

赵兵科, 吴国雄, 姚秀萍. 2003 年夏季梅雨期一次强气旋发展的位涡诊断分析. 大气科学, 2008, **32** (6): 1241~1255

Zhao Bingke, Wu Guoxiong, Yao Xiuping. A diagnostic analysis of potential vorticity associated with development of a strong cyclone during the Meiyu period of 2003. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, **32** (6): 1241~1255

2003 年夏季梅雨期一次强气旋发展的位涡诊断分析

赵兵科^{1, 3} 吴国雄² 姚秀萍⁴

1 中国气象局上海台风研究所, 上海 200030

2 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

3 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

4 中国气象局培训中心, 北京 100081

摘 要 通过位涡诊断和回推轨迹分析, 对 2003 年夏季梅雨期间一次强江淮气旋的发展过程进行了研究。结果表明: 气旋发展初期, 非绝热加热在气旋的低层发展中起了主要作用, 随后由于高层水平平流的增强, 通过垂直平流使高低层大值位涡耦合在一起, 从而使气旋迅速发展。从中、高、低层对位涡柱形成所起的作用来看, 低层主要是非绝热加热, 中层是垂直平流, 而高层主要是水平平流; 从构成气旋的气流来说, 在气旋迅速发展阶段, 低层主要以西南暖湿气流为主, 高层 (500 hPa 以上) 主要以沿急流轴下降的高层干冷气流和对流层底层流向气旋东北部并迅速上升的暖湿气流为主。高低层冷暖空气的相互作用主要发生在 600 hPa 及以上层次, 因凝结加热引起的垂直运动通过垂直平流可能在冷暖气流相互作用和上下大位涡的垂直耦合中发挥了重要作用。

关键词 梅雨 气旋 位涡 轨迹

文章编号 1006-9895 (2008) 06-1241-15

中图分类号 P443

文献标识码 A

A Diagnostic Analysis of Potential Vorticity Associated with Development of a Strong Cyclone during the Meiyu Period of 2003

ZHAO Bingke^{1, 3}, WU Guoxiong², and YAO Xiuping⁴

1 Shanghai Typhoon Institute, China Meteorological Administration, Shanghai 200030

2 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

4 China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081

Abstract Based on diagnostic analyses of potential vorticity (PV) and backward trajectory, development of a strong cyclone during the Meiyu period of 2003 is investigated. Results show that diabatic heating is a key in the growth of low-level cyclone at the early stage, and subsequently, due to strengthening of the upper-level horizontal advection, the cyclone rapidly develops as the vertical coupling between the upper- and low-level PV maxima takes place through the vertical advection. In terms of major contributions from different levels to PV column's formation, the diabatic heating is in the low troposphere, the vertical advection in the middle troposphere and the horizontal advection in the upper troposphere. During the rapid development period, the low-level vortex is primarily formed from the southwest warm-wet flow, and the upper-level one is from the downward northwest stratospheric cold-dry

收稿日期 2007-03-30, 2007-11-07 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40575028 和灾害天气国家重点实验室基金资助项目 2006LASW06

作者简介 赵兵科, 男, 1964 年出生, 博士, 目前主要从事天气、气候动力学研究。E-mail: zhaobk@mail.typhoon.gov.cn

flow along the jet axis and upward southwestern low-level tropospheric warm-wet flow which approaches to the northeastern part of the cyclone. The interaction between cold and warm flows mainly occurs over 600 hPa level, and the vertical motion associated with condensational latent heat, through the vertical advection, plays an important role in the interaction between the cold and warm flows and in the vertical coupling between the upper- and low-level PV maxima.

Key words Meiyu, cyclone, potential vorticity, track

1 引言

2003 年入梅后, 6 月下旬至 7 月上旬, 淮河流域出现了 1954 年以来最强的大洪水, 雨量集中, 降水强度大, 主要雨带在淮河流域“长期”停滞, 呈准静止状态。从 6 月下旬初至 7 月下旬初整整一个月时间淮河流域降水过程十分频繁, 一共出现了 6 次暴雨过程: 6 月 21~23 日、6 月 27 日、6 月 30 日~7 月 6 日、7 月 9~14 日、7 月 17~18 日和 7 月 20~22 日。究其原因主要是由于一次又一次气旋沿淮河流域梅雨静止锋东移所致, 关于造成 2003 年梅雨期多暴雨的环流特征和气候成因已有许多研究者进行过分析和研究^[1~11], 这里不再赘述。然而关于每次暴雨过程中天气系统发生发展物理机制的研究还不多见, 尤其是涉及凝结潜热加热作用方面的研究更少。

江淮气旋属于温带气旋, 关于温带气旋发展过程中凝结潜热加热的作用已有一些气象研究者^[12~20]进行过研究。从位涡观点来看, 凝结潜热加热直接增强气旋发展存在两种不同的方式。第一种是凝结潜热加热能有效地减弱静力稳定性, 增强高低层位涡异常环流的垂直渗透, 从而增强高低层共同相互作用的程度和斜压增长率; 第二种是凝结潜热加热与地面气旋下游的高压脊增强和对流层低层气旋附近位涡大值区的增强有联系^[14, 21~23]。Raymond^[24]揭示出潜热加热释放导致位涡在绝对涡度矢量方向上再分布, 正位涡趋势位于最大加热层以下, 而负位涡趋势在其之上。最近, Ahmadi-Givi 等^[25]清楚地揭示出凝结潜热加热在气旋形成中的作用, 发现凝结潜热加热对对流层高层的位涡异常有重要影响, 主要通过抑制位涡异常向下渗透和减弱它的水平范围来破坏高层位涡异常。但例子之间有较大差异, 在有些例子中, 凝结潜热加热对气旋形成是主要的贡献者, 能有利于高低层位涡异常锁相并共同增幅发展^[21, 26]; 然而, 在另外一些例

子中, 凝结潜热加热仅对气旋发展起次要作用, 或阻碍高低层位涡异常锁相^[18]。在 2003 年梅雨期第一次大暴雨过程中, 引起暴雨的天气系统江淮气旋有一次明显发展过程, 到底凝结潜热加热和高中低不同层次的气流在此次气旋发展中作用如何将是本文研究的目的。

2 资料和分析方法

2.1 资料

本文所用的高空格点资料是 NCEP/NCAR 再分析资料, 地面降水资料是中国国家气象局 730 个气象站观测资料。具体为 2003 年 6 月 21~25 日每日四个时次 (0000 UTC、0600 UTC、1200 UTC、18 00UTC) 21 层 (1000、975、950、925、900、850、800、750、700、650、600、550、500、450、400、350、300、250、200、150、100 hPa) 等压面常规资料, 要素为位势高度、温度、三维风场 $\mathbf{V}(u, v, \omega)$ 、绝对涡度和相对湿度, 分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$; 降水量为相应时段每日四个时次中国范围地面降水资料。

2.2 分析方法

本文主要使用拉格朗日轨迹分析方法和位涡收支诊断方法。下面做以简要介绍:

2.2.1 拉格朗日方法

拉格朗日方法用于研究流体中各个质点物理属性的时空变化, 它比欧拉方法更能揭示流体中发生的动力学过程, 主要通过计算空气质点的轨迹变化来反映气流对动量、热量和水汽的输送过程。本文采用 Wernli 等^[27]使用的空气质点三维轨迹计算方法。即轨迹的位置矢量 $\mathbf{r}$ 可由以下公式计算:

$$\mathbf{r}^{*n+1} = \mathbf{r}^n + \mathbf{V}(\mathbf{r}^n) \cdot \Delta t, \quad (1)$$

$$\mathbf{V}^* = \frac{1}{2} [\mathbf{V}(\mathbf{r}^n) + \mathbf{V}(\mathbf{r}^{*n+1})], \quad (2)$$

其中, $\mathbf{V}$ 是三维风速, n 为时次, Δt 是时间步长。在计算 (1) 和 (2) 式带 * 量时, 采用连续的 3 次迭代来调整平均风速。后面利用此方法主要研究气旋形成过程中气流的来源问题。

2.2.2 位涡收支诊断方法

位涡收支分析提供了识别对流层低层因潜热释放增强位涡异常的一种工具,也是一种定量确定是否潜热释放能产生给定位涡特征的方法。从位涡角度考虑系统发展的位涡趋势方程为:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\nabla_p \cdot (q\mathbf{V}_h) - \frac{\partial}{\partial p}(q\omega) + \frac{dq}{dt}, \quad (3)$$

其中, q 是位涡 [$q = -g(f\mathbf{k} + \nabla_3 \times \mathbf{V}_h) \cdot \nabla_3 \theta$], $\mathbf{V}_h$ 是水平风速矢量, ω 是等压坐标系垂直速度, ∇_p 是等压面上的准水平梯度算子, ∇_3 是三维梯度算子, 其他为常用参数。 q 可以由平均 $\bar{q}$ 和扰动 q' 构成, 所以上式可以变为:

$$\frac{\partial q'}{\partial t} = -\nabla_p \cdot (q\mathbf{V}_h) - \frac{\partial}{\partial p}(q\omega) + \frac{dq}{dt}. \quad (4)$$

