张琴,姚秀萍,寿绍文. 2010. 梅雨期西太平洋副热带高压异常东退与东风带扰动关系的合成诊断分析 [J]. 大气科学, 35 (1): 29-40. Zhang Qin, Yao Xiuping, Shou Shaowen. 2010. The composite analysis of the relationship between the abnormal retreat of the subtropical anticyclone over the western Pacific Ocean and the easterlies vortex in Meiyu period [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (1): 29-40.

# 梅雨期西太平洋副热带高压异常东退与 东风带扰动关系的合成诊断分析

## 张琴1 姚秀萍2,3 寿绍文1

1南京信息工程大学大气科学学院,南京 210044

2 中国气象局武汉暴雨研究所,武汉 430074

3中国气象局公共气象服务中心,北京 100081

**摘 要**利用 NCEP/NCAR 日平均再分析资料,对梅雨期热带对流层上空东风带扰动影响西太平洋副热带高压 短期东退的过程进行了合成诊断分析。结果表明:梅雨期西太平洋副热带高压(简称西太副高)的短期东退与低 纬热带地区上空东风带扰动存在着密切的联系,本文给出了在西太副高异常东退前后东风带扰动的结构及其演 变特征,揭示了东风带扰动所对应的正涡度减弱以及对流层高层北风加强发展对西太副高短期东退的指示意义; 东风带扰动西侧上升运动的增强有利于西太副高的异常东退。全型垂直涡度倾向方程的诊断进一步表明:东风 带扰动西侧的正变涡与西风带扰动东侧的正变涡南北打通有利于西太副高的异常东退;在东风带扰动的西侧,涡 度平流是造成正变涡的主要因素;空间非均匀加热效应在 500 hPa 附近对流层中层对正变涡贡献最大;垂直运动 项对正变涡的贡献为负。可见,梅雨期西太副高的短期东退受东风带扰动影响,其机制不仅表现在动力效应上, 同时热力作用亦不可忽略。

关键词 梅雨期 西太平洋副热带高压 东风带扰动 合成诊断 机制
 文章编号 1006-9895 (2011) 01-0029-12
 中图分类号 P461
 文献标识码 A

## The Composite Analysis of the Relationship between the Abnormal Retreat of the Subtropical Anticyclone over the Western Pacific Ocean and the Easterlies Vortex in Meiyu Period

ZHANG Qin<sup>1</sup>, YAO Xiuping<sup>2, 3</sup>, and SHOU Shaowen<sup>1</sup>

1 Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

2 Institute of Heavy Rain, China Meteorological Administration, Wuhan 430074

3 Public Weather Service Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

**Abstract** The process of the vortex in the easterlies (EV) affecting the short-term eastward retreat of subtropical anticyclone over the Western Pacific (WPSA) is analyzed by employing the NCEP/NCAR reanalysis data sets. The short-term eastward retreat of the WPSA is related to the EV in the upper troposphere in tropical regions. The

作者简介 张琴, 女, 硕士, 主要从事副热带高压短期移动机理研究。E-mail: zqsdzb@sina. com

**收稿日期** 2009-11-05, 2010-06-24 收修定稿

**资助项目** 中国气象局武汉暴雨研究所 2008 年度暴雨研究开放重点基金项目(编号: IHR2005K04),国家自然科学基金资助项目 40875030、40775033

	大	气	科	学	
Chinese.	Journal	of .	Atmos	spheric	Sciences

structure and alteration of the EV before and after the eastward retreat of the WPSA are shown in this paper. The reduction of the positive vorticity and the enhancement of the north wind foreshow the withdrawal of the WPSA. The ascent motion of flow field in the west of the EV is strengthened. This may become one of the main mechanisms of the WPSA short-term eastward retreat. The diagnostic analyses of the complete vertical vorticity equation show that the WPSA retreated eastward abnormally when the two positive vorticity trend areas on the west side of the EV and on the east side of the vortex in the westerlies (WV) connected. The vorticity advection is the most important factor of the WPSA eastward retreat. The contribution to the vorticity trend from the ascent motion term was adverse to the vorticity advection term. Spatial non-uniform heating effect is opposite in the upper and lower troposphere. Therefore, the short-term eastward retreat of WPSA is influence by the EV, the mechanisms lie in dynamic effect and thermodynamic effect.

Key words Meiyu period, subtropical anticyclone over the western Pacific, easterlies vortex, composite diagnosis, mechanism

## 1 引言

通常,6月中旬到7月上旬是长江中下游地区 到淮河流域一带的梅雨期。入梅后,持续性的致洪 暴雨往往会给江淮和沿江地区造成十分严重的汛 情。梅雨期暴雨天气持续多久,何时有转机,一直 是预报工作的重点,也给梅雨期强降水短期天气预 报能力提出挑战,通常认为梅雨期降水与西太平洋 副热带高压(简称西太副高)有很大的关系。可 见,梅雨期降水的"转机"预报与西太副高短期位 置移动变化的预报有着密切的联系。

