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.

东亚夏季风环流和雨带的季节内变化

苏同华1,2 薛峰1

1 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 2 中国科学院研究生院,北京 100049

摘 要 基于常规气象要素资料及变差度方法,分析了东亚夏季风环流的演变特征,发现东亚地区在夏季期间存 在两次明显的次季节突变,主要表现为西太平洋副热带高压(副高)的两次东退北跳,第一次是在6月中旬,第 二次是在7月下旬。由于副高与雨带密切相关,雨带在演进过程中也呈现出两次明显的突跳,分别对应于江淮流 域至日本一带梅雨期以及中国华北和东北雨季的开始。较第一次北跳而言,副高的第二次北跳更为明显。副高的 第一次北跳主要受南海地区对流活动加强的影响,而第二次北跳则是暖池对流活动与高纬地区环流共同作用的 结果。暖池地区向东北方向传播的 Rossby 波列以及高纬地区东传的 Rossby 波通过锁相作用使得副高强烈北跳。 此外,副高与其西部边缘凝结潜热的相互作用导致副高发生季节内的低频振荡。

风场变差度的分析表明,高纬地区对流层中低层环流的调整随着夏季季节进程逐渐减弱,这与中高纬地区温 差的变化有关。而高纬地区高层环流的调整在夏季后半期随着高度的增加却逐渐增强,这与高层环流从夏到冬 的季节变化有关。从风场相似度的变化上还可以看到,副高第二次北跳后东亚地区呈现出明显不同的环流状态。

南半球环流对于南海及暖池地区对流活动的增强有重要影响。6月中旬,南海与暖池地区对流活动的增强是由 于南海西边界西风加强并向东扩展造成的,这与马斯克林高压(马高)的加强密切相关。而在7月中旬,澳大利亚 高压(澳高)的增强使其东北部的越赤道气流加强,南半球大量冷空气侵入到暖池地区,加强了暖池地区的不稳定 性以及低层的辐合,从而使暖池地区的对流活动增强。但在夏季前半期,暖池对流活动也可调制澳高强度与其东 北部越赤道气流强弱的关系,使得二者呈现出相反的变化趋势。南半球冬季期间,澳高在振荡中减弱,这与澳洲 大陆下垫面温度及上游马高的能量频散有关,前者影响澳高的变化趋势(减弱),而后者影响澳高的低频振荡。 关键词 东亚夏季风 次季节突变 副高 对流活动 变差度

文章编号 1006 - 9895 (2010) 03 - 0611 - 18 中图分类号 P434 文献标识码 A

The Intraseasonal Variation of Summer Monsoon Circulation and Rainfall in East Asia

SU Tonghua^{1, 2} and XUE Feng¹

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

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Based on routine meteorological data and the method of the normalized finite temporal variation (NFTV),

作者简介 苏同华, 男, 1982年出生, 博士研究生, 主要从事季风和短期气候预测研究。E-mail: thsu@mail. iap. ac. cn

通讯作者 薛峰, E-mail: fxue@lasg. iap. ac. cn

收稿日期 2009-05-06, 2009-10-09 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40821092, 中国科学院知识创新工程项目 KZCX2-YW-217

the evolution features of East Asian summer monsoon (EASM) circulation are analyzed. It is found that there exist two distinct subseasonal abrupt changes in East Asia during the summertime, characterized primarily by two eastward contractions and northward jumps of the western Pacific subtropical high (WPSH), one of which is in middle June and the other is in late July. Because of the close relationship between the WPSH and rainfall distributions in East Asia, the rain belt in East Asia exhibits two obvious northward jumps in the seasonal evolution as well, corresponding to the beginning of the Meiyu period from the Yangtze-Huaihe valley to Japan and the rainy season in North China and Northeast China, respectively. Compared with the first jump, the second jump of the WPSH is much more evident. The first jump is mainly caused by the enhancement of the convective activities in the South China Sea (SCS) while the second jump is influenced by both the convective activities over the western Pacific warm pool (WPWP) and the circulation systems in high latitudes. Through the phase-locking of the northeastward propagation of the Rossby wave trains from the WPWP and the downstream propagation of the Rossby waves in high latitudes, both the convective activities over the WPWP and the circulation systems in high latitudes play a key role in the second northward jump of the WPSH. In addition, the interactions between the WPSH and the release of the latent heat on its western edge lead to the intraseasonal low-frequency oscillation of the WPSH.

The analyses of NFTV indicate that the adjustment of the low-level circulation in high latitudes tends to weaken gradually with the seasonal evolution, which is related to the temperature difference between middle and high latitudes. By contrast, the adjustment of the high-level circulation tends to intensify with the altitude during the latter half of the summertime. Besides, the evolution of the similarity also shows that the atmospheric circulation in East Asia exhibits a distinctly different state after the second jump of the WPSH.

The Southern Hemisphere circulation plays an important role in the enhancement of the convective activities in the SCS and the WPWP. In middle June, the enhancement of the convective activities in these two regions is due to the intensification and eastward extension of the westerly on the western edge of the SCS, which is deeply involved with the Mascarene high (MH). In middle July, the enhancement of the Australian high (AH) leads to the intensification of the cross-equatorial flow on its northeastern edge, and a large amount of cold air from the Southern Hemisphere invades into the warm pool region, which increases the atmospheric instability and the low-level convergence over this region. As a result, the convective activities in the warm pool are enhanced. In the first half of the summertime, however, the relationship between the intensity of the AH and the cross-equatorial flow on its northeastern edge can be modulated by the convective activities in the WPWP, resulting in an opposite trend between the AH and the associated cross-equatorial flow. During the austral wintertime, the AH tends to weaken with the low-frequency oscillation, which is affected by both the surface temperature in Australia and the energy dispersion of the upstream MH. The weakening trend of the AH is influenced by the former while the MH plays a dominant role in the low-frequency oscillation of the AH.

Key words East Asian summer monsoon, subseasonal abrupt change, the western Pacific subtropical high, convective activity, normalized finite temporal variation

1 引言

东亚地区东临太平洋,西倚青藏高原,地理位 置独特,大气环流有着显著的季节变化,呈现出明 显的季风气候特点。从近代科学观点来阐述季风天 气气候和季节突变,首先从竺可桢(1934)、涂长望 和黄士松(1944)的经典性著作开始。竺可桢 (1934)曾对东亚夏季风演进规律作出过精辟的描 述——"其来也渐,其退也速",表明大气环流变化 的非均匀性,特别是从夏到冬的转变过程具有突然 性。涂长望和黄士松 (1944) 考虑夏季风的湿热特征,利用 20℃等湿球位温作为夏季风的北界对其进 退规律进行了研究,指出夏季风在演进过程中存在 两次明显的突变,分别是 6 月上中旬夏季风从长江 流域越过黄河突跳到华北以及 9 月上中旬夏季风从 华北突撤至长江流域,但限于当时的资料和认识水 平,他们所描述的夏季风抵达长江流域的时间 (5 月中旬) 较现在普遍认同的时间 (6 月中旬) 早了 近一个月。而后,Yeh et al. (1959) 以精细的分析 说明东亚上空西风急流中心位置有 6 月和 10 月两 次突变,而且这两次突变不仅仅是东亚地区的局地 现象,而是在北半球都普遍存在的。这两次大气环 流突变分别对应于梅雨期的到来和东亚大陆冬季风 的建立。

在上述研究的基础上,曾庆存和张邦林 (1992)利用泛函分析研究了大气环流的季节变化, 提出度量环流相似性和差异性的方法,将研究上升 到了理论高度。该方法具有客观、定量的特点,既 可以鲜明表示出季节变化的突然性,还可以表示出 季节随时间在南北方向上的推移。因此,诸多学者 (张邦林和曾庆存,1998;简茂球等,2000;薛峰 等,2002)将这种方法应用于大气环流季节变化和 南海季风爆发的研究上,得出了许多有益的结果。 此后,曾庆存等(2005)作了进一步的改进,将气 象要素场的"变差度"和其前后场的相似度随时间 的变化求出来,使之更便于研究季风的建立和推进 过程。张铭等(2005)应用该方法分析了南海夏季 风的爆发过程。

大气环流除了有明显的季节变化外,在夏季期间也存在明显的季节内突变。东亚地区夏季降水最主要有两个阶段,一个是6月中旬到7月中旬的江 淮流域至日本一带的梅雨期,另一个是7月下旬到 8月中旬的华北及东北雨季(赵振国等,1999)。而 影响雨带演进最直接最密切的环流因子便是西太平 洋副热带高压(副高)。关于副高形成及变异的研 究,黄士松和余志豪(1962)、黄士松(1963)、陶诗 言和徐淑英(1962)、陶诗言等(1962)的工作具有 开创性。陶诗言(1963)对西太平洋副热带高压气 候学的研究还表明,由冬到夏副高存在两次北跳, 并指出其与中国夏季雨带的位置密切相关。这一现 象的发现,至今仍然非常经典。

