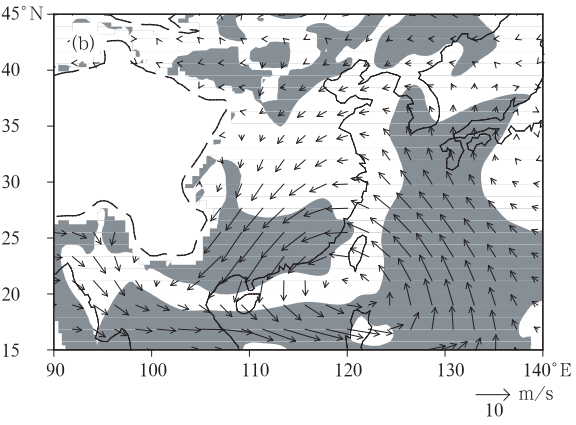
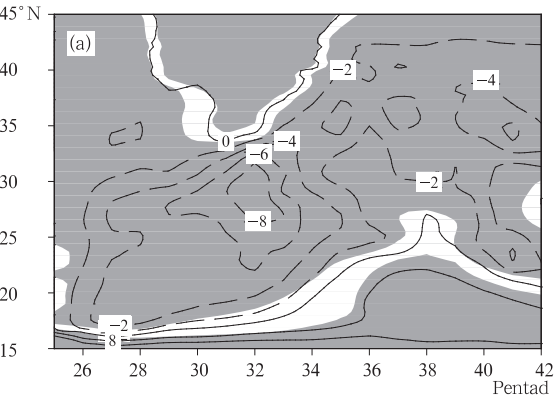


图 9 (a,b,c)同图 7a,b、图 8b,但为 2004 年
Fig. 9 (a,b,c) as in Fig. 7a,b, Fig. 8b, respectively, but for 2004

差值,指示着方案 B 模拟的西风比方案 C 的强,即模拟出了偏强的热带季风,并且,该西风正差值主要维持在热带地区,没有向北移动到大陆副热带地区;在中国南方以强东风为主。在 6—7 月平均的风场差值水平分布图(图 9b)上,一个显著的强气旋性环流出现在东亚及其沿海地区,其中心位于(20° N, 120° E)附近,热带地区为偏西风差值,而中国东部盛

行东北风差值。相应于大气环流的这些变化,6—7 月显著降水增加区出现在中南半岛到中国南海的热带地区,而中国东部大陆 20° — 35° N 以降水减少为主(图 9c)。很显然,针对 2004 年,当南海热带季风加强时,当地季风降水增加,而中国南方地区的西南风减弱,所伴随的降水减少。显然,针对 2004 年模拟的这些大气环流和降水变化特征是与 2005 年的

模拟结果基本一致的,说明从 2005 年所得到的模拟结果也出现在其他一些年份。

4 结论和讨论

本文利用 ERA-40、NCEP/NCAR 再分析资料、NOAA 的 CMAP 降水资料以及 MM5v3 中尺度区域模式,通过用南海及附近地区的纬向风来指示南海热带季风强度变化,从观测资料和数值模拟角度研究了 5—7 月南海热带季风异常变化对长江流域季风和降水的影响。观测资料分析表明,在年际变率上,夏季 6—7 月南海热带季风和降水与长江中下游季风和降水存在着反位相变化关系,即当热带季风和降水偏强(弱)时,西太平洋副热带高压脊北界位置偏南,长江中下游西南季风偏弱(强),中国中东部大陆对流层垂直上升运动减弱(加强),降水以偏少(多)为主。