梅雨天气涉及到高低纬、高低空各大气环流系 统的相互配合,是多个大气环流系统共同作用的产 物。从天气尺度上的影响系统来看,影响梅雨天气 的中高纬天气系统主要是西风槽和低涡,低纬天气 系统主要是西太副高(吴国雄等,2002)。西太副 高位于热带与温带的过渡区,其北侧盛行西风气 流,南侧盛行东风气流,它的位置和强度变化直接 影响着我国夏季雨带的位置,是暴雨的重要影响天 气系统。

关于西太副高对我国汛期的影响研究,已经有 很多成果(刘屹岷和吴国雄,2000;张庆云等, 2003;陶诗言等,2003)。对于西太副高东西进退, 陶诗言和卫捷(2006)指出,夏季我国东部暴雨带 的位置的变动,受西太副高西伸北跳的影响,当西 太副高南撤东退时,暴雨带向南移动;刘还珠和姚 明明(2000)通过不同的对流潜热加热的敏感试 验,研究了降水与西太副高之间的相互作用。任荣 彩等(2007)发现副热带高压和南亚高压有相向和 相背移动的趋势,南亚高压从动力上和热力上影响 中层西太副高的短期变异。目前,关于西太副高短 期东西向移动的研究多数集中在中高纬度,对热带 地区的天气系统研究还不多。姚秀萍等(2007, 2008)的研究表明,2003年西太副高东西向运动与 热带对流层上空东风带扰动有着密切的联系,同时 也指出,热带对流层上空东风带扰动对西太副高东 西向运动的过程和机制有待于进一步验证。为此, 本文对东风带扰动影响西太副高东西向短期运动的个 例进行合成分析,试图弄清热带对流层上空西太副高 异常东退与东风带扰动的关系及其可能机制,这将 有助于进一步完善对西太副高短期移动规律的认识。

#### 2 过程选取与合成方法

姚秀萍等(2007)指出,在梅雨期暴雨维持阶段,西太副高处于不断西伸过程,位于西太副高南 侧东风带中的扰动(简称东风带扰动,以"E"表示)在东风带中随着西太副高向西运动,位于西太 副高北侧西风带中的扰动(简称西风带扰动,以 "W"表示)向东移动,随着东、西风带扰动在经向 上相互靠近,接近同一经度时,西太副高在短期内 突然出现东退,这种现象在梅雨期首场暴雨过程中 尤为明显。西太副高东退后,江淮一带的暴雨相应 出现减弱或中断。

根据上述事实,与姚秀萍等(2007)相同,本 文将东风带扰动定义为西太副高南侧的东风气流中 的扰动,在500 hPa高度场与风场上有所体现;西 风带扰动定义为西风带中心位于45°N 以南的扰 动,在500 hPa高度场和风场上都能表现得很清 楚。对近20年来梅雨期内500 hPa天气图进行普 查,发现东风波出现频繁,经常加深形成扰动,西 风带扰动的加深发展更为常见,尤其在东亚沿岸, 有时能形成一个闭合环流。东/西风带扰动造成西 太副高短期东退的现象也经常出现,本文从中选取 了 6 次典型过程,分别为 2008 年 6 月 10 日、2007 年 7 月 10 日、2003 年 6 月 24 日、2003 年 7 月 6 日、1999 年 6 月 28 日、1990 年 6 月 21 日。鉴于 2003 年 6 月 24 日的个例较为接近各个个例中东风 带扰动的平均位置,以 2003 年 6 月 24 日个例中的 东风带扰动的位置为参考点,西太副高异常东退日 设为 0 天进行合成,形成合成分析资料,其中,一1 天与 1 天分别为西太副高东退前后各一天。

表1给出了6个个例东风带扰动E、西风带扰动W和西太副高西脊点G的平均位置。由表1可见,在西太副高东西进退过程中,东风带扰动中心

所在的纬度基本在 18°N 附近, 西风带扰动基本上 在 37°N~40°N 之间活动, 也就是说东、西风带扰 动基本是沿着纬圈作相向移动的, 而在西太副高东 退的前一天(-1天), 东、西风带扰动的移速加 快, 达到每日 8 个经度。当西风带扰动的移速加 快, 达到每日 8 个经度。当西风带扰动移动到 110°E 以东时, 纬度最低。这与姚秀萍等(2007) 提到的短波槽往往在 110°E 以东地区向南加深发展 相一致, 西风带扰动在本质上就是西风槽活动的一 种体现。从西太副高西脊点的平均位置来看, 西太 副高在异常东退后并没有加强西伸, 而是停留在 120°E 以东, 再次西伸过程需要的时间一般为 1~3 天, 甚至 3 天以上。这与姚秀萍等(2007) 不同, 体现了合成分析和个例分析之间所存在的差异。