自从副高两次北跳及其与雨带的关系被揭示出 来以后,越来越多的学者意识到副高的重要性,并 试图解开副高北跳和变异的机理。陶诗言和朱福康 (1964)指出,大陆东部副高脊的进退与北半球范 围内的长波调整有关,进而也与高纬的环流调整相 联系。此后的研究进一步证实了中高纬度环流对西 太平洋副高和中国夏季降水的影响(张庆云和陶诗 言,1998;陶诗言和卫捷,2006)。董步文和丑纪范 (1988)的数值分析表明,在一定的地形和一定的 经向热力强迫作用下,较明显的纬向海陆热力差异 形成副高的两次北跳。Nitta (1986,1987)、黄荣 辉和李维京(1988)、黄荣辉和孙凤英(1994)指出 西太平洋暖池地区对流活动通过 Rossby 波列影响 到副高,进而影响到东亚地区雨带的变化,而暖池 对流活动又与当地的海温密切相关。热带西太平洋 海温异常不但能影响副高的南北进退,还能影响副 高的东西振荡,进而影响江淮流域梅雨期降水的多 寡(Lu,2001)。此外,南半球环流的变化也能影 响到副高的强度和东西振荡(杨修群和黄士松, 1989; Xue and He,2005)

613

上述研究表明,大气环流的变化有着明显的不 均匀性,不仅存在明显的季节突变,还存在显著的 季节内变化。在此,我们将后者称之为"次季节突 变"。由于东亚地区的洪涝及台风灾害多发生在夏 季期间,而且其发生的原因与夏季风环流次季节突 变的早晚以及强度有关,因此,了解清楚东亚夏季 风环流的季节内演进过程及变异机理具有十分重要 的意义。以往关于东亚夏季风环流的季节内演变, 虽有很多研究,也得出了一些重要的结论,如副高 的两次北跳和三次停滞以及雨带的相应北跳和停 滞,同时也发现一些环流变异的原因,如中高纬度 环流和南半球环流等,但不够系统,对于环流次季 节突变的原因了解不够,因而有必要系统分析东亚 夏季风环流的演进过程,揭示其次季节突变的机 理。

2 资料及方法

2.1 资料

考虑到资料的准确性以及 20 世纪 70 年代末东 亚夏季风环流发生了明显的年代际变化(Wang, 2001; Xue, 2001),在本文的研究中采用 NCEP 逐 日再分析资料第二版,时间从 1979 年到 2007 年, 包括:水平风场、位势高度场、温度场等,水平分 辨率为 2.5°×2.5°,以及高斯格点形式的潜热通量 场(Kanamitsu et al., 2002)。降水资料采用 CMAP(CPC Merged Analysis of Precipitation)全 球逐候降水资料,时间为 1979~2007 年,格距为 2.5°×2.5°(Xie and Arkin, 1997)。上述资料都被 处理成气候平均场,并进一步处理成逐候的资料, 以便研究大气环流的季节内变化。

此外, 仿照国家气候中心的定义(赵振国等, 1999), 利用气候平均的逐候位势高度场计算了副 高的各个指数。为便于计算, 这里将 2.5°×2.5°格 距的位势高度场插值成 1°×1°格距的位势高度场。 副高各指数定义如下:

(1)西伸脊点指数:取 90°E~180°范围内5880 gpm 等值线最西位置所在的经度定义为副高的西伸脊点指数。

(2)面积指数:在1°×1°(下同)网格的
500 hPa平均环流图上,(5°N~45°N,110°E~
180°)范围内5880 gpm等值线内网格点数称为副
高面积指数。

(3) 脊线指数:取 110°E~150°E 范围内副高 脊线与每隔 1°的经线交点的平均纬度值定义为副 高脊线指数。

在定义脊线指数时,规定在此范围内出现多个 副高单体时,都予以考虑,但 5880 gpm 等值线范 围内只包含有一个网格点的孤立副高单体则不予以 考虑。

2.2 方法

曾庆存等(2005)提出的变差度和相似度的理 论和方法在描述大气环流变化方面具有客观定量的 优点,因此,本文在研究东亚夏季风环流的季节内 变化时主要采用这种方法。关于变差度和相似度方 法介绍如下。

(1) 内积和范数: 一个空间点 $M(\theta,\lambda,p)$ 的函数 (包括矢量,如风场等) 随时间 t 的变化,在数学 名词上称为"流"(flow)。今取给定的等压面 p, 球面上的区域记为 S,即(θ,λ) \in S,这里 θ 为余纬, λ 为经度。记时刻 t_1 和 t_2 的变量各为 $F_1 = F(\theta,\lambda, p, t_1)$ 和 $F_2 = F(\theta,\lambda, p, t_2)$ 。引入内积(F_1, F_2)和 范数 $\|F\|$,定义如下:

$$(F_1, F_2) = \frac{1}{S} \iint_{F_1} F_2 dS,$$

$$\|F\| = (F_1, F_2)^{\frac{1}{2}},$$

实际计算中, S 一般取 10°×10°的范围。

(2) 变差度:

$$d_{(t)}^{2} = \frac{\|F_{1} - F_{2}\|^{2}}{\|F_{1}\|^{2} + \|F_{2}\|^{2}},$$

时刻 $t=(t_1+t_2)/2$, $\tau_d=t_2-t_1$, τ_d 一般取 5 天。易 知: $0 \leq d^2 \leq 2$, 若 F 无变化,则 $d^2=0$; 若 F 前后 时刻完全相反,则 $d^2=2$ 。在计算之前,先对各变 量作 5 天滑动平均。

 (3)相似度:给定一个时刻 t 和一个一定的时 段τ_r*,计算 F 在时间段[t-τ_r*,t)和(t,t+τ_r*] 中的某种平均值,记为 $F_{b}(t)$ 和 $F_{a}(t)$,并分别作前后期的平均:

$$F^*(t) = (\overline{F}_{\rm a} + \overline{F}_{\rm b})/2,$$

则相似度为:

$$R_{\rm ab}(t) = \frac{(\overline{F}_{\rm a}(t), \overline{F}_{\rm b}(t))}{\|\overline{F}_{\rm a}(t)\| \cdot \|\overline{F}_{\rm b}(t)\|},$$

其中, $-1 \leq R_{ab} \leq 1$, R_{ab} 取最小值的日期 t_r ,即为突变日。实际计算中, τ_r^* 一般取 30天。

该方法能够将矢量场的变化以标量的形式表现 出来,使得对环流变化的刻画具有简单直观的优 点,因此主要用该方法来研究环流的变化。在计算 过程中,先将多年的风场资料处理成气候平均的逐 日风场资料,再将该资料作5天滑动平均,然后再 计算其变差度场和相似度场。因为变差度场在描述 大气环流变化方面较相似度场更加直观,所以在对 计算结果进行分析时,以变差度分析为主,以相似 度分析为辅。

3 基本气象要素的分析

3.1 降水雨带的演变

Tao and Chen (1987) 以及 Lau and Yang (1997) 曾采用 6 mm/d 的降水量等值线来描述季 风的爆发日期,这里,我们也采用这一等值线来刻 画雨带在东亚地区的演变。图 1 是 110°E~130°E 平均降水量的时间一纬度剖面图,阴影部分为降 水量大于 6 mm/d 的区域。从图 1 上可以看到,进入6 月以后呈现出两条雨带:一条维持在热带地 区 (5°N~15°N 之间),直到夏季结束;另一条在 20°N 以北地区,并且随着季节进程而逐渐向北推 进。

在整个夏季期间,热带地区雨带存在4个明显 的降水高值中心,大致以20天为周期,7月中旬以 后,热带地区雨带突然向北推进了2~3个纬度。 而副热带地区的雨带则渐进式地向北推进,但在这 一过程中有两次明显的北跳:第一次是在6月中下 旬,雨带从27°N跳到30°N左右,北跳了3个纬 度;第二次是在7月中下旬,雨带从32°N左右跳 到最北位置37°N左右,北跳了5个纬度。可见, 第二次北跳较第一次北跳幅度要大得多,而且第二 次北跳时,6mm/d降水量等值线存在明显的断裂。 在两次北跳之间,雨带也在渐进北移,但幅度较 小,实际上这一阶段是我国长江流域至日本一带的



