苏同华, 薛峰, 陈敏艳, 等. 2017. 季节内振荡影响西太平洋副热带高压两次北跳的机制 [J]. 大气科学, 41 (3): 437–460. Su Tonghua, Xue Feng, Chen Minyan, et al. 2017. A mechanism study for the intraseasonal oscillation impact on the two northward jumps of the western Pacific subtropical high [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (3): 437–460, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1609.16125.

# 季节内振荡影响西太平洋副热带高压两次北跳的机制

苏同华<sup>1,2</sup> 薛峰<sup>2</sup> 陈敏艳<sup>1</sup> 董啸<sup>2</sup>

1 福建省气象台,福州 350001
 2 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心,北京 100029

**摘 要** 夏季期间,西太平洋副热带高压(简称副高)存在两次明显的北跳,其中第一次北跳导致华南前汛期结 束、江淮梅雨建立,而第二次北跳则意味着江淮梅雨结束、华北雨季开始。本文基于观测资料和再分析数据,利 用快速傅里叶变换和合成分析方法,深入探讨不同时间尺度季节内振荡对气候态和异常年副高两次北跳的影响机 制。结果表明:在季节内尺度上,平常年和异常年影响副高两次北跳的季节内振荡的主导周期不同。气候态上, 以10~20天和准60天为主;第一次北跳异常年和第二次北跳偏早年,以30~60天为主;第二次北跳偏晚年,则 呈现出10~20天和30~60天两个主导周期。不论气候态还是异常年,东亚一热带西北太平洋地区低频振荡在年 循环背景下均呈现出明显的北传特征,这是导致副高发生两次北跳的重要原因之一。而印度季风区低频振荡在东 北向传播过程中所引起的西风东伸是造成副高第一次北跳更为明显的原因。源自澳大利亚高压的冷空气入侵所激 发的暖池对流的准双周振荡则是造成气候态和偏晚年副高第二次北跳更为显著的原因。由于前期春季西北印度洋 海温出现异常,造成局地低频振荡发生位相迁移,进而导致副高第一次北跳发生异常。而副高第二次北跳异常则 是因为 ENSO 改变了暖池地区季节内振荡的尺度和振幅所造成的。

关键词 季节内振荡 西太平洋副热带高压 北跳 江淮梅雨 ENSO
 文章编号 1006-9895(2017)03-0437-24
 中图分类号 P466
 文献标识码 A
 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1609.16125

# A Mechanism Study for the Intraseasonal Oscillation Impact on the Two Northward Jumps of the Western Pacific Subtropical High

SU Tonghua<sup>1, 2</sup>, XUE Feng<sup>2</sup>, CHEN Minyan<sup>1</sup>, and DONG Xiao<sup>2</sup>

1 Fujian Meteorological Observatory, Fuzhou 350001

2 International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

**Abstract** During summertime, the WPSH (western Pacific subtropical high) exhibits two northward jumps. The first jump signals the termination of pre-flood period in southern China and the start of the Meiyu over the Yangtze–Huaihe River valley; the second jump indicates the termination of the Meiyu and the start of rainy season in northern China. Based on the fast Fourier transformation and composite analysis of observational and reanalysis data, the authors investigated the impact of the intraseasonal oscillations (ISOs) on various time-scales on the northward jumps in the normal and abnormal years. The dominant periods of the ISOs are different in normal and abnormal years, i.e. 10–20 days

收稿日期 2016-01-28; 网络预出版日期 2016-09-20

作者简介 苏同华,男,1982年出生,博士、高级工程师,主要从事天气预报、模式释用、东亚季风研究。E-mail: thsul205@163.com

**资助项目** 国家自然科学基金项目41405056、41475052, 福建省自然科学基金青年创新项目2015J05078, 华东区域气象科技协同创新基金合作项目 QYHZ201405

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41405056 and 41475052), Fujian Natural Science Foundation (Grant 2015J05078), East China Cooperative Innovation Foundation of Meteorological Science and Technology (Grant QYHZ201405)

and quasi-60 days in normal years, 30–60 days in abnormal years of the first jump and earlier years of the second jump, 10–20 days and 30–60 days in later years of the second jump. During the annual cycle, the ISOs tend to propagate northward in the East Asian–tropical northwestern Pacific region, leading to the northward jump of the WPSH. With the northeastward propagation of the ISOs over the Indian monsoon region, a more remarkable first jump is observed due to the eastward extension of the westerly. By contrast, the biweekly oscillation of the warm pool convection triggered by the cold air invasion from the Australian high plays an important role in a more evident second jump during the normal and later years. The sea surface temperature anomaly over the northwestern Indian Ocean in the preceding spring leads to the phase migration of local ISOs and associated abnormal first jump. Besides, the time-scale and amplitude of the ISOs in the warm pool can be regulated by ENSO, resulting in the abnormal second jump.

Keywords Intraseasonal oscillation, Western Pacific subtropical high, Northward jump, Meiyu over the Yangtze-Huaihe River valley, ENSO

# 1 引言

与全球其他季风(印度季风、西北太平洋季风 等)相比,东亚季风的特异性不仅体现在独特的地 理位置,更在于由此引起的东亚季风的多时间尺度 变化特征。不同时间尺度变化存在同相锁定和异相 迁移。同相锁定是指不同时间尺度变化在同号极值 位相上的叠加,它往往增加变化的振幅,引起洪涝 灾害和高温干旱等极端事件,如华南暴雨、江淮流 域强降水、西南干旱、江淮伏旱等。而异相迁移则 指不同时间尺度的极值位相发生错位,它容易引起 振幅的减弱,不易诱发极端天气和气候事件,也即 "风调雨顺"。

东亚季风的演变过程涉及两种主要的模态,一 种是年循环(季节变化)模态,另一种是季节内变 化模态。年循环模态与太阳直射点的南北移动以及 大尺度海陆热力差异有关。曾庆存和李建平(2002) 指出:大气环流的季节变化和越赤道气流即两半球 环流的相互作用,首先是由于赤道面与黄道面有交 角而使太阳辐射有年变化所致,行星热对流环流是 热带季风的"第一推动力",而地表特性差异(海 陆热力特性以及地形高度)所导致的准定常行星波 为"第二推动力"。

季节内变化模态主要指季节内振荡(Intraseasonal Oscillation, ISO)。一般而言,谈及 ISO 主要指的是 Madden and Julian (1971)于 1971 年所发现的热带 大气季节内振荡(Madden-Julian Oscillation, MJO), 其周期为 40~50 天左右。后续的研究表明,热带 大气的季节内振荡周期并非只局限于 40~50 天, 而是在一个更为宽广的范围内(30~60 天)变动 (Weickmann, 1983; Weickmann et al., 1985; Nakazawa, 1986; Madden and Julian, 1994; Zhu et al., 2003)。有关热带大气 ISO 机制的研究很多, 主要

可分为积云对流加热反馈理论(Wave-CISK)(Lau and Peng, 1987)、蒸发—风反馈机制(Neelin et al., 1987; 李崇银, 1996)以及海气相互作用机制理论 (Wang and Xie, 1998; Waliser et al., 1999)。

相对于热带大气 ISO 而言,本文所指的季节内 振荡更为宽泛,其周期为5~90天。这是因为本文 研究重点是西太平洋副热带高压(简称副高),其 在夏季期间北移至副热带地区,容易受到热带对流 和中高纬度环流的共同影响,由此产生多种频段的 季节内振荡。气候态上,东亚夏季大气季节内振荡 周期以 60 天左右为主,而且这种振荡具有显著北 传的特征(Wang and Xu, 1997; Kang et al., 1999)。 而年际变化上,影响江淮梅雨的季节内振荡周期则 以准双周和 21~30 天为主 (Yang et al., 2010)。就 个例分析而言,江淮梅雨的周期出现较大离散。Zhu et al. (2003)的研究表明, 1998年夏季华南与江淮 流域的强降水与 30~60 天振荡有关。Mao and Wu (2006)发现,15~35天振荡对于1991年夏季江 淮流域的洪涝灾害有重要贡献, 它源起于中纬度扰 动的东传和副高的西伸。王遵娅和丁一汇(2008) 则指出,长江中下游涝年降水季节内振荡周期较旱 年长, 涝年以 30~60 天为主, 而旱年则以 10~30 天为主。

以往的研究表明,作为东亚夏季风季节内变化 的主要特征,副高两次北跳与季节内振荡也存在密 切联系。Wang and Xu (1997)指出,由于存在年 循环背景,瞬变季节内振荡 (Transient ISO, TISO) 倾向于在特定阶段锁定于年循环,由此造成气候态 季节内振荡 (Climatological ISO, CISO)。而 Lu et al. (2005)的研究表明,年循环和 30~60 天振荡一 同贡献了热带西北太平洋大气环流季节演变的年 际变化,而热带西北太平洋是影响东亚夏季气候的 关键区。因此,有可能是季节内振荡与年循环的位 相锁定,造成副高两次北跳十分显著。

此前,本文作者从气候态角度分析了东亚夏季 风的季节内演变过程,其中重点分析了副高两次北 跳过程及其与暖池对流和中高纬度环流的联系(苏 同华和薛峰,2010),但这种分析中夹杂着各种时 间尺度,主要体现的是年循环方面的信号,季节内 振荡在其中起到何种作用并不清楚。进一步的研究 表明,副高两次北跳具有显著的年际变化,而且两 次北跳对应着不同的热带海温异常型(Su and Xue, 2011)。在不同海温异常型影响下,副高北跳形式 差异十分显著,而季节内振荡有可能是造成这种显 著差异的直接原因。

