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*

姚秀萍[1,2,3] 吴国雄[1] 刘屹岷[1] 刘还珠[4]

1 中国科学院大气物理研究所,LASG,北京, 100029
2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京,100081
3 中国气象局培训中心,北京, 100081
4 中国气象局国家气象中心,北京, 100081

摘 要

利用 NCEP/NCAR 1000—10 hPa 2.5°×2.5°日平均和每日 4 次再分析资料,分析了 2003 年 6 月 19—25 日热带对流层上空东风带扰动对西太平洋副热带高压东西向进退的影响。结果表明:热带对流层上空东风带扰动从对流层中低层伸展到 50 hPa 高度附近,在 200 hPa 上表现最为明显,在热力场上表现出"上暖强,下冷弱"的垂直分布特征。当西太平洋副热带高压南/北侧的东/西风带上的扰动在相向运动中抵达同一经度上时,对应于西太平洋副热带高压的异常东退。垂直涡度方程的诊断分析表明:在东风带扰动附近,涡度倾向效应贯穿于对流层整层到 50 hPa 高度上,在 200 hPa 高度附近表现最显著,当高层东风带扰动东/西侧的负/正变涡增强时,当东/西风带扰动在相向移动过程中,它们涡度倾向正值区在 130°E 南北打通时,西太平洋副热带高压出现突然东撤。涡度方程分析还表明,对于涡度倾向变化的贡献中,水平涡度平流的贡献最大、β 效应的贡献最小;当东风带扰动附近的水平涡度平流和 β 效应增强时、且由 β 效应所引起的东/西风带扰动中的南、北风分量在 130°E 附近南北同相迭加出现"正压发展"时,有显著的正涡度增长,对应于西太平洋副热带高压的东撤。

关键词: 东风带扰动, 西太平洋副热带高压, 东撤, 涡度方程。

1 引 言

西太平洋副热带高压(以下简称西太副高)是东亚季风系统的重要成员之一。中国东部的梅雨期暴雨是中国天气中很重要的天气过程,而梅雨期的降水过程与西太副高之间存在密切关系。西太副高的东西移动和南北活动直接与降水的落区相关联。关于西太副高对天气气候的影响,陶诗言[1]和黄仕松[2]等已进行了一系列的研究,他们的成果所揭示的西太副高季节性北跳的特征以及与江淮流域梅雨的关系,成为副高研究和梅雨预报的理论基础;毕慕莹[3]和喻世华等[4]以及朱玉先等[5]系统地研究了副高东西振荡和北跳的特征,认为在降水异常尤其是区域性暴雨、特大暴雨的大尺度环流背景中副高短期变异起着关键性作用。近年来,吴国雄等[6]对副高的研究给出了许多新的事实和机理分析。在梅雨期副高短期变异的机理研究方面,丁一汇等[7]指出副热带 200 hPa 平均辐散环流与副热带高压变异的关系;喻世华等[4]的诊断分析发现,季节内西太平洋副热带高压异常进退与东北太平洋上空 200 hPa 辐散环流场之间的关系,从而提出了西太副高异常中期进退的一种可能机制。钟中和吴国雄等[8]指出东太平洋副高强度增强将在对流层中层激发出异常扰动,扰动可沿 25°N 传播,越过北太平洋后导致西太副高异常加强西进。以上的工作主要是针对西太副高的气候特征而言的。刘屹岷等[9]还指出,在短

* 初稿时间:2006 年 6 月 24 日;修改稿时间:2006 年 12 月 16 日。
资助课题:国家重点基础研究专项经费(2004CB418300)和中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室开放课题(2006LASW08)。
作者简介:姚秀萍,主要从事天气动力学的研究及教学。Email:yaoxp@mail.iap.ac.cn

期时间尺度上,大气内部过程及外部强迫如何影响副高的东西和南北进退是一个更为复杂,更具挑战性,以及更具天气应用意义的重要课题。任荣彩等[10]的研究表明,西太副高短期变异的动力和热力机制与中高纬度环流系统的异常有着密切的联系。任荣彩等[11]揭示了 1998 年西太副高发生东西断裂、副高单体发展的短期异常特征,发现在副高边缘的冷暖空气活动通过与南北风发展直接的关联,从而影响副高的短期变异,是副高短期变异的重要机制之一。指出了副高的短期变异与中纬度天气系统的演变和异常有关,尤其中纬度地区冷空气的活动对副高的短期行为起着重要的作用。而且已有的工作发现[12-13]2003 年江淮流域异常降水与西太副高异常存在密切联系。

副高的短期变异除了与副高本身的结构特征有关外,还与相关的天气系统有关,以往的研究已经涉及到了中纬度天气系统对副高的作用。那么,存在于副热带地区洋面上的西太副高与低纬度地区的东风带内的天气系统是否存在关系?西太副高的东西进退与东、西风带天气系统之间的相互作用的关系如何呢?本文将利用 1000—10 hPa 日平均和每日 4 次的 NCEP/NCAR 2.5°×2.5°的再分析资料对东风带扰动影响西太副高东西向移动过程及其可能机制进行个例研究,以期对西太副高活动规律及其影响因子有更进一步的认识。

2　西太副高东西向活动与东/西风带扰动

2003 年江淮流域入梅后,随着西太副高的西伸,6 月 21—23 日出现了首场暴雨过程。当 6 月 24 日西太副高东退之后,江淮流域地区的降水结束(图略)。

从 2003 年 6 月 19 日开始,从 500 hPa 高度场和 500 hPa 风场纬向偏差(文中偏差均指对纬向平均的偏差)的迭加图(图略)上可以看到,强大的西太副高南侧的东风带中有一低涡扰动(以 E 表示),它随着西太副高的不断西进而向西移动。此间,位于亚洲中纬度西风带中的高空槽在东移过程中不断发展,于 22 日(图 1a)在 115°E 附近发展成为一个闭合的低涡(以 W 表示);23 日(图 1b),西太副高演变为长条带状结构分布,西脊点已西伸到 110°E 附近,东风带低涡扰动位于 135°E 附近,西风带低涡扰动位于122.5°E附近;到了24日(图1c),东/西风带低涡