数值模拟结果表明,无论在中国东部西南季风偏强或偏弱的年份,当改变南海热带季风强度时,长江中下游季风和降水都有显著的变化,并且支持观测资料得到的结果,即当热带季风区西风加强时,当地降水显著增加,而西北太平洋副高脊北界位置偏南时,在中国东部大陆西南季风减弱,伴随着该地区弱的垂直上升运动,导致东亚副热带季风区的降水减少。观测和模拟结果的这种一致性也进一步说明了本文所设计的数值试验方案的合理性,同时南海热带季风和长江流域季风降水之间的这种关系反映了热带季风对长江流域季风和降水的一种影响;此外,在年际变率上,5—7 月热带西风和降水的正(负)异常信号主要维持在热带地区,没有直接向北移到大陆副热带地区加强(减弱)对中国南方的水汽输送,也没有造成长江中下游西南气流和降水的加强(减弱),相反热带季风变化可以通过大气环流的内部调整使西太平洋副高减弱(加强)且位置偏南(北),造成长江流域季风减弱(加强)。热带季风的这种影响可以从物理上得到解释,更详细的热力和动力学解释还需要后续的分析。

同时,本文观测资料得到的南海季风和长江流域季风降水的这种反位相关系是否也能够理解为后者对前者的影响还不清楚,这也有待于从动力学和数值模拟角度进一步研究。

参考文献

陈隆勋,朱乾根,罗会邦等. 1991. 东亚季风. 北京: 气象出版社,

1-362

丁一汇,陈隆勋, Murakami M. 1994. 亚洲季风. 北京: 气象出版社, 1-263

丁一汇,李崇银,何金海等. 2004. 南海季风试验与东亚夏季风. 气象学报, 62(5): 561-586

丁一汇,柳艳菊. 2006. 南海夏季风爆发的数值模拟. 应用气象学报, 17(5): 526-537

何金海,于新文. 1986. 1979 年夏季我国东部各纬带水汽输送周期振荡的初步分析. 热带气象, 2(1): 9-16

何金海,杨松. 1992. 东亚地区低频振荡的经向传播及中纬度的低频波动. 气象学报, 50(2): 190-198

何金海,祁莉,韦晋等. 2007. 关于东亚副热带季风和热带季风的再认识. 大气科学, 31(6): 1257-1265

黄荣辉,李维京. 1988. 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, 12(S1): 107-116

黄荣辉,孙凤英. 1994. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响. 大气科学, 18(2): 141-151

黄荣辉,顾雷,徐予红等. 2005. 东亚夏季风爆发和北进的年际变化特征及其与热带西太平洋热状态的关系. 大气科学, 29(1): 20-36

刘长征,王会军,姜大膀. 2004. 东亚季风区夏季风强度和降水的配置关系. 大气科学, 28(5): 700-712

祁莉,何金海,张祖强等. 2007. 纬向海陆热力差异的季节转换与东亚副热带季风环流. 科学通报, 52(24): 2895-2899

钱维宏. 2009. 全球气候系统. 北京: 北京大学出版社, 232-283

钱维宏,朱江,王永光等. 2009. 江淮梅雨和赤道太平洋区域海温变化的关系. 科学通报, 54(1): 79-84

汤剑平,苏炳凯,赵鸣等. 2004. 东亚区域气候变化的长期数值模拟试验. 气象学报, 62(6): 752-763

温之平,黄荣辉,贺曼晏等. 2006. 中高纬大气环流异常和低纬 30—60 天低频对流活动对南海夏季风爆发的影响. 大气科学, 30(5): 952-964

姚才,钱维宏. 2010. 华南 6 月降水的十年际和极端年际差异及其环境分析. 热带气象学报, 26(4): 463-469

张庆云,陶诗言. 1998. 夏季东亚热带和副热带季风与中国东部汛期降水. 应用气象学报, 9(S1): 17-23

赵平,周自江. 2005. 东亚副热带夏季风指数及其与降水的关系. 气象学报, 63(6): 933-941

赵平,周秀骥,陈隆勋等. 2008. 中国东部—西太平洋副热带季风和降水的气候特征及成因分析. 气象学报, 66(6): 940-954

赵平,蒋品平,周秀骥等. 2009. 春季东亚海-陆热力差异对我国东部西南风降水影响数值试验. 科学通报, 54(16): 2372-2378

邹力,倪允琪. 1997. ENSO 对亚洲夏季风异常和我国夏季降水的影响. 热带气象学报, 13(4): 306-314

Chen L X, Xie A. 1988. Westward propagating low-frequency oscillation and its teleconnection in the Eastern Hemisphere. Acta Meteor Sinica, 2(3): 300-312