因此,在前期工作的基础上,本文研究内容侧 重于分析季节内振荡对平常年和异常年副高两次 北跳过程的影响,并简单探讨海温异常分布型在这 一过程中所起的作用。虽然以往不少研究分析过季 节内振荡对江淮梅雨的影响(Zhu et al., 2003; Yang et al., 2010; Mao et al., 2010),但未曾有人分析 过季节内振荡对副高两次北跳的影响。通过本文的 研究,一方面可以从另一个侧面完善有关季节内振 荡对江淮梅雨影响的研究,另一方面也有助于发现 季节内尺度上影响副高两次北跳的前期强信号,丰 富影响副高两次北跳的多时间尺度特征。

基于 Su and Xue (2011)的研究结果,本文分 析中所确定的气候态及异常年副高两次北跳时间 如表 1 所示。可以看到,气候态副高第一次北跳日 为 6 月 15 日,第二次北跳日为 7 月 25 日;第一次 北跳偏早年平均日期为 6 月 5 日,偏晚年为 6 月 25 日;而第二次北跳偏早年平均日期为 7 月 5 日,偏 晚年则为 8 月 9 日。

本文其余部分安排如下:第2节介绍本文研究 中所用到的资料和方法;第3节确定副高季节内变 化的主导周期;第4节和第5节则分析平常年和异 常年季节内振荡对副高两次北跳过程的影响,同时 简单探讨季节内振荡与热带海温异常类型的联系; 最后一节为本文的小结。

## 2 资料和方法

## 2.1 资料

本 文 分 析 中 所 用 到 的 观 测 资 料 为 NCEP (National Centers for Environmental Prediction)逐 日再分析资料第二版,时间从 1979 年 1 月 1 日至 2008 年 12 月 31 日,格距为 2.5°×2.5°,用到的气 象要素场主要为位势高度场和水平风场(Kanamitsu et al., 2002)。在分析热带对流时,还用到 NCEP 的 OLR (Outgoing Longwave Radiation)数据集,采用 的时间段也为 1979 年 1 月 1 日到 2008 年 12 月 31 日,水平分辨率为  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  (Liebmann and Smith, 1996)。此外,海温资料取自 NOAA 第三版 的 ERSST (Extended Reconstruction Sea Surface Temperature),时间段为 1979~2008 年,格距为  $2.0^{\circ} \times 2.0^{\circ}$  (Xue et al., 2003; Smith et al., 2008)。

为分析江淮流域降水的季节内振荡,本文还用 到了 APHRODITE (Asian Precipitation-Highly-Resolved Observational Data Integration towards Evaluation of the Water Resources)计划所发展的亚 洲陆地逐日降水资料,其经纬度范围为(14.875°S~ 54.875°N, 60.125°E~149.875°E),水平分辨率为 0.25°×0.25°,时间段从1979年1月1日到2007年12 月31日(http://www.chikyu.ac.jp/precip/[2016-01-20])。 该计划是由日本人文和自然研究所(Research Institute for Humanity and Nature, RIHN)以及日本 气象厅下辖的气象研究所(Meteorological Research Institute of Japan Meteorological Agency, MRI/JMA) 于 2006年联合发起。尽管这一数据集与 NCEP 数 据集相比少了 2008年的资料,但并不影响结果的 可靠性。

#### 2.2 方法

为突出季节内振荡特征,对上述资料集利用快速傅里叶变换(FFT)展开,每一年的逐日资料均 去除年循环(前4个傅里叶谐波之和,即:大于90 天的分量),仅保留季节内变化分量,即小于90天 的季节内振荡。为减少天气尺度扰动的影响,在进 行FFT展开之前,先进行了5天滑动平均,以去除 天气尺度影响。需要特别强调的是,本文的数据处 理方法不同于以往的研究,如:Zhang et al.(2009), Yang et al.(2010)。他们的研究中用于功率谱分析 和滤波的资料均为距平场,而本文的资料则为原始 值,这点同 Wang and Xu(1997)以及 Lu et al.(2007) 的方法一致。之所以如此,是因为考虑到就实际年 份而言,原始场(CISO 与 TISO 之和)能更为直观 地反映出副高的两次北跳过程。

在 FFT 展开的基础上,我们通过功率谱分析及 小波分析确定了各关键区气象要素的主导周期,并 据此进行相应的滤波。采用的滤波方法有快速傅里 叶变换(FFT)和 Lanczos 滤波。通过对比发现, 两者结果基本一致,下文仅针对 FFT 滤波的结果进行分析。另外,在分析过程中还用到了相关分析和 合成分析。在对要素场进行合成时,主要针对表 1 中副高两次北跳异常年进行归类。

#### 表1 气候态及异常年副高两次北跳时间

Table 1Climatological and abnormal northward jumptime of the western Pacific subtropical high (WPSH)

副高北跳	类型	北跳候(日期)	北跳日
第一次	气候态	34 候(6 月 15~19 日)	6月15日
	偏早年	32候(6月5~9日)	6月5日
	偏晚年	36 候 (6 月 25~29 日)	6月25日
第二次	气候态	42 候(7 月 25~29 日)	7月25日
	偏早年	38 候(7 月 5~9 日)	7月5日
	偏晚年	45 候 (8 月 9~13 日)	8月9日

# 3 季节内变化的主导周期

## 3.1 关键区

以往的研究表明,暖池对流、副高、江淮梅雨 三者之间关系密切,其中暖池对流是驱动因子,副 高是中间桥梁,而江淮梅雨则是结果(Nitta,1987; Huang and Sun, 1992; Lu, 2001;苏同华和薛峰, 2010; Su and Xue, 2011)。为便于分析这三者的季节 内变化以及他们之间的相互关系,我们分别选取了 三个关键区。如图1所示,江淮流域关键区范围为 (28°N~33°N,107°E~123°E),在该区域内夏季梅 雨期降水呈带状分布,降水量普遍在6 mm d<sup>-1</sup>以上 (图 1a)。副高关键区范围为(20°N~27.5°N, 120°E~135°E),位于副高主体的西北端,且该区 域内位势高度标准差具有极大值,表明这一区域的 位势高度变动大,容易受周边环流的影响(图 1b)。 暖池对流关键区为(5°N~15°N,115°E~140°E), 这一范围内 OLR 值最小,对流最为强烈(图 1c)。

强烈的对流有助于激发向东北方向传播的 Rossby 波列(PJ型或 EAP 型遥相关; Nitta, 1987; Huang and Sun, 1992)。

#### 3.2 主导周期

图 2 分别给出了上述三个关键区 500 hPa 位势 高度、降水和 OLR 的变化曲线及其功率谱分析。 可以看到,在副高第一次北跳阶段,关键区位势高 度急剧增加,到副高第二次北跳阶段又急剧减小 (图 2a)。年循环和季节内振荡在这两个过程中均 起到重要贡献,其中尤以季节内振荡贡献最大,北 跳前后相差 12 个位势米以上(图 2d)。结合副高两 次北跳的定义,我们不难理解关键区位势高度为何 会呈现出这种变化曲线。当副高发生第一次北跳 时,副高脊线越过北纬 20°N,而西伸脊点则向西延 伸至 120°E,由此造成关键区位势高度迅速增加。 以往的研究(Ueda et al., 1995; Lu, 2001;苏同华和 薛峰, 2010)表明,副高第二次北跳阶段,副高不 仅北跳,更重要的特征是东退,因此在该阶段位势 高度迅速减小。

江淮流域降水的变化过程与副高十分一致(图 2b、e),这从另一个侧面证实了副高与江淮梅雨的 密切关系。相比之下,暖池 OLR 的变化则较为不 同,从4月开始 OLR 值迅速减小,对流增强,到6 月中旬 OLR 达到极小值,并稳定到8月中旬,之 后开始回升(图 2c)。需要指出的是,从6月中旬 到8月中旬,年循环曲线上OLR 值并无明显变化, 但在5天滑动平均曲线上却出现了明显的波动,而 从图 2f 上可以看到,OLR 值呈现出显著的季节内 振荡,说明这一阶段的波动主要来自季节内振荡的 贡献。由此可见,对于副高第一次北跳阶段而言, 暖池对流的增强是年循环与季节内振荡锁相的结 果,而第二次北跳阶段,暖池对流的再一次增强则 主要受季节内振荡的影响。

功率谱分析(图 2g、h)表明,副高和江淮梅 雨不仅具有相似的演变过程,还具有相同的主导周 期,大致在10~20天和60天左右呈现出明显的峰 值,其中尤以60天最为明显,二者均通过了95% 信度水平的标准红噪音谱检验。Wang and Xu (1997)以及Kang et al.(1999)的研究曾指出东 亚夏季风CISO周期以60天为主,本文的分析与他 们的结果完全一致。尽管暖池对流直接影响到副高 的变动,但其功率谱却与副高明显不同,呈现出20 天和45天左右的峰值,后者即为MJO的活动周期。 关于暖池对流CISO的周期与副高及江淮梅雨CISO 的周期为何会出现如此显著的差异,目前尚不清 楚,有待以后进一步研究。

基于功率谱分析的结果,我们确定了副高季节 内变化的主导周期,但却未能区分副高两次北跳过 程究竟以何种周期的季节内振荡影响为主,为此, 我们单独对关键区位势高度进行了小波分析(图 3)。从图 3a 的小波功率谱上看,60 天左右的振荡 贯穿了整个夏半年,但7月和8月10~20天的季 节内振荡也较为显著。可见,对于副高第二次北跳 而言,10~20 天左右的准双周振荡也起到了重要作