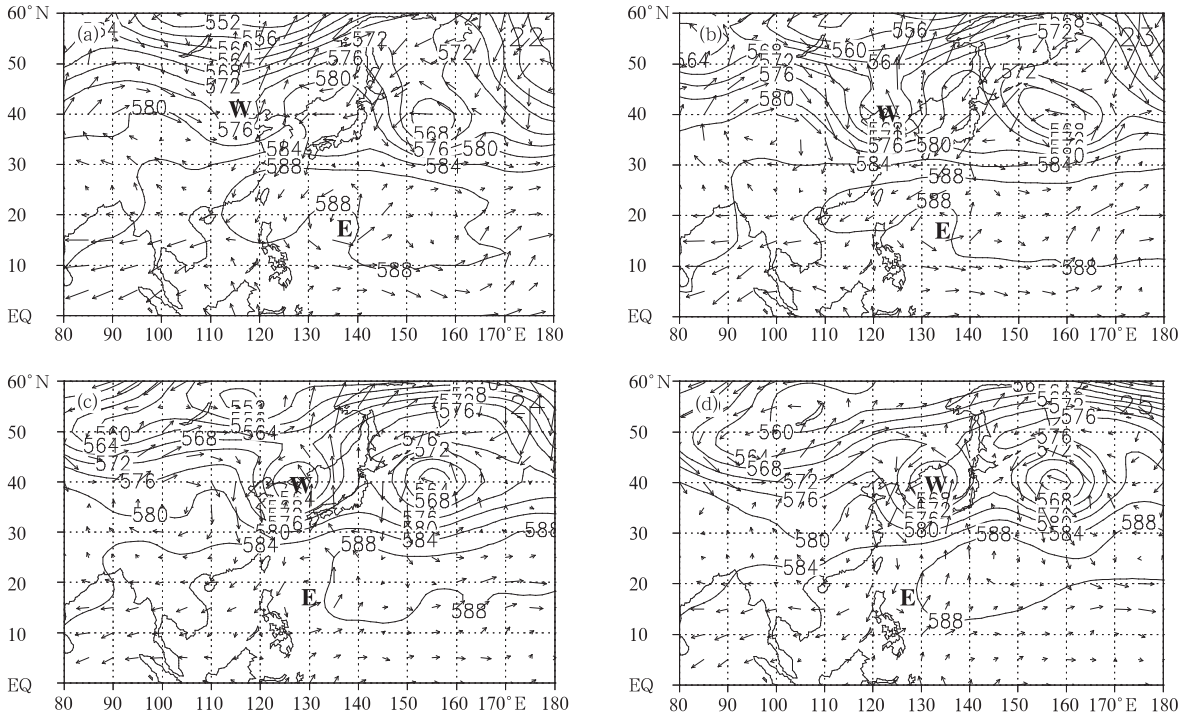


图 1　2003 年 6 月 22—25 日 500 hPa 高度场(单位:dagpm)和纬向偏差风场(m/s)的分布

(a. 22 日,b. 23 日,c. 24 日,d. 25 日; W 和 E 分别为西风带和东风带的扰动中心)

Fig. 1　Distributions of 500 hPa geopotential heights(dagpm) and zonal deviation wind vectors (m/s) from 22 to 25 Jun 2003

(W and E are the central locations of disturbances in the westerlies/easterlies, respectively; a. 22, b. 23, c. 24, d. 25)

扰动在相向移动中到达 130°E 附近，两者的中心基本上处于同一经度上，此时西太副高出现断裂并且东退，西脊点退到 130°E 以东，此后（图 1d），东/西风带低涡扰动各自继续向西/东前进，西太副高也开始了缓慢西伸过程（图略）。由此表明，西太副高的东西向进退活动与东/西风带扰动移动之间存在着一定的关系。

2.1 东/西风带扰动的垂直结构和时空演变特征

从沿东风带扰动中心的涡度和纬向高度偏差的经向垂直剖面图（图 2a）上可以看出，东风带扰动高度场的纬向偏差的负中心与正涡度中心基本重合，所以可用正涡度区表示该东风带低涡扰动。东风带扰动在垂直方向上从 700 hPa 高度向上伸长至 50 hPa 高度附近，在中高层表现明显，最强中心位于 200 hPa 高度附近。从东风带扰动中心涡度或者高度偏差的数值表明，该东风带扰动在随西太副高西伸的过程中强度逐渐加强（图略），垂直方向不断伸展，甚至发展到 50 hPa 的对流层顶以上高度。在西太副高东退（6 月 24—25 日）过程，该东风带扰动在西进中其中心强度开始减弱，垂直方向的伸展度变小。

从沿东风带扰动中心的涡度和纬向位温偏差的经向垂直剖面图上（图 2c）可以看出，东风带扰动在热力场上表现为明显的“上暖下冷”的垂直结构。在最大涡度高度以上为暖区，其下为冷区，暖、冷中心分别位于 100、350 hPa 附近，冷暖的交界高度位于 200 hPa 高度附近，而且东风带扰动的暖中心强度强

