

高守亭, 邓涤菲, 周玉淑. 加速度迁移项散度在涡旋系统动力识别上的初步应用. 地球物理学报, 2011, 54(4): 875~885, DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.04.001

Gao S T, Deng D F, Zhou Y S. The effect of the divergence of relocation term in acceleration and its application to the dynamic identification of vortex system. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2011, 54(4): 875~885, DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.04.001

加速度迁移项散度在涡旋系统 动力识别上的初步应用

高守亭^{1,3}, 邓涤菲^{1,2}, 周玉淑¹

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

摘 要 本文从原始三维运动方程出发, 考虑了大气平流变化的特性, 引入加速度迁移项散度, 并将其应用于 2008 年“凤凰”台风和 2003 年梅雨期引起暴雨的东移低涡中进行分析, 结果表明, 加速度迁移项散度能较好地识别和示踪台风中心及台风外围云墙, 同时也能很好地捕捉沿梅雨锋东移的低涡系统. 因此, 加速度迁移项散度在涡旋系统动力识别方面有很好的应用价值, 可以参考其异常区来示踪涡旋系统的移动.

关键词 加速度迁移项散度, 台风, 梅雨期低涡

DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.04.001

中图分类号 P433

收稿日期 2010-04-19, 2010-12-01 收修定稿

The effect of the divergence of relocation term in acceleration and its application to the dynamic identification of vortex system

GAO Shou-Ting^{1,3}, DENG Di-Fei^{1,2}, ZHOU Yu-Shu¹

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

2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

3 *The National Key Laboratory of Severe Weather, Beijing 100081, China*

Abstract On the basis of primitive 3-dimension momentum equation, considering the feature of atmospheric advection effect, we introduce the divergence of relocation term in acceleration and apply it to FUNG-WONG typhoon (2008) and a moving southwest vortex in Meiyu front (2003). The results show that the eye and eyewall of FUNG-WONG typhoon can be well identified and traced by the effect of the divergence of relocation term in acceleration; the moving southwest vortex can also be seized by the new variable. Thus, the effect of the divergence of relocation term in acceleration would be very important in the dynamic identification of vortex system and can be used widely in the future.

Keywords The divergence of relocation term in acceleration, Typhoon, Vortex in Meiyu period

基金项目 国家重点基础研究发展规划(2009CB421505)和国家自然科学基金(40930950, 41075043)及灾害天气国家重点基础研究室开放课题(2008LASW-A01)共同资助.

作者简介 高守亭, 男, 1945 年生, 研究员, 1968 年毕业于南京气象学院气象系, 主要从事大、中尺度动力学、中尺度数值模拟及波与流的相互作用等领域的研究. E-mail: gst@mail.iap.ac.cn

1 引言

大气是一个有外源强迫驱动的、同时存在内部动力、热力过程的流体系统,大气运动方程组是一组复杂的,由动量、质量和能量构成的非线性控制方程组。因此,大气的运动在本质上是非线性的^[1]。我国气象学家很早就对大气运动方程中的非线性平流项给予了重视,曾庆存^[2,3]指出无论是正压还是斜压大气运动,地转适应和演变过程在时间上都是可分的,演变过程主要由非线性平流项决定,而陈秋士^[4~6]的研究结果进一步表明,考察天气系统形势变化时,每一个分解时间步长内的形势变化是平流变化和调整变化的和,平流变化可导致地转风平衡的破坏。以上理论研究让我们对非线性平流项的重要性有了清楚的认识,但由于非线性的复杂性和不确定性,使得大家在实际天气分析时,一般只对非线性平流项做定性分析,或者将非线性平流项省略或通过方程线性化来考虑之^[7],真正将非线性平流项运用到实际的天气系统分析中目前还比较匮乏。

另外,地球是旋转的,大气运动受到内部和外部的驱动,除了要考虑作用于大气的真实力外,还得考虑视力的作用,这样大气最基本的力就应该包括气压梯度力、地球引力、浮力、摩擦力、科氏力、惯性离心力等等。到目前为止,一一计算出如此纷繁复杂的力很不方便,也不容易计算准确,而且往往也是没有必要的。大气中各种天气系统运动的最终结果是各个力的综合作用的体现,如果可以直接计算得到各个力综合后的效应,这将对天气分析给予重要帮助。如在涡旋系统示踪和识别中,只要知道大气中合力的影响范围,就能知道相对环境大气的异常区域。因此,如何能找到一个计算简便又能反映涡旋系统所受合力的因子就成为一个值得关注的问题。

本文从原始三维运动方程出发,考虑了大气非线性平流变化的特性,从而将加速度中的迁移项辐合辐散和大气所受合力的辐合联系起来(具体的推导解释见本文第2节),证明加速度迁移项辐合与天气系统所受合力的辐合之间具有等效性,因此分析大气迁移项的辐合变化也可以说明天气系统运动中非平衡性的变化,在大气加速度迁移项辐合或辐散较强的区域,一定伴有明显的天气系统变化。在理论分析基础上,本文进一步利用 NECP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 的再分析资料,将加速度迁移项散度运用于分析 2008 年“凤凰”台风和 2003 年 7 月 8~10 日沿梅雨

锋东移并引起暴雨的低涡系统,为示踪和识别台风及梅雨锋低涡等涡旋系统提供新的依据。

2 加速度迁移项散度的物理基础

从大气原始三维运动方程出发^[8]:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + F_{rx}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + F_{ry}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + F_{rz}, \quad (3)$$

其中 u, v, w 分别对应局地直角坐标系中 x, y, z 方向的风速, p 是气压, ρ 是大气密度, F_{rx}, F_{ry}, F_{rz} 分别为摩擦力在 x, y, z 方向的分量。

对(1) $\frac{\partial}{\partial x}$, (2) $\frac{\partial}{\partial y}$, (3) $\frac{\partial}{\partial z}$ 后再相加,得到

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial y} \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \right) \\ & = \frac{\partial}{\partial x} \left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + F_{rx} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + F_{ry} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial z} \left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + F_{rz} \right), \end{aligned} \quad (4)$$

令

$$\nabla \cdot \mathbf{V}_3 = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z},$$

$$\begin{aligned} \nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V}) &= \frac{\partial}{\partial x} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial y} \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \right), \end{aligned}$$

$\mathbf{F} = -\frac{1}{\rho} \nabla \cdot p - f\mathbf{k} \times \mathbf{V}_h + \mathbf{F}_r - g\mathbf{k}$, 包括气压梯度力、科氏力、摩擦力、重力,则

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \mathbf{F} &= \frac{\partial}{\partial x} \left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + F_{rx} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial y} \left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + F_{ry} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial z} \left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + F_{rz} \right). \end{aligned}$$

将(4)式写成矢量表达形式为

$$\frac{\partial}{\partial t} (\nabla \cdot \mathbf{V}_3) + \nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V}) = \nabla \cdot \mathbf{F}. \quad (5)$$

对于(5)式中的三维散度随时间变化项,针对本文研

究的中尺度涡旋系统,我们讨论如下:

(1)在浅对流系统中,不可压近似下的连续方程

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0\right) \text{ 成立}^{[8]}, \text{ 因此 } \frac{\partial}{\partial t}(\nabla \cdot \mathbf{V}_3) = 0, \text{ (5)式可以化为}$$

$$\nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V}) = \nabla \cdot \mathbf{F}. \quad (6)$$

(2)在深对流系统中,虽然 $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$

这一三维散度方程不适用,取而代之的是滞弹性近似或假不可压近似下的三维散度方程^[9]. 在实际应用中,我们发现,即使在台风这种发展强烈的深对流系统中, $\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right)$ 仍然是一个非常小的量,比三维散度方程(5)中其余两项 $\nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V})$ 和 $\nabla \cdot \mathbf{F}$ 小 1~2 个量级,因此,方程(5)可取如下近似形式:

$$\nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V}) \approx \nabla \cdot \mathbf{F}. \quad (7)$$

可见,无论是深对流还是浅对流中尺度天气系统,方程(6)和(7)表达的物理意义都是“加速度迁移项散度能代表所有力的辐合”. 即通过计算加速度迁移项散度就可以得到气块受到的所有力的辐合情况.