图 1 1979~2007 年夏季平均的(a)降水(单位: mm d<sup>-1</sup>)、(b) 500 hPa 位势高度场(单位: gpm)以及(c)OLR 场(单位: W m<sup>-2</sup>)的气候态分布(等值线)和标准差(填色)。图中的实线方框为下文分析中所选取的三个关键区,其范围分别为:(a)(28°N~33°N,107°E~123°E)、(b)(20°N~27.5°N,120°E~135°E)、(c)(5°N~15°N,115°E~140°E)

Fig. 1 Climatological distribution (contours) and standard deviation (shaded) of (a) summer precipitation (units: mm  $d^{-1}$ ), (b) 500-hPa geopotential height (units: gpm), and (c) outgoing longwave radiation (OLR, units: W m<sup>-2</sup>) averaged in the summer during 1979–2007. The rectangles respectively indicate the three key regions for the following analysis: (a) (28°N–33°N, 107°E–123°E), (b) (20°N–27.5°N, 120°E–135°E), (c) (5°N–15°N, 115°E–140°E)

用。这点从图 3b 的小波实部上可以体现得更为清 楚。在7月下旬的副高第二次北跳阶段,准双周振 荡和 60 天振荡的极低值位相同时出现,二者共同 引起关键区位势高度减小,副高东退北跳。而在 6 月中旬的第一次北跳阶段,仅有 60 天左右的振荡 从负值位相向正值位相转换,表明位势高度迅速增 加。 为进一步探讨不同频段季节内振荡的作用,我 们给出了三个关键区不同频段滤波后的变化曲线 (图 4)。由图可知,第一次北跳阶段,副高、江淮 流域降水以及暖池对流均以 60 天左右的振荡影响 为主。前两者由负位相转为正位相,位势高度增加, 副高西伸北进,江淮梅雨建立,而暖池 OLR 则由 正位相转为负位相,暖池对流增强,并且在 6 月中



图 2 关键区 (20°N~27.5°N, 120°E~135°E) 500 hPa 位势高度 (单位: gpm)的(a) 气候平均逐日变化曲线(用5天滑动平均表示,实线)和年 循环曲线(虚线)以及(d) 去除年循环的季节内振荡曲线和(g) 相应的功率谱分析。(b、e、h)同(a、d、g),但为长江中下游地区(28°N~33°N, 107°E~123°E) 的降水分布曲线(单位: mm d<sup>-1</sup>)。(c、f、i)同(a、d、g),但为暖池(5°N~15°N, 115°E~140°E) 的 OLR 分布曲线(单位: W m<sup>-2</sup>)。(d、e、f) 中季节内振荡曲线为 5 天滑动平均变化曲线减去年循环曲线后所得的曲线;(g、h、i)中实线为功率谱,虚线为 95%信度水平的标准红 噪音谱

Fig. 2 (a) Climatological daily curves (5-day running mean, solid line) and annual cycles (dashed line) of geopotential height (GH, units: gpm), (d) intraseasonal oscillation curves (units: gpm) with the annual cycles removed, and (g) their power spectra at 500 hPa in the key region ( $20^{\circ}N-27.5^{\circ}N$ ,  $120^{\circ}E-135^{\circ}E$ ). (b, e, h) As in (a, d, g), but for precipitation (units: mm d<sup>-1</sup>) in the middle and lower reaches of the Yangtze River ( $28^{\circ}N-33^{\circ}N$ ,  $107^{\circ}E-123^{\circ}E$ ). (c, f, i) As in (a, d, g), but for OLR (units: W m<sup>-2</sup>) in the warm pool ( $5^{\circ}N-15^{\circ}N$ ,  $115^{\circ}E-140^{\circ}E$ ). The intraseasonal oscillation curves in (d, e, f) are obtained from 5-day running means minus annual cycles. Solid lines in (g, h, i) represent the power spectra of the intraseasonal oscillation, and the dashed lines indicate the standard red-noise spectra at the 95% confidence level

旬左右已达到负的极大值。第二次北跳阶段,这三 者均受到准双周振荡和 60 天左右振荡的共同影响, 当 60 天左右振荡位相处于由正转负期间,准双周 振荡位相也由正转负,同时其振幅也大于第一次北 跳阶段。特别值得指出的是,7 月下旬在 60 天振荡 的 OLR 值减小之前,准双周振荡的 OLR 值已开始 显著减小,表明准双周振荡有可能激发出这一阶段 准 60 天振荡的位相转换,这一点在第 4 节中将会 进行更为深入的分析。

# 4 平常年季节内振荡对副高两次北 跳的影响

## **4.1 北跳前后的差异** 根据上一节的分析,并考虑到频段的统一,

我们将气候平均的逐日资料场分别进行了 10~20 天和 40~90 天滤波。图 5 是气候态副高北跳前、 后旬不同频段滤波的位势高度差值场。对于副高第 一次北跳而言,10~20 天振荡的位势高度差值场 (图 5a)上,台湾及邻近海域为负值,位势高度减 弱,该振荡不利于副高增强西伸,而 40~90 天振 荡则在长江至日本以南地区出现强烈的位势高度 正值中心(图 5c),表明这一振荡对于副高第一次 北跳起到主要贡献。在第二次北跳阶段,不论 10~ 20 天振荡(图 5b)还是 40~90 天振荡(图 5d), 江淮流域和华南地区均为强烈的负值中心,而日本 海则为强烈的正值中心,表明二者共同影响了副高 第二次东退北跳,江淮流域至日本一带的梅雨结 束,日本进入伏旱期。虽然对于副高第二次北跳而



图 3 去除年循环后 500 hPa 关键区(20°N~27.5°N, 120°E~135°E)平均的位势高度小波分析的(a)小波谱(左)和功率谱(右)以及(b)小波 分析的实部。图 a 中的网格区域为通过 95%信度水平卡方检验的区域

Fig. 3 The wavelet analysis of area-mean geopotential height at 500 hPa with the annual cycle removed in the key region  $(20^{\circ}N-27.5^{\circ}N, 120^{\circ}E-135^{\circ}E)$ : (a) Wavelet spectrum (left) and power spectrum (right); (b) the real part. Net regions in Fig. 3a indicate the regions pass at the 95% confidence level by chi-square test

言,10~20 天振荡和 40~90 天振荡位相锁定,但 在副热带地区,后者的量值至少为前者的三倍,其 贡献更大,这点在副高第一次北跳阶段也是如此。

由于热带地区位势高度变化不显著,为更直观 地考察不同频段振荡副高两次北跳前后环流的差 异,我们给出了图 6。可以看到,副高两次北跳期 间,10~20 天振荡在台湾岛及附近区域均出现了气 旋性差值环流(图 6a 和图 6b),但从上面的分析可 知,二者对副高北跳的作用则截然相反。40~90 天 振荡在副高第一次北跳阶段呈现出类似 PJ 型遥相 关分布:菲律宾群岛以西的暖池地区为气旋性差值 中心(OLR 负异常),台湾及以东洋面为反气旋性 差值中心(OLR 页异常),而江淮流域则为气旋性 差值中心(OLR 页异常),而江淮流域则为气旋性 差值中心(OLR 页异常)(图 6c)。在第二次北跳 阶段,40~90 天滤波场上暖池和华南地区为强大的 气旋性差值中心,而在其北部为反气旋性差值中 心,没有呈现出如图 6c 中的类似 PJ 型遥相关分布。 考虑到 OLR 值以及风场单位矢量的大小,可以进 一步确定 40~90 天振荡对于副高第二次北跳的贡 献比准双周振荡大得多。

## 4.2 40~90 天振荡

鉴于 40~90 天振荡的重要贡献,我们先分析 该振荡对副高两次北跳的影响。图 7 和图 8 分别是 副高第一次和第二次北跳阶段不同时期 40~90 天 滤波的 850 hPa 风场和 OLR 场。如图 7 所示,副高 第一次北跳前 20 天 (5 月 26 日,图 7a)强对流 (降 水)中心位于南海和菲律宾北部,并呈东北—西南 向的带状分布;北跳前 10 天 (6 月 5 日,图 7b), 降水带移到华南及台湾以东洋面,并逐渐转为东西 走向;北跳日 (6 月 15 日,图 7c),降水带北缘已 抵达长江流域,梅雨建立,菲律宾北部为异常反气 旋,而其南侧的暖池对流迅速增强,出现异常气旋, 10 天之内,该区域变化十分显著;北跳后 10 天 (6 月 25 日,图 7d),江淮梅雨进入盛期,其南部的异



图 4 去除年循环后的 (a) 关键区 (20°N~27.5°N, 120°E~135°E) 500 hPa 位势高度 (单位: gpm)、(b) 长江中下游降水 (单位: mm d<sup>-1</sup>) 以及 (c) 暖池 OLR (单位: W m<sup>-2</sup>) 的季节内振荡曲线。黑线表示 5~90 天振荡, 蓝线表示 10~20 天振荡, 红线表示 40~90 天振荡 Fig. 4 The intraseasonal oscillation curves (with the annual cycle removed) of (a) geopotential height (GH, units: gpm) in the key region (20°N–27.5°N, 120°E–135°E), (b) precipitation (units: mm d<sup>-1</sup>) in the middle and lower reaches of the Yangtze River, and (c) OLR (units: W m<sup>-2</sup>) in the warm pool. Black, blue, and red lines indicate intraseasonal oscillation with periods of 5–90 days, 10–20 days, and 40–90 days, respectively

