

文章编号:1004-9045(2007)01-0029-06

# 暴雨中尺度涡旋系统发生发展的诊断

陈忠明<sup>1</sup>, 闵文彬<sup>1</sup>, 崔春光<sup>2</sup>

(1.中国气象局成都高原气象研究所,成都 610071;2.中国气象局武汉暴雨研究所,武汉 430074)

摘要:从位涡方程出发,导出描述三维涡度强度变化方程,分析大气层结及其变化等对三维涡度强度变化的影响。在此基础上,通过对垂直涡度变化的分析,揭示了大气层结变化、水平能量锋演化、垂直风切变等有利于涡旋系统发展的动力机制。针对湿中性层结特征( $\partial\theta_{se}/\partial p \approx 0$ ),讨论了降水反馈对中尺度系统发展的影响,并揭示湿中性层结下凝结潜热的垂直非均匀分布与垂直涡度的耦合强迫作用可能是暴雨中尺度系统发展的动力机制。

关键词:暴雨;中尺度系统;湿位涡;垂直涡度

中图分类号:P458.1+21.1:P445 文献标识码:A

## 1 引言

我国夏季频繁遭受暴雨洪涝灾害袭击,每年因灾害造成的损失十分严重,因此对暴雨灾害的预报一直是汛期业务预报的关键。暴雨的发生与中尺度系统的活动密切相关。早期,受探测资料和计算条件的限制,人们侧重于对暴雨中尺度系统的环境场研究<sup>[1]</sup>。近年来,随着观测手段增多、观测资料密度增大、中尺度数值模式发展,人们越来越重视对暴雨中尺度系统发生、发展的研究,取得了不少新成果<sup>[2-4]</sup>。但由于暴雨中尺度系统活动的复杂性,人们对暴雨中尺度系统发生发展的机理认识还很不清楚,如风垂直切变的强弱变化、大气层结特征以及潜热释放等影响中尺度系统发生发展的物理机制等,加强这方面的观测分析与动力学研究十分必要。

观测事实表明,不少暴雨中尺度系统是在对流层中低层大气层结处于近中性状态下( $\partial\theta_{se}/\partial p \approx 0$ )发生发展起来的,如“96·8”特大暴雨<sup>[5]</sup>,2003年7月4~5日淮河大暴雨等<sup>[6]</sup>。为了探究这种大气层结对暴雨中尺度系统发展的影响,许焕斌等<sup>[7]</sup>利用一个二维数值模式对其进行了研究。模拟结果显示,湿中性层结有利于 $\beta$ 中尺度特征运动的稳定发展,而湿不稳定层结则有利于 $\gamma$ 中尺度特征运动的发展。近来,又有一些诊断与模拟分析工作显示<sup>[8-9]</sup>,湿中性层结结构对MCC、 $\beta$ 中尺度系统发生发展起到一定的作用。这些工作表明,大气层结特征及其变化对暴雨中尺度涡旋系统发生、发展具有重要影响,但对这种影响的动力学机制尚不清楚。因此,有必要从动力学方面就大气层结特

征等对暴雨中尺度系统发生、发展的影响进行研究,探讨这种影响的物理机制。

由于传统的涡度方程不能直接诊断热力作用对涡度发展的影响,因此借鉴文献[10]的分析思路,从位涡方程出发,导出描述三维涡度矢量强度变化的方程,分析大气层结及其变化对三维涡度强度变化的影响。在此基础上,通过分析垂直涡度变化,揭示大气层结变化、水平能量锋演化、垂直风切变等影响涡旋系统发展的动力机制。针对湿中性层结特征( $\partial\theta_{se}/\partial p \approx 0$ ),讨论降水反馈对中尺度系统发展的影响,指出湿中性层结下非绝热加热垂直分布与垂直涡度分量的耦合强迫可能是暴雨中尺度系统发展的动力机制。以一次西南低涡系统发生发展过程分析为例,从观测事实方面对所获得的理论结果进行了初步验证。

## 2 三维涡度矢量强度演化方程

文献[11]从原始方程出发,导出如下饱和湿空气位涡方程

$$\frac{dP_m}{dt} = \alpha \nabla \theta_e \cdot \vec{F}_\zeta + \alpha \zeta_a \cdot \nabla Q \quad (1)$$