为了更好地理解加速度迁移项散度,运用 Lamb 变形公式^[10],将其变形:

$$\begin{aligned} \mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V} &= (\nabla \mathbf{V}) \cdot \mathbf{V} + (\nabla \times \mathbf{V}) \times \mathbf{V} \\ &= \nabla \left(\frac{\mathbf{V}^2}{2} \right) + (\nabla \times \mathbf{V}) \times \mathbf{V}, \end{aligned} \quad (8)$$

两边做散度运算得:

$$\nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V}) = \nabla^2 \left(\frac{\mathbf{V}^2}{2} \right) + \nabla \cdot [(\nabla \times \mathbf{V}) \times \mathbf{V}], \quad (9)$$

针对(9)式右边第 2 项,在以下推导时运用 $\nabla \times (\nabla \times \mathbf{V}) = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{V}) - \nabla^2 \mathbf{V}$,可以得到

$$\begin{aligned} \nabla \cdot [(\nabla \times \mathbf{V}) \times \mathbf{V}] &= -\nabla \cdot [\mathbf{V} \times (\nabla \times \mathbf{V})] \\ &= \nabla \cdot [\mathbf{V} \times (\nabla \times \mathbf{V})] - \nabla \cdot [(\nabla \times \mathbf{V}) \times \mathbf{V}] \\ &= (\nabla \times \mathbf{V}) \cdot (\nabla \times \mathbf{V}) - [\nabla \times (\nabla \times \mathbf{V})] \cdot \mathbf{V} \\ &= (\nabla \times \mathbf{V})^2 - \mathbf{V} \cdot [\nabla(\nabla \cdot \mathbf{V}) - \nabla^2 \mathbf{V}], \end{aligned} \quad (10)$$

整理后得到

$$\begin{aligned} \nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V}) &= \nabla^2 (\mathbf{V}^2/2) - (\nabla \times \mathbf{V})^2 \\ &\quad - \mathbf{V} \cdot [\nabla(\nabla \cdot \mathbf{V})] - \mathbf{V} \cdot \nabla^2 \mathbf{V}. \end{aligned} \quad (11)$$

令 $\mathbf{V} \cdot \nabla^2 \mathbf{V} = \frac{1}{K} \mathbf{V} \cdot (K \nabla^2 \mathbf{V}) = \frac{1}{K} \mathbf{V} \cdot \mathbf{F}_r$, (11)式可

进一步表示为

$$\begin{aligned} \nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V}) &= \nabla^2 (\mathbf{V}^2/2) - (\nabla \times \mathbf{V})^2 \\ &\quad - \mathbf{V} \cdot [\nabla(\nabla \cdot \mathbf{V})] - \frac{1}{K} \mathbf{V} \cdot \mathbf{F}_r. \end{aligned} \quad (12)$$

其中等式右边第 1 项为动能的拉普拉斯,通常认为

其正比于负的动能;第 2 项为三维涡度平方;第 3 项是三维速度对三维散度的平流,在浅对流系统中可以忽略,在深对流系统中相对而言也是一小项;第 4 项为摩擦力做功项,其中 K 为湍流黏性系数.

联系(6)、(7)式和(12)式可知,加速度迁移项散度可以表达系统所受合力的辐合. 一般在天气系统特别是中小尺度系统中,运动是很不规则的,有时速度快,有时速度慢,有时停滞不动,按照牛顿第二定律,这种具有加速度的系统受到的合力不为零,也就是说,这些系统受力不平衡,而在以往的天气分析中,大多不考虑系统的这种受力不平衡特征,一律用力的平衡来假设分析天气系统,这显然不妥. 但系统受到不同方向不同性质的各种力,要完全计算出每一种力,计算量大且不方便,而通过计算本文推导的加速度迁移项散度则可以避免这些情况,它联系了天气系统所受的合力辐合情况. 同时,在力辐合较强的地方往往是相对环境大气的一个异常区域,一定伴有明显的天气系统变化. 以大气中较为普遍满足的地转风平衡为例,无论在台风中还是各种暴雨系统中,热成风平衡不满足(即地转风平衡不满足)是天气系统发生发展所具有的一个必不可少的条件,比如当流场热成风大于温度场热成风时,台风和其他低涡系统才能出现低层辐合加强高层辐散加强,垂直运动加强的现象,进而得到发展. 因此,地转平衡关系不满足时,即科氏力和气压梯度力不平衡时,天气系统会发展变化^[6],当力出现不平衡时,合力就不再为零,力的辐合就会发生.

由(12)式可知加速度迁移项散度还与动能和三维涡度的平方的负值成正比,假如忽略摩擦力和三维速度对散度的平流的影响,通常情况下,在天气系统发生的区域迁移项散度应该为一个负值区,特别在中小尺度系统中,动能较大且风场的垂直切变和水平切变都很重要,而且往往伴随着比较大的垂直速度,这时如果只关注垂直涡度就比较片面,三维涡度中的 x 和 y 方向同样需要引起注意. 加速度迁移项散度里面正包括了动能、水平和垂直涡度,因此,其在反映和识别天气系统时将会有所帮助.

通过以上推导,我们发现加速度迁移项散度在识别天气系统时有着其独特优越性. 台风和梅雨锋低涡是影响我国降水的两种重要的涡旋系统,前人对台风和梅雨锋中引起暴雨的中尺度涡旋系统进行了大量很有意义的研究,获得许多重要结果^[11, 12],但对于如何才能更好地利用已有的资料追踪识别台风和梅雨锋上引起暴雨的低涡系统,从而提前做好

预警准备,目前这方面的研究在国内还比较少.传统的方法通过跟踪地面最低气压来追踪气旋,而当气旋在地表信号缺失的时候该方法就失效^[13],因此有必要研究出一种新的方法手段来更好地追踪这类移动性气旋(包括台风、大陆上的低涡等).下面本文通过2008年“凤凰”台风和2003年梅雨期引起长江流域暴雨的东移西南低涡这两个个例分析,来检验加速度迁移项散度在反映和识别海洋及大陆上涡旋系统中的效果.

3 加速度迁移项散度在“凤凰”台风和梅雨期引起暴雨的东移西南低涡中的初步应用

3.1 2008年“凤凰”台风中的加速度迁移项散度分析

3.1.1 “凤凰”台风简介

0808号台风“凤凰”(FUNG-WONG)于2008年7月25日06UTC(世界时,下同)在台湾以东洋面生成,随后稳定向偏西北方向移动,25日08UTC加强为强热带风暴,于26日09UTC加强为台风,27日22UTC加强为强台风(中心气压955 hPa,最大风速45~42 m/s),在台湾花莲登陆后继续向西北方向移动,强度有所减弱,并于7月28日14UTC在福建省东瀚镇再次登陆,登陆时强度仍然为台风量级(中心气压975 hPa,风速33 m/s).登陆后,“凤凰”台风继续深入陆地,向西偏北方向移动,强度逐渐减弱为热带低压,中央气象台在30日18UTC

对其停止编号.凤凰台风影响时间长,从登陆福建到停止编号,在内陆共停留了52 h^[14].