常反气旋和暖池对流进一步增强北移。可见,从副 高第一次北跳前 20 天到北跳后 10 天,40~90 天振 荡显著北传。与此相对应,赤道西印度洋对流逐渐 向东北方向移动;到北跳日(6月15日,图7c), 整个印度地区降水达到鼎盛,从而使得印度次大陆 为强烈的异常西风所控制,并向东延伸到南海及暖 池地区,形成明显的季风槽;而到北跳后10天(6 月25日,图7d),尽管印度降水减弱,但在西北印 度洋近赤道地区对流减弱所形成的异常反气旋与 印度次大陆对流所引起的异常气旋共同作用下,西 风进一步加强,季风槽也进一步加深,暖池对流增 强。



图 5 (a, b) 10~20 天和 (c, d) 40~90 天滤波后副高两次北跳阶段 500 hPa 位势高度的差值场(单位: gpm)。(a) 和 (c) 为 6 月 15~24 日与 6 月 5~14 日之差;(b) 和 (d) 为 7 月 25 日到 8 月 3 日与 7 月 15~24 日之差 Fig. 5 Differences at 500-hPa geopotential height (units: gpm) between post-jump and pre-jump periods of the western Pacific subtropical high (WPSH) with (a, b)



图 6 同图 5, 但为 850 hPa 风场和 OLR 场。箭头表示风场(单位:  $m s^{-1}$ ),填色表示 OLR (单位:  $W m^{-2}$ ),下同 Fig. 6 As in Fig. 5, but for 850-hPa wind and OLR. Arrows represent wind (units:  $m s^{-1}$ ), shadings represent OLR (units:  $W m^{-2}$ ), the same below



图 7 气候态副高第一次北跳阶段 40~90 天滤波的 850 hPa 风场(单位: m s<sup>-1</sup>)和 OLR 场(单位: W m<sup>-2</sup>):(a)第一次北跳前 20 天(5月 26日); (b)北跳前 10 天(6月 5日);(c)北跳日(6月 15日);(d)北跳后 10 天(6月 25日)

Fig. 7 The 40–90-day band pass filtered wind (units:  $m s^{-1}$ ) at 850 hPa and OLR (units:  $W m^{-2}$ ) on (a) the twentieth day before the first jump (26 May), (b) the tenth day before the first jump (5 June), (c) the first jump date (15 June), (d) the tenth day after the first jump (25 June) of the climatological mean WPSH

以往诸多研究表明,源自赤道印度洋的 ISO 具有显 著的东传特征,且该特征在北半球冬季最为显著 (Lau and Chan,1986; Weickmann and Khalsa, 1990; Madden and Julian, 1994)。在副高第一次北跳阶段, 40~90 天振荡尽管在印度季风区和东亚季风区分 别存在显著的北传现象,但却没有存在跨洋盆的显 著东传。实际上,仅就东传而言,该振荡更像是一 种驻波。而对于 40~90 天振荡的北传而言,它与 北半球夏半年亚澳季风区行星尺度环流背景有关。 在夏半年,源自南半球的越赤道气流转向形成印度 季风区的盛行西南风以及东亚季风区的偏南风,这 是这两个季风区年循环模态的背景风。Kang et al. (1999)指出,在这一背景风作用下,由于亚洲大 陆与副高和邻近海域的热力差异明显,使得40~90 天振荡易于北传。

综上, 气候态副高第一次北跳一方面是热带西

北太平洋和东亚地区 40~90 天振荡北传的结果, 另一方面也与印度季风区该频段振荡的北传有关, 后者引起西风增强东伸,并进一步引起暖池对流增 强,副高北跳,同时,经过季风槽的转向后,为副 高所在地区带来暖平流,从而引起副高西伸增强 (薛峰和何卷雄, 2005)。

同副高第一次北跳相比,40~90 天振荡对副高 第二次北跳的影响既有相似之处,也有明显不同 (图 8)。相似之处在于,东亚地区 CISO 的北传在 其中也起到了十分重要的作用;而不同之处则在 于: 在副高第二次北跳之前,由于马斯克林高压减弱,导致印度季风区西南风减弱,40~90天振荡北 传不明显,且印度次大陆盛行偏东气流,表明印度 季风区 40~90 天振荡难以对副高第二次北跳造成 影响。另外,比较有意思的一个现象是,尽管印度 洋至南海的广大地区为偏东风异常,但在副高第二 次北跳日 (7月25日,图8c),中心已北移到台湾 以东洋面的暖池对流却显著增强,到副高北跳后10 天 (8月4日,图8d),强对流中心扩展至整个热 带西北太平洋地区,并与北印度洋的强对流中心连



图 8 同图 7,但为副高第二次北跳阶段: (a)北跳前 20 天 (7 月 5 日); (b)北跳前 10 天 (7 月 15 日); (c)北跳日 (7 月 25 日); (d)北跳后 10 天 (8 月 4 日)

Fig. 8 As in Fig. 7, but for the second jump stage: (a) The twentieth day before the jump (5 July); (b) the tenth day before the jump (15 July); (c) the jump date (25 July); (d) the tenth day after the jump (4 August)

成一片。

#### 4.3 准双周振荡

上面的分析已经表明,准双周振荡对副高第二次北跳有重要影响。Yang et al. (2010)的研究指出,对于江淮梅雨而言,准双周振荡有助于副高的西伸 增强,从而产生降水极大值,但他们并未进一步分 析这种准双周振荡的来源。因此,本节将深入分析 准双周振荡影响副高第二次北跳的过程,同时还将 探讨准双周振荡的来源及其对 40~90 天振荡的影 响。

由于准双周振荡对流接近西北向传播,为此, 我们以(5°S,150°E)为起点,(25°N,120°E)为 终点,沿西北方向,每隔2.5°选取一个点,一共13 个点。之后,将10~20天滤波后的OLR场随时间 沿上述路径做剖面(图9)。可以看到,整个夏季期 间,对流都呈现出西北向传播,但7月中旬之前传 播较弱,且振幅较小,7月中旬以后,准双周振荡 幅度明显加大,且传播十分明显,从起点到终点大 致需要两周时间。

对应于副高第二次北跳阶段(7月16日至8月



图 9 10~20 天滤波后的 OLR (单位: W m<sup>-2</sup>)随时间沿西北方向传播的剖面。传播路径以 (5°S, 150°E)为起点,(25°N, 120°E)为终点,向西北方向每隔 2.5°选取一个点,一共 13 个点。考虑到横坐标宽度有限,为清晰起见,横坐标方向仅标出 4 个点的经、纬度

Fig. 9 The cross section of the 10–20-day band pass filtered OLR (units: W m<sup>-2</sup>) propagating along northwest direction with time. The northwestward pathway starts at (5°S, 150°E) and ends at (25°N, 120°E). The total number of points is 13 with the interval of 2.5°. For clarity, only 4 points are marked in the abscissa

1日),图9上有一次明显的强对流传播过程,正是 这次对流的传播导致关键区位势高度减小(图4a), 副高减弱东退。图 10 给出了这次传播过程中不同 时刻的 850 hPa 风场和 OLR 场。在第二次北跳前 15 天 (7 月 10 日, 图 10a), 巴布亚新几内亚群岛 北部为异常反气旋控制, OLR 为正值。到北跳前 10天(7月15日,图10b),该区域即被异常气旋 所控制, OLR 为负值, 对流增强。从图 9 上可以看 到,这一阶段,巴布亚新几内亚附近,OLR 有一个 由正转负的过程。到北跳前5天(7月20日,图 10c),对流进一步增强,中心位置移至(2.5°N, 145°E)附近,到北跳日(7月25日,图10d),对 流中心移到台湾岛东南洋面,异常气旋占据副高关 键区,从而导致副高东退北跳。由图9上可以清晰 地看到,7月20~25日之间,OLR负值中心有一 个跃变的过程,表明副高北跳明显。值得注意的是, 在对流西北向移动的过程中,异常气旋中心往往并 不与对流中心重合, 而是处于对流中心的北侧或西 北侧。造成这种现象,是由于风场对非绝热加热的 Rossby 波响应 (Gill, 1980)。

关于准双周振荡的成因,结合苏同华和薛峰 (2010)的研究可知,这与澳大利亚高压(澳高) 有关。澳高处于南半球中纬度地区,Rossby波活动 频繁,其周期大致以 10~20 天为主。暖池地区离 澳洲较近,时常受到源自澳高的冷空气侵袭,从而 造成暖池地区的准双周振荡。每一次冷空气侵袭, 都会使暖池对流增强,并向西北方向移动,这种侵 袭现象在7月中旬以后更为明显。实际上,从图 10c 可以清晰地看到,在副高第二次北跳前(7月20日), 150°E~160°E的越赤道气流明显增强,从而推动暖 池对流进一步向西北方向移动发展。

上一节的分析中提到,40~90 天滤波的暖池对 流在副高第二次北跳阶段也显著增强,它不同于副 高第一次北跳,并非受西风的影响,那么是什么原 因造成这次暖池对流的显著增强? Hsu et al.(2008) 的研究发现,虽然大尺度低频振荡对热带气旋具有 簇集效应(热带气旋频发于低频振荡的增强位相), 但热带气旋对热带西太平洋低频振荡也有重要贡 献,部分地区甚至超过50%,而且这种贡献并没有 因为长期气候平均而消失。近来,Zhou and Li (2010)的研究更进一步揭示了热带季节内振荡与 天气尺度变率存在双向的相互作用。前者对后者的 发生频次和振幅具有调制作用,其作用类似于 Hsu