其中, $\alpha$ 为比容, $\theta_e$ 为相当位温, $P_m$ 为湿位涡, $\vec{F}_\zeta$ 为摩擦涡度耗散, $Q$ 为非绝热加热, $\vec{\zeta}_a$ 为三维绝对涡度矢量, $\nabla$ 为三维微分算符。根据湿位涡定义有

$$P_m = \alpha \zeta_a \cdot \nabla \theta_e \quad (2)$$

$$\vec{\zeta}_a = \nabla \times \vec{V} + 2\vec{\Omega} \quad (3)$$

由于本文重点研究暴雨中尺度系统,因此将大气理想为饱和状态。设三维大气涡度矢量 $\vec{\zeta}_a$ 的强度为

收稿日期:2007-02-25;定稿日期:2007-04-16

基金项目:国家自然科学基金项目(40275017、40675032),武汉暴雨研究所开放基金项目(IHR2004K02)

作者简介:陈忠明,男,1964年出生,研究员,主要从事中尺度天气动力学与灾害性天气预报研究.E-mail:czmstrong@yahoo.com.cn

$\zeta = |\vec{\zeta}_a|$ , 则湿位涡可表示为

$$P_m = \alpha |\vec{\zeta}_a| |\nabla \theta_e| r_1 \cdot r_2 \quad (4)$$

于是

$$\frac{d\zeta}{dt} = \frac{d}{dt} |\vec{\zeta}_a| = \frac{1}{r_1 \cdot r_2} \left[ \frac{d}{dt} \left( \frac{P_m}{\alpha |\nabla \theta_e|} \right) - |\vec{\zeta}_a| \frac{d}{dt} (r_1 \cdot r_2) \right] \quad (5)$$

其中,  $r_1$  和  $r_2$  分别为三维涡矢  $\vec{\zeta}_a$  和相当位温  $\theta_e$  的三维梯度方向  $\nabla \theta_e$  的单位矢量。

对(5)式进行展开并化简得

$$\frac{d\zeta}{dt} = \frac{1}{r_1 \cdot r_2} \left[ \frac{1}{\alpha |\nabla \theta_e|} \frac{dP_m}{dt} - \frac{P_m}{\alpha^2 |\nabla \theta_e|} \frac{d\alpha}{dt} - \frac{P_m}{\alpha |\nabla \theta_e|^2} \frac{d}{dt} |\nabla \theta_e| - |\vec{\zeta}_a| \frac{d}{dt} (r_1 \cdot r_2) \right] \quad (6)$$

根据连续方程

$$\frac{d\alpha}{dt} - \alpha \nabla \cdot \vec{V} = 0 \quad (7)$$

将(1)、(7)式代入(6)式得:

$$\frac{d\zeta}{dt} = \frac{1}{r_1 \cdot r_2} \left[ \frac{1}{\alpha |\nabla \theta_e|} (\alpha \nabla \theta_e \cdot \vec{F}_\zeta + \alpha \vec{\zeta}_a \cdot \nabla Q) - \frac{P_m}{\alpha |\nabla \theta_e|} \nabla \cdot \vec{V} - \frac{P_m}{\alpha |\nabla \theta_e|^2} \frac{d}{dt} |\nabla \theta_e| - |\vec{\zeta}_a| \frac{d}{dt} (r_1 \cdot r_2) \right] \quad (8)$$

暂不考虑摩擦耗散的影响( $\vec{F}_\zeta = 0$ ), 则(8)式可简化为

$$\frac{d\zeta}{dt} = \frac{1}{r_1 \cdot r_2} \left[ \frac{1}{|\nabla \theta_e|} (\vec{\zeta}_a \cdot \nabla Q) - \frac{P_m}{\alpha |\nabla \theta_e|} \nabla \cdot \vec{V} - \frac{P_m}{\alpha |\nabla \theta_e|^2} \frac{d}{dt} |\nabla \theta_e| - |\vec{\zeta}_a| \frac{d}{dt} (r_1 \cdot r_2) \right] \quad (9)$$

将(4)式代入(9)式得

$$\frac{d\zeta}{dt} = \frac{\vec{\zeta}_a \cdot \nabla Q}{r_1 \cdot r_2 |\nabla \theta_e|} - \zeta \nabla \cdot \vec{V} - \frac{\vec{\zeta}_a}{|\nabla \theta_e|} \frac{d}{dt} |\nabla \theta_e| - \frac{\zeta}{r_1 \cdot r_2} \frac{d}{dt} (r_1 \cdot r_2) \quad (10)$$