图 1 110°E~130°E平均降水量的纬度-时间剖面图(单位: mm/d)。阴影:大于 6 mm/d 的区域 Fig. 1 Latitude - time cross section of precipitation averaged over 110°E-130°E (units: mm/d). Regions larger than 6 mm/d are shaded

梅雨期,与 Tao and Chen (1987)所描述的长江流 域梅雨的起止日期(6月18日至7月18日)基本 一致。第二次北跳之后,华北及东北雨季开始,但 是维持时间较短,大致在8月第1候6mm/d的降 水量等值线就已消失。这个阶段,夏季风在中国大 陆地区推进到最北位置。8月上旬以后,雨带迅速 南撤,6mm/d的降水量等值线落到25°N以南地 区,不过5mm/d的降水量等值线,则是阶段性地 南撤:8月中旬大致维持在35°N左右,8月末也迅 速撤到25°N以南。不足一月便也从最北位置(40°N 左右)撤到长江以南地区。

仔细比较南北两个雨带随时间的变化,可以发现热带地区降水高值中心的形成要略早于副热带地区雨带北跳的时间,大致早了1候左右,特别是雨带的第二次北跳更为明显。

3.2 西太平洋副高指数的变化

对于东亚地区而言,雨带的演变与西太平洋副 热带高压的变化密不可分,副高的位置及强度直接 决定了雨带的位置及分布范围。图 2 是西太平洋副 热带高压各指数随时间的变化。从图 2a 和图 2b 来 看,副高的西伸脊点和面积指数在整个夏季都呈现 出两个截然不同的状态,大致以 7 月 20 日为分界 点。前期副高西伸脊点处于偏西位置,大致以 120°E 为中心东西振荡;进入8月份,副高西伸脊点东退 到 126°E 以东地区,维持在 132°E 左右的位置。副 高强度在6、7月份较强,到了8月份,强度迅速减 弱。再看脊线位置的变化(图 2c),有两次明显的 突跳, 第一次是在6月中旬, 北跳了大致2个纬度; 第二次是在7月下旬,北跳了6个纬度左右,但其 持续的时间较长。比较副高三个指数的变化,可以 发现两次副高的北跳有一个共同特点,即在北跳的 同时,减弱东退。不过两次北跳还是有较大差别: 副高的第二次北跳较第一次北跳要强烈得多,而且 就强度变化来看,第一次北跳时,副高强度前后变 化不大,而第二次北跳之后,副高很明显地减弱 了。同时还应注意到, 副高第一次东退北跳前, 副 高的西伸脊点有一次明显的加强西伸过程,前后差 了近5个经度。而副高第二次东退北跳时,这种现 象不明显,反而是副高北跳后,才明显加强西伸, 西伸脊点西进了近10个经度。

615

副高的这种东西进退与其西部边缘潜热通量的 变化密切相关。图3是南海北部及东海南部地区潜 热通量随时间的变化。可以看到,在副高北跳的关 键阶段,南海北部及东海南部地区潜热通量呈现出 与副高东西进退一致的变化。由于副高东退,其西 部边缘平均风速增加,潜热通量增大,同时也有利



图 2 西太平洋副热带高压各指数在夏季内的逐候变化:(a)西 伸脊点;(b)面积指数(无量纲);(c)脊线位置

Fig. 2 Time series of the indexes for the western Pacific subtropical high (WPSH) in summer: (a) Westward extending ridge point; (b) area index (dimensionless); (c) position of ridge

于该区域气流的辐合。水汽和动力条件得到满足之 后,降水增加,释放出凝结潜热,从而副高得以加 强西进。一旦西进,原来副高的西部边缘将被下沉 气流所控制,平均风速减弱,潜热通量减小,降水 因水汽和动力条件难以得到满足而减少,释放出的 凝结潜热也随之减少,副高强度难以得到维系,从 而又减弱东退。这一振荡过程大致在 1~2 候内完成。

6月上中旬,南海地区潜热通量变化的幅度较 大,而东海南部地区被副高所控制,盛行下沉气 流,平均风速较小,潜热通量处于低值阶段。随着 副高向东北方向移动,东海南部地区上空为较强的 偏南风,潜热通量增大,特别是7月下旬副高东退 北跳以后,东海南部地区被副高南侧强劲的偏东风 所占据,潜热通量迅速增加。7月底8月初,南海 北部和东海南部地区的潜热通量有着与副高东西进 退一致的振荡,但幅度较小。这可能是因为此时这 两个地区潜热通量基数较大,只要有少许的变化, 就容易引起副高的东西振荡。除了潜热通量变化对 副高东西振荡的影响外,还应考虑到副高主体此时 已经位于较高纬度,中高纬度冷空气活动的影响加 强,也会影响副高的东西振荡。

3.3 850 hPa 风场的变化

图 4 是副高两次北跳关键阶段 850 hPa 风场候际差。6 月中旬,东亚中低纬地区环流变化最为强烈。从图 4a 上可以看到,第 33 候 (6 月 10~14日)华南地区至台湾岛一带叠加了一个反气旋式环流异常,副高因此而加强西伸(图 2a)。在高纬地区,贝加尔湖以东地区上空产生反气旋式环流异常,千岛群岛上空叠加了异常的气旋式环流,而在千岛群岛以东的太平洋上空则有一个异常的反气旋式环流。由于 Rossby 波的调整,贝加尔湖以东的雅库茨克地区阻塞高压建立,其西部的西风槽不断地将冷空气从高纬地区输送到江淮流域,为梅雨期的建立提供动力条件。

到了第 34 候 (6 月 15~19 日)(图 4b),高纬 地区只有微弱的 Rossby 波槽脊的调整,但是中低 纬地区环流的调整却很强烈。从图 4b 上可以看到, 从南海至暖池西部产生了强烈的气旋式环流异常, 在其北部叠加了一个强烈的异常反气旋式环流,这 种南北相反的环流异常的产生,使得副高强烈地东 退北跳(图 2a 和图 2c)。由于此时高纬地区环流的 调整已经很弱,因而热带地区对流活动的变化对于 这次副高的北跳起着主要作用。



617

图 3 (a) 南海北部 (10°N~20°N, 113°E~123°E) 及 (b) 东海地区 (25°N~30°N, 130°E~135°E) 潜热通量随时间的变化。椭圆: 副高北 跳关键阶段潜热通量的变化

Fig. 3 Time series of latent heat fluxes averaged over (a) the northern part of the South China Sea $(10^{\circ}N - 20^{\circ}N, 113^{\circ}E - 123^{\circ}E)$ and (b) the East China Sea $(25^{\circ}N - 30^{\circ}N, 130^{\circ}E - 135^{\circ}E)$. The variations of the latent heat fluxes during the key stages of northward jumps of the WPSH are encircled by the elliptical dashed lines



图 4 850 hPa 风场候际差 (单位: m/s): (a) 第 33 候与第 32 候风场之差; (b) 第 34 候与第 33 候风场之差; (c) 第 41 候与第 40 候风场之 差; (d) 第 42 候与第 41 候风场之差。A: 反气旋式环流异常; C: 气旋式环流异常

Fig. 4 The inter-pentad differences of wind fields at 850 hPa: (a) The difference between 33rd pentad and 32nd pentad; (b) the difference between 34th pentad and 33rd pentad; (c) the difference between 41st pentad and 40th pentad; (d) the difference between 42nd pentad and 41st pentad. The cyclonic and anticyclonic anomalous centers are marked with C and A, respectively

7月中下旬, 东亚地区环流的调整主要集中于 第41候(7月20~24日,图4c)和第42候(7月 25~29日,图4d), 在这两候前后, 东亚地区环流 稳定少变。从第40候(7月15~19日)到第41候 (7月20~24日)(图4c), 在台湾以东洋面上, 产 生了一个强大的气旋式环流异常, 而其北部的日本 群岛上空此时被一个强大的异常反气旋式环流所控 制,日本梅雨结束, 这与Ueda et al. (1995)的研究 结果一致。同时, 在雅库茨克地区以及白令海峡上 空还分别叠加了一个异常气旋式环流, 两者中间是 一个弱的异常反气旋式环流, 与日本上空的异常反 气旋式环流连在一起。

从第 41 候 (7 月 20~24 日)到第 42 候 (7 月 25~29 日)(图 4d),低纬地区的异常气旋式环流 继续加强,并向西北方向推进,占据在中国东南沿 海地区及台湾岛上空。异常气旋式环流中心从 20°N 北移到 25°N,一候便北移了 5 个纬度。日本南部 上空被异常东南风所控制,而其北部以东地区,有 一个较弱的异常反气旋式环流。高纬地区,从贝加 尔湖以东地区到白令海峡上空,分别被异常的反气 旋式环流一气旋式环流一反气旋式环流所控制。