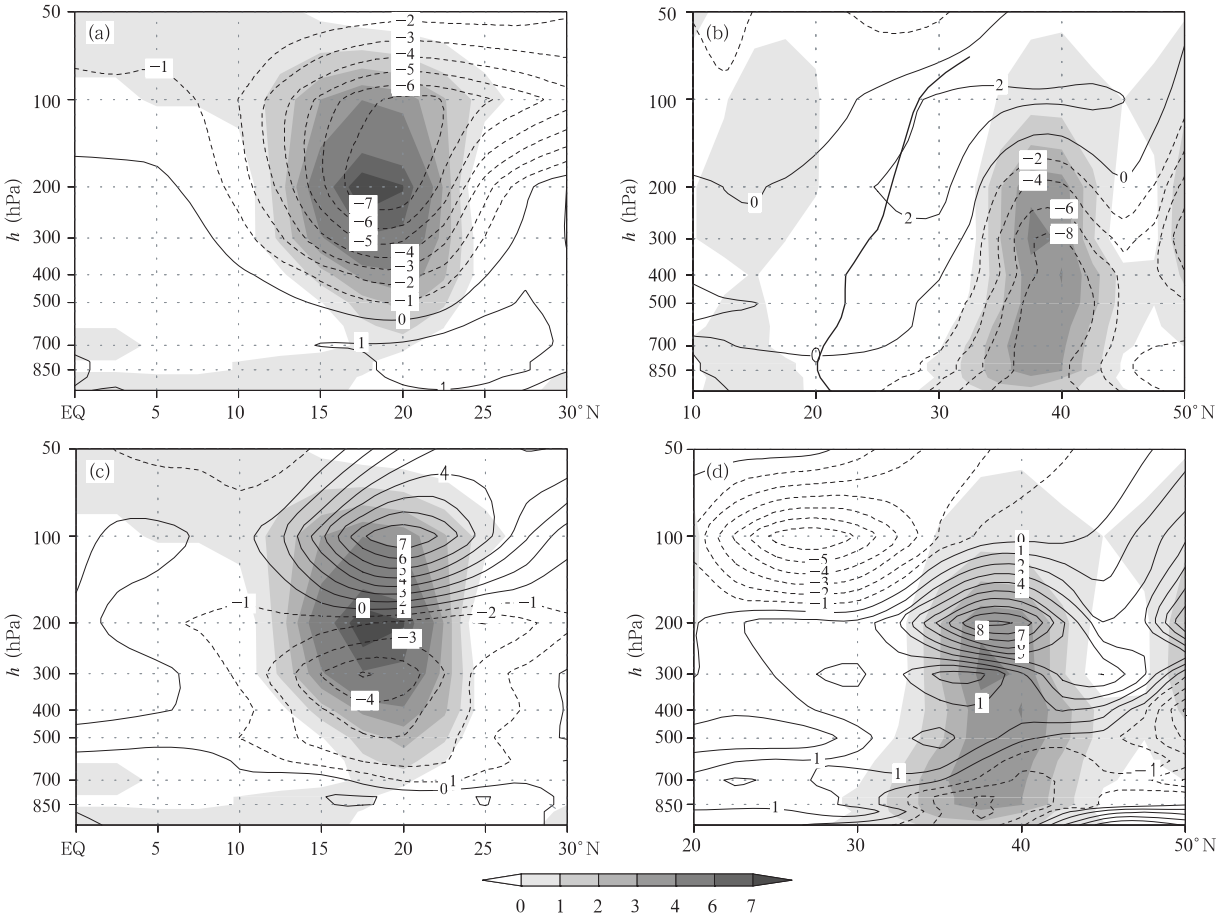


图 2 2003 年 6 月 23 日沿东风带扰动中心 135°E(a、c)和西风带扰动中心 122.5°E(b、d)的经向垂直剖面

(a、b. 纬向高度偏差(dagpm)，b 中的实粗线为 $u=0$ 等值线；c、d. 纬向位温偏差(K)；阴影区为正涡度区，涡度单位：10^{-5} s^{-1})

Fig. 2 Meridional cross sections of the zonal deviation height (a, b; dagpm) and zonal deviation potential temperature (c, d; K) along 135°E(a, c)/ 122.5°E(b, d) across the center of the easterlies/westerlies disturbances, respectively, on 23 June 2003

(shadings denote the positive vorticity in the interval of $10^{-5}s^{-1}$)

于冷中心强度。可见东风带扰动是不同于热带风暴或台风的一类天气系统。随着东风带扰动的西进,冷暖中心强度的增强,在其温度垂直梯度最大之时(6 月 24 日),出现西太副高的东退断裂。

另外,西风带低涡扰动的高度偏差负值区和正涡度区主要出现在对流层中高层(图 2b),正涡度中心向高层可伸长到 200 hPa 附近。随着西风带低涡扰动东移,正涡度区逐渐成为直立的柱状结构分布。西风带低涡扰动在热力场上先表现为"上冷下暖"的结构特征(23 日前,图略),23 日(图 2d)在对流层中高层的暖心结构加强,850 hPa 高度上出现新的冷区,在西太副高东退之时(24 日,图略),低层冷区向上伸展到 300 hPa 高度上,出现了"上暖下冷"垂直温度结构分布,呈现出与东风带扰动相似的热力垂直结构。

2.2　东/西风带扰动与西太副高东西向活动的关系

从以上分析可以看出,东风带扰动主要表现在对流层高层,西风带扰动主要表现在对流层中高层,为了更好地揭示西太副高东西向进退与东/西风带扰动之间的关系,绘制了 200 hPa 东风带扰动涡度中心、500 hPa 西风带扰动涡度中心以及 500 hPa 上西太副高 588 dagpm 等高线西伸脊点的动态演变图(图 3)。

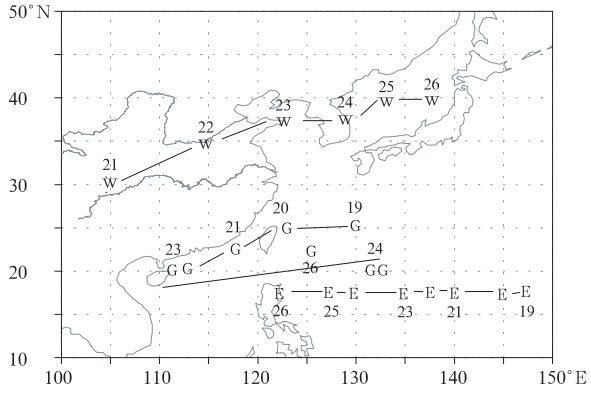


图 3　2003 年 6 月 19—26 日 200 hPa 东风带扰动涡度中心(E)、500 hPa 西风带扰动涡度中心(W)以及西太副高 588 dagpm 等高线的最西点(G)的动态演变
(图中的数字表示日期,如"23"表示 6 月 23 日)

Fig. 3　Evolution of E, W and G points(E/W: vorticity centers of the easterlies/westerlies disturbances, respectively; G: the westernmost point of the 588 dagpm contour) from 19 to 26 June 2003

从图 3 可以看出东/西风带扰动与西太副高东西向进退之间的关系。从 2003 年 6 月下旬开始,东风带上的扰动(E)西进,西风带扰动(W)不断东移,此时的西太副高(G 为其西脊点)与其南侧的东风带扰动同行。23 日,西太副高的西脊点西进到 110°E 附近,24 日,西太副高南/北侧的东/西风带上的扰动在相对运动中抵达 130°E 附近,处于同一经度上,在这样的配置情况下,西太副高出现异常的东退,东退约 25 个经距。

从东/西风带扰动涡度场和西太副高 588 dagpm 等值线的经度时间演变(图 4)也可以看出,高层东风带的正涡度扰动(阴影区)随时间西进,在 6 月 22、24 日正涡度扰动最强,达到 8×10^{-5} s^{-1},超过了该纬度上的地转牵连涡度 f。同时,西风带上的正涡度扰动(实线)东移,24 日,正涡度扰动亦最强,达到 8×10^{-5} s^{-1}。随着西太副高西进,6 月 21—23 日江淮流域地区出现了梅雨期的首场暴雨。从 23 到 24 日,当东/西风带扰动抵达同一经度范围时,西太副高出现异常的跃式东撤,梅雨期首场降水中断。