这就是三维大气涡度矢量强度演化方程。由于大气中存在着强烈发展的倾斜涡旋, 如龙卷涡旋等, 因此在分析倾斜涡旋发展时, 应用方程(10)将比垂直涡度分量方程更合适和方便。由方程(10)可见, 大气运动三维旋转强弱的变化  $d\zeta/dt$  受热源强迫  $\vec{\zeta}_a \cdot \nabla Q$ 、散度场强迫  $\nabla \cdot \vec{V}$ 、相当位温梯度变化  $d|\nabla \theta_e|/dt$  及其热动力场配置变化  $d(r_1 \cdot r_2)/dt$  等因素影响, 因此在分析三维涡旋变化时, 上述 4 个因子的分布特征及其变化应作为分析重点。

对于方程(10)右端前三项, 其作用比较容易分析

和理解。这里, 重点对右端第四项作简要解释。在中尺度系统发生前, 由于大气运动在水平方向的涡度比垂直方向的涡度大得多, 则三维涡度矢量  $\vec{\zeta}_a$  的单位矢量  $r_1$  近似于水平方向; 由于相当位温垂直梯度比其水平梯度大得多, 三维相当位温梯度  $\nabla \theta_e$  的单位矢量  $r_2$  近似为  $k$ 。在这种情况下,  $r_1 \cdot r_2$  的值接近于 0。而在中尺度系统强烈发展后, 相当位温面近于直立, 此时三维相当位温梯度  $\nabla \theta_e$  的单位矢量  $r_2$  为水平方向, 而三维涡度矢量  $\vec{\zeta}_a$  的单位矢量  $r_1$  方向则近于垂直方向,  $r_1 \cdot r_2$  的值仍为近于 0 的小值。可见, 在中尺度系统发生、发展过程中,  $d(r_1 \cdot r_2)/dt$  值很小,  $-[\zeta/(r_1 \cdot r_2)] [d(r_1 \cdot r_2)/dt] < 0$  的作用对中尺度系统发生发展十分有限。

### 3 垂直涡度演化与中尺度系统发生、发展

#### 3.1 垂直涡度的演化

将三维涡度矢量分解为  $\vec{\zeta}_a = \zeta_x \vec{i} + \zeta_y \vec{j} + \zeta_z \vec{k}$ , 则  $\zeta = |\vec{\zeta}_a| = \sqrt{\zeta_x^2 + \zeta_y^2 + \zeta_z^2}$ , 记  $\zeta_s^2 = \zeta_x^2 + \zeta_y^2$ , 可得

$$\frac{d\zeta}{dt} = \frac{\zeta_s}{\zeta} \frac{d\zeta_s}{dt} + \frac{\zeta_z}{\zeta} \frac{d\zeta_z}{dt} \quad (11)$$

将(11)式代入(10)式得

$$\frac{d\zeta_z}{dt} = \frac{\zeta}{\zeta_z} \left[ \frac{1}{r_1 \cdot r_2 |\nabla \theta_e|} \vec{\zeta}_a \cdot \nabla Q - \zeta \nabla \cdot \vec{V} - \frac{\zeta}{|\nabla \theta_e|} \frac{d}{dt} |\nabla \theta_e| - \frac{\zeta}{r_1 \cdot r_2} \frac{d}{dt} (r_1 \cdot r_2) \right] - \frac{\zeta_s}{\zeta} \frac{d\zeta_s}{dt} \quad (12)$$

方程(12)是变形的垂直涡度方程, 其中给出垂直涡度变化的受控因子。比较方程(10)和(12)可见, 垂直涡度变化除受热源强迫  $\vec{\zeta}_a \cdot \nabla Q$ 、散度场强迫  $\nabla \cdot \vec{V}$ 、相当位温梯度变化  $d|\nabla \theta_e|/dt$  及其热动力场配置变化  $d(r_1 \cdot r_2)/dt$  等因素影响外, 水平涡度变化  $d\zeta_s/dt$  向垂直涡度的转换也会影响垂直涡度演化。

#### 3.2 中尺度系统的生成

首先, 分析中尺度系统的生成。为便于弄清三维散度  $\nabla \cdot \vec{V}$  与涡度耦合强迫对中尺度系统生成发展的影响, 引入适用于研究深层中尺度运动的滞弹性近似  $w(\partial \bar{\rho} / \partial z) + \bar{\rho}(\partial u / \partial x) + (\partial v / \partial y) + (\partial w / \partial z) = 0^{[10]}$ 。即

$$\nabla \cdot \vec{V} = -\frac{w}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} \quad (13)$$