由此可以看出, 扰动位涡的局地变化是由水平和垂直位涡通量散度及位涡的拉格朗日变化组成。位涡的拉格朗日变化是由湍流扩散和混合、摩擦和非绝热加热过程引起的, 考虑到气旋形成过程本身及所考虑系统变化主要在边界层以上, 所以在这些作用中我们主要考虑潜热加热释放对位涡的拉格朗日变化造成的贡献, 其他作用可以忽略。

潜热加热率计算是根据 Emanuel 等^[28] 和 Raymond^[24] 的方法, 这种方法也被很多研究者^[20, 29, 30] 所应用。加热率公式为:

$$\dot{\theta} = \frac{d\theta}{dt} = \omega \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} - \frac{\gamma_m}{\gamma_d} \frac{\theta}{\theta_c} \frac{\partial \theta_c}{\partial p} \right), \quad (5)$$

其中, γ_m 和 γ_d 分别是湿空气和干空气的绝热递减率, θ 为位温, θ_c 是相当位温。根据 Cammas 等^[29] 的工作, 潜热加热引起位涡的时间变化在等压坐标系可表示为:

$$\frac{dq}{dt} = -g\nabla_3 \cdot \mathbf{Y}, \quad (6)$$

其中, $\mathbf{Y}$ 是非平流位涡通量矢量, 可由下式表示:

$$\mathbf{Y} = -\dot{\theta}\boldsymbol{\zeta}_a + \nabla_3 \theta \times \mathbf{F}, \quad (7)$$

$\mathbf{F}$ 是摩擦力矢量, $\boldsymbol{\zeta}_a (=f\mathbf{k} + \nabla_3 \times \mathbf{V}_h)$ 是绝对涡度。针对我们研究分析的对象, 摩擦可以忽略。这样扰动位涡的局地变化可写为:

$$\frac{\partial q'}{\partial t} = -\nabla_p \cdot (q\mathbf{V}_h) - \frac{\partial}{\partial p}(q\omega) + g\boldsymbol{\zeta}_a \cdot \nabla_3 \dot{\theta}. \quad (8)$$

(8) 式表明扰动位涡的局地变化是由水平和垂直位涡通量散度及因潜热加热释放引起位涡的再分配(或称非平流位涡趋势项)所强迫。这样就可以在位涡框架下讨论潜热加热释放的大气动力学问

题。

3 对流层低层气旋中心的位涡变化

描述天气系统发展变化有多种方法, 有动力的, 也有热力的, 还有既考虑动力又考虑热力的, 位涡属于后者。为揭示江淮大暴雨期间天气系统的变化特征, 图 1 给出了 850 hPa 气旋中心及 700 hPa 和 500 hPa 对应点的位涡随时间变化, 可以看出 850 hPa 气旋中心和 700 hPa 对应点的位涡在气旋发展初期缓慢增强, 随后迅速增强, 尤其是从 6 月 22 日 12 时到 18 时(国际协调时间, 下同)位涡增强十分显著, 850 hPa 从 1.6 PVU 增加到 2.7 PVU(位涡单位, $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$), 700 hPa 从 1.1 PVU 增加到 2.2 PVU, 降水强度也有明显的增强。尔后缓慢增长甚至开始减弱, 降水也消失。850 hPa 从 6 月 22 日 18 时到 23 日 06 时仅增长 0.2 PVU, 700 hPa 对应点的位涡反而开始减弱, 从 2.2 PVU 减弱到 1.9 PVU。500 hPa 对应点的位涡从气旋发展初期到 23 日 06 时是逐渐增加的, 虽然增加率随时间也有一定的变化, 但增强的显著性远没有低层明显。由此可知, 低层气旋中心位涡显著发展的同时, 伴随着大的暴雨出现, 那么究竟是什么引起低层气旋的迅速发展, 从而导致大暴雨的出现? 下面将通过位涡收支诊断来说明。根据赵兵科^[31] 对此次江淮气旋的分析, 在以下的分析中用 6 月 22 日 00 时代表江淮气

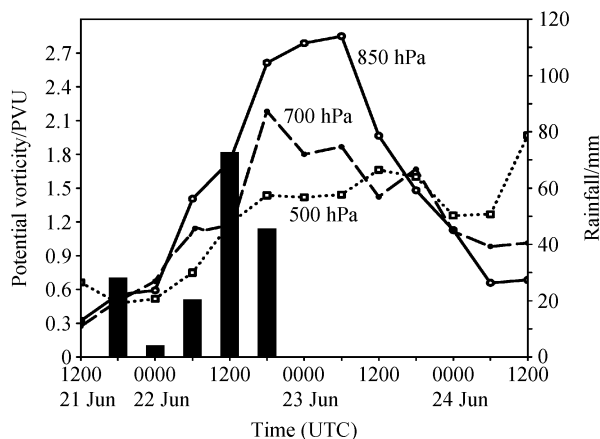


图 1 850 hPa 气旋中心及 700 hPa 和 500 hPa 对应点的位涡随时间变化。直方柱为中心相应的地面降水量。

Fig. 1 The evolutions of potential vorticities at the cyclone center at 850 hPa and the corresponding points at 700 hPa and 500 hPa. The column is the corresponding rainfall

旋的初始阶段, 6 月 22 日 18 时代表气旋的发展阶段, 6 月 23 日 06 时代表气旋的成熟阶段。

4 位涡收支诊断分析

4.1 850 hPa 位涡收支的水平分布

图 2~4 分别是气旋初始阶段、发展阶段和成熟阶段对流层低层 850 hPa 位涡收支的水平分布。由图 2 可以看出, 初始阶段气旋中心位于淮河流域的西边(图中字母 C 所示), 而位涡、非绝热加热率、水平平流的位涡、垂直平流的位涡及由非绝热加热引起的非平流的位涡大值中心却在江淮流域西部, 即位于气旋中心的前部, 此处正好处于气旋东边的暖锋切变处, 也是高空急流的反气旋切变一侧

及低空急流的左前端, 且为高湿区, 极有利于气旋发展和降水发生。从与位涡大值中心所处的位置而言, 非绝热加热率、水平平流的位涡、垂直平流的位涡和非平流的位涡大值中心几乎都与位涡大值中心重合并稍偏东。此时位于淮河流域的非绝热加热率最大值为每 6 小时 12 K, 水平平流引起位涡增加的最大值为每 6 小时 0.5 PVU, 垂直平流引起位涡减少的最大值为每 6 小时 1 PVU, 非平流引起位涡增加的最大值为每 6 小时 1 PVU, 即由此可知, 因非平流引起的位涡增加和由平流引起的位涡减少而呈现的正距平使局地位涡增加, 这可能是淮河流域出现位涡大值中心的主要原因, 表明潜热释放引起的非绝热加热对低层位涡大值中心的产生起了重要