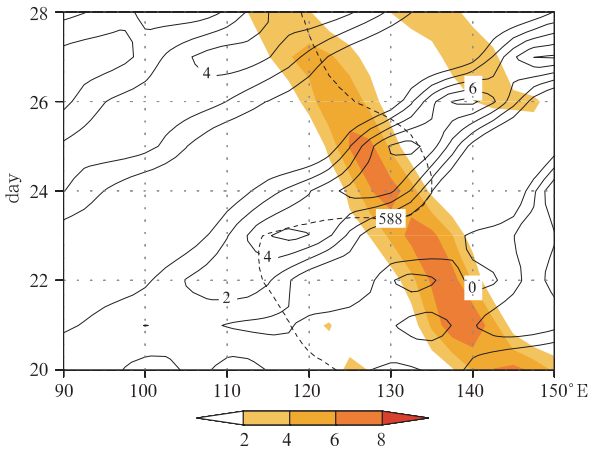


图 4　2003 年 6 月 20—28 日 200 hPa 15°—20°N 平均涡度场(阴影区)和 500 hPa 35°—45°N 平均涡度场(单位:10^{-5} s^{-1},实线)以及 500 hPa 沿 25°N 西太副高 588 dagpm 等高线(虚线)的经度时间演变

Fig. 4　The longitude-time cross section for the vorticity (10^{-5}/s) averaged over15°—20°N (shadings) at 200 hPa and over 35°—45°N (solided line) at 500 hPa, and the longitude position of the 588 dagpm contour of WPSA on 25°N (dashed line) from 20 to 28 June 2003

可见,西太副高的东西向活动以及异常东撤与其南/北侧的东/西风带上的扰动有一定的联系,同时西太副高的东退也使得东/西风带上扰动的结构

在动力场和热力场上出现了突变。

3 热带对流层上空东风带扰动影响西太副高东西向进退的动力原因

3.1 水平散度和上升运动的演变

从2003年6月18—28日沿15°—20°N平均200 hPa散度场的纬向平均经度-时间演变(图5a)可以看出,在西太副高东撤(24日)前,东风带扰动的东/西侧为正/负散度区。随着东风扰动的西进,东风带扰动西/东侧的辐散/辐合效应逐渐减弱,在西太副高东撤(24日)后,转化为辐合/辐散效应。与散度场相对应,200 hPa垂直速度纬向平均的经度时间演变(图5b)可以看出,垂直速度在西太副高东撤前,在东风带扰动的东/西侧表现为上升/下沉运动,西太副高东撤时,垂直速度的分布呈现突变,随后表现为下沉/上升运动。

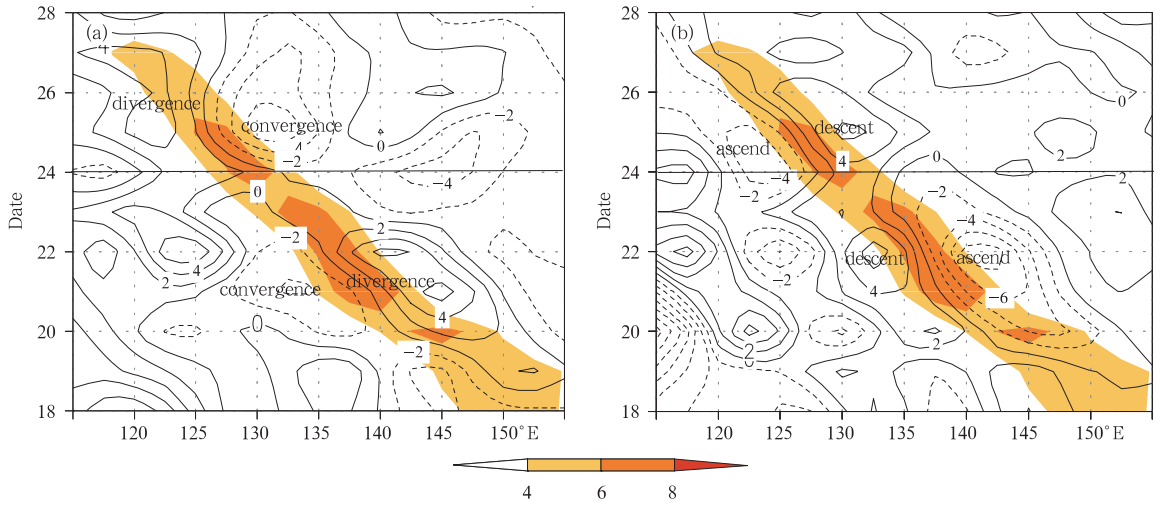


图5 2003年6月18—28日200 hPa高度上15°—20°N平均的经度-时间演变

(a.散度(10^{-6} s^{-1})场,b.垂直速度(10^{-2}Pa/ s)场;阴影区为大于4×10^{-5} s^{-1}涡度场)

Fig. 5 Longitude-time cross sections of the divergence (a, 10^{-6} s^{-1}) and ω (b, 10^{-2}Pa/s) averaged over 15°—20°N at 200 hPa from 18—28 June 2003 (vorticity greater than 4×10^{-5} s^{-1} is shaded)

从东风带扰动附近的垂直速度演变过程和特征可以看出,在东风带扰动主体的西进过程中,在200 hPa高度上,东风带扰动的东/西侧分别有一辐散/辐合和上升/下沉中心相匹配。但是在西太副高出现东退后,辐散效应和垂直运动的性质产生了逆转。

3.2 涡度方程诊断分析

大尺度运动的涡度方程可以简写为

$$\underset{A}{\frac{\partial\zeta}{\partial t}} = \underset{B_1}{-\left(u\frac{\partial\zeta}{\partial x}+v\frac{\partial\zeta}{\partial y}\right)} \underset{B_2}{-\beta v} - \underset{C}{(f+\zeta)\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)} + \underset{DE}{R(\zeta)} \qquad (1)$$

式(1)表示涡度局地倾向A与平流作用B(其中B_1为相对涡度平流项,B_2为地转涡度平流和β效应项)、绝对涡度散度效应C以及包括倾斜(或扭曲)效应、边界摩擦效应和次网格积云对流效应所组成的新余差效应项DE有关。