根据台风的演变特征,本文选取7月26日12UTC作为台风在海上的发展阶段,7月28日12UTC作为台风登陆前时刻,7月29日06UTC作为台风登陆后时刻,研究加速度迁移项散度在这三个代表阶段中的特点.

3.1.2 加速度迁移项散度的诊断分析

图1为2008年7月26日12UTC过“凤凰”台风中心的東西向加速度迁移项散度剖面图,由图可见,台风环流中的加速度迁移项散度异常区主要位于850 hPa以下(其他时刻类似,图略),在距“凤凰”台风中心东西5个经距范围内都出现了比较明显的加速度迁移项散度负值区,代表迁移项的辐合,这表明受力不平衡主要位于850 hPa以下的台风外围,加速度迁移项散度负值中心此时位于900 hPa,中心值小于 $-9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$,而中高层加速度迁移项散度表现弱(绝对值小);梅雨期中加速度迁移项散度异常区也主要位于850 hPa以下低空(图略).

无论是在“凤凰”台风中还是在本文下面将要分析的东移西南低涡中,迁移项散度异常区都主要位于850 hPa以下低空,这可能是由于在大气中高层的台风环流中存在着3力平衡^[15],所以在台风这种深对流系统中力的不平衡主要体现在大气的低层;而在梅雨期的东移低涡中,中高层大气中天气系统很好地满足地转关系,力的不平衡也主要表现在大气低层,以边界层内最为突出.图1还表明,这一时刻在大气的低层台风中心迁移项辐合很弱,即力的

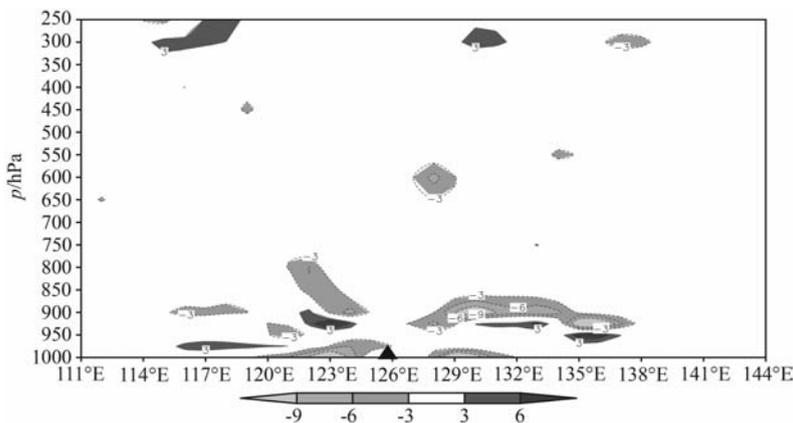


图1 2008年7月26日12UTC过台风中心加速度迁移项散度的垂直剖面图(单位: 10^{-5} s^{-2})

浅色阴影区表示迁移项散度 $\leq -3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$,深色阴影区表示迁移项散度 $\geq 3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$,黑色三角代表台风中心位置.

Fig. 1 The longitude and pressure cross section of the divergence of relocation term in acceleration through the center of FUNG-WONG typhoon on 12UTC 26 July, 2008 (unit: 10^{-5} s^{-2})

Light shaded areas indicates the value of divergence of relocation term $\leq -3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$, and dark shaded areas indicates the value of the term $\geq 3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$. The black triangle represents the position of typhoon center.

辐合在台风眼区较弱. 因此, 在下文分析中, 我们采用了从 1000 hPa 到 850 hPa 迁移项散度的垂直积分来代表加速度迁移项散度, 以便从水平分布上更好地分析识别涡旋系统.

7 月 26 日 12UTC 的位势高度场上(图 2a), 副高外围 1480 gpm 等值线脊点位于(112°E, 24°N)附近, 西北太平洋副热带高压主体(以 1520 gpm 为代表)位于 135°E 以东, “凤凰”台风位于西北太平洋上, 已接近巴林塘海峡, 此时台风环流还比较对称, 其中台风东侧由于受西太副高的挤压作用, 等值线要比台风西侧更加密集. 从垂直积分的加速度迁移项散度水平分布图(图 2b)上可以看到, 台风眼区迁

移项辐合较弱, 说明此时台风眼区力的辐合并不明显, 垂直积分的迁移项辐合强值区(小于 -0.03 m/s^2) 围绕在“凤凰”台风外围, 说明在台风外围云墙区是台风主要的力辐合区, 且台风东侧力辐合明显强于西侧, 最强辐合中心位于台风东南侧, 垂直积分迁移项辐合小于 -0.07 m/s^2 , 而台风外围西北侧相对而言是一个比较弱的迁移项辐合区. 可见, 总体来看, 垂直积分迁移项散度负值区能较好地描述台风的环流特征和台风眼的位置, 并反映出了“凤凰”台风东西两侧云墙附近所受合力的辐合不均匀的特性.