31

图1是合成后的西太副高突然东退前1日和当

表 1 西太副高东退前后 6 个个例东风带扰动、西风带扰动以及西太副高西脊点平均位置

 Table 1
 The mean locations of easterlies, westerlies, and western extension of the subtropical anticyclone over the western Pacific

 before and after the eastward retreat of WPSA

	6个个例平均位置				
日期	东风带扰动	西风带扰动	西太副高西脊点		
-3 天	(18.5°N, 136.8°E)	(40.2°N, 99.0°E)	113.2°E		
-2 天	(18.2°N, 131.2°E)	(39.3°N, 103.3°E)	111.7°E		
-1天	(18.8°N, 128.0°E)	(38.2°N, 108.5°E)	110.7°E		
0天	(18.8°N, 120.8°E)	(37.0°N, 116.3°E)	121.0°E		
1天	(18.1°N, 116.8°E)	(37.2°N, 121.2°E)	125.2°E		
2 天	(17.2°N, 113.6°E)	(38.8°N, 126.7°E)	126.7°E		
3 天	(15.0°N, 110.8°E)	(41.1°N, 134.2°E)	123.8°E		

注: "0" 指西太副高突然东退当日; "一1、一2、一3" 指西太副高突然东退前 "1 天、2 天、3 天"; "1、2、3" 指西太副高突然东退后 "1 天、2 天、3 天"。



图 1 西太副高东退前 (a)、后 (b) 500 hPa 高度场 (单位: dagpm)、纬向偏差风场 (90°E~180°) 合成。阴影: 500 hPa 正涡度 (单位: 10<sup>-5</sup>s<sup>-1</sup>)

Fig. 1 The composite height field (dagpm) and the zonal deviation wind vector before and after the eastward retreat of the WPSA at 500 hPa. Shadings denote the positive vorticity at 500 hPa; E and W denote the vortex in the easterlies (EV) and the vortex in the westerlies (WV)

日 500 hPa 高度场、涡度场和纬向偏差风场。东、 西风带扰动对应着正涡度。西太副高向赤道一侧为 东风带,向极一侧为西风带,东/西风带扰动随着 气流分别向西/东移动,当两者的经度基本相同时, 西太副高出现异常东退。可见,东风带扰动的位置 对西太副高的异常东退有一定的指示作用,对于梅 雨期西太副高的东西向短期变动也有一定的指示意 义。

## 3 西太副高与东风带扰动的演变特征

由于江淮流域地区降水分布受西太副高影响, 而且从以上的分析可知,西太副高活动与东风带扰 动有关。以下将对此进行分析。

#### 3.1 西太副高的演变特征及其与江淮流域降水的 关系

梅雨期江淮流域的雨带分布与西太副高的强度 和位置有着十分密切的关系。西太副高异常偏西是 造成江淮流域降水偏多的原因。从 500 hPa 西太副 高脊线上的位势高度与江淮流域 41 个站的降水量 合成随时间的变化(图 2)上可以看出,西太副高 在 0天时,出现异常减弱东退。0天前,588 线主 体位于 120°E 以西,在此期间,江淮流域降水呈现 增多的趋势,6小时降水量最大值达到了3.20 mm。 0天后,西太副高主体东退了 20 个经度,12 小时 后,雨量明显减少。从合成的全国 24 小时降水分 布图(图略)来看,西太副高东退后,雨带不断南 压到江南一带,甚至短暂消失。有研究(刘屹岷 等,1999)表明,降水所释放的凝结潜热对西太副 高的形成和变异有重要的作用,西太副高的位置对 降水和雨带有制约作用。

#### 3.2 东风带扰动的结构演变特征

由前面分析表明西太副高的异常东退与东风带 扰动的运动有关,为此以下分析东风带扰动的结构 演变特征。图3给出了东风带扰动中心的涡度(图 3a)和纬向高度偏差(图 3b)随时间的演变过程。 在涡度场(图 3a)上,扰动区对应正涡度,东风带 扰动中心的涡度可以用以表示东风带扰动的强度。 从图 3a上看出,东风带扰动中心位于 200 hPa 附 近,从高度偏差场(图 3b)来看,东风带扰动中心 对应着负变高,从 500 hPa 延伸到 50 hPa,中心位 置在 150 hPa 左右,比正涡度中心高度略高。西太 副高东退前后,扰动中心的强度经历了先增强后减



图 2 沿 25°N 500 hPa 位势高度的经度—时间剖面合成。阴 影: 位势高度大于 588 dagpm 区域; 点线: 41 个代表站的 6 小 时降水量合成 (单位: 10<sup>-2</sup>mm)

Fig. 2 The composite height field (dagpm) along  $25^{\circ}$  N at 500 hPa, and the 6-h precipitation averaged for 41 stations in the Changjiang – Huaihe River valleys

弱的过程。可见,东风带扰动在对流层高层最明显,垂直方向上的尺度深厚,能够影响到中心位于500 hPa的西太副高。另外,东风带扰动强度的减弱先于西太副高的异常东退,对西太副高的异常东退, 对西太副高的异常东退的预报有一定的指示意义。

由于东风带扰动中心位于 18°N 附近, 纬向宽 度在 10 个经度范围内。因此, 以 200 hPa 沿 15°N~ 25°N 的平均涡度场来代表东风带扰动的位置。由图 4a 中可以发现, 东风带扰动随时间向西移动, 东侧 的南风在 0 天后迅速减小, 而西侧的北风有增大的 趋势。