图 10 气候态副高第二次北跳阶段 10~20 天滤波的 850 hPa 风场(单位: m s<sup>-1</sup>)和 OLR 场(单位: W m<sup>-2</sup>): (a)北跳前 15 天 (7 月 10 日); (b) 北跳前 10 天 (7 月 15 日); (c)北跳前 5 天 (7 月 20 日); (d)北跳日 (7 月 25 日)

Fig. 10 The 10–20-day band pass filtered wind (units:  $m s^{-1}$ ) at 850 hPa and OLR (units:  $W m^{-2}$ ) on (a) the fifteenth day before the second jump (10 July), (b) the tenth day before the second jump (15 July), (c) the fifth day before the second jump (20 July), (d) the second jump date (25 July) of the climatological mean WPSH

et al. (2008)的研究;而后者亦能通过非线性地调整表面潜热通量而对后者产生升尺度反馈,但这种调整需要超前。因此,结合图 4c 以及本节的分析可知,作为天气尺度变率和 40~90 天振荡的中间环节,准双周振荡也能够产生类似天气尺度变率的影响,而对 40~90 天的低频振荡产生升尺度反馈,从而使得副高第二次北跳阶段该低频振荡由正位相转到负位相,暖池对流增强,副高发生第二次明显的北跳。

不可否认的是,由于年循环背景风的存在,即 使没有副高第一次北跳阶段的西风东伸以及副高 第二次北跳阶段准双周振荡的西北向传播和升尺 度效应,副高在 40~90 天振荡北传的作用下也将 发生北跳,但北跳可能并不明显,而是处于渐进北 移的状态。西风东伸和准双周振荡加强了北跳的过 程,使得副高两次北跳更加突出。

# 5 异常年季节内振荡对副高两次北 跳的影响

Su and Xue (2011)的分析指出,副高两次北 跳异常年对应着截然不同的热带海温异常分布型。 而不少研究表明,ENSO 能够影响季节内振荡的周 期和强度(Hendon et al., 2007; Pohl and Matthews, 2007; Yun et al., 2009)。因此,副高两次北跳异常年 季节内振荡的周期和强度可能与气候态存在显著 差异。本节的分析将首先确定副高两次北跳异常年 季节内振荡的主导周期,然后根据所确定的主导周期 考察不同频段季节内振荡对异常年副高两次北跳过 程的影响,并与气候态进行对比。在这一过程中,还 将简单探讨热带海温异常与季节内振荡的联系。

#### 5.1 主导周期的比较

图 11 是副高两次北跳异常年关键区 (20°N~ 27.5°N, 120°E~135°E)500 hPa 位势高度的功率谱。

可以看到,副高第一次北跳异常年(偏早年、偏晚 年)和副高第二次北跳偏早年的功率谱比较接近 (图 11a、b、c),大致在 40 天左右达到峰值,接 近于 MJO 的周期(45 天)。三者中,副高第一次北 跳偏晚年的功率谱线最为集中。反观副高第二次北 跳偏晚年,则有较大不同,其功率谱线较为分散, 合成的功率谱线出现两个峰值,一个也以 40 天左



图 11 副高两次北跳异常年关键区 (20°N~27.5°N, 120°E~135°E) 500 hPa 位势高度的功率谱: (a) 副高第一次北跳偏早年 (1980、1984、1988、1989、1991、1996、1999、2008 年); (b) 副高第一次北跳偏晚年 (1982、1986、1992、1994、1995、1997、2002、2005 年); (c) 副高第二次北跳 偏早年 (1981、1984、1985、1988、1994、1997、2001 年); (d) 副高第二次北跳偏晚年 (1980、1982、1987、1993、1998、2003 年)。黑色实线: 北跳异常年合成的功率谱; 黑色虚线: 95%信度水平的红噪音谱

Fig. 11 The power spectra of 500-hPa geopotential height averaged over the key region (20°N–27.5°N, 120°E–135°E) in the years of abnormal jumps of WPSH: (a) Earlier years for the first jump (1980, 1984, 1988, 1989, 1991, 1996, 1999, 2008); (b) later years for the first jump (1982, 1986, 1992, 1994, 1995, 1997, 2002, 2005); (c) earlier years for the second jump (1981, 1984, 1985, 1988, 1994, 1997, 2001); (d) later years for the second jump (1980, 1982, 1987, 1993, 1998, 2003). The solid black lines indicate the composite for the abnormal years, and the black dashed lines indicate the corresponding red-noise spectrum at the 95% confidence level

右为峰值,另一个则在 10~20 天内达到峰值。可 见,副高两次北跳异常年季节内振荡的主导周期与 气候态差异明显,其主导周期大致可分为准 40 天 和 10~20 天。之所以异常年低频振荡(40 天)周 期短于气候态(60 天),是因为这些年份 TISO 与 CISO 的位相不完全锁定,存在偏差,而根据 Yang et al.(2010)的研究可知,江淮流域降水的 TISO 周 期(分别为准双周和 20~30 天)明显短于气候态, 二者叠加后在一定程度上会缩短 CISO 的周期。

此外,为比较不同频段季节内振荡的影响,在

下文的分析中我们对副高北跳异常年各气象要素场分别进行了10~20天和30~60天滤波。

## 5.2 第一次北跳异常年

5.2.1 早、晚年北跳过程对比

考虑到副高第一次北跳偏早年和偏晚年的季节内振荡均以 40 天左右为主导周期,因此,对这些异常年份仅分析 30~60 天滤波的结果。对比图 12、图 13 和图 7 可以看到,无论是偏早年还是偏晚年,副高第一次北跳过程与气候态均比较相似。 在年循环的大背景下,热带西北太平洋和东亚地区



图 12 副高第一次北跳偏早年合成的北跳阶段 30~60 天滤波的 850 hPa 风场(单位: m s<sup>-1</sup>)和 OLR 场(单位: W m<sup>-2</sup>): (a)第一次北跳前 20 天(5 月 16 日); (b)前 10 天(5 月 26 日); (c)北跳日(6 月 5 日); (d)北跳后 10 天(6 月 15 日)

Fig. 12 The composites of 30–60-day band pass filtered wind (units:  $m s^{-1}$ ) at 850 hPa and OLR (units:  $W m^{-2}$ ) during earlier years of the first jump stage: (a) The twentieth day before the first jump (16 May); (b) the tenth day before the first jump (26 May); (c) the first jump date (5 June); (d) the tenth day after the first jump (15 June)



图 13 同图 12,但为副高第一次北跳偏晚年:(a)北跳前 20天(6月5日);(b)北跳前 10天(6月15日);(c)北跳日(6月25日);(d)北跳 后 10天(7月5日)

Fig. 13 As in Fig. 12, but for later years of the first jump: (a) The twentieth day before the first jump (5 June); (b) the tenth day before the first jump (15 June); (c) the first jump date (25 June); (d) the tenth day after the first jump (5 July)

30~60 天振荡呈现出较为明显的北传特征,而印度 季风区同样也呈现出明显的东北向传播,并无明显 的跨洋盆东传。而 Zhang et al. (2009)的研究表明, 夏季 MJO 的东传特征虽不及冬季,但也比较明显。 造成这种差异的原因在于数据处理方式的不同。 Zhang et al. (2009)的研究中用于 MJO 合成的是距 平场,去除了 CISO 的影响,而本文的研究中,则 保留了 CISO 信号。相对于 TISO 而言, CISO 信号 占据主导地位,从而导致图 12 和图 13 中印度季风 区和东亚季风区 30~60 天振荡以北传特征为主。 实际上,仅针对副高两次北跳而言,保留 CISO 信 号可以更为真实而又直观地反映出副高的北跳过 程。

虽然副高第一次北跳过程与气候态均比较接近,但也存在较大不同。偏早年副高第一次北跳日(6月5日,图12c),虽然副高脊线已越过20°N,

但异常反气旋南侧的暖池对流并未明显增强,而此时西风已向东延伸到江淮流域,因此,在副高的这次北跳过程中,西风东伸起到主要贡献。尽管6月5日副高发生第一次北跳,但江淮流域的OLR负异常并不明显(图12c),到6月15日,才有显著的负异常,且负异常中心主要位于日本列岛(图12d),这是由于此时暖池对流显著增强,副高进一步北移。

相比之下,偏晚年副高第一次北跳与气候态更为相似。在北跳日(6月25日,图13c),异常反 气旋南侧的暖池对流显著增强,同时,从印度次大 陆到暖池地区存在强劲的东北—西南向的偏西风, 江淮流域降水也因副高北跳而显著增加。至北跳后 第10天(7月5日,图13d),由于热带西风仍然 维持,并继续东延,季风槽进一步加深,导致暖池 对流移至菲律宾北部,异常反气旋东退。但在季风 槽前偏南风作用下,江淮至日本一带的梅雨继续维 持,并扩展到朝鲜半岛南部,朝鲜梅雨(Changma) 建立。

对比图 12 和图 13 还可以发现,副高第一次北 跳偏晚年,无论从风场还是 OLR 场,30~60 天振 荡都呈现出比偏早年更显著的振幅,甚至强于气候 态。这是一个比较有意思的现象,通过下文的分析 可以知道,造成这种现象的原因与偏晚年印度—西 北太平洋地区的暖海温异常有关。

## 5.2.2 与 30~60 天振荡有关的位相迁移

在分析异常年副高第一次北跳过程中,我们发现关键区位势高度的演变与北印度洋近赤道地区 OLR的演变具有相同的位相,同时考虑到印度季风 区季节内振荡对副高第一次北跳的影响,我们考察 了早、晚年西北印度洋近赤道地区(0°~10°N, 50°E~70°E)区域平均 OLR 的演变过程。这一区 域可以看做是印度洋 MJO 的源地,在此区域激发 的 MJO 一方面沿赤道东传,另一方面朝东北方向 传播到印度次大陆腹地。

从图 14 上可以看到, 第一次北跳偏早和晚年 6 月, 西北印度洋近赤道地区 OLR 存在明显的位相 差异, 大致偏差 18 天左右, 接近偏晚年和偏早年 副高第一次北跳相差的日数 (20 天)。另外, 值得 注意的是, 在副高第一次北跳前后, 30~60 天振荡 具有最强的振幅, 表明这一阶段对流振荡最为明 显, 其引起的印度季风区西风异常最为强烈, 它向 东传播有助于副高发生明显的北跳。

因此,印度季风区 30~60 天振荡的位相迁移 是导致副高第一次北跳发生异常的重要原因。那又 是什么原因导致印度季风区 30~60 天振荡发生位 相迁移呢? Su and Xue (2011)的分析表明,当热 带中太平洋海温为冷异常时,副高第一次北跳偏 早,而为暖异常时,北跳偏晚;而且二者的相关系 数在春季迅速增大(图 15),并维持到副高第一次 北跳。从图 14 上可以发现,30~60 天振荡的振幅 也是从春季(主要是4月)开始加强。因此,有理 由推测,此热带海温异常型在其中扮演了重要角 色,但热带中太平洋海温异常型是如何影响到 30~ 60 天振荡的位相迁移?