由图3可知,对流层上层东风带扰动基本上沿着17.5°N西进,所以选取沿着17.5°N的垂直剖面进行分析。从图6a、b可以看出与东风带扰动西进对应的涡度倾向在东风带扰动的东/西侧为负/正值区,涡度倾向正负值区贯穿于对流层整层到平流层的50 hPa高度上,其最强中心位于对流层高层200 hPa高度附近,这也体现了东风波扰动主要表现在高层的特征。

从200 hPa高度上的涡度倾向分布(图6c、d)也可见对流层上层东风带扰动的东/西侧为涡度倾向负/正值区。而位于110°—130°E的西风带扰动的涡度倾向的分布正好与东风带扰动相反,出现西侧为涡度倾向负值区,东侧为涡度倾向的正值区的分布特征。值得注意的是在东、西风带扰动的相对移动过程中,24日前,东西风带扰动之间为负涡度倾向区所分割,23日(图6c)以(20°N、120°E)为中心的

负涡度倾向区对应于西太副高的西进。6 月 24 日(图 6d)17.5°N 和 37.5°N 附近的正涡度倾向区在 120°—130°E 的经度上南北贯通,位于 15°—35°N 的正变涡超过 6×10^{-10} s^{-2}。如此大的涡度变化足可在 12 h 内产生大于 2.5×10^{-5} s^{-1} 的正涡度,与副高的特征涡度(-10^{-6} s^{-1})比较,这一正涡度倾向足可使得高压脊明显减弱,使 500 hPa 上西伸到 110°E 的副高西部负涡度也减弱,从而在 500 hPa 高度场上表现为 588 dagpm 等高线的"东退"。可见,东、西风带扰动在相向移动过程中,一旦东风带扰动前方的正涡度倾向区南北打通,便有利于西太副高"东退"。

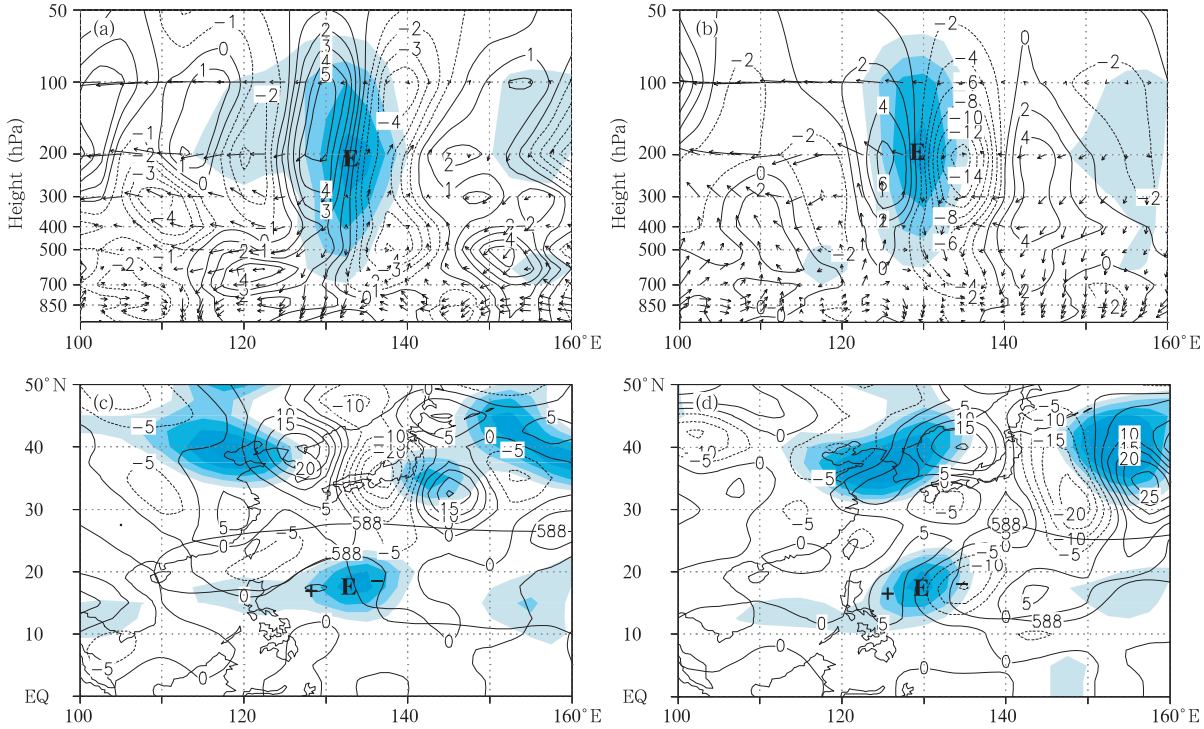


图 6　2003 年 6 月 23—24 日沿 17.5°N 涡度倾向项 $\frac{\partial\zeta}{\partial t}$ 的垂直剖面和垂直环流(u,$-\omega\times100$)叠加(a 和 b)以及 200 hPa $\frac{\partial\zeta}{\partial t}$ 的分布(c 和 d)

(a、c. 23 日,b、d. 24 日;阴影区为正涡度区,粗实线为 588 dagpm 等高线,E 表示东风带扰动中心;涡度倾向单位:10^{-10} s^{-2},涡度单位:10^{-5} s^{-1},"+"/"−"为正/负变涡强中心)

Fig. 6　Zonal vertical cross sections of the vorticity trend $\frac{\partial\zeta}{\partial t}$ (positive trend: solided line; negative trend: dashed line; 10^{-10} s^{-2}) and vertical circulation (vector; u,$-\omega\times100$)(a/b) along 17.5°N, and the horizontal distributions of the vorticity trend $\frac{\partial\zeta}{\partial t}$ at 200 hPa (c/d) on 23/24 June 2003, respectively

(The positive vorticity area is shaded in the interval of 2×10^{-5} s^{-1}, the thick solided line in c, d is the 588 dagpm contour; E denote the centers of the easterlies disturbances, and "+"/"−" denote the positive/negative vorticity change centers, respectively)

为了揭示正涡度倾斜区南北打通的影响因子,以下分析涡度方程各项的贡献。从 6 月 24 日沿着 17.5°N 涡度倾向方程各项的垂直分布(图 7)可以发现,涡度倾向方程右边的平流散度的综合作用(图 7a)对涡度倾向的贡献与余差效应(图 7b)有相同的量级,这说明除了平流和散度综合效应起重要作用外,余差项的作用也不容忽视。前者主要表现在对流层中高层,而且在东风带扰动的东/西侧为负/正效应分布,在 24 日这种效应明显加强。关于余差项的作用将另文讨论。