比较图 4c 和图 4d,我们发现暖池地区向东北 方向传播的 Rossby 波列与高纬地区东传的 Rossby 波具有位相锁定的现象,而这种现象在 6 月中旬的 那次副高北跳过程中却没有出现。因为在 6 月中旬 副高处于较低纬度,高纬地区环流对副高北跳的影 响不明显,主要受热带对流活动的影响,而到了 7 月下旬,暖池对流向北扩展,高纬地区配合以相应 的环流异常,两者共同作用,使得副高强烈东退北 跳(图 2a 和 2c),而且副高的强度也急剧减弱(图 2b)。

4 变差度及相似度的分析

4.1 不同区域变差度的变化

图 5 为东亚地区、高纬地区、南海地区、以及 暖池地区区域平均风场变差度(d²)的时间一高度 剖面图。东亚地区(图 5a)在7月中旬以前环流调 整较弱,特别是在6月20日至7月15日之间环流 状态稳定少变,但在6月上旬以及6月第4候有较 强的环流调整。前者与中国大陆沿海地区一致的南 风异常(图略)有关,而后者对应于副高的第一次 北跳,但由于此时副高处于较低纬度,因而在取区 域平均时,表现出了较低的变差度值。6月上旬,除了低层有环流调整外,高层环流(70 hPa 至 30 hPa 之间)也有较强的调整,这与高层环流从冬 到夏的季节突变进入后期有关。

7月中旬以后,东亚地区大气环流调整十分强 烈,有4个大的环流调整中心,大致以10~15天为 周期振荡,而第一个大的调整中心即对应于副高的 第二次东退北跳。与之前的环流调整相比,后期的 环流调整不仅强烈,而且较为深厚,延伸到接近 100 hPa的高度,表明西风急流与副高的变化具有 一致性。事实上,从7月下旬200 hPa风场候际差 图上(图略)可以看到,华北及东北地区叠加了一 个强大的异常反气旋式环流,维持达两候之久,而 这一地区刚好位于急流出口区的左侧。根据天气动 力学知识,这样的反气旋式环流异常有利于诱发上 升气流,为降水的产生提供动力条件。正是由于高 低层环流的相互配合,北方雨季才得以开始。

高纬地区(图 5b)对流层中低层环流在整个夏 季调整都很频繁,存在7~15天左右的周期振荡, 这与高纬地区环流以 Rossby 波的槽脊活动影响为 主有关。在6月下旬至7月上旬这短短20天左右 的时间里,高纬地区就出现了三个强的环流调整中 心,与此同时南海及暖池地区环流调整却比较微 弱, 但南海地区环流的变化要强于暖池地区。这段 时间正好是长江流域的梅雨季节,它的产生及维持 是由于冷暖空气强度相当,使得准静止锋面较长时 间地停留在长江流域。高纬地区频繁的槽脊活动间 断性地为长江流域带来冷空气,而此时热带地区环 流稳定,可以为梅雨的产生带来稳定的水汽供应, 因此梅雨期间降水的中断及维持主要决定于高纬地 区环流的变化。7月中旬,高纬地区中低层有一个 强的环流调整中心,且略超前于副高的第二次北 跳, 而在东亚地区副高的调整阶段(7月25日左 右),高纬地区也有一个稍弱的环流调整中心相对 应。

8月份,高纬地区(图 5b)低层还有三个强的 环流调整中心,分别是 8月初、8月中旬以及 8月 下旬。对比图 5a 可以看到,东亚地区环流在 8月 初也有强烈变化,而相应的环流变化只有高纬地区 存在,热带地区十分微弱,表明这次东亚地区环流 的调整主要受高纬地区环流的影响。而 8月中旬, 东亚地区的环流调整则同时受到高低纬环流的共同



图 5 不同区域平均风场变差度 (*d*²)的高度一时间剖面图: (a) 东亚地区 (20°N~45°N, 110°E~140°E); (b)高纬地区 (45°N~60°N, 110°E~140°E); (c) 南海地区 (5°N~20°N, 110°E~120°E); (d) 暖池地区 (5°N~20°N, 120°E~150°E)。阴影: (a) *d*²>0.02; (b, d) *d*²>0.05; (c) *d*²>0.03

Fig. 5 Height – time cross sections of the normalized finite temporal variation of wind fields (d^2) averaged over (a) East Asia $(20^\circ N - 45^\circ N, 110^\circ E - 140^\circ E)$, (b) high latitudes $(45^\circ N - 60^\circ N, 110^\circ E - 140^\circ E)$, (c) the South China Sea $(5^\circ N - 20^\circ N, 110^\circ E - 120^\circ E)$, and (d) the western Pacific warm pool $(5^\circ N - 20^\circ N; 120^\circ E - 150^\circ E)$. Regions with d^2 larger than (a) 0.02, (b, d) 0.05, and (c) 0.03 are shaded, respectively

影响。

就整个夏季高纬地区(图 5b)中低层环流的变 化而言,7月中旬以后环流调整中心的高度较前期 更低,局限于 600 hPa 以下。另外还需指出,高纬 地区高层环流在7月中旬以后调整逐渐加强,并随 着时间向更高层次发展,这与高层环流从夏到冬的 季节变化有关。

再来看热带地区环流的变化(图 5c 和图 5d)。 夏季,南海及暖池地区环流的调整大致以 600 hPa 为中心,两者在7月中下旬以及8月中旬有两次强 烈调整阶段,前者对应于副高的第二次北跳,后者 与东亚地区8月中旬的环流变化相对应。与东亚地 区7月下旬的环流变化相比,暖池地区环流的变化 略有超前。南海地区环流除了上述两次调整外,在 6月上中旬也有一次强烈的调整,且刚好位于东亚 地区 6 月份两次环流调整之间。因此,副高的第一次北跳主要受到南海地区环流变化的影响,而在第 二次北跳过程中,暖池地区环流调整的强度更大, 时间更超前,而影响也更大。

4.2 东亚地区不同层次变差度的变化

从图 5 可以看到,不同区域环流调整的中心高度是不同的,因此,我们分别选取了三个有代表性层次(925 hPa、700 hPa及 500 hPa)110°E~140°E平均风场变差度(d²)的时间一纬度剖面图(图 6)作为研究对象。虽然层次不同,但是环流随时间的变化大体上可以分为南北两部分,南部是受热带对流活动影响明显的中低纬度环流的调整,北部则是高纬地区 Rossby 波的槽脊活动。

925 hPa上,中低纬地区环流调整不是很明显, 但与副高两次北跳以及8月中下旬环流强烈调整相



图 6 110°E~140°E平均风场变差度 (d^2) 的纬度一时间剖面 图: (a) 925 hPa; (b) 700 hPa; (c) 500 hPa。阴影: $d^2 > 0.05$ Fig. 6 Latitude – time cross sections of the normalized finite temporal variation of wind fields (d^2) averaged over 110°E - 140°E at (a) 925 hPa, (b) 700 hPa, and (c) 500 hPa. Regions with d^2 larger than 0.05 are shaded

对应的变差度的大值中心还是可以表现出来。8月 初,东亚地区变差度值偏小,而之前我们看到东亚 地区在这一阶段的调整是很强烈的(图 5a)。之所 以如此,是因为这一阶段环流调整的中心位于 700~ 400 hPa之间。至于高纬地区环流,在这一层次上 调整十分强烈,贯穿整个夏季。

700 hPa上,中低纬环流的变化较 925 hPa要 强烈得多,特别是副高的两次北跳阶段环流调整最 为强烈,8月份环流调整也比较强烈。比较副高两 次北跳阶段暖池地区环流的调整,发现调整中心由 原来位于 0°~5°N 的位置北移到 10°N~20°N,从 而使副高得以北跳到更高纬度。需要注意的是,在 副高第二次北跳阶段,变差度的高值中心最早在7 月 16 日左右形成于 5°N 左右的位置,然后在7月 20 日左右跳到 15°N 的位置,并迅速向北扩展到接 近 40°N 的位置。这再次表明了暖池对流活动超前 于东亚地区环流的变化。这一层次上,高纬地区环 流在7月下旬之前调整频繁,之后迅速减弱,而在 500 hPa上,高纬地区环流在7月下旬之后稳定少 变。而中低纬环流的调整在这个阶段却是最为活跃 的,主要是因为暖池地区对流活动变得十分强盛。