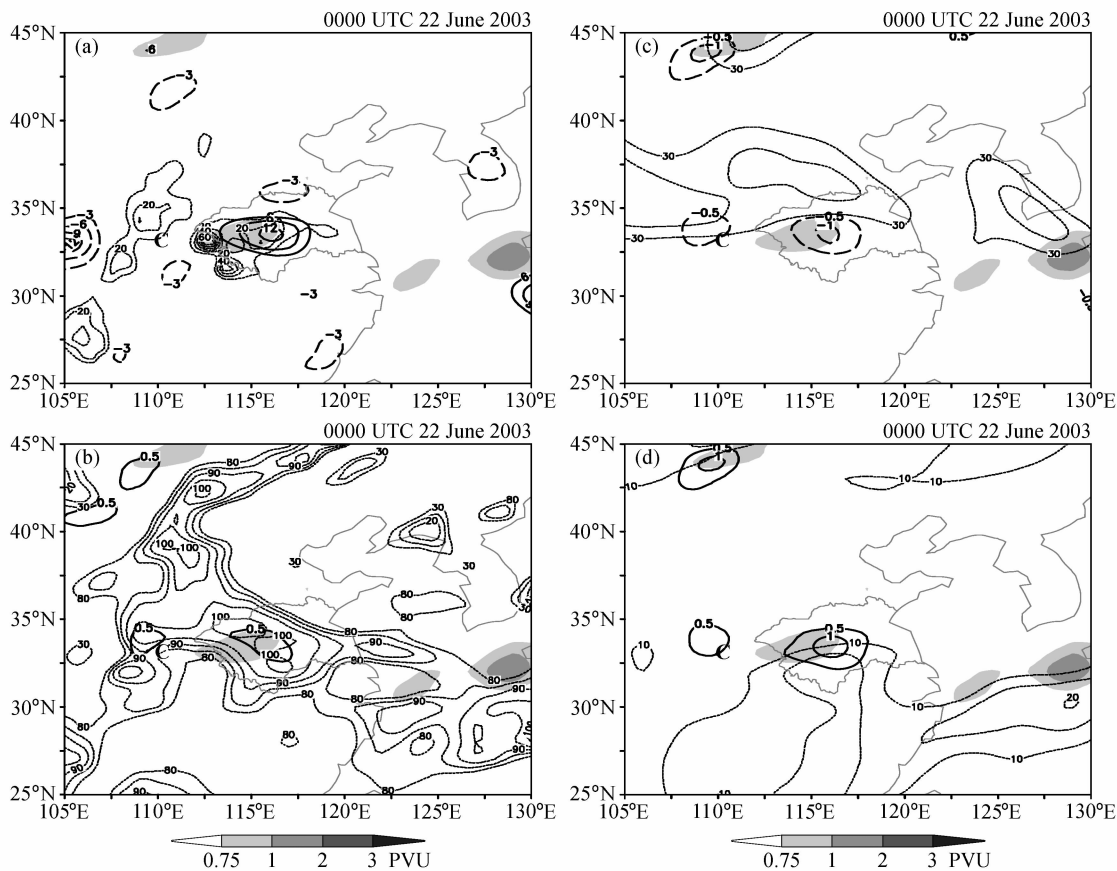


图 2 气旋初始阶段位涡收支分布: (a) 800 hPa 潜热加热率[由瞬时值换算而来]粗等值线, 单位: $\text{K}/6\text{h}$ 和 6 小时降水量(点线, 单位: mm); (b) 850 hPa 水平平流的位涡趋势(粗等值线, 单位: $\text{PVU}/6\text{h}$) 和 600 hPa 相对湿度(点线, %); (c) 850 hPa 垂直平流的位涡趋势(粗等值线, 单位: $\text{PVU}/6\text{h}$) 和 200 hPa 风速(点线, 仅给出大于 30 m/s); (d) 850 hPa 非平流的位涡趋势(粗等值线, 单位: $\text{PVU}/6\text{h}$) 和风速(点线, 仅给出大于 10 m/s)。C 为 850 hPa 气旋中心位置; 阴影为 800~900 hPa 平均的位涡

Fig. 2 Distribution of potential vorticity (PV) budget at the early stage of cyclone: (a) 800-hPa condensational latent heating rate calculated (thick, $\text{K}/6\text{h}$) and 6-hour rainfall (dotted, mm); (b) 850-hPa horizontal advective PV tendency (thick, $\text{PVU}/6\text{h}$) and 600-hPa relative humidity (dotted, %); (c) 850-hPa vertical advective PV tendency (thick, $\text{PVU}/6\text{h}$) and 200-hPa wind speed (dotted, only over 30 m/s shown); (d) 850-hPa nonadvective PV tendency (thick, $\text{PVU}/6\text{h}$) and wind speed (dotted, only over 10 m/s shown). C is the location of cyclone center at 850 hPa, shading shows PV averaged over 800–900 hPa

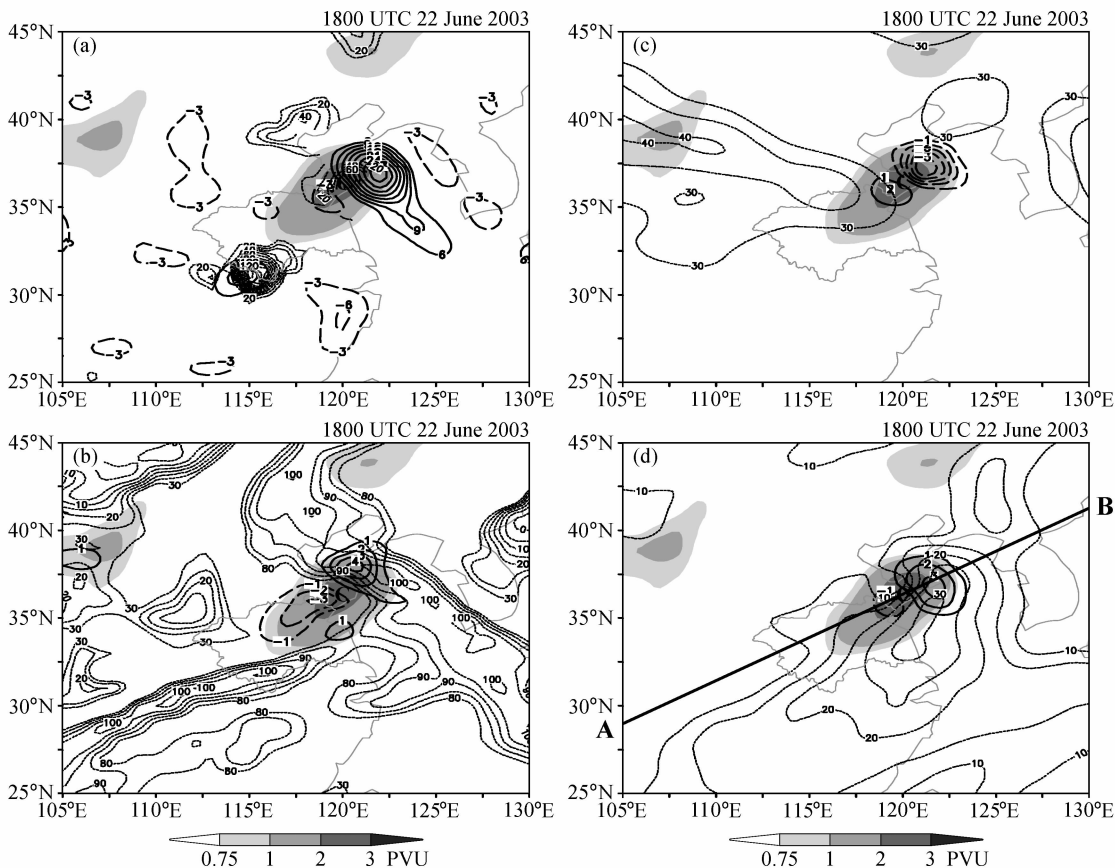


图 3 同图 2，但为气旋发展阶段。图 (d) 中 AB 线为图 5~7 剖面的位置

Fig. 3 Same as Fig. 2, but for the development stage. Line AB in (d) is the cross-section position in Fig. 5, Fig. 6 and Fig. 7

作用。随后 6 小时 (图略)，气旋迅速东移，中心移到与位涡大值中心一致的位置，即到了淮河流域。到了发展阶段，从图 3 可以看出，不论是非绝热加热率、水平平流的位涡、垂直平流的位涡，还是非平流的位涡大值中心都明显增强。非绝热加热率最大值达到每 6 小时 27 K 以上，水平平流引起位涡增加的最大值为每 6 小时 4 PVU，垂直平流引起位涡减少的最大值达到每 6 小时 5 PVU，非平流引起位涡增加的最大值为每 6 小时 3 PVU。从位置上看，由平流引起位涡变化的大值中心位于低层气旋中心的东北侧，而由非平流引起位涡变化的大值中心位于低层气旋中心的东侧，气旋中心位于位涡大值中心。在气旋中心的西南侧由水平平流和非绝热加热引起的位涡减少最大值分别为每 6 小时 3 PVU 和 1 PVU，因垂直平流造成的位涡增加最大值为 2 PVU。这样在气旋中心东侧到东北侧由平流和非平流制造的位涡增加最大值将达到每 6 小时 2 PVU，而在其西南侧引起的位涡减弱最大值为每

6 小时 2 PVU 左右，这可能就是为什么气旋向东北偏东方向移动且明显发展和大值位涡区呈东北西南向的根本原因。此时气旋移到了高空急流的左前方，低空急流的左前部，一个干楔已经开始向气旋的西南部插入。到成熟阶段 (图 4)，尽管从气旋中心附近的位涡大值中心来看，此时位涡最强，但从位涡收支可以看出，在气旋中心的东北侧不论是水平平流引起的位涡变化还是垂直平流造成的位涡变化都比发展阶段有一定的减弱，而由非绝热加热导致的位涡变化和发展阶段一样。非绝热加热率最大值为每 6 小时 21 K 左右，水平平流引起的位涡增加最大值为每 6 小时 2 PVU，垂直平流引起的位涡减少最大值为每 6 小时 4 PVU，而由非平流引起的位涡增加最大值仍为每 6 小时 3 PVU。这时在气旋中心的西南侧由水平平流和非绝热加热引起的位涡减少最大值仍分别为每 6 小时 3 PVU 和 1 PVU，而由垂直平流造成的位涡增加最大值为 1 PVU。这样在气旋中心东北侧由平流和非平流制造的位涡