从 850 hPa 水平散度上看(图 2c), 在“凤凰”台风的西南和东南侧都是水平风场辐合大值区, 而在

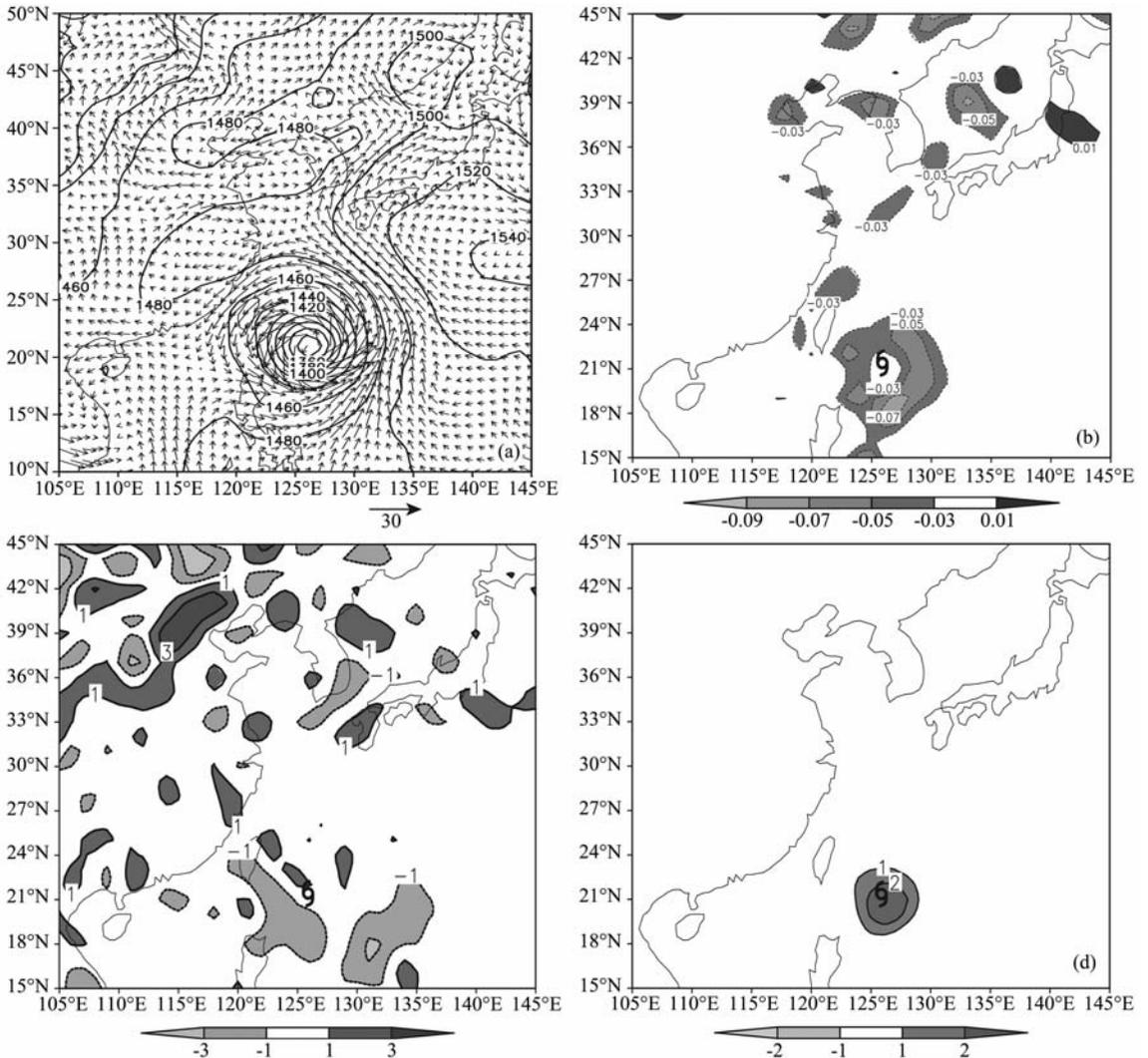


图 2 2008 年 7 月 26 日 12UTC (a) 850 hPa 位势高度场(实线, 单位: gpm)和水平风场(矢量箭头, 单位: m/s), (b) 1000 ~ 850 hPa 垂直积分的加速度迁移项散度水平分布(单位: m/s^2), (c) 850 hPa 水平散度(单位: 10^{-5} s^{-1}), (d) 850 hPa 垂直涡度(单位: 10^{-4} s^{-1})

Fig. 2 12UTC 26 July, 2008, (a) 850 hPa geopotential height(solid line, unit: gpm) and wind field (vector arrow, unit: m/s), (b) 1000 ~ 850 hPa vertically integrated divergence of relocation term in acceleration (unit: m/s^2), (c) 850 hPa horizontal divergence (unit: 10^{-5} s^{-1}), (d) 850 hPa vertical vorticity (unit: 10^{-4} s^{-1})

台风的西北侧则为水平风场辐散区,水平散度只能反映出台风环流中局部的水平风场辐合或辐散,无法定位识别出台风的位置和结构.而 850 hPa 垂直涡度显示(图 2d),台风中心为正的垂直涡度大值区,垂直涡度能够很好地定位出台风的中心位置,但是和相对加速度迁移项散度相比,垂直正涡度区的范围要小很多,这主要是因为垂直涡度正值只出现在台风涡旋区以内的区域,在台风外圈中反映不出,因此垂直涡度在反映台风实际的影响范围上存在一定的缺陷.另外,由于垂直涡度对称性很强,无法反映台风内部的细微结构,比如台风眼区的大小、台风涡旋区和大风区的范围,而这些在加速度迁移项散度(图 2b)上都很好地得到了反映.台风登陆及登陆后的散度和涡度具有同样的分布特点,在台风示踪方面不如加速度迁移项散度,故本文下面只给出这两个阶段加速度迁移项散度的分布情况(图 3 和图 4).

7 月 28 日 12UTC(图 3a),“凤凰”台风登陆我国福建前 2 h,此时台风中心已移至台湾海峡,西北太平洋副热带高压较 26 日 12UTC(图 2a)有了明显西伸北抬,副高外围 1480 gpm 等值线脊点西伸北抬至(115°E,35°N)附近,副高主体(以 1520 gpm 为代表)西移至 125°E 以西.由于副高较前一时刻更加靠近“凤凰”台风,副高挤压台风环流使得台风与副热带高压间的等值线变得更加密集,气压梯度力加

大.垂直积分的加速度迁移项辐合分布显示(图 3b),垂直积分的加速度迁移项散度负值区(等值线小于 -0.03 m/s^2)同样围绕在台风外围,说明此时台风中力的辐合大值区仍位于台风云墙内.迁移项辐合最强区位于台风外围东侧至北侧的环状区域内,等值线小于 -0.09 m/s^2 ,表明东侧至北侧是台风中力的辐合最强区,这与图 3a 中台风外围等值线的密集程度是一致的.仔细观察图 3b 还可以看到,此时台风中心出现了一个小的加速度迁移项散度正值区,这说明台风中心是力的辐散区,虽然“凤凰”台风登陆台湾后由于地形摩擦作用使得其强度有所减弱,但由于此时台风中心存在着力的辐散区,台风外围云墙对应着力的辐合区,中心辐散外围辐合这种环流结构有利于台风云墙内对流维持,这可以部分解释“凤凰”台风登陆后较一般的台风维持时间更长.

到 7 月 29 日 06UTC(图 4a),“凤凰”台风已经登陆我国大陆地区,台风中心位于福建省北部,西太副高的位置较 7 月 28 日 12UTC(图 3a)几乎没有变化,台风外围等值线最密集处位于“凤凰”台风东北侧,台风西侧等值线比较稀疏;图 4b 显示,此时台风外围的垂直积分迁移项散度负值区(等值线小于 -0.03 m/s^2)范围较 28 日 12UTC(图 3b)有所缩小,辐合最强区同样位于台风外围东北侧,这与图 4a 中台风和副高之间气压梯度最大区位于台风东

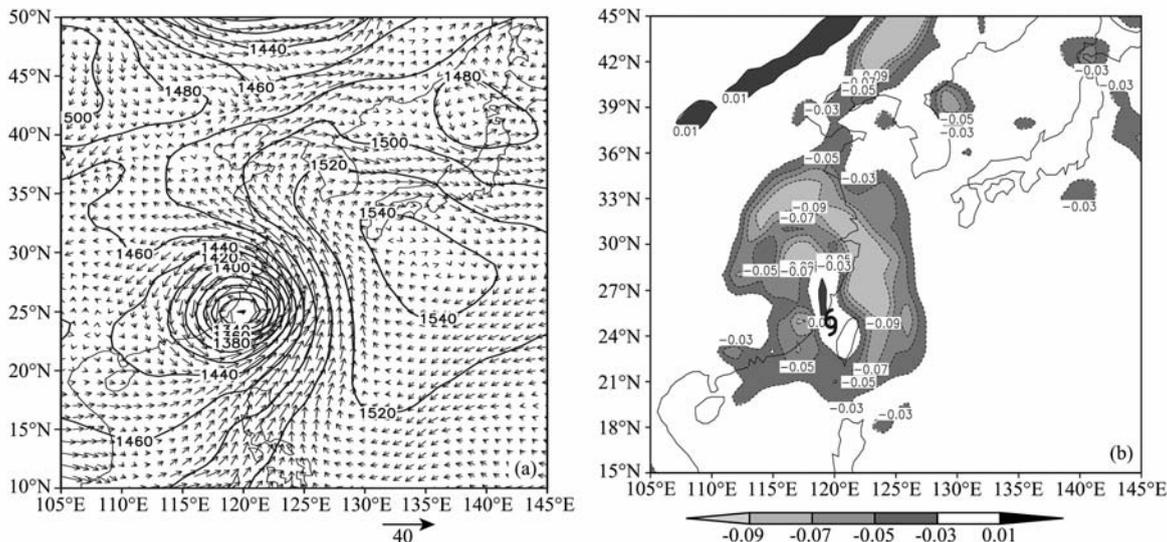


图 3 2008 年 7 月 28 日 12UTC 形势场和加速度迁移项散度
 (a) 850 hPa 位势高度场(实线,单位:gpm)和水平风场(矢量箭头,单位:m/s);
 (b) 1000 ~ 850 hPa 垂直积分的加速度迁移项散度水平分布(单位:m/s²).