为何高纬地区环流的调整在7月中旬以后随着 高度逐渐减弱?这从温度场上可以得到一定的解 释。图 7 给出了三个层次 (925 hPa、500 hPa 及 200 hPa) 中高纬地区温度差值随时间的变化曲线。 不同层次达到温差极小值的时间段不同,大体上随 着高度的增加达到温差极小值的时间向后推迟。 925 hPa上中高纬地区的温差在 6月中旬到 7月中 旬之间达到极小值,而500 hPa上则在7月第4候 达到最小值。这与江淮流域的梅雨期大致相同,同 时也是太阳直射北半球最北位置的阶段。此时,北 半球地面接收到的太阳辐射最多,并通过感热和湍 流交换等方式将接收到的热量向上传输, 但实际上 江淮流域的感热通量、湍流热交换等并不强,相 反,由于此时处于梅雨期,降水较多,不利于该地 区中低层大气的增温,甚至还降温,因此,这时 925 hPa及500 hPa上中高纬地区温差达到极小值。 对于 500 hPa 而言, 温差越小, 中高纬地区的西风 急流越弱,波流相互作用越强,槽脊活动越频繁。 7月中旬以后,由于夏季风挺进到中国华北、朝鲜 半岛等地区,达到最北位置,江淮及日本地区处于 伏旱期,大气处于高温高湿状态,感热通量增加, 中低层大气温度也增加,从而使得中纬地区与高纬 度地区的温差加大。8月中旬以后,由于太阳直射

纬度南移,北半球高纬地区地面接收到的太阳辐射 迅速减小,使得感热通量减小,湍流热交换减弱, 中低层大气温度减小较快,而中纬地区大气的温度 减小不多,这就进一步加大了中高纬地区的温差。 温差加大,中高纬地区的西风急流加强,波流相互 作用变弱,不利于槽脊的活动。同 500 hPa 相比, 925 hPa 上高纬地区槽脊活动受中高纬地区温差的 影响较小。

200 hPa 是西风急流中心所在的层次, 这层中 高纬地区温差的变化与对流层中低层截然不同。在 中低层温差达到极小值的阶段,这一层的温差却达 到极大值。究其原因,也与江淮流域梅雨期大量凝 结潜热的释放有关, 它能够使对流层上层温度增 加,从而加大了中高纬地区的温差,进而使西风在 6月初发生季节突变后 (Yeh et al., 1959) 得以略 微加强并维持在东亚地区上空。7月下旬至8月上 旬,由于副高北跳,江淮流域进入伏旱期,凝结潜 热释放减少,使得上层温度较梅雨期减弱,因而中 高纬地区温差减小,西风减弱,槽脊活动增加。林 中达(2007)曾指出副热带西风急流在第41候(7 月 20~24 日) 发生了突变,上述分析也支持了这 一结论。8月中旬以后,由于太阳高度角减小,高 纬地区对流层上层温度下降很快,从而又使中高纬 地区温度差加大, 西风急流再次加强, 槽脊活动减



图 7 三个层次中纬地区 (30°N~40°N, 110°E~140°E) 与高纬 地区 (50°N~60°N, 110°E~140°E) 温度差值随时间的变化 (单位: K)

Fig. 7 Time series of temperature difference between middle latitudes $(30^{\circ} N - 40^{\circ} N, 110^{\circ} E - 140^{\circ} E)$ and high latitudes $(50^{\circ} N - 60^{\circ} N, 110^{\circ} E - 140^{\circ} E)$ at three levels

弱。

虽然对流层中上层在7月中旬以后,高纬地区 槽脊活动减弱,但是由于副高第二次北跳后处于较 高纬度,实际上更容易受到高纬地区环流的影响, 只是这种影响可能是通过低层环流来产生(图 5b 和图 6a)。这个阶段,暖池地区对流活动进入活跃 期,对副高的影响也十分强烈。因此,进入夏季后 半期,在考虑东亚地区环流变化,特别是副高变化 时,需要同时考虑中高纬度环流及暖池对流活动的 变化。

上述分析表明,东亚地区夏季风环流在突变前 后期有着显著差异,这一点从相似度的变化上可以 更清晰地看出来。图8是东亚地区区域平均风场相 似度(R_{ab})随时间的变化,可以看到,大致以7月 16日为分界点,夏季前后期相似度值分别处于两 个不同的范围,前期基本维持在0.8~0.95之间, 而后期则降到0.7以下的区间。这说明前后期环流 状态在夏季发生了较为明显的次季节突变。除此之 外,观察相似度(R_{ab})的极小值点,可以看到副高 的两次北跳在相似度的变化曲线上也可以体现出 来。在6月16日和7月24日左右,相似度达到了 极小值,尤其是后者接近0.65,说明环流有强烈的 调整。而在6月下旬至7月上旬之间,相似度处于 高值区,在0.85左右上下振荡,表明这段时间环



图 8 850 hPa 东亚地区 (20°N~45°N, 110°E~140°E) 风场相 似度 (*R*_{ab})随时间的变化。三角形:副高北跳阶段 *R*_{ab}所取到 的极小值

Fig. 8 Time series of the similarity (R_{ab}) of two consecutive wind fields in East Asia $(20^{\circ}N - 45^{\circ}N, 110^{\circ}E - 140^{\circ}E)$ at 850 hPa. The two triangles correspond to the minimum values of R_{ab} during the northward jumps of the WPSH 流稳定少变,而该阶段正是江淮流域的梅雨期。

5 次季节突变与南半球环流变化的联系

前面的分析表明, 东亚地区夏季风环流的次季 节突变除了第二次突变受到高纬地区环流影响明显 外,两次环流突变更主要的是受到热带地区对流活 动的影响,而且第一次突变受热带地区对流活动的 影响更显著。张庆云和陶诗言(1999)曾指出副高 的两次北跳与热带地区对流活动加强密切相关,而 这与赤道西风的爆发及扩展北进有关。Ueda et al. (1995) 在分析北半球夏季西太平洋大尺度对流活 动变化时,指出7月底热带西太平洋对流活动突然 加强北进,从而使得副高北跳,占据日本上空,梅 雨结束。值得指出的是,暖池对流活动的加强使其 上空产生强烈的气旋式环流,其南部西风加强,但 110°E以西的西风却并未相应加强,因而他们将这 种突变看作是独立于亚洲季风系统的活动。可见, 对于东亚地区7月中下旬次季节突变的认识,二者 有不同的观点。张庆云和陶诗言(1999)认为赤道 西风北进,对流因此加强,进而使得副高北跳;而 Ueda et al. (1995) 也认为副高北跳与暖池对流活 动有关,但认为西风不是暖池对流活动加强的原 因,只是其结果,前期暖池地区海温向东北方向延 伸才是对流活动加强的原因。那么,到底是什么原 因引起暖池对流活动在7月中下旬突然加强?

首先,我们来分析南海及暖池地区附近越赤道 气流的变化。高辉和薛峰(2006)指出夏季低层越 赤道气流中心位于 925 hPa,因此这里选取该层来 研究越赤道气流及风场的变化。从图 9 可以看到, 南海西边界(110°E)的热带地区西风有两次明显 的增强过程,第一次是在6月中旬,第二次是在7 月中下旬,这两次增强与南海地区对流活动增强的 时间是一致的。暖池地区西部 (125°E) 在 6 月初为 东风所控制,在6月10日到15日之间,东风迅速 减弱,并被西风取代;此后直到8月中旬,西风持 续增强,中间(7月10日)略有减弱;8月中旬以 后,西风开始迅速减弱。而暖池地区以南(赤道 处)的经向风在8月中旬之前也一直在增加,并大 致有三个主要的增强阶段,分别为6月中下旬、7 月上中旬以及8月上中旬,其中以中间阶段南风增 加最为显著。而这个阶段,暖池地区西部的西风在 达到极小值后也开始增加。这两者风速的增加都早 于南海西边界西风的加强。实际上,这时南海西边 界的西风正处于极小值阶段。从三个剖面的风速变 化(图9)来看,6月中旬暖池地区西风的加强是由 于南海地区西风向东扩展,但是7月中下旬暖池地 区西部西风的加强却并非因为南海地区西风的东 扩,而是与其南部南风的加强有密切关系。