陶诗言和朱福康(1964)指出,夏季南亚高压 与 500 hPa 西太平洋副热带高压的进退有着紧密联 系,两者有相向和相背而行的趋势。南亚高压西部 型建立过程中,我国大陆东部的西太副高常向东南 撤。从图 4b 可以看出,对应于西太副高的异常东 退,200 hPa 上南亚高压在 0 天突然减弱西移, 1252 dagpm 从 130°E 西退到 115°E,并停滞在 120°E 以西。此时,东风带扰动中心位于 130°E。纵观西太 副高东退时刻的东风带扰动、西太副高和南亚高压 的位置,不难发现,东风带扰动位于南亚高压东南 侧、西太副高的西南侧。南亚高压对应的反气旋环 流,使得东风带扰动西侧的北风逐渐增大,而西太 副高的减弱东退,有利于东风带扰动东侧的南风减



图 3 沿东风带扰动中心的涡度 (a, 单位: 10<sup>-5</sup>s<sup>-1</sup>) 与纬向高度偏差 (90°E~180°) (b, 单位: dagpm) 的时间—高度剖面合成 Fig. 3 The time - height cross sections of (a) vorticity and (b) zonal height deviation along the center of EV



图 4 (a) 200 hPa 沿 15°N~25°N 平均的涡度场 (阴影为正值区,单位: 10<sup>-5</sup>s<sup>-1</sup>) 和经向风场 (实、虚线为南、北风,单位: m/s) 经度— 时间合成; (b) 200 hPa 沿南亚高压脊线上的位势高度场 (阴影: 大于 1250 dagpm 区域; 虚线: 500 hPa 上 588 dagpm 等高线) 经度—时间合成 Fig. 4 (a) Longitude - time cross sections averaged over 10°N-25°N for the vorticity (shaded, units: 10<sup>-5</sup>s<sup>-1</sup>) and meridional wind (solid line: north wind; dotted line: south wind; units: m/s) at 200 hPa. (b) Longitude - time cross section of the height field along the ridge line of South Asia high at 200 hPa (the shaded is greater than 1250 dagpm and dotted line denotes the 588-dagpm isoline at 500 hPa)

小。地转涡度平流(-βv)的变化直接取决于南北 风的发展,西太副高东退之时东风带扰动西侧的北 风的加强势必导致正地转涡度平流的加强,贡献于 东风带扰动西侧正涡度的发展。所以,东风带扰动 西侧的北风的发展可能是影响西太副高短期异常东 退的原因之一。

图 5a 为 0 天时东风带扰动位温偏差的垂直分 布,从图上可看出,东风带扰动为上暖下冷的结 构。以扰动的中心为分界线,暖心位于 100 hPa 附 近,冷心位于 400 hPa 附近,暖心强度强于冷心强 度。

根据大尺度的大气运动近似满足的热成风关系 原理:

$$\frac{\partial v_{\rm g}}{\partial p} = -\frac{R}{fp} \frac{\partial T}{\partial x},\tag{1}$$

33

将未饱和湿空气的位温表达式

$$\theta = T\Big(\frac{p_{00}}{p}\Big)^{\kappa}$$

代入(1)式,得

$$\frac{\partial v_{g}}{\partial p} = -\frac{R}{f p_{00}^{\kappa}} p^{(\kappa-1)} \frac{\partial \theta}{\partial x}, \qquad (2)$$

其中,  $\kappa$  为 $R/c_p$ 。由(2)式可见,  $\partial v_g/\partial p$  与 $\partial \theta/\partial x$ 有关。由图 5a, 在东风带扰动暖心的西侧, 当取同 一高度, 有 $\partial \theta/\partial x > 0$ , 则有 $\partial v_g/\partial p < 0$ , 导致东风带 扰动暖心西侧附近区域北风随高度减弱; 相反, 在 冷心的西侧, 有 $\partial \theta/\partial x < 0$ , 则有 $\partial v_g/\partial p > 0$ , 有利于



图 5 (a) 0 天沿 17.5°N 的经向风 (阴影区,点线) 和位温偏差 (90°E~180°) (实线,单位:K) 的纬向一垂直剖面合成 (△为 200 hPa 上 扰动的位置);沿 15°N~25°N 平均的 (b) 500~50 hPa 平均的经向风 (单位:m/s) 和 (c) 100 hPa ∂θ/∂x (d) 400 hPa ∂θ/∂x (单位:10<sup>-6</sup> K/s) 的经度一时间合成 (阴影为 200 hPa 沿 15°N~25°N 平均的涡度场正值区)

Fig. 5 (a) Longitude – height cross sections of the meridional wind (shaded, dotted line) along 17. 5°E on day 0 and zonal potential temperature deviation (solid line, units; K); longitude – time cross sections averaged over  $10^{\circ}N - 25^{\circ}N$  for (b) meridional wind (solid line; north wind; dotted line; south wind; units; m/s) averaged over 500 - 50 hPa, and  $\partial\theta/\partial x$  ( $10^{-6}$  K/s) at (c) 100 hPa and (d) 400 hPa (shading; 200-hPa positive vorticity averaged over  $10^{\circ}N - 25^{\circ}N$ )