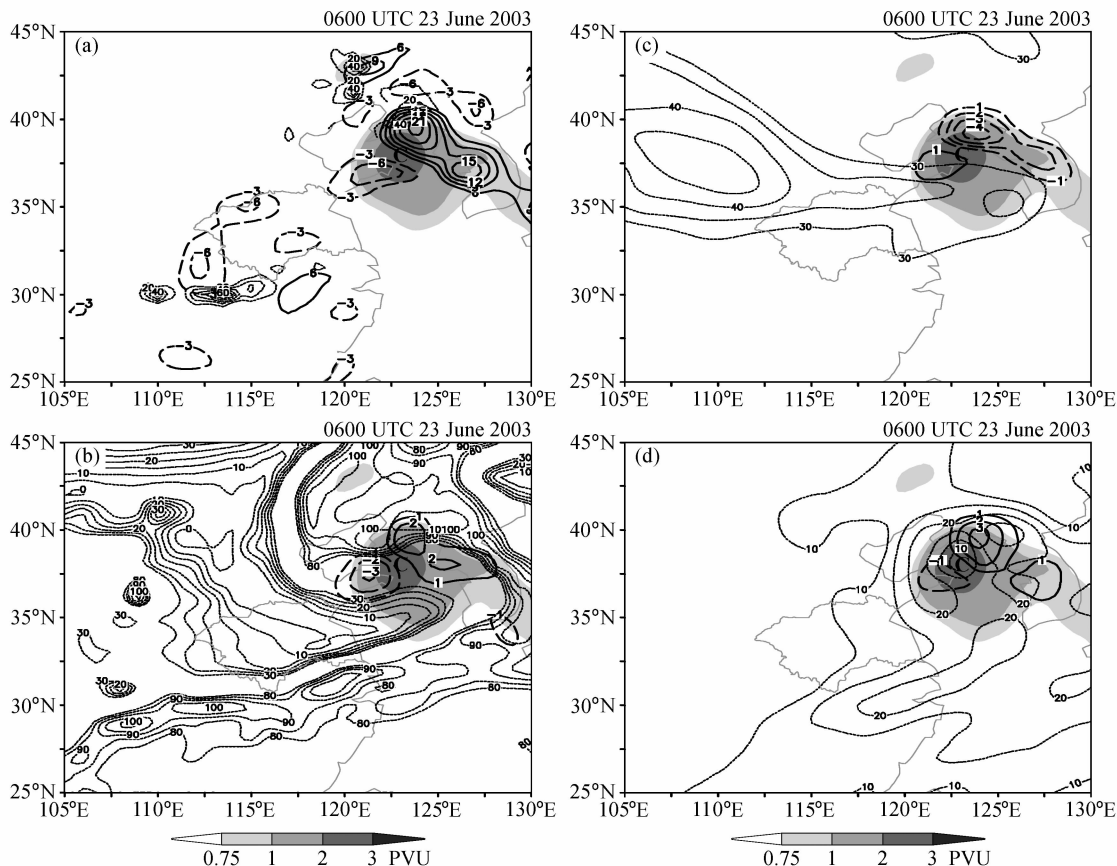


图4 同图2, 但为气旋成熟阶段

Fig. 4 Same as Fig. 2, but for the mature stage

增加最大值减弱为每6小时1 PVU, 而在其西南侧引起的位涡减少最大值增加为每6小时3 PVU。这时气旋已移到了高空急流左侧的气旋性切变一侧, 低空急流已明显减弱, 在气旋中心周围出现了等量的风速, 一个干楔已经明显插入气旋中心的南部, 基本切断了西南暖湿空气向气旋中心输送的通道。

以上分析可以看出, 从初始阶段到成熟阶段, 在低层气旋中心的东侧到东北侧由非平流和水平平流制造的位涡始终为正位涡, 促使气旋东北移并发展, 而由垂直平流引起的位涡始终为负位涡, 不利于气旋发展。如果从平流和非平流的作用来看, 在低层气旋中心的东侧到东北侧平流做负的贡献(为负位涡), 而非平流做正的贡献(为正位涡)。由此表明, 因凝结潜热释放引起的非绝热加热在气旋的发展过程中起了很重要的作用。

4.2 位涡收支的垂直分布

上面主要对气旋发展各阶段对流层低层位涡收

支和非绝热加热率的水平分布情况进行分析, 事实上, 在气旋发展过程中, 不仅低层对气旋发展有作用, 而且中高层也对气旋发展有贡献。为了对气旋发展各阶段对流层位涡收支和非绝热加热情况有一个较系统的了解, 分别计算了气旋发展各阶段沿图3d中AB所示的非绝热加热率、水平平流的位涡、垂直平流的位涡和非平流的位涡的垂直分布。在气旋发展过程中非绝热加热率有一个明显的变化(图略), 最大加热率由初始阶段每6小时18 K增加到发展阶段为40 K, 成熟阶段又减为20 K以下。最大加热中心一般都位于650 hPa左右, 且从发展阶段盛期开始, 在最大加热区西南边的对流层中低层出现了每6小时-5 K的冷却区, 随后冷却区的范围和强度都有一定的增大, 这可能与高层干冷空气的下滑有紧密的关系。从加热区与大值位涡区相处的位置来看, 大值位涡区一般位于加热区的西南边, 且在中低层还没有出现较大的位涡以前, 已经有很明显的潜热加热呈现, 随后在它的西南边对流

层中低层位涡逐渐增强, 所以非绝热加热对于低层位涡的发展起了很重要的作用, 这可以从后面非平流位涡趋势的垂直剖面清楚地看到。从水平平流引起的位涡变化趋势垂直分布(图 5)可知, 在气旋迅速发展以前, 由水平平流引起的较大位涡变化主要在对流层中高层, 而且变化的形状像 Rossby 波一样, 在对流层低层的锋区附近仅有小范围的位涡增加区。到气旋迅速发展和成熟期, 由水平平流引起的位涡变化在中低层也很清楚, 在 750 hPa 以下的位涡大值区的东北边引起位涡增加, 而在位涡大值区的西南部造成位涡减少。并且可以很清楚地看到, 在位涡大值区东北边的位涡增加区从低层到高层为 $+$ 的位涡变化趋势, 即在高层和低层造成位涡增加, 而在中层引起位涡减少。由垂直平流造成的位涡变化趋势垂直分布(图 6)可见, 从初始阶段到成熟阶段, 主要表现为低层位涡大值区东北边的位涡减弱变化和其上 700 hPa 上位涡增加的变化。初始阶段在上面提到的低层锋区附近有一负位涡变化区, 在它的中高层有弱的正位涡变化区, 且都位于高湿区, 随后低层的负位涡变化区和中高层的正位涡变化区都明显增强, 范围增大、强度增强。低层的负位涡变化区沿着被压缩的高湿区东北边缘向上伸展, 而中高层的正位涡变化区沿着被压缩的高湿区的西南边缘向下伸展, 最后在狭窄的高湿区内形成了两条并列的、且随高度向东北倾斜的正负位涡变化带。另从对应的相对湿度垂直分布可以清楚地看到, 从发展阶段开始对流层中高层正位涡变化带西南边的干冷空气在明显增强, 到成熟阶段, 相对湿度为 30% 的干冷空气可以下滑到 700 hPa 附近。从非绝热加热导致的位涡变化趋势垂直分布(图 7)可以看到, 变化趋势和分布与由垂直平流引起的位涡变化趋势和分布基本一致, 但符号相反, 即由初始阶段下正上负的位涡变化到成熟阶段变为两条异号的向东北倾斜的位涡变化带。当然, 两者之间位涡变化的强度有一定的差别。另外也可以清晰地看到, 非绝热引起的位涡变化主要位于垂直上升运动区, 在低层垂直上升的逆切变区是大的正位涡变化区, 而在中高层垂直上升的顺切变区为大的负位涡变化区, 在最大的垂直运动区位涡的变化比较小。

以上主要分析气旋移动方向上位涡收支的平流和非平流趋势的垂直分布, 下面分析由平流和非平

流引起的总位涡趋势垂直分布(图略), 在气旋迅速发展以前, 在气旋东北侧的上升区从对流层低层到高层有一正位涡变化柱, 随后强度逐渐增强, 且柱的范围有一定的扩大。这也就是气旋向东北移动且逐渐增强的原因。值得一提的是位涡场上的正位涡柱(类似于国外一些学者所称的位涡塔)要比总位涡趋势场上的正位涡柱晚十几个小时出现, 这可能与气旋移动速度、强度和环境场变化等多种因素有关。气旋发展盛期, 原正位涡变化柱因中层 600 hPa 附近出现负位涡变化而变为在对流层低层和高层分别为强的正位涡变化, 在对流层中层为负位涡变化趋势。究其中层负位涡变化出现的原因, 主要是因为非平流的位涡趋势所为, 这可从图 7d 清楚地看到。尔后, 对流层这种从低层到高层 $+$ 的位涡变化趋势还进一步增强, 不仅是强度而且范围也有一定的增大。这里要强调的一点是, 在总位涡趋势场上对流层中层出现的负位涡变化趋势破坏了正位涡柱可能是气旋不再发展的主要原因, 换句话说, 在气旋发展盛期由于非绝热加热在气旋中心东北侧的对流层中层引起的负位涡趋势抑制了气旋发展。这有待以后进一步研究。

通过以上分析表明: 气旋发展初期, 非绝热加热对低层位涡增长起了主要的作用, 随后由于高层的水平平流增强, 通过垂直平流使高低层大值位涡叠加, 从而使低层气旋迅速发展。如果从中高低层对位涡柱形成所起的作用来看, 低层主要是非绝热加热, 中层是垂直平流, 而高层则是水平平流。另外还可以看到, 在对流层低层垂直平流的负位涡趋势部分抵消了非绝热产生的正位涡趋势, 而在中高层正的垂直平流位涡趋势被非绝热加热产生的负位涡趋势部分所抵消。即在低层气旋中心附近因 $\partial\theta/\partial z > 0$ 制造的正位涡被垂直平流带向高层去补偿那里因 $\partial\theta/\partial z < 0$ 制造的负位涡。气旋发展盛期非绝热加热在对流层中层引起的负位涡趋势可能是气旋不再发展的主要原因。