Chen L X, Li W, Zhao P, et al. 2001. On the process of summer

- monsoon onset over East Asia. *Acta Meteor Sinica*, 15(4): 436-449
- Ding Y H. 2004. Seasonal march of the East-Asian summer monsoon//Zhang C P. *East Asian Monsoon*. Singapore World Scientific, 3-53
- Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. 2007. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences. *Int J Climatol*, 28(9): 1139-1161
- Gemmill W, Katz B, Li X. 2007. Daily real-time global sea surface temperature-high resolution analysis at NOAA/NCEP. NOAA/NWS/NCEP/MMAB Office Note Nr. 260, 39pp
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77(3): 437-471
- Lau K H, Wang A Y, Kuo Y H, et al. 1998. The evolution of the East Asia summer monsoon in June 1994: Numerical simulations. *J Meteor Soc Japan*, 76: 749-764
- Lau K M, Yang S. 1997. Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon. *Adv Atmos Sci*, 14(2): 141-161
- Li C Y, Long Z X, Zhang Q Y. 2001. Strong/weak summer monsoon activity over the South China Sea and atmospheric intraseasonal oscillation. *Adv Atmos Sci*, 18(6): 1146-1160
- Lu R Y. 2004. Associations among the components of the East Asian summer monsoon system in the meridional direction. *J Meteor Soc Japan*, 82(1): 155-165
- Nitta T. 1987. Convective activities in the tropical Western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J Meteor Soc Japan*, 65(3): 373-390
- Qian W H, Yang S. 2000. Onset of the regional monsoon over Southeast Asia. *Meteor Atmos Phys*, 75(1-2): 29-38
- Uppala S M, Källberg P W, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quart J R Meteor Soc*, 131(612): 2961-3012
- Wang B, Wu R G, Fu X H. 2000. Pacific-East Asian teleconnection; How does ENSO affect East Asian climate? *J Climate*, 13(9): 1517-1536
- Wang B, Lin H, Zhang Y S, et al. 2004. Definition of South China Sea monsoon onset and commencement of the East Asia summer monsoon. *J Climate*, 17(4): 699-710
- Wang B, Wu Z W, Li J P, et al. 2008. How to measure the strength of the East Asian summer monsoon. *J Climate*, 21(17): 4449-4463
- Wang H J. 2002. The instability of the East Asian summer monsoon-ENSO relations. *Adv Atmos Sci*, 19(1): 1-11
- Webster P J, Yang S. 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart J R Meteor Soc*, 118(507): 877-926
- Webster P J, Magaña V O, Palmer T N, et al. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J Geophys Res*, 103(C7): 14451-14510
- Xie P P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull Amer Meteor Soc*, 78(11): 2539-2558
- Zhang R H. 2001. Relations of water vapor transports from Indian monsoon with those over East Asia and the summer rainfall in China. *Adv Atmos Sci*, 18(5): 1005-1017
- Zhao P, Zhou X J. 2001. Formation of low-level meso-scale southwest jet during seasonal rainfall. *Prog Nat Sci*, 11(4): 272-279
- Zhao P, Zhang R H, Liu J P, et al. 2007. Onset of southwesterly wind over Eastern China and associated atmospheric circulation and rainfall. *Clim Dyn*, 28(7-8): 797-811
- Zhao P, Yang S, Yu R C. 2010. Long-term changes in rainfall over Eastern China and large-scale atmospheric circulation associated with recent global warming. *J Climate*, 23(6): 1544-1562