冷心附近西侧区域北风随高度发展。这样,在东风 带扰动暖心和冷心的交界处以西附近,为北风中心 所在,北风最强。同理,在东风带扰动暖心和冷心 的交界处以东附近,为南风中心所在,南风最强。 如图 5a 所示,东风带扰动中心附近的热力结构呈 现"上暖下冷"的垂直结构特征,在此"上暖下冷" 的交界处的 200 hPa 高度附近,其西侧为北风中心 所在,东侧为南风中心所在,而北风中心位置略高 于南风中心位置。

图 5b 为 500 hPa~50 hPa 平均的经向风的经 度时间合成图,图上以 500 hPa 到 50 hPa 的经向风 平均值来代表东风带扰动两侧南北风的大小。在西 太副高东退后,南风减弱,而北风增强。在高层 (图 5c),东风带扰动东西两侧分别对应∂θ/∂x 负/ 正分布;低层相反(图 5d)。西太副高东退之时, 高低层∂θ/∂x 均明显减小,根据(2)式,则∂vg/∂p 也减小,东风带扰动所对应的经向风减弱(如图 5b)。可见,东风带扰动的经向风随时间的变化与 位温的水平分布有关。

所以,对于经向风的发展,有必要关注东风带 扰动热力结构的演变。

#### 3.3 动力演变特征

垂直运动应该是连接上下层系统的重要因素。 一般情况下,西太副高内盛行下沉运动。低层辐 散、高层辐合。并且在低层为暖性高压,高层为冷 性高压。喻世华和张立建(1985)指出,在西太副 高西进盛期,西太副高内中低层辐散、高层辐合, 其垂直气流对应于西太平洋副高进退或稳定期的副 高中心附近都是下沉的。吴国雄等(2002)也指 出,副高在西进过程中平均而言是由上向下输送质 量,以供给副高发展的需要。在副高减退时,高层 辐散,中低层辐合形成的上升气流使副高下沉气流 减弱。从而导致这一动力性高压难以维持。

图 6 为西太副高东退(0 天)及前一天(-1 天)200 hPa上散度与垂直速度场,图中还给出了 西太副高 588 dagpm 等高线,以确定西太副高的位 置。西太副高东退前(图 6a、c),在 200 hPa,西太 副高内对应辐合气流和下沉运动,东风带扰动为弱 辐散气流所控制,垂直运动也相对较弱。西太副高 在东退过程中(图 6b、d),东风带扰动西侧高层辐 散加强,强迫上升运动发展,中心强度达到了-4× 10<sup>-2</sup> Pa/s。这是因为南亚高压在高层 100 hPa 最明 显,当东风带扰动移到南亚高压东侧时,高层的东 风加大,东风带扰动的动力结构可能出现重新调 整。在东风带扰动中心以上的西侧,扰动的移速比 高层的空气质点慢,导致空气质点的涡度随时间减 小,产生辐散;同理,在东风带扰动中心以下的西 侧, 东风不断减小, 所以存在某一高度, 扰动的移 速比空气质点快, 结果与高层相反, 可导致辐合增 强。高层辐散, 低层辐合, 迫使上升运动在此强烈 发展。如果此时东风带扰动西侧与西风带扰动东侧 的上升运动区南北打通, 将有利于西太副高的异常 东退。

35

因此,东风带扰动西侧上升运动的加强与南亚 高压有关,可能是引发西太副高异常东退的一个原 因。

#### 4 西太副高异常东退的机制分析

传统的涡度方程具有动力学特征,仅适用于研 究水平运动过程。然而,陶诗言(1980)指出,剧 烈的天气过程和气候异常通常与大气的稳定度和斜 压性等热力学项的变化联系密切,但这些热力因子 不存在于经典涡度方程中。吴国雄和刘还珠 (1999)从三维位涡方程出发,导得全型垂直涡度



图 6 200 hPa 上 (a, c) -1 天、(b, d) 0 天的散度 (a, b, 单位: 10<sup>-6</sup>s<sup>-1</sup>) 与垂直速度ω(c, d, 单位: 10<sup>-2</sup>Pa/s) 合成。粗实线: 500 hPa 588 dagpm 等高线; 长虚线: 200 hPa 1248 dagpm 等高线; 阴影: 200 hPa 正涡度 (单位: 10<sup>-5</sup>s<sup>-1</sup>)

Fig. 6 (a, b) Divengence  $(10^{-6}s^{-1})$  and (c, d) vertical velocity  $(10^{-2}Pa/s)$  at 200 hPa on (a, c) day -1 and (b, d) day 0. Shadings denote the positive vorticity at 200 hPa. Thick solid line: 588-dagpm isoline at 500 hPa; long-dashed line: 1248-dagpm isoline at 200 hPa