图 10 给出的是关键阶段 925 hPa 风场候际差。 6 月中旬,南海及暖池地区由于西风向东扩展,对 流活动增强,产生了强烈的气旋式环流异常,使其 南部西风明显加强(图 10a)。与此同时,阿拉伯 海、印度半岛南部以及孟加拉湾地区也有强烈的西 风异常。位于南半球印度洋的马斯克林群岛上空叠 加了强烈的异常反气旋式环流,马斯克林高压(马 高)显著增强。这一系列的变化表明东亚夏季风环 流在 6 月中旬的这次季节突变并不是局地的现象, 而是与整个亚洲季风环流系统的变化有密切联系 的。马高的增强使得越赤道气流增强,进而西风东 扩,导致南海地区对流活动加强。当西风进一步向 东扩展到暖池地区时,与暖池东部的东风在此交 汇,产生强烈的辐合,因而暖池地区对流活动也显 著增强。

在 7 月中下旬 (图 10c),虽然暖池对流加强北进,产生强烈的气旋式环流异常,但是我们看到马



图 9 925 hPa 上沿 110°E (实线)、125°E (长虚线)取 5°N~ 15°N 平均的纬向风以及沿赤道 (短虚线)取 130°E~150°E 平 均的经向风随时间的变化 (单位: m/s)

Fig. 9 Time series of the zonal wind averaged over $5^{\circ}N - 15^{\circ}N$ along $110^{\circ}E$ (solid line) and $125^{\circ}E$ (long dashed line) and the meridional wind averaged over $130^{\circ}E - 150^{\circ}E$ along the equator (short dashed line)



图 10 925 hPa 风场候际差: (a) 第 34 候与第 33 候风场之差; (b) 第 40 候与第 39 候风场之差; (c) 第 41 候与第 40 候风场之差; (d) 第 45 候与第 44 候风场之差。其余同图 4

Fig. 10 The inter-pentad differences of wind fields at 925 hPa: (a) The difference between 34th pentad and 33rd pentad; (b) the difference between 40th pentad and 39th pentad; (c) the difference between 41st pentad and 40th pentad; (d) the difference between 45th pentad and 44th pentad. The others are the same as Fig. 4

高并未相应增强,南亚地区也没有西风异常。那 么,是什么原因引起暖池地区对流活动的加强?从 7月中旬风场候际差(图10b)可以看到,从澳大利 亚东部至暖池以南的赤道地区出现了强烈的南风异 常,澳洲东北部的越赤道气流显著增强。由于南半 球此时处于隆冬季节,越赤道气流的加强意味着有 大量的冷空气向北入侵到暖池地区,而冷空气的入 侵是否会导致暖池地区对流活动的增强?我们知 道,7月中旬以后暖池地区多热带气旋生成,而暖 池对流活动的加强很大程度上也表明了这一点。徐 亚梅和伍荣生(2003)研究了南半球冷空气入侵在 热带气旋形成中的作用,指出南半球冷空气的入 侵,一方面使暖池周围气温降低,稳定度增加,而 暖池中心中低层层结稳定度降低;另一方面,冷空 气形成向北的气压梯度,在低纬度产生南风,与北 风在此交汇,导致低层强烈辐合;稳定度因子和低 层辐合的共同作用,驱动深厚的垂直环流,产生十 分显著的非绝热加热,进而形成了暖心的热带气 旋。

623

不过,这并不能确定冷空气的入侵是导致暖池 对流活动增强的唯一因子。Ueda et al.(1995)指 出,前期暖池海温向东北方向的扩展与暖池地区对 流活动的增强有关。实际上,海温的作用可能更主 要的是使暖池地区的对流有效位能增加,为对流活 动的全面爆发积蓄能量。而当能量积蓄到一定程度 时就需要有一个触发因子,南半球冷空气的入侵恰 好起到了这个作用。这一点不同于6月中旬那次暖 池对流活动的增强,那次暖池对流活动的增强是由 于东西风切变,导致低层强烈辐合造成的。而在7 月中下旬,东风已经退出了暖池地区,冷空气的入 侵对暖池对流活动的加强起到了关键作用。

当暖池对流活动显著增强后,其上空会产生强 烈的气旋式环流异常,从而使其南侧的西风增强。 随着暖池对流活动向南海地区扩展,南海地区的西 风也开始增强,而南亚地区西风却并未增强。这也 说明了为什么在图 9 上赤道地区南风的增强与 125°E 剖面上热带西风的增强是同步的,而且超前 于南海地区西风的增强。图 10d 是 8 月中旬南半球 冷空气入侵暖池地区使其对流活动增强的又一个例 子,这里不再详述。此外,在上述两次澳洲东北部 越赤道气流增强的同时,澳大利亚高压(澳高)也 出现增强,表明二者有着直接的联系。

从上面的分析我们知道, 马高强度的变化能够 影响南海西边界西风的大小, 澳高强度的变化能够 影响澳洲东北部越赤道气流强度的变化, 然而, 马 高与西风的关系、澳高与其东北部越赤道气流的关 系以及马高与澳高的关系究竟如何仍然不是很清 楚。图 11 中马高和澳高强度的定义是仿照 Xue et al. (2003)的定义, 但采用的是 925 hPa 位势高度 场, 以与越赤道气流低层中心所在层次一致, 其 中, 马高所取区域为 (25°S~35°S, 40°E~90°E), 澳高所取区域为 (25°S~35°S, 120°E~150°E)。从 图 11a 上看, 马高强度的变化与南海西边界西风大 小的变化基本一致, 二者的相关系数达到 0. 87。所 不同的是 6 月中旬, 南海西边界西风的增强较马高 强度的增强要快得多, 这是由于前期 6 月上旬西风 增强东扩, 使得南海地区对流活动增强, 产生强的 气旋式环流,而气旋式环流又反过来加强了南海西 边界西风的强度。

相比图 11a, 图 11b 上所反应的澳高强度与其 东北部越赤道气流大小的关系则要复杂得多。在北 半球夏季前半程, 澳高是在缓慢减弱的, 而澳洲东 北部的越赤道气流却是在增强的, 过了7月中旬, 两者都开始迅速减弱。但总体来看,二者强弱变化 的位相十分吻合, 夫除线性趋势后的相关系数达到 了 0.72, 通过了 95%的信度检验, 而未去除线性趋 势前,两者的相关系数仅为一0.18,达不到 95% 的信度检验。之所以二者在7月中旬以前有相反的 变化,是因为北半球夏季前半程,南海地区西风 不断向东扩展到暖池地区,而原先占据暖池地区上 空的赤道东风开始减弱东退,这使得东西风交汇在 暖池地区,有利于低层的辐合,因而对流活动开始 增强。一旦对流活动增强, 气流进一步汇合, 使得 澳洲东北部的越赤道气流得以加强北进。至于澳高 强度的减弱,是因为它是大陆性的冷高压,随着南 半球冬季慢慢过去,大陆开始回暖,澳高的强度便 开始减弱。前期由于还处于隆冬季节,温度较低, 澳高较强,后期隆冬一过,大陆回暖加快,澳高的 强度也开始迅速减弱,因而其东北部的越赤道气流 也开始迅速减弱。值得注意的是,在7月中旬和8 月中旬, 澳高有两次明显的增强过程, 相应地, 澳 洲东北部的越赤道气流也有两次明显的增强过程, 尤其是后一次澳高的增强使得越赤道气流达到最 强。这两次越赤道气流的增强与前面所分析的冷空



图 11 925 hPa 上 (a) 马斯克林高压 (实线,单位:gpm) 和沿 110°E 取 5°N~15°N 平均的纬向风 (短虚线,单位:m/s) 以及 (b) 澳大利 亚高压 (实线,单位:gpm) 和沿赤道取 130°E~150°E 平均的经向风 (短虚线,单位:m/s) 随时间的变化

Fig. 11 Time series of (a) the Mascarene high (solid line) and the zonal wind averaged over 5°N-15°N along 110°E (short dashed line),
(b) the Australian high (solid line) and the meridional wind averaged over 130°E-150°E along the equator (short dashed line)



图 12 925 hPa 上 25°S~35°S 平均位势高度的时间一经度剖面 图 (单位:gpm)。箭头所指方向表示马高增强后澳高相应增强 Fig. 12 Time - longitude cross section of geopotential height (gpm) averaged over 25°S - 35°S at 925 hPa. The dashed lines with arrows denote the corresponding enhancement of the Australian high after the Mascarene high intensifies

气入侵暖池地区的时间是一致的。总之,澳高的强 度能直接影响到其东北部越赤道气流的变化,只是 在南半球冬季前期这种影响受制于暖池地区对流活 动的变化,从而使得两者表现出不同的变化趋势。