Fig. 3 The distribution of synoptic situation field and the divergence of relocation term in acceleration on 12UTC 28 July, 2008
 (a) 850 hPa geopotential height (solid line, unit: gpm) and wind field (vector arrow, unit: m/s); (b) 1000 ~ 850 hPa vertically integrated divergence of relocation term in acceleration (unit: m/s²).

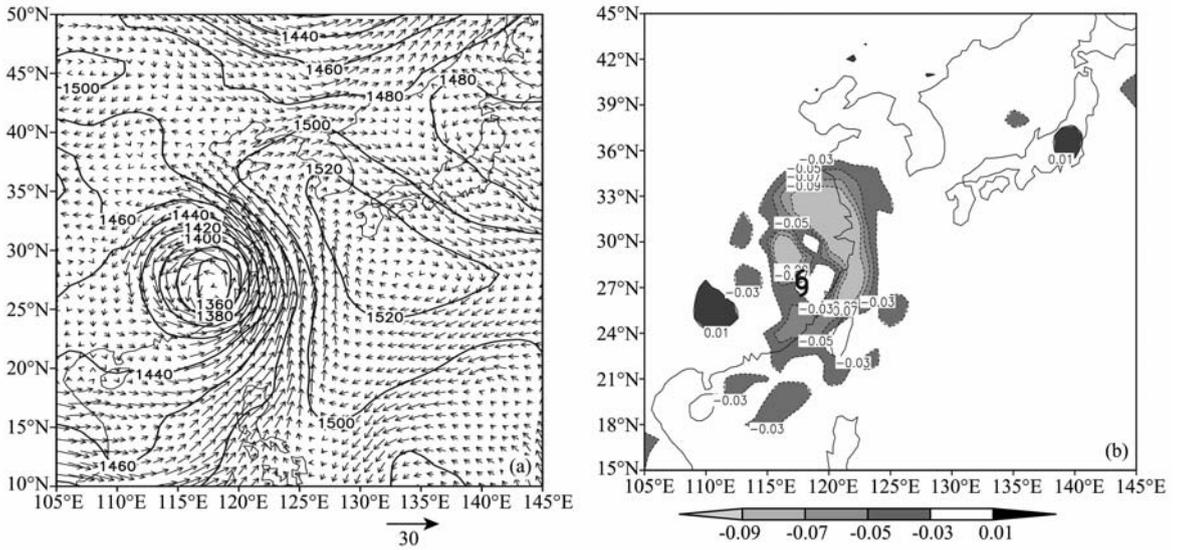


图4 同图3,但为2008年7月29日06UTC

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for 06UTC 29 July, 2008

北侧是相对应的. 另外, 图4a显示此时台风中心迁移项散度正值区已经消失, 且台风眼与台风外围迁移项辐合强值区(阴影)距离更加接近, 说明此时台风中心已开始出现力的辐合, 而力的辐合将携带水汽进入台风中心, 预示着台风中心区域云量将增加, 台风眼结构变模糊, 进而台风中心逐渐填塞, 台风减弱.

综合以上分析, 不管“凤凰”台风是在发展阶段还是登陆前后, 它的垂直积分加速度迁移项散度始终表现为一个围绕台风云墙负值环状区, 迁移项辐合最大区域与台风环流中等位势高度线密集处相对应, 位于台风中气压梯度力最大的区域, 说明在台风这种高度非地转的涡旋系统中, 力的不平衡非常明显, 力的辐合最大区出现在台风外围云带中. 台风眼区在发展阶段平流辐合不明显, 从登陆前2h到登陆后, 台风眼区的加速度迁移项散度由正值转变为负值, 对应力的辐散转变为力的辐合, 力的辐合将携带水汽进入台风中心, 预示着台风中心区域云量将增加, 台风中心因填塞而减弱. 因此, 垂直积分的加速度迁移项散度能较好地表现各个时刻台风眼区和台风外围的云墙结构, 也能很好地示踪台风涡旋结构.

3.2 2003年梅雨期东移低涡中的加速度迁移项散度分析

3.2.1 2003年梅雨期简介

梅雨对我国东部夏季的降水有着非常重要的影响^[16]. 2003年江淮流域发生了严重的洪涝灾害, 其中从6月下旬到7月上旬在江淮流域有持续性降雨

天气, 降水强度大, 雨量集中, 主要的雨带在淮河流域长期停滞, 呈准静止状态. 特大暴雨导致了淮河流域水位暴涨, 由此造成的灾情严重, 苏、皖、豫三省直接经济损失达350多亿元. 从6月底到7月上旬, 淮河流域共出现了3次强降水过程: 6月29日~7月1日、7月3~5日、7月8~10日. 其中, 7月8~10日的降水过程中有西南涡生成, 并沿切变线东移, 造成湖南西部到江苏中部出现超过100 km的暴雨带^[17, 18].

为研究江淮梅雨中低涡的移动发展过程, 本文主要选取了西南低涡移出后的几个时次(7月8日00UTC、7月8日06UTC、7月9日00UTC), 从加速度迁移项散度上来研究低涡东移过程中的变化特征.

3.2.2 加速度迁移项散度的诊断分析

2003年7月8日00UTC(图5a), 850 hPa天气图上, 从我国东北地区到河南地区有一东北-西南向的低槽, 其中在(120°E, 43°N)附近低槽内存在一个闭合的低压中心, 地面有一6h累计降水大值中心(图5b阴影区)与之对应. 在该东北-西南向低槽线西南侧的湖北西南部地区, 有一从青藏高原移出的西南低涡, 这个西南涡是造成湖北暴雨的直接影响系统, 与之对应地面有一更强的降水大值中心(图5b阴影区), 6h降水量超过60 mm. 此时西北太平洋副热带高压脊线已经伸入到我国大陆地区, 1480 gpm等值线横跨长江中下游平原, 副高西北侧的西南气流和从东北到河南低槽带来的冷空气在江淮流域交汇, 形成明显的风场切变线结构. 从图5b上可以看