方程,它不仅包含了传统方程的动力项,还具有大 气热力结构的内强迫项和加热及摩擦的外强迫项, 可以定量地给出非绝热加热在涡度变化中的贡献。

当不考虑摩擦耗散和斜压内强迫,而仅考虑热 源外强迫时,全型涡度方程可以简化为(吴国雄 等,1999):

$$\frac{\partial \zeta_{z}}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla \zeta_{z} - \beta \upsilon + (1 - \kappa) \left( f + \zeta_{z} \right) \frac{\omega}{p} +$$
(A)
(B)
(C)
$$\frac{1}{\theta_{z}} \zeta_{a} \cdot \nabla Q - (f + \zeta_{z}) \frac{Q}{\theta},$$
(3)
(b)
(c)

其中,右端5项分别代表相对涡度平流(A)、地转 涡度平流(B)、大尺度上升运动(C)、空间非均匀 加热(D)、热源本身(E)。Q为非绝热加热,计算 根据 Yanai and Li (1994)所用的倒算法。其中,雨 区的加热主要以凝结潜热为主,可以看成是凝结潜 热加热造成的。

大气中的西太副高以大范围的负涡度为特征。

西太副高的位置和强度上的变化在本质上是负涡度 的加强和减弱的过程。梅雨期,我国最大降水以及 加热和垂直速度中心位于(30°N,120°E)附近。根 据刘屹岷等(1999),对照(3)式可知,对于惯性稳 定( $f+\zeta>0$ )及静力稳定( $\theta_z>0$ )的大气,在最大 潜热加热的下方,短时间内可强迫出气旋式环流。 因此,除了动力项的作用,凝结潜热对涡度变化的 影响也是十分重要的。

图 7 为西太副高东退前后涡度收支在高层 200 hPa 和低层 500 hPa 的分布情况。图 7a、c 是 西太副高东退前一天,图 7b、d 是西太副高东退当 日。由图 7 可见,低层 500 hPa 和高层 200 hPa 的 变涡分布大体一致;200 hPa 上的变涡强度明显大 于 500 hPa。东风带扰动东/西侧分别对应着负/正 变涡;西风带扰动分别对应正/负变涡。在西太副 高西进时期,两扰动的正变涡之间存在负变涡区 域,使得西太副高的西脊点西伸到 115°E,随着东



图 7 (a, c) -1 天和 (b, d) 0 天的 (a, b) 200 hPa 和 (c, d) 500 hPa 上∂ζ/∂t 合成 (单位: 10<sup>-10</sup> s<sup>-2</sup>)。阴影: 正涡度区 (单位: 10<sup>-5</sup> s<sup>-1</sup>); 粗实线: 500 hPa 588 dagpm 等高线

Fig. 7  $\partial \zeta / \partial t (10^{-10} \text{ s}^{-2})$  at (a, b) 200 hPa and (c, d) 500 hPa on (a, c) day -1 and (b, d) day 0. Shadings: the positive vorticity; thick solid line: 588-dagpm isoline at 500 hPa

风带扰动向西移动,西风带扰动向东移动,两个正 变涡区域相互靠近,南北打通,造成了副高在东风 带扰动西侧难以维持,东退到130°E以东。

那么,造成变涡的影响因素有哪些?影响高低 层变涡的原因是否相同?下面,利用全型涡度方程 来分析说明影响变涡的动力因子和热力因子。

通过对全型涡度方程作尺度分析,相对涡度平 流- $V \cdot \nabla \zeta_z$ 、地转涡度平流- $\beta v$ 、大尺度上升运动 (1- $\kappa$ )( $f + \zeta_z$ ) $\omega/p$ 和空间非均匀加热 $\zeta_a \cdot \nabla Q/\theta_z$ 四项的量级均为10<sup>-10</sup>s<sup>-2</sup>。由于本文讨论的是梅雨 期西太副高变动问题,与吴国雄等(1999)不同的 是,梅雨期雨区内的垂直速度很大,上升运动项的 作用比较明显,应考虑在内。加热本身的量级为 10<sup>-11</sup>s<sup>-2</sup>,较小或更小,在此可不作讨论。

在此,对于方程(3)右边,仅仅分析A、B、C、 D四项的效应。

图 8 为西太副高东退时 200 hPa 和 500 hPa 全 型涡度方程局地变化各项的分布。相对涡度平流项 的分布特征(图 8a、b)与变涡的分布(图 7b、d) 大体相同,东风带扰动东/西侧分别对应着负/正变 涡中心,西风带扰动分别对应着正/负变涡中心。 在西风带扰动东侧引起的正变涡范围很大,一直延 伸到我国的华东南部。

β项的作用在于北风使得气旋性涡度增加,南 风使得反气旋性涡度减小。从β项的分布(图 8c、 d)来看,它对低纬东风带扰动西侧正变涡有正的 贡献,而对西风带扰动东侧正变涡有负的贡献。随 着东/西风带扰动的相互靠近,南北接近同位相时, 南北风分量叠加,出现"正压发展"(姚秀萍等, 2008)。此时,东风带扰动以西 v<0, -βv>0,正 变涡的加强有利于西太副高东退。