在南半球冬季期间,澳高的强度除了受下垫面 温度影响明显外,还容易受到马高的影响。关于两 者的关系,已有许多人做过研究。杨修群和黄土松 (1989)的数值试验表明马高通过能量频散可以影 响到澳高的变化。Xue and He (2005)通过个例分 析,也表明马高的低频振荡能够引起澳高及越赤道 气流的振荡。从图 12 上也可以明显看到,马高每 次增强后的1至2 候澳高也随之增强,但二者有着 相反的变化趋势,马高在逐渐增强,而澳高却在振 荡中减弱。由此可见,澳高的变化同时受到大陆下 垫面温度以及上游马高能量频散的影响,前者影响 澳高的变化趋势,而后者影响澳高的低频振荡。此 外,还可以看到在整个南半球冬季期间,两个高压 中心基本稳定在 40°E~90°E 以及 120°E~150°E 之 间,表明之前关于马高和澳高的定义是合理的。

6 小结与讨论

本文利用常规气象要素资料以及变差度方法研 究了东亚地区夏季风环流的季节内演变特征。分析 发现,东亚地区大气环流在夏季期间存在两次明显 的次季节突变,分别是在 6 月中旬和 7 月下旬,这 与前人所指出的副高两次北跳的时间基本一致(陶 诗言,1963; Tao and Chen,1987)。同时,由于副 高的两次北跳,东亚地区雨带也出现两次明显的突 跳,对应于江淮流域至日本一带梅雨季节以及中国 北方雨季的开始。但是,仔细比较两次突变后发 现,无论从环流变化的幅度还是从影响范围来看, 第二次突变都比第一次突变要强烈得多,这一点在 副高各特征指数的变化上体现得最为明显,而从东 亚地区风场变差度的变化上也能清楚地反映出来。 当副高第二次北跳之后,夏季风在东亚地区也推进 到了最北位置——中国东北地区,8 月中旬以后便 开始迅速向南撤退。

副高两次突变都是以东退北跳的形式进行。但 两次突变又有明显的不同,首先是幅度不同,后者 远强于前者;其次是第一次北跳前副高有明显的加 强西伸,而二次北跳以后,副高才明显西伸,这与 其西部边缘凝结潜热的释放有关,两者的相互作用 使得副高呈现出明显的东西振荡。

副高的两次北跳过程中,影响的因子也各有不同。从雨带和变差度的变化上可以看到,南海及暖池地区对流活动的增强均超前于副高的两次北跳,对于后者有着重要的影响。6月中旬,由于副高偏西偏南,南海地区对流活动较暖池地区对流活动影响更为显著,而高纬地区环流的影响则较弱。7月下旬,由于副高北移到更高纬度,且位置偏东,暖池对流活动的影响更重要。这一阶段,暖池对流活动向北推进,并显著增强,在其上空产生强烈的气旋式环流异常,并通过向东北方向传播的 Rossby 波列,使其北部的日本群岛上空产生强烈的反气旋式环流异常;与此同时,高纬地区由于东传 Rossby 波的影响也产生相应的环流异常,二者的锁相作用 使得副高发生强烈的北跳。

变差度的分析进一步证实了夏季期间东亚地区 在6月中旬和7月下旬存在两次明显的次季节突 变,而且进入8月以后,由于热带地区对流活动以 及高纬地区环流的影响,东亚地区环流调整十分频 繁。分析还表明,随着夏季季节进程的推进,高纬 地区对流层中低层环流的调整随着高度的增加而逐 渐减弱,这与中高纬地区之间的温差变化有密切关 系。虽然,高纬地区中低层环流在7月中旬以后调 整减弱,但是,由于副高此时处于较高纬度,高纬 地区环流的轻微调整就能够直接影响到副高的变 化。与此相反的是,高纬地区高层环流的调整在北 半球夏季后半期随着高度的增加却是逐渐增强的, 这与高层环流从夏到冬的季节变化有关。

通过分析越赤道气流及南半球环流的变化,进 一步确证了马高对于南海西边界西风强度的影响。 而且西风的东扩增强了南海及暖池地区对流活动, 并进而影响到副高的北跳,但是这种影响只局限于 6月中旬副高的第一次北跳。对于7月中下旬暖池 地区对流活动的加强,起主要作用的是澳洲东北部 的越赤道气流。由于越赤道气流加强,南半球大量 冷空气侵入到暖池地区,使得暖池地区出现强烈的 对流不稳定,同时还加强了低层的辐合,两个因子 共同作用,加强了暖池地区的对流活动。不过,在 前期暖池对流活动对于澳洲东北部越赤道气流强度 的变化有着重要的影响,使得澳高强度与其东北部 越赤道气流的强弱表现出相反的变化趋势。此外, 我们还发现澳高强度在南半球冬季的变化受制于两 个因素,一个是澳洲大陆下垫面的温度,另一个是 上游马高的能量频散,前者影响澳高的变化趋势, 而后者影响其低频振荡。

需要特别指出的是,7月下旬副高第二次北跳 之后,东亚地区环流呈现出明显不同的状态,这一 点从相似度的分析上可以明显看到。实际上,北半 球夏季前期东亚地区大气环流特征主要表现为江淮 流域至日本一带的梅雨,而后期则表现为热带西太 平洋地区多热带气旋活动,同时中国北方处于降水 盛期。根据上面的分析,这两阶段环流变化的特征 以及影响的因子都不同,也就使得东亚地区大气环 流呈现出前后两个不同的状态。

目前,对于中国夏季汛期降水的季度预测,基本都是从整个夏季平均来考虑,但是由于前后期环流状态显著不同,如果不区分阶段来预测夏季降水,可能会因此出现较大的误差。据此,我们设想在对夏季降水进行预测时,考虑到资料的处理方便,可以将夏季降水的预测大体上分为两个阶段,前一阶段包括6、7月份,而后一阶段为8月份。根据不同的阶段,找出不同的预测因子,以进一步提高中国夏季降水的预测水平。这里只是提出关于中国汛期降水预测的初步设想,能否可行还有待进一步验证。由于本文的结论主要是根据分析东亚夏季风环流的气候态特征得出的,因而在年际变化上这

些结论是否合理,需要后面作进一步的研究。事实上,Xue and He (2005)、Xue and Liu (2008)和薛峰(2008)根据个例分析以及合成分析的结果,从年际变化的角度在一定程度上表明并证实了这种观点。

除了需要从年际变化角度对东亚夏季风环流的 次季节突变特征作进一步研究外,关于冷空气入侵 与暖池对流活动增强的关系,也需要作进一步的分 析,以弄清楚前者是后者加强的充分条件还是必要 条件,这点对于西太平洋热带气旋的研究有着重要 的意义。同时,还要将冷空气入侵与暖池地区前期 海温的变化联系在一起,以了解清楚两者的关系以 及它们对西太平洋热带地区对流活动的具体影响。 至于为何东亚夏季风环流第一次次季节突变阶段高 低空环流没有出现相应的环流异常,而第二次次季 节突变阶段高低空出现时间上如此一致的相应环流 异常,这一点还不清楚,也有待进一步的分析研究。

参考文献 (References)

- 董步文, 丑纪范. 1988. 西太平洋副热带高压脊线位置季节变化的 实况分析和理论模拟 [J]. 气象学报, 46 (3): 361-364. Dong Buwen, Chou Jifan. 1988. Actual analysis and theoretical simulation about position of subtropical highs over western Pacific [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 46 (3): 361-364.
- 高辉, 薛峰. 2006. 越赤道气流的季节变化及其对南海夏季风爆发 的影响 [J]. 气候与环境研究, 11 (1): 57-68. Gao Hui, Xue Feng. 2006. Seasonal variation of the cross-equatorial flows and their influences on the onset of South China Sea summer monsoon [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 11 (1): 57-68.
- 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 [J]. 大气科学,12 (特 刊):107-116. Huang Ronghui, Li Weijing. 1988. Influence of the heat source anomaly over the western tropical Pacific on the subtropical high over East Asia in summer and its physical mechanism [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 12 (Special Issue): 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 [J]. 大气科学,18 (2):141-151. Huang Ronghui, Sun Fengying. 1994. Impacts of the thermal state and the convective activities over the tropical western Pacific warm pool on the summer climate anomalies in East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 18 (2): 141-151.
- 黄士松, 余志豪. 1962. 副热带高压结构及其同大气环流有关若干 问题的研究 [J]. 气象学报, 31 (4): 339-359. Huang Shisong,

Yu Zhihao. 1962. On the structure of the subtropical highs and some associated aspects of the general circulation of atmosphere [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 31 (4): 339-359.