5 从拉格朗日观点看气旋的发展

以上从位涡收支的角度分析和讨论了平流和非平流位涡变化趋势在气旋中心附近的分布情况, 而对水平平流、垂直平流和非绝热加热在气旋发展过程中的作用有了一定的了解。然而, 如果从水平平流和垂直平流的作用分别来看, 在气旋迅速发展

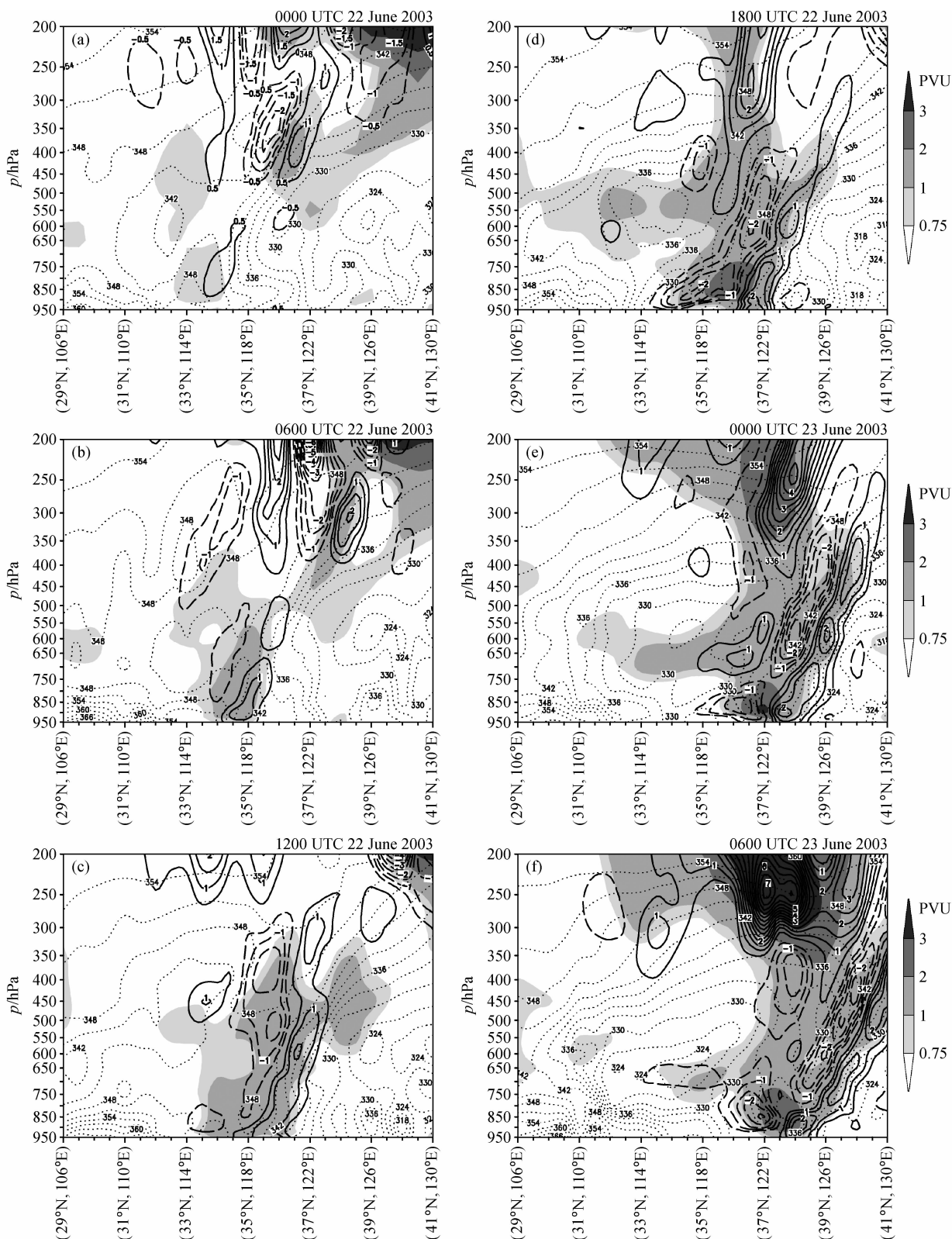


图5 气旋生成各阶段沿东北-西南向剖面(图3中AB所示)上的位涡(阴影)、水平平流的位涡趋势(实线为位涡增加,虚线为位涡减少,单位:PVU/6 h)和假相当位温(点线,单位:K)

Fig. 5 PV (shaded), horizontal advective PV tendency (solid for PV increase, dashed for PV decrease, units: PVU/6 h), and pseudo-potential temperature (dotted, K) on the northeast-southwest cross section along AB in Fig. 3 at every stage

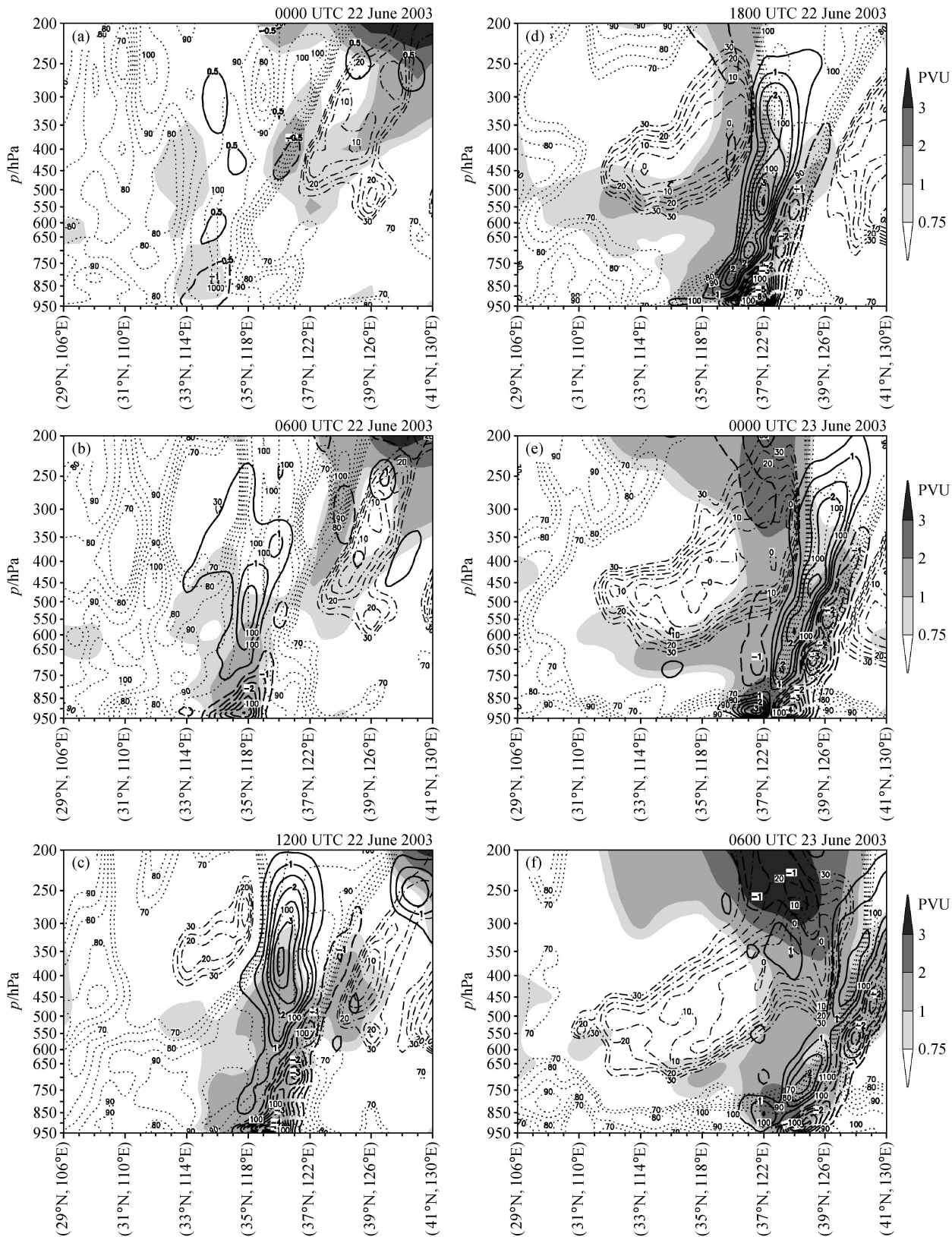


图 6 同图 5, 但为垂直平流的位涡趋势和相对湿度 (% , 点线为湿区, 点虚线为干区)

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for vertical advective PV tendency (solid for PV increase, dashed for PV decrease, units; PVU/6 h) and relative humidity (% , dotted for wet section, dot-dashed for dry section)