在季节内振荡尺度上,海气系统耦合在一起, 两者相互作用,暖海温有助于对流增强,对流增强 又将降低局地海温,从而引起对流减弱,形成负反 馈(Woolnough et al., 2000)。由图 15a 可知,副高 第一次北跳与前期 3 月海温的显著相关区除了热带



图 14 副高第一次北跳异常年合成的 30~60 天滤波区域 (0°~10°N, 50°E~70°E) 平均的 OLR (单位: W m<sup>-2</sup>) 逐日变化曲线。虚线为偏早年合成, 实线为偏晚年合成

Fig. 14 Daily curves of the composite 30–60-day band pass filtered OLR (units:  $W m^{-2}$ ) averaged in the key region (0°–10°N, 50°E–70°E) for the abnormal years of the first jump. The dashed line and the solid line indicate the earlier years and the later years, respectively



图 15 副高第一次北跳时间与前期(a)3月、(b)4月、(c)5月海温的相关系数分布。阴影:通过95%信度水平检验的区域 Fig. 15 Correlation coefficients between the first jump time of WPSH and sea surface temperature (SST) in (a) March, (b) April, (c) May. Shaded areas indicate the correlation coefficients at the 95% confidence level based on the Student's *t* test

中太平洋外,还有西印度洋近赤道地区,表明偏早 年该区域海温偏低,而偏晚年则偏高。如图 14 所 示,偏晚年 3 月西北印度洋近赤道地区 OLR 处于 负值位相,对流增强,激发出强烈的 30~60 天振 荡。之后在暖海温的作用下(图 15b 和图 15c),30~ 60 天振荡进一步维持,且振荡幅度进一步增强,导 致印度季风区产生强烈的西风东伸过程。由于该振 荡到 6 月下旬才处于极大值位相,与此同时,暖池 OLR 则处于负位相,对流增强,在年循环背景影响 下(图 2a),导致其北侧副高第一次北跳偏晚。相 反,虽然偏早年西北印度洋近赤道地区对流直到 4 月才得以加强,激发出较强的 30~60 天振荡,但 由于 6 月上旬该振荡正好处于极大值位相,而暖池 地区 OLR 则开始增强,通过与年循环的位相锁定, 使得副高第一次北跳偏早。

#### 5.3 第二次北跳异常年

5.3.1 偏早和偏晚年副高北跳过程的对比

根据图 11c 和图 11d 的结果,接下来进行比较的也是偏早年和偏晚年 30~60 天振荡的副高第二次北跳过程。图 16 是第二次北跳偏早年合成的副高第二次北跳阶段不同时期 30~60 天滤波的 850

hPa风场和OLR场。与气候态副高第二次北跳过程相比,偏早年副高第二次北跳明显不同。北跳前20天(6月15日,图16a)和前10天(6月25日, 图16b),暖池对流偏强,其北侧的异常反气旋偏弱, 江淮流域至日本一带仍处于梅雨期。至北跳日(7 月5日,图16c),暖池对流范围减小,但由于对流中心北移至南海北部,异常反气旋也随之北移,且 范围扩大,江淮流域至日本一带的梅雨结束,朝鲜 梅雨(Changma)开始。北跳后10天(7月15日, 图16d),暖池对流进一步北移到日本南部海域,导 致异常反气旋也进一步北移,日本群岛及朝鲜半岛 降水减弱。

在上述副高北跳过程中,虽然在北跳前 10 天 (6月 25日,图 16b),印度季风区出现明显的西 风,但这一西风的产生是由于暖池对流显著增强所 致。在其他时间,印度季风区均无显著的西风。可 见,印度季风区 30~60 天振荡并未对偏早年副高 第二次北跳产生影响,这点与气候态是相同的。此 外,由图 11c 可知,副高第二次北跳偏早年,准双 周振荡不明显,而且从上面的分析可知,北跳过程 中暖池对流由南海南部移至南海北部,并进一步向



图 16 副高第二次北跳偏早年合成的北跳阶段 30~60 天滤波的 850 hPa 风场(单位: m s<sup>-1</sup>)和 OLR 场(单位: W m<sup>-2</sup>): (a)第二次北跳前 20 天(6 月 15 日); (b)北跳前 10 天(6 月 25 日); (c)北跳日 (7 月 5 日); (d)北跳后 10 天(7 月 15 日)

Fig. 16 The composites of 30–60-day band pass filtered wind (units:  $m s^{-1}$ ) at 850 hPa and OLR (units:  $W m^{-2}$ ) during earlier years of the second jump stage: (a) The twentieth day before the second jump (15 June); (b) the tenth day before the second jump (25 June); (c) the second jump date (5 July); (d) the tenth day after the second jump (15 July)

东北方向移至日本南部海域,这与气候态过程明显 不同,因此,也可以排除准双周振荡对偏早年副高 第二次北跳的影响。

根据 Su and Xue (2011)的分析,副高第二次 北跳偏早年往往对应着赤道东太平洋的冷海温异 常(La Niña 事件),而在热带西太平洋(包括暖池) 则对应着暖海温异常。基于 Woolnough et al. (2000) 的研究,暖海温异常有助于局地的海气耦合,进而 激发出强烈的季节内振荡(30~60 天)。同时,偏 早年副高第二次北跳阶段(7 月初)越赤道气流比 较强盛。在偏南风背景下,暖池对流的季节内振荡 (30~60 天)逐渐北传,通过与年循环的锁相,导 致副高第二次北跳偏早。

同偏早年相比,偏晚年副高第二次北跳过程更 接近气候态。由于 30~60 天振荡的北传,与副高 有关的异常反气旋逐渐北移。在 8 月 9 日,副高发 生第二次北跳,降雨带移出江淮流域和日本,朝鲜 半岛进入梅雨期(图 17c)。与北跳前10天(7月 30日,图17b)相比,副高的这次北跳并不明显, 这点从副高南侧暖池对流并无显著增强也可以体 现出来。到北跳后10天(8月19日,图17d),台 湾以东洋面的暖池对流迅速增强,异常反气旋进一 步北移,朝鲜半岛梅雨结束。

总体而言, 副高第二次北跳偏早年风场和 OLR 场的量值都明显强于偏晚年, 这一现象的产生同样 是由于海温异常的作用。热带西北太平洋海温在副

高第一次北跳偏晚年和第二次北跳偏早年均为显 著的暖异常,由此导致这两类异常年暖池和东亚地 区 30~60 天振荡的幅度都比较强。

5.3.2 准双周振荡对偏晚年副高第二次北跳的影响

根据 Su and Xue (2011)的研究可知,副高第 二次北跳偏晚年往往对应着 El Niño 事件。在 El Niño 影响下,暖池地区季节内振荡将会受到压制, 振荡减弱(李崇银和周亚萍,1994),而且周期也 将变短(32天左右, Pohl and Matthews, 2007)。但 需要指出的是, Pohl and Matthews (2007)的研究



图 17 同图 16,但为副高第二次北跳偏晚年:(a)第二次北跳前 20天 (7月 20日);(b)北跳前 10天 (7月 30日);(c)北跳日 (8月 9日);(d) 北跳后 10天 (8月 19日)

Fig. 17 As in Fig. 16, but for later years of the second jump: (a) The twentieth day before the second jump (20 July); (b) the tenth day before the second jump (30 July); (c) the second jump date (9 August); (d) the tenth day after the second jump (19 August)



1 May 16 May 1 Jun 16 Jun 1 Jul 16 Jul 1 Aug 16 Aug 1 Sep 16 Sep 1 Oct

图 18 副高第二次北跳异常年合成的 10~20 天滤波的关键区(20°N~27.5°N, 120°E~135°E)平均的 500 hPa 位势高度(单位: gpm)逐日变化曲线。虚线为偏早年合成,实线为偏晚年合成

Fig. 18 Daily curves of the composite 10–20-day band pass filtered geopotetial height (units: gpm) at 500 hPa averaged in the key region (20°N–27.5°N, 120°E–135°E) for the abnormal years of the second jump. The dashed line and the solid line indicate the earlier years and later years, respectively