- 黄士松. 1963. 副热带高压东西向移动及其预报的研究 [J]. 气象 学报, 33 (3): 320-332. Huang Shisong. 1963. A study of the longitudinal movement and its forecasting of subtropical anticyclones [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 33 (3): 320-332.
- 简茂球, 乔云亭, 罗会邦. 2000. 南海夏季风爆发前后低纬大气环 流突变特征 [J]. 气候与环境研究, 5 (4): 356-362. Jian Maoqiu, Qiao Yunting, Luo Huibang. 2000. The abrupt change of the circulation in low-latitudes during the period from April to June [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 5 (4): 356-362.
- 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.
- Lau K M, Yang S. 1997. Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon [J]. Adv. Atmos. Sci., 14 (2): 141-162.
- 林中达. 2007. 东亚夏季高空西风急流变异及其机理 [D]. 中国科 学院大气物理研究所博士学位论文, 16-17. Lin Zhongda. Variability of upper tropospheric jet stream over East Asia in summer and its mechanism [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 16-17.
- 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.
- Nitta T. 1986. Long-term variations of cloud amount in the western Pacific region [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 64 (3): 373-390.
- 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.
- 陶诗言, 徐淑英. 1962. 夏季江淮流域持久性旱涝现象的环流特征 [J]. 气象学报, 32 (1): 1-18. Tao Shiyan, Xu Shuying. 1962. Some aspects of the circulation during the periods of the persistent drought and flood in Yangtze-Huaihe valleys in summer [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 32 (1): 1-18.
- 陶诗言, 徐淑英, 郭其蕴. 1962. 夏季东亚热带和副热带地区经向 和纬向流型的特征 [J]. 气象学报, 32 (2): 91-102. Tao Shiyan, Xu Shuying, Guo Qiyun. 1962. The characteristics of the zonal and meridional circulation over tropical and subtropical regions in East Asia in summer [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 32 (2): 91-102.
- 陶诗言. 1963. 中国夏季副热带天气系统若干问题的研究 [M]. 北 京:科学出版社, 10-18. Tao Shiyan. 1963. Study on Some Aspects of Subtropical Synoptic Systems in China in Summer (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 10-18.
- 陶诗言,朱福康. 1964. 夏季亚洲南部 100 毫巴流型的变化及其与

西太平洋副热带高压进退的关系 [J]. 气象学报, 34 (4): 385-392. Tao Shiyan, Zhu Fukang. 1964. The 100-mb flow patterns in southern Asia in summer and its relation to the advance and retreat of the West-Pacific subtropical anticyclone over the Far East [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 34 (4): 385-392.

627

- Tao S Y, Chen L X. 1987. A review on the East Asian summer monsoon [M]//Krishnamurti T N, Chang C P, et al. Monsoon Meteorology. Oxford: Oxford University Press, 60-92.
- 陶诗言, 卫捷. 2006. 再论夏季西太平洋副热带高压的西伸北跳 [J]. 应用气象学报, 17 (5): 513-524. Tao Shiyan, Wei Jie. 2006. The westward and northward advance of the subtropical high over the west Pacific in summer [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 17 (5): 513-524.
- 涂长望,黄士松. 1944. 中国夏季风之进退 [J]. 气象学报, 18 (1): 81-92. Tu Changwang, Huang Shisong. 1944. The advance and retreat of the summer monsoon in China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 18 (1): 81-92.
- 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.
- Wang H J. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's [J]. Adv. Atmos. Sci., 18 (3): 376-386.
- Xie P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78 (11): 2539 – 2558.
- 徐亚梅,伍荣生. 2003. 南半球冷空气入侵与热带气旋的形成 [J].
 气象学报,61(5):540-547. Xu Yamei, Wu Rongsheng.
 2003. The effects of cold surges from Southern Hemisphere on tropical cyclone formation [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 61(5):540-547.
- Xue F. 2001. Interannual to interdecadal variation of East Asian summer monsoon and its association with the global atmospheric circulation and sea surface temperature [J]. Adv. Atmos. Sci., 18 (4): 567-575.
- 薛峰,林一骅,曾庆存. 2002. 论大气环流的季节划分和季节突变 III. 气候平均情况 [J]. 大气科学, 26 (3): 307 - 314. Xue Feng, Lin Yihua, Zeng Qingcun. 2002. On the seasonal division of atmospheric general circulation and its abrupt change. Part III: Climatology [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (3): 307 - 314.
- Xue F, Wang H J, He J H. 2003. Interannual variability of Mascarene high and Australian high and their influences on summer rainfall over East Asia [J]. Chin. Sci. Bull., 48 (5): 492-497.
- Xue F, He J X. 2005. Influence of the southern hemispheric circulation on East-West Oscillation of the western Pacific subtropical high [J]. Chin. Sci. Bull., 50 (14): 1532-1536.
- Xue F, Liu C Z. 2008. The influence of moderate ENSO on summer rainfall in eastern China and its comparison with strong ENSO [J]. Chin. Sci. Bull., 53 (5): 791-800.

- 薛峰. 2008. 强 La Niña 背景下的东亚夏季风异常与 1989 年和 1999 年中国夏季降水的对比分析 [J]. 大气科学, 32 (3): 423 – 431. Xue Feng. 2008. East Asian summer monsoon anomalies in strong La Niña years and comparison of summer precipitation in China between 1989 and 1999 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (3): 423 – 431.
- 杨修群,黄士松. 1989. 马斯克林高压的强度变化对大气环流影响 的数值试验 [J]. 气象科学,9(2):125-138. Yang Xiuqun, Huang Shisong. 1989. The influence of intensity change of Mascarene high on the general circulation of atmosphere—A numerical experiment [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 9 (2):125-138.
- Yeh T C, Tao S Y, Li M C. 1959. The abrupt change of circulation over the Northern Hemisphere during June and October [M]. The Atmosphere and the Sea in Motion, Scientific Contribution to the Rossby Memorial Volume. New York: The Rockefellers Press, 249 – 267.
- 曾庆存,张邦林. 1992. 论大气环流的季节划分和季节突变 I. 概念 和方法 [J]. 大气科学, 16 (6): 641 - 648. Zeng Qingcun, Zhang Bangling. 1992. On the seasons of general atmospheric circulation and their abrupt changes. Part I: General concept and method [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 16 (6): 641-648.
- 曾庆存,张东凌,张铭,等. 2005. 大气环流的季节突变与季风的建立 I. 基本理论方法和气候场分析 [J]. 气候与环境研究,10(3): 285-302. Zeng Qingcun, Zhang Dongling, Zhang Ming, et al. 2005. The abrupt seasonal transitions in the atmospheric general circulation and the onset of monsoons. Part I: Basic theoretical method and its application to the analysis of climatological mean observations [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 10(3): 285-302.

- 张邦林,曾庆存. 1998. 论大气环流的季节划分和季节突变 II. 个 别年份的分析 [J]. 大气科学, 22 (2): 129-136. Zhang Banglin, Zeng Qingcun. 1998. A study on the seasons of general atmospheric circulation and their abrupt changes. Part II: Case study of particular year [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 22 (2): 129-136.
- 张铭,张东凌,左瑞亭,等. 2005. 大气环流的季节突变与季风的建 立 II. 个别年份南海夏季风的情况 [J]. 气候与环境研究, 10 (3): 303-314. Zhang Ming, Zhang Dongling, Zuo Ruiting, et al. 2005. The abrupt seasonal transitions in the atmospheric general circulation and the onset of monsoons. Part II: The onset of summer monsoon in South China Sea region [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 10 (3): 303-314.
- 张庆云,陶诗言. 1998. 亚洲中高纬度环流对东亚夏季降水的影响 [J]. 气象学报,56(2):199-211. Zhang Qingyun, Tao Shiyan. 1998. Influence of Asian mid - high latitude circulation on East Asian summer rainfall [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese),56(2):199-211.
- 张庆云,陶诗言. 1999. 夏季西太平洋副热带高压北跳及异常的研究[J]. 气象学报,57(5):539-548. Zhang Qingyun, Tao Shiyan. 1999. The study on the sudden northward jump of the subtropical high over the western Pacific [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57(5):539-548.
- 赵振国,王永光,陈桂英,等. 1999. 中国夏季旱涝及环境场 [M]. 北京:气象出版社,10-16. Zhao Zhenguo, Wang Yongguang, Chen Guiying, et al. 1999. Droughts and floods in China during summer and its environmental fields (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 10-16.
- 竺可桢. 1934. 东南季风与中国之雨量 [J]. 地理学报, 1 (1): 1-27. Zhu Kezhen. 1934. The Enigma of southeast monsoon in China [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 1 (1): 1-27.