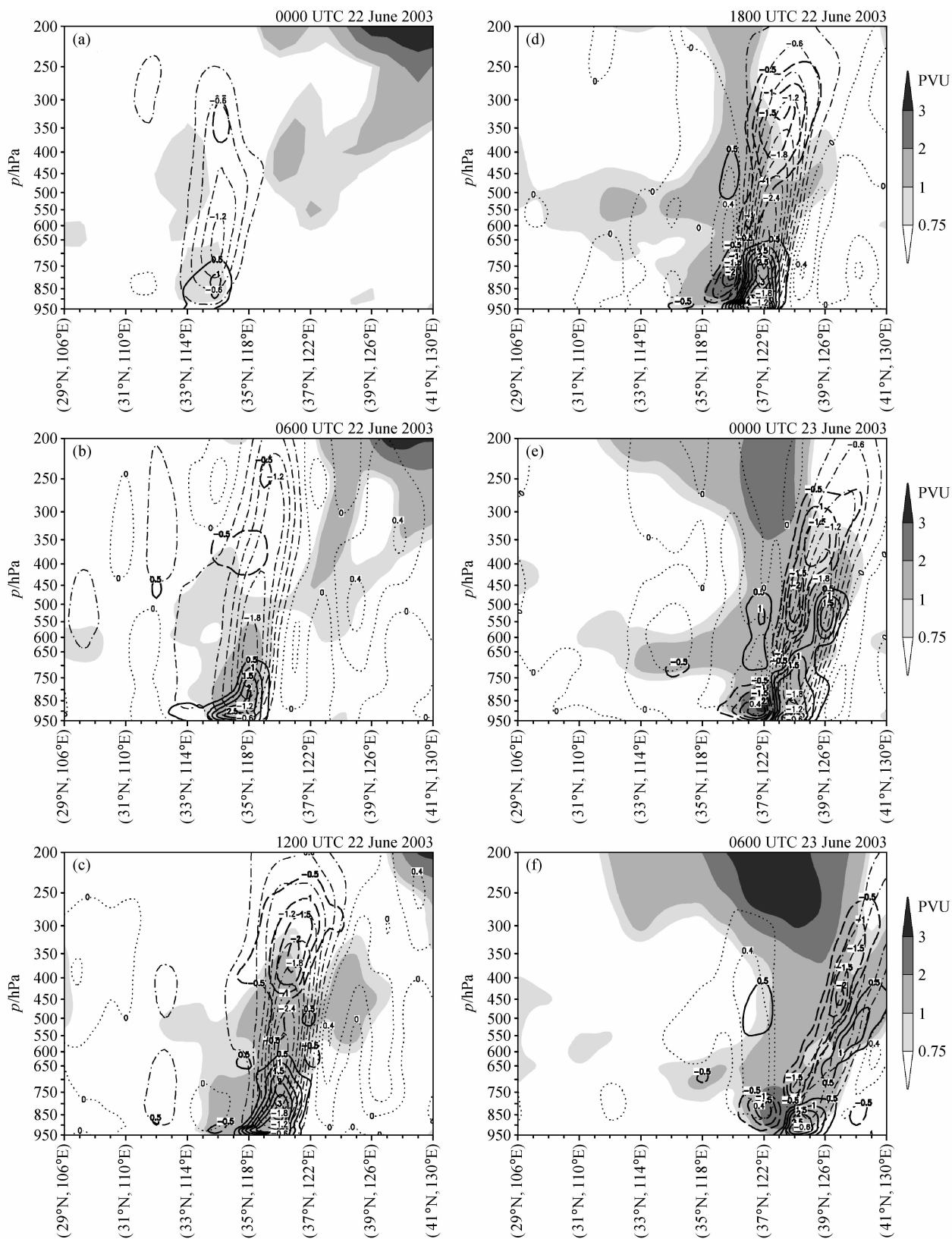


图7 同图5, 但为非平流的位涡趋势和垂直速度(点线为下沉区, 点虚线为上升区, 单位: Pa/s)

Fig. 7 Same as in Fig. 5, but for nonadvective PV tendency (solid for PV increase, dashed for PV decrease, units: PVU/6 h) and vertical velocity (dotted for descending section, dot-dashed for ascending section, units: Pa/s)

阶段, 在气旋中心东北侧水平平流引起的正位涡变化和垂直平流导致的负位涡变化也很显著 (见图 3), 那么这些大值位涡来自何处? 下面将从拉格朗日的观点来分析。

图 8 给出了气旋中心附近 300~500 hPa 层 42 小时回推的轨迹, 很明显, 在气旋迅速发展阶段,

高层 300 hPa (图 8a、d) 主要有三股不同的气流贡献到气旋: 一股是从西北偏西来的沿急流轴下降的 300 hPa 以上气流, 它主要流向气旋的西部到南部; 另一股是从西南边的对流层中层流向气旋东北部以后上升的气流; 第三股是从西南偏南的对流层低层流向气旋东北部并迅速上升的暖湿气流。18 时 (图

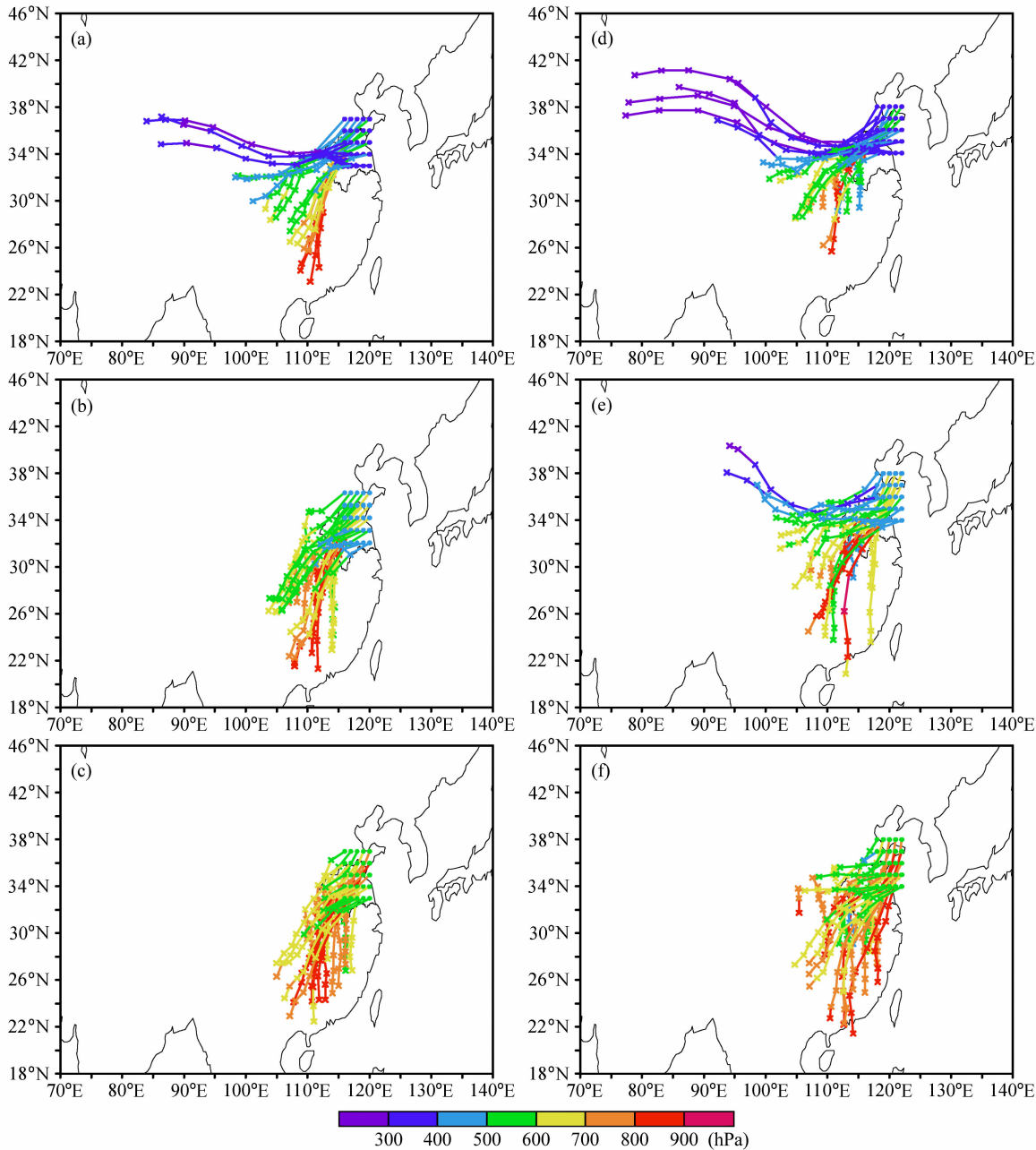


图 8 6 月 22 日 12 时 (a~c) 和 18 时 (d~f) 从对流层中高层气旋中心及周围 25 个格点回推 42 小时空气质点的轨迹: (a、d) 300 hPa; (b、e) 400 hPa; (c、f) 500 hPa。质点每 6 小时的位置用×标记, 图中不同颜色表示质点所在的等压面