针对的是北半球冬季和春季,而从图 11d 上看,副 高第二次北跳偏晚年夏季,暖池地区季节内振荡周 期并没有缩短,只是多出了另一个比较明显的谱峰 (10~20 天)。这一现象在以往其他人的研究中并 没有提及。

图 18 是副高第二次北跳异常年合成的 10~20 天滤波的关键区(20°N~27.5°N, 120°E~135°E)500 hPa 位势高度的逐日变化曲线。如图所示,从5 月到 10 月,副高第二次北跳偏晚年准双周振荡的幅度要 明显强于偏早年。此外,不管是偏早年还是偏晚年, 准双周振荡幅度都呈现出前弱后强的变化特征。所不 同的是,偏晚年准双周振荡幅度在7月下旬就开始迅 速增强,而偏早年则到8月中旬才开始加强。根据苏 同华和薛峰(2010)的研究可知,产生这种变化的根 源在于马斯克林高压和澳高的季节内变化以及他们 对暖池地区影响的阶段不同。

对应于偏早年副高第二次北跳阶段(7月5日前后),准双周振荡虽处于极低值位相,但由于振幅很弱,其对副高北跳的贡献较小。而偏晚年则不同,从7月下旬开始准双周振荡就开始大幅变动,特别是副高第二次北跳前期,准双周振荡有一次非常明显的位相转换过程,大致由+10gpm变为-10gpm,其变化幅度超过30~60天振荡。由此可见,准双周振荡对偏晚年副高第二次北跳具有十分重要的贡献。

图 19 是偏晚年副高第二次北跳阶段不同时期 10~20 天滤波的 850 hPa 风场和 OLR 场。同气候态 类似,偏晚年副高第二次北跳阶段,源自巴布亚新几 内亚的准双周振荡有一次明显的西北向传播过程。北 跳前 5 天 (8 月 4 日,图 19c),强对流就已传播至台 湾的东南洋面。而在北跳日(8月9日,图19d),强 对流进一步北移到日本南部海域。由4.3节的分析可 知,这次准双周振荡的传播能够通过升尺度效应影响 到30~60天振荡的位相转换,进而引起偏晚年副高 发生第二次北跳。同时,对比图19和图10的量值还 可知,由于这次准双周振荡幅度很强,因此,在传播 过程中,它通过升尺度效应对30~60天振荡位相转 换所施加的影响较气候态更为强烈。

根据 Xue et al. (2004) 文章中的图 4 可知,在 El Niño 发生的次年夏季,澳高明显偏强。在 Rossby 波的影响下,源自澳高的冷空气频繁入侵暖池地 区,引起局地对流增强,从而造成暖池对流呈现出 10~20 天的准双周振荡。虽然在 El Niño 次年夏季, 热带西太平洋受外强迫影响,对流异常偏弱,副高 明显偏强,不易发生北跳,但由于 El Niño 同时引 起澳高增强,所以副高还是发生了第二次北跳,只 是时间偏晚,至于其何时发生北跳,可能需要视准 双周振荡的强度而定。

# 6 小结与讨论

本文基于 NCEP 逐日再分析资料第二版详细分析 了不同频段季节内振荡对平常年和异常年副高两次北 跳过程的影响,同时探讨了异常年不同频段季节内振 荡与热带海温异常分布型的联系。主要结论如下:

(1)气候态上,副高和江淮流域降水的季节内 振荡(CISO)周期以准 60 天和 10~20 天为主,其 中尤以前者的峰值最为显著。北跳异常年,副高的 主导周期明显不同。第一次北跳异常年和第二次北 跳偏早年,副高的季节内振荡周期均以 30~60 天



图 19 副高第二次北跳偏晚年合成的 10~20 天滤波的 850 hPa 风场(单位: m s<sup>-1</sup>)和 OLR 场(单位: W m<sup>-2</sup>): (a)第二次北跳前 15 天 (7 月 25 日); (b)第二次北跳前 10 天 (7 月 30 日); (c)第二次北跳前 5 天 (8 月 4 日); (d)第二次北跳日 (8 月 9 日) Fig. 19 The composites 10–20-day band pass filtered wind (units: m s<sup>-1</sup>) at 850 hPa and OLR (units: W m<sup>-2</sup>) during later years of the second jump stage: (a)

Fig. 19 The composites 10-20-day band pass filtered wind (units: m s<sup>-1</sup>) at 850 hPa and OLR (units: W m<sup>-2</sup>) during later years of the second jump stage: (a) The fifteenth day before the second jump (25 July); (b) the tenth day before the second jump (30 July); (c) the tenth day before the second jump (4 August); (d) the second jump date (9 August)

振荡为主;而第二次北跳偏晚年出现两个峰值,一 个在 30~60 天之间,另一个则在 10~20 天之间。

(2) 在年循环背景下,不论气候态还是异常年, 热带西北太平洋和东亚地区低频振荡(气候态:准 60 天;异常年:30~60 天)的北传,均为副高两 次北跳的重要原因。所不同的是,由于其他因子的 影响(印度季风区低频振荡、暖池地区的准双周振 荡),他们所引起的北跳过程不尽相同。

(3)对于气候态和异常年副高第一次北跳而 言,印度季风区低频振荡在东北向传播过程中所引 起的西风增强东伸,将引起暖池对流增强,从而使得 副高第一次北跳更为明显。但由于前期春季热带中太 平洋海温异常的影响,西北印度洋呈现出与热带中太 平洋相同符号的海温异常,从而引起局地对流低频振 荡出现位相迁移,并向下游传导至热带西北太平洋地 区,进而导致副高第一次北跳时间发生异常。

(4)就气候态副高第二次北跳而言,澳高冷空 气入侵所激发的暖池对流的准双周振荡是引起副 高第二次北跳的重要原因。它一方面通过自身的传 播,引起关键区(20°N~27.5°N,120°E~135°E) 位势高度减小,副高减弱东退;另一方面,它也能 通过超前改变海洋表面潜热通量而产生升尺度效 应,迫使30~60天振荡发生由正到负的位相转换, 进而引起副高发生第二次北跳。准双周振荡的这种 影响在副高第二次北跳偏晚年体现得更为明显,但 在偏早年则没有体现。 (5) 副高第二次北跳偏早年,热带西北太平洋海温为显著的暖异常,海气耦合强烈,低频振荡明显,通过与年循环的锁相,造成副高第二次北跳偏早。而在偏晚年,受到 El Niño 的影响,暖池地区低频振荡偏弱,副高异常偏强,不易于北跳。但由于 El Niño 同时增强了澳高的强度,因此,这些年份暖池地区准双周振荡十分明显,通过传播过程中强烈的位相转换及升尺度效应,而引起副高发生显著的东退北跳。

根据 Su and Xue (2011)的研究以及本文的分 析,我们发现,对副高第一次北跳异常时间进行跨 季度预测是可能的。Su and Xue (2011)的研究结 果表明,早在副高第一次北跳的前期冬季就可以预 判出热带中太平洋海温异常型,到春季,可进一步 判断热带中太平洋海温异常型是否维持,同时关注 西北印度洋近赤道地区海温异常的变化,毕竟该区 域海温异常型并不完全对应着热带中太平洋海温 异常。根据本文的结果,若西北印度洋近赤道地区 海温出现显著异常,则可对局地对流的原始资料 (非距平场)进行 30~60 天滤波,看其位相的变 化,并将其以相同的周期(40 天左右)外推,然后 重点关注该振荡在 6 月的位相变化,以此判断副高 第一次北跳的大致时间。

相比之下,对副高第二次北跳时间的预测则存在 诸多困难。首先,对于偏早年而言,在热带西北太平 洋海温暖异常背景下,副高和暖池对流的年循环将发 生改变,海气耦合所激发的强烈低频振荡如何与年循 环锁相,何时锁相,这些并不清楚。5.3.1 节的分析 只是给出一个大致的判断。其次,在偏晚年,准双周 振荡需要多大程度的变化才能诱发低频振荡(30~60 天)的位相转换,而诱发后两种振荡如何配合才能引 起副高发生第二次明显的北跳,这些都有待进一步理 清。此外,由于第二次北跳阶段,副高位于较高纬度, 容易受到北半球高纬地区环流的影响,使得第二次北 跳时间变得更不确定,而本文仅涉及热带低频振荡, 因而副高第二次北跳时间难以预测也在情理之中。最 后,由于偏早年和偏晚年副高第二次北跳时间和北跳 幅度存在较大差异,对具体年份进行个例分析将有助 于丰富、完善本文的研究,从而为副高第二次北跳的 预测提供更为坚实的物理基础。

#### 参考文献(References)

Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation

[J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 106 (449): 447-462, doi:10.1002/qj. 49710644905.