西太副高东退时,东风带扰动西侧上升运动发展,使垂直运动项为负值(图 8e、f),其分布对高低层的正变涡(图 7b、d)均有负贡献。在我国长江流域到日本南部对应着负值的大值中心,形成一条带状的强烈上升运动区,此区域与东风带扰动西侧的上升运动区连成一片,产生的负涡度不利于西太副高东退。根据动力演变特征的分析,东风带扰动西侧的上升运动在西太副高东退时迅速发展,贡献于东风带扰动西侧正变涡的减弱,这与此时东风带扰动强度的减弱相一致。刘屹岷和吴国雄(2000)曾指出,上升本身引起负涡度发展,下沉本

身只引起正涡度发展,副高内多下沉运动是由于绝 热增温导致负涡度的发展。因此,与前述的东风带 扰动西侧的上升运动可能引发西太副高异常东退的 观点并不矛盾。

37

空间非均匀加热对变涡的作用不可忽视。如图 8g、h 所示, 空间非均匀加热的作用主要表现在中 纬度雨区, 江淮流域和日本南部的两个降水中心分 别对应着空间非均匀加热的两个大值中心,说明深 对流凝结潜热加热的作用明显。注意到,在高层, 两个大值中心的符号为负,而低层为正。这是因为 在非均匀加热项中,垂首方向上的非均匀加热作用 最明显,而深对流凝结潜热加热中心位于 300~ 400 hPa (刘屹岷等, 1999), 在最大加热层以上的 高层, ∂Q/∂z<0 对应着负涡度的制造。而在最大 加热层以下的低层 (图 8h),  $\partial Q/\partial z > 0$  对应着正涡 度的制造。在 200 hPa, 东风带扰动西侧的上升运 动的加强发展,使得此处受到非绝热加热的影响, 与中纬度雨区诱发的负涡度区南北相连,不利于西 太副高东退。在 500 hPa, 中纬度雨区诱发的正涡 度强迫,有利于西太副高的东退。对于东风带扰动 而言, 西太副高东退时, 空间非均匀加热的分布在 高层对其强度有削弱作用。

可见,西太副高东退之时,涡度平流项对西太 副高西侧正变涡的贡献最大,这说明高层变涡场的 分布主要是由涡度平流作用引起。相对涡度平流、 地转涡度平流维持了高层东风带扰动西侧的正变 涡;垂直运动、空间非均匀加热则对正变涡有负贡 献。尽管上升运动和空间非均匀加热均有利于东风 带扰动西侧正变涡的减弱,但两项的作用小于涡度 平流项。比较高低层各项的分布情况,低层各项的 强度比高层弱。涡度平流、上升运动在垂直方向上 对变涡贡献的分布总体一致,不同之处在于空间非 均匀加热的作用。结合西太副高东退前的分布(图 略)来看,东风带扰动正变涡的减弱主要来自垂直 运动与空间非均匀加热。

#### 5 结论

在梅雨期,西太副高在西进的过程中,如果受低纬热带地区上空东风带扰动的影响,可能出现异常东退,由此影响江淮流域降水的分布。通过对此过程的合成诊断分析,结果表明:

(1)低纬热带地区上空东风带扰动对应正涡



图 8 0 天时 (a、c、e、g) 200 hPa 和 (b、d、f、h) 500 hPa 全型涡度方程 (3) 中各项的空间分布合成 (单位: 10<sup>-10</sup>s<sup>-2</sup>): (a、b) A; (c、d) B; (e、f) C; (g、h) D。阴影: 正涡度区; 粗实线: 500 hPa 588 dagpm 等高线

Fig. 8 The horizontal patterns for the four terms  $(10^{-10}s^{-2})$  in the complete vertical vorticity equation (3) at (a, c, e, g) 200 hPa and (b, d, f, h) 500 hPa on day 0: (a, b) A; (c, d) B; (e, f) C; (g, h) D. Shadings: the positive vorticity; thick solid line: the 588-dagpm isoline at 500 hPa

度,是垂直尺度深厚的系统,在影响西太副高短期 移动的同时,其强度和结构也发生了重要的变化。

(2) 在西太副高东退过程中, 东风带扰动强度 减弱, 目东风带扰动强度的减弱先于西太副高的异 常东退,对西太副高的异常东退的预报有一定的指 示意义。

(3) 西太副高短期异常东退时, 对流层高层东 风带扰动西侧的北风加强发展,这对西太副高短期 异常东退有预示作用。

(4) 东风带扰动中心附近的垂直热力结构呈现 "上暖下冷"的特征,该"上暖下冷"交界处位于 200 hPa 高度附近, 在该层东风带扰动中心西侧为 北风中心所在, 东侧为南风中心所在, 这种经向风 的分布特征与温度在水平方向上的分布特征有关。

(5) 东风带扰动西侧高层辐散、低层辐合的加 强,强迫上升运动加强发展,有利于西太副高异常 东退:东风带扰动与西风带扰动正变涡区域的南北 打通,亦有利于西太副高异常东退。