Fig. 8 Backward 42-hour trajectories of particles at 25 grid points of the cyclone center and its neighborhood for (a, d) 300 hPa, (b, e) 400 hPa and (c, f) 500 hPa at (a-c) 1200 UTC and (d-f) 1800 UTC 22 Jun. The particle position every six hours is marked with ×. The different colors stand for disparate isobaric surface at which the particles were located

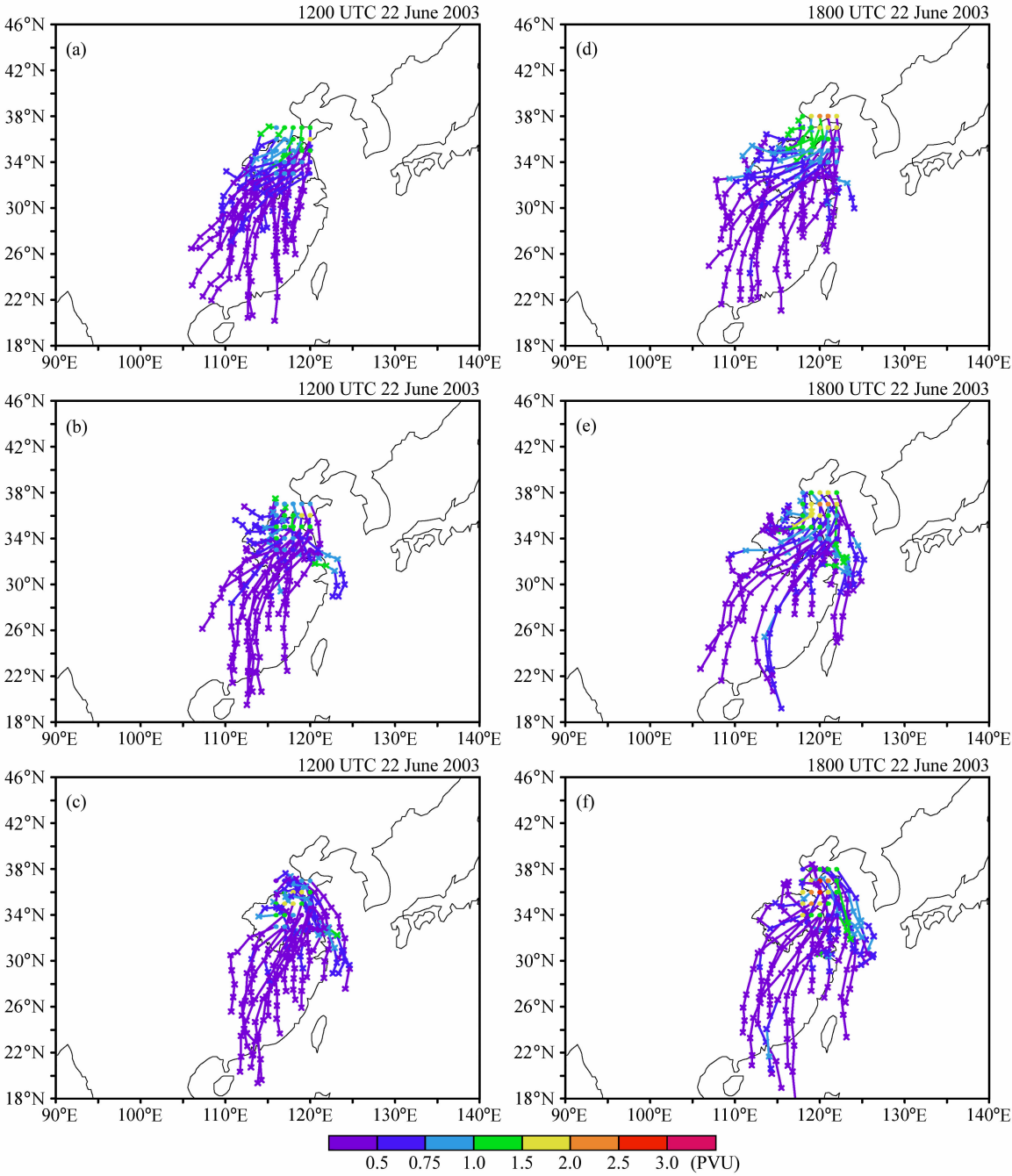


图9 同图8, 但为对流层中低层的位涡变化: (a、d) 600 hPa; (b、e) 700 hPa; (c、f) 850 hPa
Fig. 9 Same as Fig. 8, but for PV evolution in the lower and middle troposphere: (a, d) 600 hPa; (b, e) 700 hPa; (c, f) 850 hPa

8d) 干冷空气势力要比12时(图8a)明显偏强。22日12时400 hPa主要以从西南偏南来的中低层气流为主,而到了18时,除了从中低层来的暖湿气流外,还有从西边下沉的部分干冷气流,这可能就是12时以后低层位涡迅速增强气旋快速发展的原因之一。12时中层500 hPa主要以从西南偏南来的对流层低层暖湿气流为主,但在低层可以清楚地看

到一股东南偏南气流(见图9)。6小时后,500 hPa除了西南偏南来的低层气流外,另有从南先向北到江淮流域西边上升后流到气旋东南部的气流。500 hPa以下基本如此(图略)。以下将从拉格朗日运动方法看对流层中低层气旋中心附近的位涡变化,图9是对流层中低层气旋中心附近回推空气质点的位涡变化,由此图可以看出,从对流层低层以

西南气流流向气旋中心附近的气流一般具有较小的位涡,一部分空气质点在接近气旋的时候位涡增大,从 0.5 PVU 以下增加到 0.5~1.0 PVU,到气旋中心附近以后进一步增大;而另一部分空气质点从华南一直到气旋中心附近仍具有 0.5 PVU 以下的位涡,这部分空气质点主要流向气旋的东南部和东部,流到气旋内部以后由于凝结加热造成的上升运动迅速上升位涡快速增大。另外,越往下层就越可以看到一股东南偏南气流流入气旋的北部和东北部,从此处来的气流具有的位涡值一般比从西南来的要大。为了揭示上下大值位涡耦合过程,也做了 6 月 22 日 1800UTC 中层 500~600 hPa 位涡柱位涡回推轨迹气压时间演变(图略,位涡大于 1.5 PVU),可以看出高层和低层的大值位涡在 6 月 22 日 1800UTC 耦合在一起,它主要来自于 400 hPa 以上的干冷空气和 850 hPa 以下的暖湿空气,尤其在耦合前的 6 小时内高层的下沉和低层的上升表现得十分清楚。

由以上分析可知,在气旋迅速发展阶段中低层气旋的构成主要以对流层低层的西南暖湿气流为主,在低层气旋上空的 500 hPa 以上层次,主要以从西北偏西来的沿急流轴下降的高层干冷气流和对流层底层流向气旋东北部并迅速上升的暖湿气流为主。高低层冷暖空气的相互作用主要发生在 600 hPa 以上层次,因凝结加热引起的垂直运动通过垂直平流可能在冷暖气流相互作用和上下大位涡的垂直耦合中发挥了重要作用。

6 小结和讨论

本文对一次强江淮气旋形成前后非绝热加热的作用和构成气旋的气流来源进行了分析,结果表明:气旋发展初期,非绝热加热在气旋的低层发展中起了主要作用,随后由于高层水平平流的增强,通过垂直平流使高低层大值位涡耦合在一起,从而使气旋迅速发展。从中、高、低层对位涡柱形成所起的作用来看,低层主要是非绝热加热,中层是垂直平流,而高层主要是水平平流;从构成气旋的气流来说,在气旋迅速发展阶段,低层主要以西南暖湿气流为主,高层(500 hPa 以上)主要以沿急流轴下降的高层干冷气流和对流层底层流向气旋东北部并迅速上升的暖湿气流为主。高低层冷暖空气的相互作用主要发生在 600 hPa 及以上层次,因凝结加

热引起的垂直运动通过垂直平流可能在冷暖气流相互作用和上下大位涡的垂直耦合中发挥了重要作用。这一点有待利用更高分辨率的数值模拟进行进一步的研究。

从本文的分析可以看出非绝热加热过程在 2003 年此次江淮气旋发展过程中起了很重要的作用,主要通过气旋中心的东侧制造正位涡促使气旋发展。正如 Mallet 等^[32]指出的“目前还没有一个统一接受的观点”。一方面, Davis 等^[22]从三个例子研究总结潜热加热反馈到高层位涡和地面位温之间的相互作用中是很小的;另一方面, Gyakum^[14]和 Kuo 等^[33]强调斜压动力过程和非绝热加热过程之间相互作用的非线性。在所有的例子中,非绝热过程贡献到地面气旋加深的增幅是 30%~70%。最近, Wernli 等^[34]通过一个干绝热模拟的敏感试验表明没有位涡柱或位涡塔呈现,证实了非绝热加热对于对流层顶折叠形成和底层到高层迅速发展的重要性。Kong^[35]的干模拟试验指出没有非绝热加热在低层仅有一个较弱的气旋。非绝热加热在江淮气旋发展中的作用问题,有待对更多的江淮气旋个例进行研究。

参考文献 (References)