在平流和散度综合效应中,水平涡度平流效应(图 7c)最大,它在东风带扰动的东/西侧为负/正分

布。β效应(图 7d)较水平涡度平流和绝对涡度散度项略小,但是β效应与水平涡度平流效应的分布相似,也为"西正东负"分布,且伸展到平流层。水平涡度平流效应和β效应均有利于东风带扰动的西进,对涡度倾向有正的贡献。而绝对涡度散度项(图 7e)在西太副高的突然东撤前后表现出完全不同的分布特征,在西太副高的突然东撤前(图略),绝对涡度散度效应在东风带扰动的东/西侧为负/正分布,而在西太副高的突然东撤后(图 7e),正好与前相反,出现"东正西负"分布。

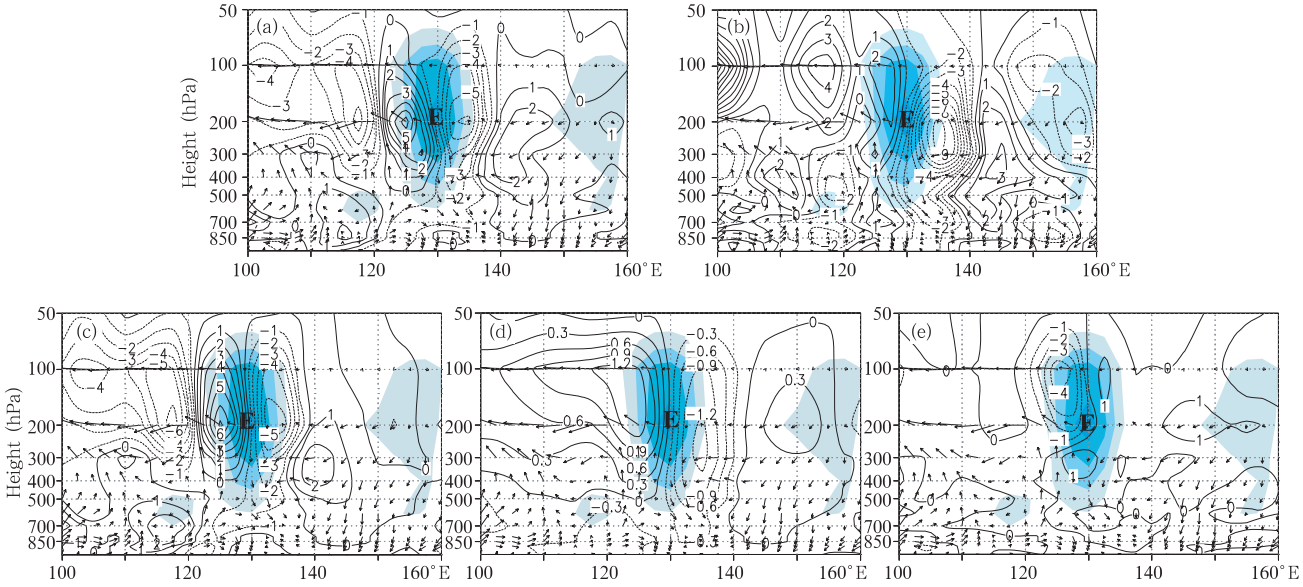


图 7 2003 年 6 月 24 日沿着 17.5°N 涡度倾向方程(1)各项的垂直分布

(a. 平流散度综合项 B_1+B_2+C, b. 余差项 DE, c. 水平涡度平流项 B_1, d. β效应项 B_2, e. 绝对涡度散度项 C;

E 表示东风带扰动中心,单位:$\times10^{-10}$ s^{-2},涡度单位:$\times10^{-5}$ s^{-1})

Fig. 7 Zonal vertical cross sections of various terms in the vorticity trend equation (1) along 17.5°N on 24 Jun 2003

(a. B_1+B_2+C, b. DE, c. B_1, d. B_2, e. C; Units are the same as Fig. 6)

同时,在西太副高东撤前,位于 200 hPa 上东风带扰动西侧的水平涡度平流效应的正值强度中心为 2×10^{-10} s^{-2}(图略),在西太副高东撤时,增大到 7×10^{-10} s^{-2}(图 7c),如此大的正变涡强度对西太副高西侧负涡度的减弱极为有利。

可见,东风带扰动的平流和散度的综合作用主要表现在高层,其中水平涡度平流的作用最大,β效应的作用略小。当东风带扰动东/西侧的水平涡度平流和β效应出现增强,在其东/西侧加强的负/正变涡强的影响下,西太副高西/东侧正/负涡度增强,从而有利于西太副高东撤。

图 7 和图 6c、d 的结果表明西太副高的东撤也与东/西风带扰动之间的相互作用有关。那么东/西风带扰动之间的相互作用是如何影响西太副高的东撤呢?从 200 hPa 高度上西太副高东退前后涡度倾向方程右边各项效应(图 8)的比较中可以看出,在西风带扰动中,除了水平涡度平流对扰动的东移有正贡献外,其他效应均起着负作用。在东风带扰动中,除了绝对涡度散度效应对扰动的西移为负贡献外,其他项均有正贡献。水平涡度(平流)效应(图 8a、8e)对涡度倾向的贡献最大,在东/西风带扰动中心的西部为正/负、东部为负/正。

6 月 23 日,20°—30°N 从中国南海到西太平洋存在一水平涡度平流的负值区(图 8a),该负值区与 500 hPa 上西伸的西太副高相对应。6 月 24 日,由于东、西风带扰动的相对移动,使得东、西风带扰动附近的水平涡度平流正值区在 130°E 附近南北打通(图 8e),造成涡度倾向为正,即$\frac{\partial\zeta}{\partial t}>0$。由于东风带扰动垂直尺度深厚,具有相当正压结构,因此涡度倾向在 200 hPa 上的上述变化是与 500 hPa 上西太副高出现断裂、主体东撤到 130°E 以东相对应的。

在β效应中,由β效应引起的涡度倾向为$(\frac{\partial\zeta}{\partial t})_{\text{beta}}=-v\beta$,因为$\beta>0$,因此β效应引起的涡