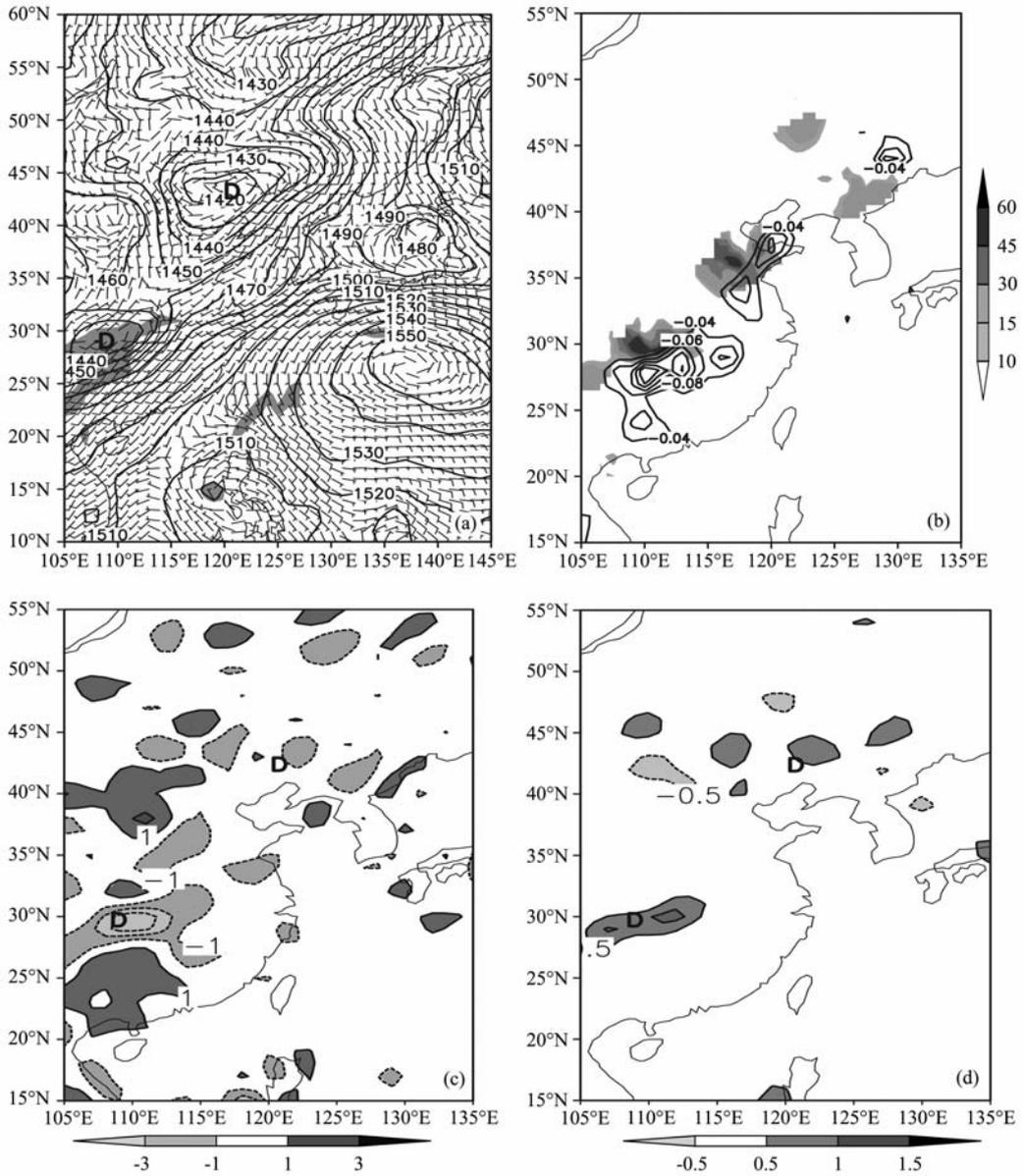


图5 2003年7月8日00UTC, (a) 850 hPa 位势高度场(实线, 单位:gpm)和水平风场(矢量箭头, 单位:m/s)和比湿(阴影区: ≥ 14 g/kg), 其中D表示低压中心, (b) 1000 ~ 850 hPa 垂直积分的加速度迁移项散度水平分布(为使图更加清晰, 这里用实线代表负值, 间隔: -0.02 m/s^2)和累计实况6 h降水(阴影, 单位:mm), (c) 850 hPa 水平散度(单位: $10^{-5} s^{-1}$), (d) 850 hPa 垂直涡度(单位: $10^{-4} s^{-1}$)

Fig. 5 00UTC 8 July, 2003, (a) 850 hPa geopotential height(solid line, unit: gpm), wind field (vector arrow, unit: m/s) and specific humidity (shaded areas: ≥ 14 g/kg), (b) 1000~850 hPa vertically integrated divergence of relocation term in acceleration (For clarity, the negative value is made by solid contour, interval: -0.02 m/s^2) and 6-hour accumulative precipitation from observation (shaded, unit: mm), (c) 850 hPa horizontal divergence (unit: $10^{-5} s^{-1}$), (d) 850 hPa vertical vorticity (unit: $10^{-4} s^{-1}$)

出,垂直积分的加速度迁移项散度负值区与图5a中850 hPa天气图上东北-西南向槽线南部等位势高度线密集区对应良好,迁移项辐合区中存在两个大的负值中心,其中一个辐合负值中心位于湖北与湖南交界区,位于西南低涡降水南侧1~2个纬距处,平流辐合中心最小值小于 -0.1 m/s^2 ,对应西南涡南

侧等位势高度线密集,说明该处力辐合强.同时,温暖潮湿的西南气流从孟加拉湾带来大量水汽(比湿大于14 g/kg),为西南涡降水提供了充分的水汽条件,当力辐合的动力条件和水汽条件都满足,迁移项散度负值中心北部1~2个纬距处,引发湖北南部暴雨;另一个垂直积分迁移项辐合中心位于山东东部,

辐合中心最小值小于 -0.06 m/s^2 , 此时, 比湿在山东地区也达到了 8 g/kg (图略), 因此, 该平流辐合中心北侧 1~2 个纬距处出现 6 h 累计降水超过 60 mm 的地区。

水平散度分布图 (图 5c) 显示, 西南低涡对应着大片的水平风场辐合, $(120^\circ\text{E}, 43^\circ\text{N})$ 低涡东北侧也是水平风场辐合区, 除这两个低涡外, 其他地区还存

在许多水平辐合辐散区, 使得直接从水平风场散度定位出具体天气系统较难。从垂直涡度水平分布图 (图 5d) 可以看到, 垂直涡度对西南低涡具有较好的描述, 但对 $(120^\circ\text{E}, 43^\circ\text{N})$ 处低涡系统反映较差, 这可能是因为在不同发展阶段其旋转强度是不同的, 当低涡风场旋转较弱时, 垂直涡度不能很好地定位出该系统。而本文所推导的加速度迁移项散