(6) 全型涡度方程的诊断分析表明, 涡度平流 项对东风带扰动西侧的正变涡的加强起了主要作 用,而垂直运动项的作用相反。空间非均匀加热, 在雨区和东风带扰动西侧, 高层产生负变涡, 低层 产生正变涡。垂直运动与空间非均匀加热导致东风 带扰动强度减弱, 东风带扰动不仅通过动力作用影 响西太副高, 热力因子也起了重要的作用。

#### 参考文献 (References)

- 刘还珠,姚明明. 2000. 降水与副热带高压位置和强度变化的数值 模拟 [J]. 应用气象学报, 11 (4): 385-391. Liu Huanzhu, Yao Mingming. 2000. Numerical simulation on the precipitation and variation of the location and intensity of the subtropical high [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 11 (4): 385 - 391.
- 刘屹岷,吴国雄,刘辉. 1999. 空间非均匀加热对副热带高压形成 和变异的影响 III: 凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高 [J]. 气象学报, 57 (5): 525-538. Liu Yimin, Wu Guoxiong, Liu Hui. 1999. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high. III: Condensation heating and South Asia high and western Pacific subropical high [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (5): 525-538.
- 刘屹岷,吴国雄. 2000. 副热带高压研究回顾及对几个基本问题的 再认识 [J]. 气象学报, 58 (4): 500 - 512. Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2000. Reviews on the study of the subtropical anticyclone and new insights on some fundamental problems [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 58 (4): 500-512.

- 任荣彩,刘屹岷,吴国雄, 2007, 1998年7月南亚高压影响西太平 洋副热带高压短期变异的过程和机制「J]. 气象学报,65(2): 183-197. Ren Rongcai, Liu Yimin, Wu Guoxiong, 2007. Impact of South Asia high on the short-term variation of the subtropical anticyclone over western Pacific in July 1998 [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 65 (2): 183-197.
- 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): 385-396. 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 Meteorological Sinica (in Chinese), 34 (4): 385-396.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京: 气象出版社. Tao Shiyan. 1980. Rainstorm in China (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press.
- 陶诗言,赵思雄,周晓平. 2003.天气学和天气预报的研究进展 [J]. 大气科学, 27 (4): 451-467. Tao Shiyan, Zhao Sixiong, Zhou Xiaoping. 2003. The research progress of the synoptic meteorology and synoptic forcast [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27 (4): 451-467.
- 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): 514-525. Tao Shiyan, Weijie. 2006. The westward, northward advance of the subtropical high over the West Pacific in summer [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 17 (5): 514-525.
- 吴国雄, 刘还珠. 1999. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展 [J]. 气象学报, 57 (1): 1-11. Wu Guoxiong, Liu Huanzhu. 1999. Complete form of vertical vorticity tendency equation and slantwise vorticity development [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (1): 1-11.
- 吴国雄,刘屹岷,刘平. 1999. 空间非均匀加热对副热带高压带形 成和变异的影响 I: 尺度分析 [J]. 气象学报, 57 (3): 257-263. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Ping. 1999. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high. I: Scale analysis [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (3): 257-263.
- 吴国雄, 丑纪范, 刘屹岷. 2002. 副热带高压形成和变异的动力学 问题 [M]. 北京: 科学出版社, 97-101. Wu Guoxiong, Chou Jifan, Liu Yimin, et al. 2002. Dynamics of the Formation and Variation of Subtropical Anticyclones (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 97-101.
- Yanai M, Li C. 1994. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau [J]. Mon. Wea. Rev., 122 (2): 305-323
- 姚秀萍,吴国雄,刘屹岷,等. 2007. 热带对流层上空东风带扰动影 响西太平洋副热带高压的个例分析 [J]. 气象学报, 65 (2): 198-207. Yao Xiuping, Wu Guoxiong, Liu Yimin, et al. 2009. Case study on the impact of the vortex in the easterlies over the tropical upper troposphere on the subtropical anticyclone over western Pacific Ocean [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 23 (3):

363 - 373.

姚秀萍,吴国雄,刘还珠. 2008. 与 2003 年梅雨期西太副高东西向 运动有关的热带上空东风带扰动的结构和演变特征 [J]. 热带气 象学报, 24 (1): 20 - 26. Yao Xiuping, Wu Guoxiong, Liu Huanzhu. 2008. Structural and evolution characteristics of the easterly vortex over the tropical region relating to the east-west shift of the subtropical anticyclone over the western Pacific Ocean in the Meiyu period 2003 [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 14 (1): 85-88.

喻世华,张立建. 1985. 一次西太平洋副热带高压的结构及其进退

机制的分析研究 [J]. 空军气象学院学报,(8):29-37. Yu Shihua, Zhang Lijian. 1985. Case study of structure and activities of the subtropical anticyclone over the western Pacific Ocean [J]. Journal of Air Force Institute of Meteorology, (8): 29-37.

张庆云,陶诗言,张顺利. 2003. 夏季长江流域暴雨洪涝灾害的天 气气候条件 [J]. 大气科学, 27 (6): 1018 - 1030. Zhang Qingyun, Tao Shiyan, Zhang Shunli. 2003. The persistent heavy rainfall over the Yangtze River valley and its associations with the circulations over East Asia during summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27 (6): 1018-1030.