- Hendon H H, Wheeler M C, Zhang C D. 2007. Seasonal dependence of the MJO–ENSO relationship [J]. J. Climate, 20 (3): 531–543, doi:10.1175/ JCLI4003.1.
- Hsu H H, Hung C H, Lo A K, et al. 2008. Influence of tropical cyclones on the estimation of climate variability in the tropical western North Pacific [J]. J. Climate, 21 (12): 2960–2975, doi:10.1175/2007JCLI1847.1.
- Huang R H, Sun F Y. 1992. Impacts of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 70 (1B): 243–256.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2) [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83 (11): 1631–1643, doi:10.1175/BAMS-83-11-1631.
- Kang I S, Ho C H, Lim Y K, et al. 1999. Principal modes of climatological seasonal and intraseasonal variations of the Asian summer monsoon [J]. Mon. Wea. Rev., 127 (3): 322–340, doi:10.1175/1520-0493(1999)127< 0322:PMOCSA>2.0.CO;2.
- Lau K M, Chan P H. 1986. Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation [J]. Mon. Wea. Rev., 114 (7): 1354–1367, doi:10.1175/1520-0493(1986)114<1354: AOTDOD>2.0.CO;2.
- Lau K M, Peng L. 1987. Origin of low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. Part I: Basic theory [J]. J. Atmos. Sci., 44 (6): 950–972, doi:10.1175/1520-0469(1987)044<0950:OOLFOI> 2.0.CO;2.
- 李崇银. 1996. 蒸发一风反馈机制的进一步研究 [J]. 热带气象学报, 12(3): 193–199. Li Congyin. 1996. Further studies on evaporation wind feedback [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 12(3): 193–199.
- 李崇银,周亚萍. 1994. 热带大气季节内振荡和 ENSO 的相互关系 [J]. 地球物理学报, 37 (1): 17–26. Li Congyin, Zhou Yaping. 1994. Relationship between intraseasonal oscillation in the tropical atmosphere and ENSO [J]. Acta Geophys. Sinica (in Chinese), 37(1): 17–26.
- Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77 (6): 1275–1277.
- Lu R Y. 2001. Interannual variability of the summertime North Pacific subtropical high and its relation to atmospheric convection over the warm pool [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 79 (3): 771–783, doi:10.2151/jmsj.79.771.
- Lu R Y, Ren B H, Chung H S. 2005. Differences in annual cycle and 30–60-day oscillations between the summers of strong and weak convection over the tropical western North Pacific [J]. J. Climate, 18 (22): 4649–4659, doi:10.1175/JCLI3563.1.
- Lu R Y, Ding H, Ryu C S, et al. 2007. Midlatitude westward propagating disturbances preceding intraseasonal oscillations of convection over the subtropical western North Pacific during summer [J]. Geophys. Res. Lett., 34 (21): L21702, doi:10.1029/2007GL031277.
- Madden R A, Julian P R. 1971. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific [J]. J. Atmos. Sci., 28 (5): 702–708, doi:10.1175/1520-0469(1971)028<0702:DOADOI>2.0.CO;2.
- Madden R A, Julian P R. 1994. Observations of the 40–50-day tropical oscillation—A review [J]. Mon. Wea. Rev., 122 (5): 814–837, doi:10.1175/1520-0493(1994)122<0814:OOTDTO>2.0.CO;2.

Mao J Y, Wu G X. 2006. Intraseasonal variations of the Yangtze rainfall and

its related atmospheric circulation features during the 1991 summer [J]. Climate Dyn., 27 (7–8): 815–830, doi:10.1007/s00382-006-0164-2.

- Mao J Y, Sun Z, Wu G X. 2010. 20–50-day oscillation of summer Yangtze rainfall in response to intraseasonal variations in the subtropical high over the western North Pacific and South China Sea [J]. Climate Dyn., 34 (5): 747–761, doi:10.1007/s00382-009-0628-2.
- Nakazawa T. 1986. Mean features of 30–60 day variations as inferred from 8-year OLR data [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 64 (5): 777–786.
- Neelin J D, Held I M, Cook K H. 1987. Evaporation–wind feedback and low-frequency variability in the tropical atmosphere [J]. J. Atmos. Sci., 44 (16): 2341–2348, doi:10.1175/1520-0469(1987)044<2341:EWFALF>2.0. CO;2.
- Nitta T. 1987. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 65 (3): 373–390.
- Pohl B, Matthews A J. 2007. Observed changes in the lifetime and amplitude of the Madden-Julian Oscillation associated with interannual ENSO sea surface temperature anomalies [J]. J. Climate, 20 (11): 2659–2674, doi:10.1175/JCLI4230.1.
- Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. 2008. Improvements to NOAA's historical merged land–ocean surface temperature analysis (1880–2006) [J]. J. Climate, 21 (10): 2283–2296, doi:10.1175/ 2007JCLI2100.1.
- 苏同华, 薛峰. 2010. 东亚夏季风环流和雨带的季节内变化 [J]. 大气科 学, 34 (3): 611-628. Su Tonghua, Xue Feng. 2010. The intraseasonal variation of summer monsoon circulation and rainfall in East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (3): 611-628, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.03.13.
- Su T H, Xue F. 2011. Two northward jumps of the summertime western Pacific subtropical high and their associations with the tropical SST anomalies [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 4 (2): 98–102, doi:10.1080/16742834.2011.11446910.
- Ueda H, Yasunari T, Kawamura R. 1995. Abrupt seasonal change of large-scale convective activity over the western Pacific in the northern summer [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 73 (4): 795–809.
- Waliser D E, Lau K M, Kim J H. 1999. The influence of coupled sea surface temperatures on the Madden-Julian Oscillation: A model perturbation experiment [J]. J. Atmos. Sci., 56 (3): 333–358, doi:10.1175/1520-0469 (1999)056<0333:TIOCSS>2.0.CO;2.
- Wang B, Xu X H. 1997. Northern Hemisphere summer monsoon singularities and climatological intraseasonal oscillation [J]. J. Climate, 10 (5): 1071–1085, doi:10.1175/1520-0442(1997)010<1071:NHSMSA> 2.0.CO;2.
- Wang B, Xie X S. 1998. Coupled modes of the warm pool climate system. Part I: The role of air-sea interaction in maintaining Madden-Julian Oscillation [J]. J. Climate, 11 (8): 2116–2135, doi:10.1175/1520-0442-11.8.2116.
- 王遵娅,丁一汇. 2008. 夏季长江中下游早涝年季节内振荡气候特征 [J].
  应用气象学报,19 (6): 710–715. Wang Zunya, Ding Yihui. 2008.
  Climatic features of intraseasonal oscillations of summer rainfalls over mid–lower reaches of the Yangtze River in the flood and drought years [J].
  J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 19 (6): 710–715, doi:10.3969/j.issn.

1001-7313.2008.06.010.

- Weickmann K M. 1983. Intraseasonal circulation and outgoing longwave radiation modes during Northern Hemisphere winter [J]. Mon. Wea. Rev., 111 (9): 1838–1858, doi:10.1175/1520-0493(1983)111<1838:ICAOLR> 2.0.CO;2.
- Weickmann K M, Khalsa S J S. 1990. The shift of convection from the Indian Ocean to the western Pacific Ocean during a 30–60 day oscillation [J]. Mon. Wea. Rev., 118 (4): 964–978, doi:10.1175/1520-0493(1990) 118<0964:TSOCFT>2.0.CO;2.
- Weickmann K M, Lussky G R, Kutzbach J E. 1985. Intraseasonal (30–60 day) fluctuations of outgoing longwave radiation and 250 mb streamfunction during northern winter [J]. Mon. Wea. Rev., 113 (6): 941–961, doi:10.1175/1520-0493(1985)113<0941:IDFOOL>2.0.CO;2.
- Woolnough S J, Slingo J M, Hoskins B J. 2000. The relationship between convection and sea surface temperature on intraseasonal timescales [J]. J. Climate, 13 (12): 2086–2104, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<2086: TRBCAS>2.0.CO;2.
- 薛峰,何卷雄. 2005. 南半球环流变化对西太平洋副高东西振荡的影响 [J]. 科学通报, 50 (15): 1660–1662. Xue Feng, He Juanxiong. 2005. Impact of southern hemispheric circulation on the zonal oscillation of the western Pacific subtropical high [J]. Chinese Sci. Bull., 50 (14): 1532–1536, doi:10.3321/j.issn:0023-074X.2005.15.019.
- Xue F, Wang H J, He J H. 2004. Interannual variability of Mascarene high and Australian high and their influences on East Asian summer monsoon [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 82 (4): 1173–1186, doi:10.2151/jmsj.2004.1173.
- Xue Y, Smith T M, Reynolds R W. 2003. Interdecadal changes of 30-yr SST normals during 1871–2000 [J]. J. Climate, 16 (10): 1601–1612, doi:10.1175/1520-0442-16.10.1601.
- Yang J, Wang B, Wang B, et al. 2010. Biweekly and 21–30-day variations of the subtropical summer monsoon rainfall over the lower reach of the Yangtze River basin [J]. J. Climate, 23 (5): 1146–1159, doi:10.1175/ 2009JCLI3005.1.
- Yun K S, Ren B H, Ha K J, et al. 2009. The 30–60-day oscillation in the East Asian summer monsoon and its time-dependent association with the ENSO [J]. Tellus A, 61 (5): 565–578, doi:10.1111/j.1600-0870.2009. 00410.x.
- 曾庆存,李建平. 2002. 南北两半球大气的相互作用及季风的本质 [J]. 大气科学, 26 (4): 433–448. Zeng Qingcun, Li Jianping. 2002. Interactions between the northern and southern hemispheric atmospheres and the essence of monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (4): 433–448, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2002.04.01.
- Zhang L N, Wang B Z, Zeng Q C. 2009. Impact of the Madden-Julian Oscillation on summer rainfall in Southeast China [J]. J. Climate, 22 (2): 201–216, doi:10.1175/2008JCL11959.1.
- Zhou C H, Li T. 2010. Upscale feedback of tropical synoptic variability to intraseasonal oscillations through the nonlinear rectification of the surface latent heat flux [J]. J. Climate, 23 (21): 5738–5754, doi:10.1175/ 2010JCLI3468.1.
- Zhu C W, Nakazawa T, Li J P, et al. 2003. The 30–60 day intraseasonal oscillation over the western North Pacific Ocean and its impacts on summer flooding in China during 1998 [J]. Geophys. Res. Lett., 30 (18), doi:10.1029/2003GL017817.