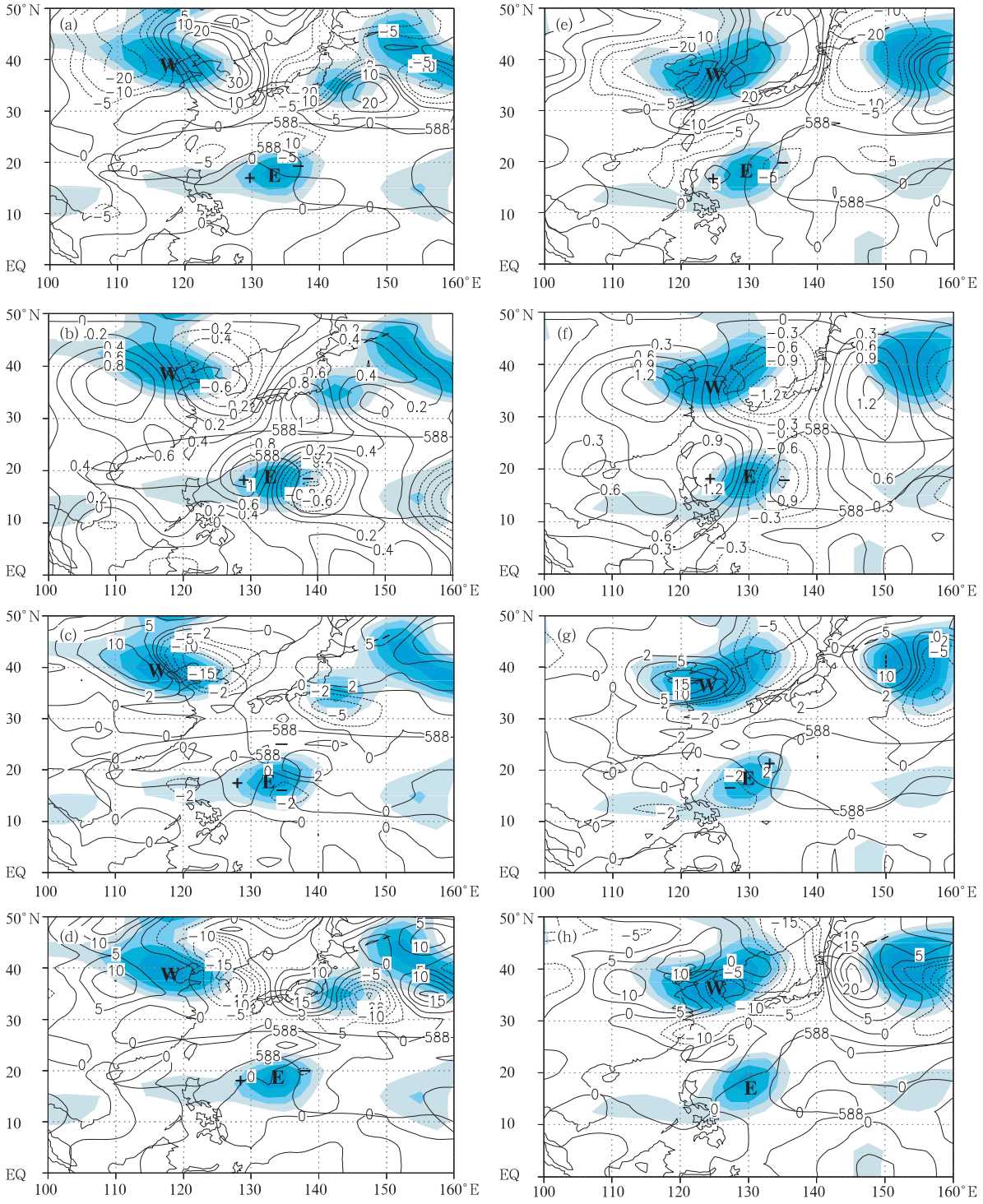


图 8　2003 年 6 月 23 日(a—d)和 24 日(e—h)200 hPa 高度上涡度倾向方程(1)各项的水平分布

(a、e. 水平涡度平流项 B_1,b、f. β 效应项 B_2,c、g. 绝对涡度散度项 C,d、h. 余差项 DE;阴影区为正涡度区,粗实线为 588 dagpm 等高线,E/W 表示东、西风带扰动中心;单位同图 6)

Fig. 8　Horizontal distributions of various terms in the vorticity trend equation (1) at 200 hPa on 23 (a—d) and 24 (e—h) June 2003

(a, e. B_1; b, f. B_2; c, g. C; d, h. DE; Units are the same as Fig. 6)

度变化只与南北风有关。对于气旋性扰动来说,在其东侧为南风 $v>0$、西侧为北风 $v<0$,所以,β 效应引起的涡度变化在气旋性扰动东侧为负,西侧为正,从而 β 效应有利于东风带扰动的西进而不利于西风带扰动的东移。比较图 8b 和 8f 还可以看出,在东、西风扰动中,尽管 β 效应的作用比水平平流项要弱些,但是当东、西风带扰动东西侧的 β 效应正、负值区分别南北打通时,便意味着东西风带的南、北风分量同相迭加,出现"正压发展"[14],这时(6 月 24 日,图 8f),200 hPa 高度上 130°E 以东为 β 效应的负值区,$(\frac{\partial\zeta}{\partial t})_{\text{beta}}<0$,高层负涡度的增强有利于副高带在 130°E 以东的维持;在 130°E 以西,$(\frac{\partial\zeta}{\partial t})_{\text{beta}}>0$,高层正涡度的增强不利于副高带在 130°E 以西的维持。还由于该东风带系统十分深厚(图 2a),所以由 β 效应所引起的强大的正负涡度变化效应也有利于 500 hPa 上西太副高的东撤。

绝对涡度散度效应在西太副高东撤前(图 8c)有利于东风带扰动的西移,西太副高东撤后(图 8g),不利于东风带扰动的西移。东风带扰动东、西侧的绝对涡度散度效应在西太副高东撤前后存在明显的差异,但强度比水平涡度平流弱。

余差项(图 8d、h)与水平平流效应在东风带扰动附近存在类似的作用,有利于东风带扰动的西进,因此对扭曲效应、摩擦效应和积云效应还值得进行进一步的分析。

4 结论和讨论

2003 年夏季,江淮流域出现全流域持续的特大暴雨,江西、福建等地出现持续高温,这些异常的天气过程均与西太副高的异常行为直接相关。本文通过分析 2003 年淮河流域梅汛期首场暴雨过程中,热带太平洋高空东风带扰动和中纬度西风带扰动与西太副高东西向运动异常的关系,揭示了东风带扰动及其与西风带扰动的相互作用影响西太副高东西向异常运动的可能机制。结果表明:

(1) 在 2003 年首场暴雨期间,西太副高的南侧 17.5°N 附近有一东风带低涡扰动,其北侧 37.5°N 附近有一西风带低涡扰动。随着西太副高主体的逐渐西进,东风扰动西进,西风扰动东移,江淮流域的降水开始加强。当东西风扰动相遇于同一经度(大约位于 130°E)上时,西伸的西太副高主体东退。表明本次西太副高东西向的异常移动与西太副高南侧的东风带低涡扰动有着密切的关系。

(2) 东风带低涡扰动为位于对流层中高层以至平流层的一个深厚的低压系统,在 200 hPa 上表现最为明显,在热力场上表现出"上暖下冷"的垂直分布特征,冷暖交界位于 200 hPa 高度上,其中暖心的强度强于冷心的强度。

(3) 涡度方程的诊断表明,东风带扰动的东/西侧为涡度倾向负/正分布,该分布贯穿于对流层整层到 50 hPa 高度,在 200 hPa 高度附近最显著。西风带扰动的东/西侧为涡度倾向正/负分布,当中纬度槽东侧和低纬度扰动西侧的正涡度倾向区南北打通时,西太副高在该区域明显减弱,588 dagpm 等高线出现异常东撤。在涡度方程中,水平涡度平流的贡献最大,β 效应的作用最小,当东/西风带扰动东、西两侧水平平流效应正值区南北打通,β 效应正负值区分别南北打通而出现"正压发展" 时,对应于西太副高的东撤。

由此看来,与 2003 年 6 月入梅后江淮流域首场暴雨过程中断相伴随的西太副高在中国沿海的突然东撤与热带对流层上层东风带扰动存在密切联系。由于该扰动的移动比较有规律,因此可作为示踪西太副高短期变化的预报因子。但本文的结论仅从个例中得到,其结果尚有待于更多的个例分析予以验证。

参考文献

[1] 陶诗言,徐淑英. 夏季江淮流域持久性旱涝现象的环流特征. 气象学报, 1962,30(1):1-18

[2] 黄仕松. 副热带高压东西向移动及其预报的研究. 气象学报, 1963,33(3):320-332

[3] 毕慕莹. 夏季西太平洋副热带高压的振荡. 气象学报, 1989, 47(4):467-474

[4] 喻世华,杨维武. 季节内西太平洋副热带高压异常进退的诊断研究. 热带气象学报, 1995,11(3):214-222

[5] 朱玉先,喻世华. 副热带高压季节性北跳的诊断研究. 热带气象学报,1997,13(3):246-257

[6] 吴国雄,丑纪范,刘屹岷等. 副热带高压形成和变异的动力学问题. 北京:科学出版社,2002:314pp

[7] 丁一汇,赵深铭,张键. 北半球夏季全球热带和副热带 200 hPa 平均辐散环流的研究. 气象学报,1987,45:120-127

[8] 钟中,吴国雄. 东北太平洋辐合异常对西太平洋副高异常影响的数值试验. 大气科学,1999,23(6):685-692

[9] 刘屹岷,吴国雄.副热带高压研究回顾及对几个基本问题的再认识.气象学报,2000,58(4):500-512

[10] 任荣彩,吴国雄. 夏季西太平洋副高结构及短期变异机制的分析. 气象学报, 2003,61(2):180-195

[11] 任荣彩,刘屹岷, 吴国雄.中高纬环流对 1998 年 7 月西太平洋副热带高压短期变化的影响机制.大气科学,2004,28(4):571-578

[12] 姚秀萍,于玉斌,刘还珠. 2003 年淮河流域异常降水期间副热带高压的特征. 热带气象学报, 2005,21(4): 393-401

[13] 赵兵科,姚秀萍,吴国雄. 2003 年夏季淮河流域梅雨期西太平洋副高结构和活动特征及动力机制分析.大气科学,2005,29(5):771-779

[14] Hoskins B J, Mclntyre M E, Robertson A W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Q J Roy Meteor Soc, 1985, 111: 877-946

CASE STUDY ON THE IMPACT OF THE VORTEX IN THE EASTERLIES OVER THE TROPICAL UPPER TROPOSPHERE ON THE SUBTROPICAL ANTICYCLONE OVER THE WESTERN PACIFIC OCEAN

Yao Xiuping[1,2,3]　Wu Guoxiong[1]　Liu Yimin[1]　Liu Huanzhu[4]

1 *LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029

2 *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing* 100081

3 *China Meteorological Administration Training Center, Beijing* 100081

4 *China Meteorological Administration National Meteorological Center, Beijing* 100081

Abstract

By employing the NCEP/NCAR reanalysis data sets (1000－10 hPa, 2.5°×2.5°), the impact of the vortex in the easterlies (EV) over the tropical upper troposphere on the east-west direction movement of the subtropical anticyclone over the Western Pacific Ocean (WPSA) on 19－25 June 2003 are analyzed in this paper. It is shown that the EV spatially extended from 700 hPa upwards to about 50 hPa, reached the maximum intensity at 200 hPa, and thermally exhibited the vertical distribution character of "warmer in the upper level (100 hPa) of the upper troposphere and colder in the lower level (350 hPa)". The WPSA retreated eastward abnormally when the EV in the easterlies in the south side of the WPSA and the vortex in the westerlies (WV) in the north side encountered in the vicinity of the same longitude while they moved in the opposite directions. The diagnostic analyses of the vorticity trend equation show that in the vicinity of the EV the effect of vorticity trend term extended from the whole troposphere upwards to 50 hPa level, with its most prominent effect at 200 hPa level. The WPSA abnormally retreated eastwards when the negative/positive vorticity change rate in the east/west side of the EV enhanced, and at the same time the two positive vorticity trend areas in the west side of the EV and in the east side of the WV meridionally connected along 130°E during the process of their motion in the opposite directions. In the vorticity equation, the contribution to the vorticity trend from the horizontal advection term was the maximum, and the one from the Beta effect the minimum. It is also found that the enhancement of the horizontal vorticity advection and Beta effect, as well as the "barotropic development" of disturbance resulted from meridionally in-phase superposition of the south and north wind components in the easterlies and westerlies near 130°E are temporally in agreement with the anomalous retreat of WPSA.

Key words: Easterlies vortex (EV), Western Pacific Ocean subtropical anticyclone (WPSA), Retreat eastward, Vertical vorticity equation.