- [1] 张庆云, 陶诗言, 张顺利. 夏季长江流域暴雨洪涝灾害的天气气候条件. 大气科学, 2003, **27** (6): 1018~1030
Zhang Qingyun, Tao Shiyang, Zhang Shunli. The persistent heavy rainfall over the Yangtze River valley and its associations with the circulations over East Asia during summer. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, **27** (6): 1018~1030
- [2] 毕宝贵, 矫梅燕, 李泽椿. 2003 年淮河流域洪涝暴雨的气象水文特征分析. 南京气象学院学报, 2004, **27** (5): 577~586
Bi Baogui, Jiao Meiyang, Li Zechun. Contrast analysis of meteorological and hydrological features of extremely heavy rainfall causing severe floods in Huaihe River valley. *Chinese Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 2004, **27** (5): 577~586
- [3] 毕宝贵, 章国材, 李泽椿. 2003 年淮河洪涝与西太副高异常及成因的关系. 热带气象学报, 2004, **20** (5): 505~514
Bi Baogui, Zhang Guocai, Li Zechun. The relationship of abnormal features of western Pacific subtropical high and 2003 Huaihe River flood and cause exploration. *Chinese Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 2004, **20** (5): 505~514

- [4] 毕宝贵, 矫梅燕, 廖要明, 等. 2003 年淮河流域大洪水的雨情、水情特征分析. 应用气象学报, 2004, **15** (6): 681~687
Bi Baogui, Jiao Meiyun, Liao Yaoming, et al. Analysis of precipitation and river flow in the Huaihe River basins during the summer of 2003. *Chinese Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 2004, **15** (6): 681~687
- [5] 章国材, 毕宝贵, 鲍媛媛, 等. 2003 年淮河流域强降雨大尺度环流特征及成因分析. 地理研究, 2004, **23** (6): 795~804
Zhang Guocai, Bi Baogui, Bao Yuanyuan, et al. The features of the large-scale circulation leading to catastrophic flood over the Huaihe River basin during the summer of 2003 and cause exploration. *Chinese Geographical Research* (in Chinese), 2004, **23** (6): 795~804
- [6] 周玉淑, 高守亭, 邓国. 江淮流域 2003 年强梅雨期的水汽输送特征分析. 大气科学, 2005, **29** (2): 195~204
Zhou Yushu, Gao Shouting, Deng Guo. A diagnostic study of water vapor transport and budget during heavy precipitation over the Changjiang River and the Huaihe River basins in 2003. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29** (2): 195~204
- [7] 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
Yao Xiuping, Yu Yubin, Liu Huanzhu. Characteristics of the subtropical anticyclone during the abnormal rainfall period over the Huaihe River region 2003. *Chinese Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 2005, **21** (4): 393~401
- [8] 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
Zhao Bingke, Yao Xiuping, Wu Guoxiong. The structure and activity characteristics of the western Pacific subtropical anticyclone and its dynamical mechanism during the Meiyu period over the Huaihe River basin in 2003. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29** (5): 771~779
- [9] 姚秀萍, 于玉斌. 2003 年梅雨期干冷空气的活动及其对梅雨降水的作用. 大气科学, 2005, **29** (6): 973~985
Yao Xiuping, Yu Yubin. Activity of dry cold air and its impacts on Meiyu rain during 2003 Meiyu period. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29** (6): 973~985
- [10] 邓国, 周玉淑, 崔晓鹏. 2003 年梅雨期湿位涡异常诊断分析. 中国科学院研究生院学报, 2005, **22** (6): 712~718
Deng Guo, Zhou Yushu, Cui Xiaopeng. A diagnosis of moist potential vorticity anomaly during Meiyu period in 2003. *Journal of the Graduate School of the Chinese Academy of Sciences* (in Chinese), 2005, **22** (6): 712~718
- [11] 金荣花, 矫梅燕, 徐晶, 等. 2003 年淮河多雨期西太平洋副高活动特征及其成因分析. 热带气象学报, 2006, **22** (1): 60~66
Jin Ronghua, Jiao Meiyun, Xu Jing, et al. Abnormal characteristics and causes analysis of the western Pacific subtropical high activity during the Huaihe floods in 2003. *Chinese Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 2006, **22** (1): 60~66
- [12] Kutzbach G. The thermal theory of cyclones: A history of meteorological thought in the nineteenth century. *Historical Monograph Series*. Boston: Amer. Meteor. Soc., 1979, 255
- [13] Gyakum J R. On the evolution of the QE II storm. I: Synoptic aspects. *Mon. Wea. Rev.*, 1983, **111**: 1137~1155
- [14] Gyakum J R. On the evolution of the QE II storm. II: Dynamic and thermodynamic structure. *Mon. Wea. Rev.*, 1983, **111**: 1156~1173
- [15] Anthes R A, Kuo Y H, Gyakum J R. Numerical simulations of a case of explosive marine cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 1983, **111**: 1174~1188
- [16] Reed R J, Simmons A J, Albright M D, et al. The role of latent heat release in explosive cyclogenesis: Three examples based on ECMWF operational forecasts. *Wea. Forecasting*, 1988, **3**: 217~229
- [17] 巩远发, 段廷扬, 张菡. 夏季亚洲大气热源汇的变化特征及其与江淮流域旱涝的关系. 大气科学, 2007, **31** (1): 89~98
Gong Yuanfa, Duan Tingyang, Zhang Han. Characteristics of the atmospheric heating source/sink over Asia and its relationship with drought/flood in the Yangtze River-Huaihe River valley. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2007, **31** (1): 89~98
- [18] Davis C A. A potential-vorticity diagnosis of the importance of initial structure and condensational heating in observed extratropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 1992, **120**: 2409~2427
- [19] 徐祥德, 丁一汇, 解以扬, 等. 不同垂直加热率对爆发性气旋发展的影响. 气象学报, **54** (1): 73~81
Xu Xiangde, Ding Yihui, Xie Yiyang, et al. The effect of different vertical heating rates on the development of the explosive cyclone. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1996, **54** (1): 73~81
- [20] Lackmann G M. Cold-frontal potential vorticity maxima, the low-level jet, and moisture transport in extratropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 2002, **130**: 59~74
- [21] Reed R J, Stoelinga M T, Kuo Y H. A model-aided study of the origin and evolution of the anomalously high potential vorticity in the inner region of a rapidly deepening marine cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 1992, **120**: 893~913
- [22] Davis C A, Stoelinga M T, Kuo Y H. The integrated effect of condensation in numerical simulations of extratropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 1993, **121**: 2309~2330
- [23] Rossa A M, Wernli H, Davies H C. Growth and decay of an extra-tropical cyclone's PV-tower. *Meteor. Atmos. Phys.*, 2000, **73**: 139~156

- [24] Raymond D J. Nonlinear balance and potential-vorticity thinking at large Rossby number. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1992, **118**: 987~1015
- [25] Ahmadi-Givi F, Craig G C, Plant R S. The dynamics of a midlatitude cyclone with very strong latent-heat release. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2004, **130**: 295~323
- [26] Stoelinga M T. A potential vorticity-based study of the role of diabatic heating and friction in a numerically simulated baroclinic cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 1996, **124**: 849~874
- [27] Wernli H, Davies H C. A Lagrangian-based analysis of extratropical cyclones. I: The method and some applications. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1997, **123**: 467~489
- [28] Emanuel K A, Fantini M, Thorpe A J. Baroclinic instability in an environment of small stability to slantwise moist convection. Part I: Two-dimensional models. *J. Atmos. Sci.*, 1987, **44**: 1559~1587
- [29] Cammas J P, Keyser D, Lackmann G M, et al. Diabatic redistribution of potential vorticity accompanying the development of an outflow jet within a strong extratropical cyclone. Preprints, Int. Symp. on the Life Cycles of Extratropical Cyclones, Bergen, Norway, Amer. Meteor. Soc., 1994. 403~409
- [30] Martin J E, Otkin J A. The rapid growth and decay of an extratropical cyclone over the central Pacific Ocean. *Wea. Forecasting*, 2004, **19**: 358~376
- [31] 赵兵科. 夏季江淮气旋形成机理的研究. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 2006. 48~63
Zhao Bingke. A study on the mechanism of cyclogenesis over the Yangtze River and Huaihe River valleys in summer. Ph. D. dissertation (in Chinese). Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 2006. 48~63
- [32] Mallet I, Cammas J P, Mascart P, et al. Effects of cloud diabatic heating on the early development of the FASTEX IOP17 cyclone. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1999, **125**: 3439~3467
- [33] Kuo Y H, Shapiro M A, Donall E G. The interaction between baroclinic and diabatic processes in a numerical simulation of a rapidly intensifying extratropical marine cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 1991, **119**: 368~384
- [34] Wernli H, Dirren S, Liniger M A, et al. Dynamical aspects of the life cycle of the winter storm 'Lothar'. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2002, **128**: 405~429
- [35] Kong Fanyou. A PV study of an explosive extratropical cyclogenesis event. *Observation, Theory and Modeling of Atmospheric Variability*. Zhu X, Ed. Singapore: World Scientific, 2004. 142~157