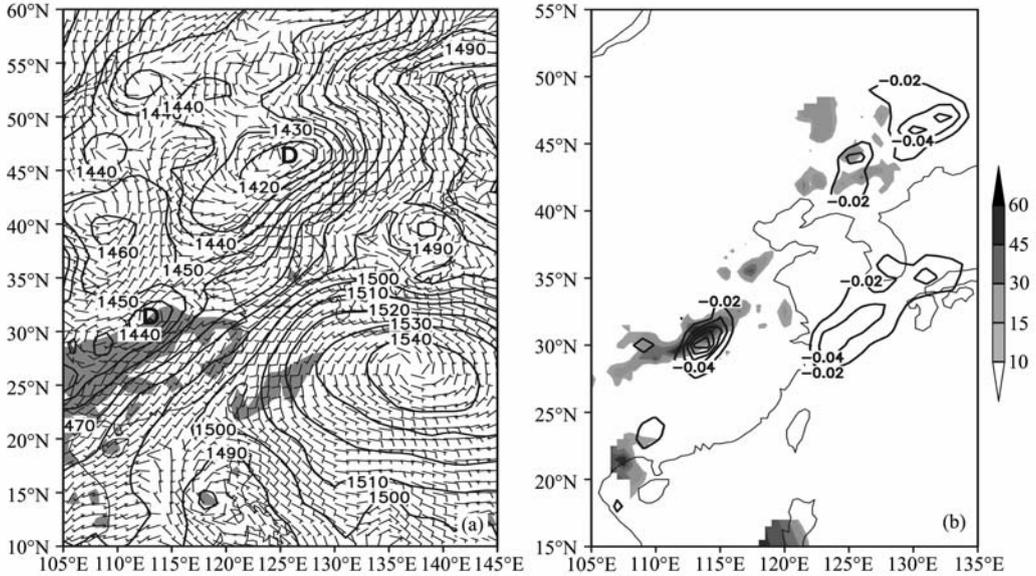


图 6 2003 年 7 月 8 日 06UTC 形势场和加速度迁移项散度

(a) 850 hPa 位势高度场 (实线, 单位: dgpm) 和水平风场 (矢量箭头, 单位: m/s) 和比湿 (阴影区: $\geq 14 \text{ g/kg}$), 其中 D 表示低压中心; (b) 1000~850 hPa 垂直积分的加速度迁移项散度水平分布 (为使图更加清晰, 这里用实线代表负值, 间隔: -0.02 m/s^2) 和 6 h 累计实况降水 (阴影, 单位: mm)。

Fig. 6 The distribution of synoptic situation field and the divergence of relocation term in acceleration on 06 UTC 8 July, 2003

(a) 850 hPa geopotential height (solid line, unit: dgpm), wind field (vector arrow, unit: m/s) and specific humidity (shaded areas: $\geq 14 \text{ g/kg}$);

(b) 1000~850 hPa vertically integrated divergence of relocation term in acceleration (For clarity, the negative value is made by solid contour, interval: -0.02 m/s^2) and 6-hour accumulative precipitation from observation (shaded, unit: mm).

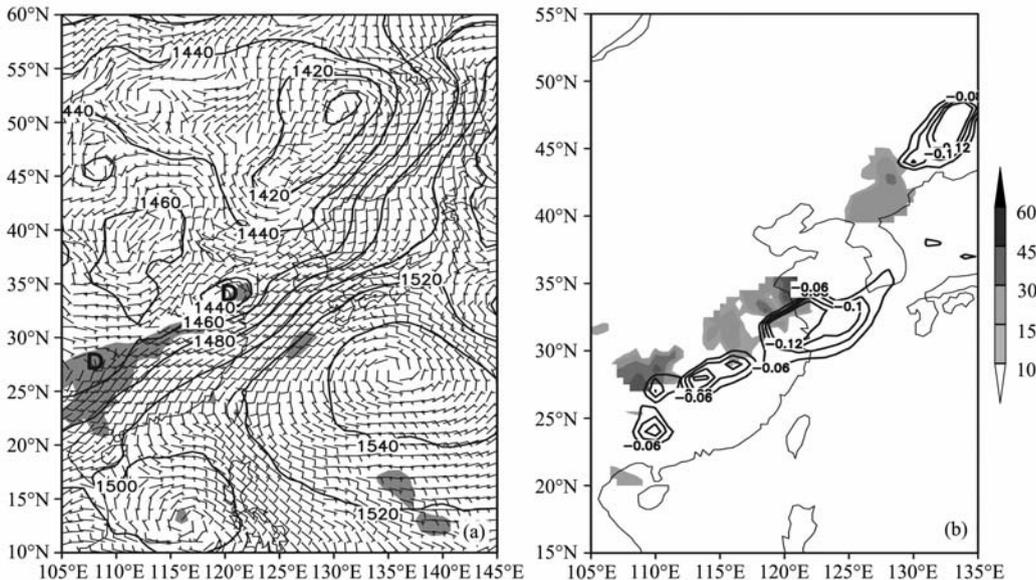


图 7 同图 6, 但为 2003 年 7 月 9 日 00UTC

Fig. 7 Same as Fig. 6, but for 00 UTC 9 July, 2003

度对西南低涡和(120°E, 43°N)低涡都具有很好的描述能力(图 5b). 同样, 低涡移动过程的不同阶段其散度和涡度与图 5c、5d 差异不大, 故下文中将不再对比几个物理量的特点, 只给出加速度迁移项散度的分布情况(图 6 和图 7).

7 月 8 日 06UTC(图 6a), 东亚地区各天气系统较前一个时刻都有所东移, 原位于低槽内(43°N, 120°E)附近的低压中心东移至吉林北部, 这一低压系统造成了 6 h 累计降水图上(图 6 阴影区)的一个降水次大值中心, 6 h 累计降水超过 15 mm; 原位于四川盆地以东、湖北西南部的低涡移至湖北东南部, 降水中心也随之东移到湖北东南部, 造成该地区 6 h 累计降水量超过 60 mm. 图 6b 显示, 垂直积分的加速度迁移项散度的两个负值中心也较前一刻有所东移, 一个与东移西南低涡对应的垂直积分迁移项辐合中心最小值小于 -0.1 m/s^2 , 对应西南涡南侧等位势高度线最密集, 该地区力的辐合大. 同样, 从孟加拉湾和西太平洋副高西南侧带来的水汽(比湿大于 14 g/kg)在湖北东南部汇合, 力辐合的动力条件和水汽条件同时具备, 致使湖北东南部 6 h 累计降水超过 60 mm. 同样另一个弱的迁移项散度负值中心位于东北地区 45°N 以南的低涡降水南部 1~2 个纬距, 与东北低压对应的迁移项散度低值中心最小值达 -0.04 m/s^2 . 另外, 在长江出海口到朝鲜海峡之前也有一个狭长的垂直积分加速度迁移项散度低值区, 这对应于 850 hPa 天气图中低槽和西太平洋副高之间的位势高度等值线密集、气压梯度大的区域.

7 月 9 日 00UTC(图 7a), 东移的西南涡已移至江苏北部, 从四川沿长江到江苏北部的这一切变线仍然很清晰, 切变线北部长江和黄河之间为一个高压带, 另外在贵州东部新生了一个低涡. 6 h 累计降水图上(图 7b 阴影区), 最强降水出现在江淮流域, 两个降水大值中心(6 h 累计降水超过 60 mm)分别对应于 850 hPa 东移到达江苏北部快要出海的低涡和贵州东部新生低涡; 垂直积分的加速度迁移项散度水平分布图上(图 7b 等值线), 对应于 850 hPa 天气图上从四川沿长江流域向西到达江苏北部的这一长江流域切变线南侧 1 个纬距处存在加速度迁移项辐合带, 两个大的辐合中心分别位于江苏北部和贵州湖南交界处, 分别与东移到江苏的低涡和贵州新生低涡相对应. 位于江苏附近的负的迁移项辐合区同时也是从孟加拉湾和西太副高西南侧带来的水汽汇合区(比湿大于 14 g/kg), 力辐合和水汽辐合都

满足, 使得迁移项辐合中心北侧 1~2 个纬距处形成降水中心, 江苏北部 6 h 累计降水超过 60 mm.

综合上述分析, 迁移项散度分布很好地示踪了梅雨期中从四川盆地, 经过贵州、湖北南部到达江苏北部的西南低涡系统的移动. 垂直积分的加速度迁移项散度负值区之所以能较好地追踪描述东移低涡系统, 是因为加速度迁移项辐合代表着力的辐合, 这也是天气系统发展的一种动力条件, 当水汽条件满足时, 这些移动的低涡系统往往会造成很强的降水. 垂直积分的加速度迁移项辐合主要位于低涡降水系统南部 1~2 个纬距处, 对应于 850 hPa 天气图上等位势高度线密集、气压梯度大的区域.

4 结 论

通过理论分析和对 2008 年“凤凰”台风及 2003 年 7 月 8~10 日一次西南低涡东移引起的梅雨期暴雨中垂直积分的加速度迁移项散度的分析, 初步得到以下结论:

(1) 加速度迁移项散度在理论推导中等于天气系统所受合力的辐合, 而力的辐合区往往是系统发展变化最激烈的区域, 因此加速度迁移项散度能很好地示踪这些天气系统. 加速度迁移项散度还与负的动能和负的三维涡度的平方成正比. 中小尺度系统中动能较大, 且风场的垂直切变和水平切变都很重要, 这时往往还伴随着很大的垂直速度, 三维涡度中的 x 和 y 方向同样需要引起注意, 而加速度迁移项散度里面正包括了动能、水平和垂直涡度, 因此能比较好地反映和识别中小尺度天气系统.

(2) 加速度迁移项散度能很好地描述“凤凰”台风各个时刻台风眼区和台风外围的云墙结构, 在台风云墙结构中加速度迁移项辐合最强区出现在台风环流中等位势高度线最密集的区域, 这也是气压梯度力最大区, 对应着力辐合的大值区. 台风眼区在海上发展阶段加速度迁移项辐合不明显, 从登陆前 2 h 到登陆后, 台风眼区的加速度迁移项散度由正值转变为负值, 对应台风眼区由力的辐散转变为力的辐合, 而加速度迁移项辐合将携带水汽进入台风中心, 预示着台风中心区域云量将增加, 台风中心因填塞而减弱. 加速度迁移项散度能较好地示踪台风在海上的发展阶段、登陆阶段和登陆后的减弱阶段.

(3) 垂直积分的加速度迁移项散度负值区在陆地上能很好地示踪各种移动的低涡系统, 在梅雨锋暴雨两个例分析中, 迁移项散度很好地示踪了从四川

盆地东移,经过贵州、湖北南部到达江苏北部的低涡系统的移动.加速度迁移项辐合区位于 850 hPa 天气图上等位势高度线密集、气压梯度最大的区域,负值中心位于这些低涡降水系统南部,指示这些区域是强的力辐合区,当水汽条件也满足时,这些移动的低涡系统往往造成强降水.加速度迁移项散度能较好地示踪梅雨期中引起暴雨的低涡系统的移动特征.

对于观测资料比较缺乏的地区,无法单纯从最低地表气压来跟踪造成大风和降水的气旋或低涡系统,涡度对强涡旋系统定位能力较强,但对风场旋转较弱的低涡系统定位差,且无法描述其内部结构特征,散度对涡旋系统内部风场结构有一定的描述能力,但无法准确定位出涡旋系统的位置.因此寻找一种计算比较简单,适用性强的方法来跟踪这些系统就很有必要.通过本文的分析,加速度迁移项散度能很好地示踪无论是在大洋上或是在陆地上的低涡系统,具有一定的应用价值.目前本文只是将加速度迁移项散度运用于单个台风和梅雨锋低涡的个例分析,选取不同地区的天气系统进行多个例的验证是我们下一步要做的工作.

参考文献(References)

[1] 李建平,丑纪范.非线性大气动力学的进展.大气科学,2003,27(4):653~673
Li J P, Chou J F. Advances in nonlinear atmospheric dynamics. *Chinese Journal of Atmospheric Science* (in Chinese), 2003, 27(4): 653~673

[2] 曾庆存.大气中的适应过程和发展过程(一):物理分析和线性理论.气象学报,1963,35:163~174
Zeng Q C. The adaption process and evolution processed in atmosphere: physical analysis and linear theory. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1963, 35: 163~174

[3] 曾庆存.大气中的适应过程和发展过程(二):非线性问题.气象学报,1963,35:189~281
Zeng Q C. The adaption process and evolution processed in atmosphere: the nonlinear theory. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1963, 35: 189~281

[4] 陈秋士.简单斜压大气中的热成风的建立和破坏(一).气象学报,1963,33:51~63
Chen Q S. The construction and destruction of the thermal wind in simple baroclinic atmosphere (a). *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1963, 33: 51~63

[5] 陈秋士.简单斜压大气中的热成风的建立和破坏(二).气象学报,1963,33:151~163
Chen Q S. The construction and destruction of the thermal wind in simple baroclinic atmosphere (b). *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1963, 33: 151~163

[6] 陈秋士.天气尺度和次天气尺度系统的动力学.北京:科学出版社,1987

Chen Q S. The Dynamics of Synoptic Scale and Sub-Synoptic Scale System (in Chinese). Beijing: Science Press, 1987

[7] 吕美仲,彭永清.动力气象教程.北京:气象出版社,1989
Lü M Z, Peng Y Q. *Meteorology of Dynamics* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1989

[8] 寿绍文主编.中尺度气象学.北京:气象出版社,2003.10~17
Shou S W. *Mesoscale Meteorology* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2003. 10~17

[9] 高守亭.大气中尺度运动的动力学基础及预报方法.北京:气象出版社,2007.20~22
Gao S T. *Dynamical Fundamentals and Prediction Methods in Meso-Scale Atmospheric Motion* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2007. 20~22

[10] Wilford Zdunkowski, Andreas Bott. *Dynamics of Atmosphere: A Course in Theoretical Meteorology*. Cambridge: Cambridge University Press, 2003

[11] 陈联寿,丁一汇.西太平洋台风概论.北京:科学出版社,1979
Chen L S, Ding Y H. *The Generality of West Pacific Typhoon* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1979

[12] 陶诗言,倪允琪,赵思雄等.1998夏季中国暴雨的形成机理与预报研究.北京:气象出版社,2001
Tao S Y, Ni Y Q, Zhao S X, et al. *The Formation Mechanism and Forecasting Research of the Torrential Rain in the Summer of China in 1998* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2001

[13] Cao Z H, Zhang D L. Sensitivity of cyclone tracks to the initial moisture distribution: a moist potential vorticity perspective. *Adv. Atmos. Sci.*, 2005, 22(6): 807~830

[14] Zhou Y S, Liu L P. Analyses of wind structure of Typhoon Fung-Wong. *Journal of Tropical Meteorology*, 2009, 15(2): 192~203

[15] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文等.天气学原理和方法.北京:气象出版社,2000.649
Zhu Q G, Lin J R, Shou S W, et al. *Synoptic Mechanism and Methods* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2000. 649

[16] 李崇银,顾薇,潘静.梅雨与北极涛动及平流层环流异常的关联.地球物理学报,2008,51(6):1632~1641
Li C Y, Gu W, Pan J. Mei-yu, Arctic Oscillation and stratospheric circulation anomalies. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51(6): 1632~1641

[17] 周玉淑,李柏.2003年7月8~9日江淮流域暴雨过程中涡旋的结构特征分析.大气科学,2010,34(3):629~639
Zhou Y S, Li B. Structural analysis of vortex causing torrential rain over Changjiang-Huaihe river basin during 8 and 9 July 2003. *Chinese Journal of Atmospheric Science* (in Chinese), 2010, 34(3): 629~639

[18] 覃丹宇,方宗义,江吉喜.典型梅雨暴雨系统的云系及其相互作用.大气科学,2006,30(4):578~586
Qin D Y, Fang Z Y, Jiang J X. The cloud systems of heavy rainfall in the typical Meiyu period and their interactions. *Chinese Journal of Atmospheric Science* (in Chinese), 2006, 30(4): 578~586