另外,在中尺度系统初生阶段,凝结潜热较小,在不考虑其他热源影响下,非绝热加热可忽略不计。即

$$Q \approx 0 \quad (14)$$

将(13)、(14)式代入(12)式得

$$\frac{d\zeta_s}{dt} = \zeta_s \frac{w}{\rho} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} + \frac{\zeta_s}{\zeta_s} \left[ -\frac{\zeta_s}{|\nabla_s \theta_e|} \frac{d}{dt} |\nabla_s \theta_e| - \frac{\zeta_s}{r_1 \cdot r_2} \frac{d}{dt} (r_1 \cdot r_2) \right] - \frac{\zeta_s}{\zeta_s} \frac{d\zeta_s}{dt} \quad (15)$$

在中尺度系统生成初期,垂直运动较弱,涡度水平分量可简化为

$$\zeta_s^2 = \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right)^2 = \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \quad (16)$$

对(16)式作微分运算可得

$$\zeta_s \frac{d\zeta_s}{dt} = \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right) \frac{d}{dt} \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right) \frac{d}{dt} \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (17)$$

将(17)式代入(15)式得

$$\frac{d\zeta_s}{dt} = \zeta_s \frac{w}{\rho} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} + \frac{\zeta_s}{\zeta_s} \left[ -\frac{\zeta_s}{|\nabla_s \theta_e|} \frac{d}{dt} |\nabla_s \theta_e| - \frac{\zeta_s}{r_1 \cdot r_2} \frac{d}{dt} (r_1 \cdot r_2) \right] - \frac{1}{\zeta_s} \left[ \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right) \frac{d}{dt} \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right) \frac{d}{dt} \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] \quad (18)$$

由方程(18)可见,在中尺度系统生成初期,影响系统发生发展的因子主要有大气密度随高度变化  $\partial \bar{\rho} / \partial z$ , 相当位温梯度变化  $d|\nabla_s \theta_e| / dt$ , 热动力场配置变化  $d(r_1 \cdot r_2) / dt$ , 及风速垂直切变的改变  $d(\partial u / \partial z) / dt$ 、 $d(\partial v / \partial z) / dt$ 。由于空气密度随高度减小,  $\partial \bar{\rho} / \partial z$  始终小于 0, 因此  $\zeta_s(w/\bar{\rho})(\partial \bar{\rho} / \partial z) < 0$ , 三维散度  $\nabla \cdot \vec{V}$  与涡度耦合强迫  $\zeta_s \nabla \cdot \vec{V}$  总是不利于中尺度系统的生成发展。加之  $d(r_1 \cdot r_2) / dt$  项作用较小, 在实际分析中只需分析相当位温三维梯度变化和风速垂直切变发展因子即可, 对这两个因子的作用讨论如下。

由(18)式可知, 当相当位温三维梯度减小时, 即  $d|\nabla_s \theta_e| / dt < 0$ , 则  $d\zeta_s / dt > 0$ , 有利于中尺度系统发展。这表明当等相当位温面由密变疏时(因  $\theta_e$  的水平梯度比垂直梯度小得多, 等  $\theta_e$  面变疏主要表现为等  $\theta_e$  面由水平向倾斜甚至陡立变化), 将有利气旋涡度增加, 中尺度系统发展。反之, 则不利于中尺度系统生成。据此, 可通过计算相当位温三维梯度及其变化诊断中尺度系统的生成与发展。

由于对流层低层风随高度增大  $(\partial u / \partial z)(\partial v / \partial z) > 0$ , 当风速垂直切变减弱时, 即  $d(\partial u / \partial z) / dt < 0$ ,  $d(\partial v / \partial z) / dt < 0$ , 则  $d\zeta_s / dt > 0$ , 有利于中尺度系统生成与发展。反之, 则不利于中尺度系统生成。这一结果可为低空急

流(强烈垂直风切变)及其风速脉动(风垂直切变变化)的存在有利于中尺度系统发生发展和暴雨发生提供一种较为合理的动力学解释。

### 3.3 中尺度系统的发展

在中尺度系统生成后, 由于对流不断加强, 强烈的对流混合作用使得大气层结趋于中性, 风速垂直切变显著减弱, 即  $\partial \theta_e / \partial p \approx 0$ 、 $(\partial u / \partial z)(\partial v / \partial z) \approx 0$ 。在此阶段, 由对流降水产生的潜热释放将对大气运动产生重要影响, 即方程(12)中的热源作用项  $\vec{\zeta}_s \cdot \nabla Q$  变成主导项而不能忽略。另外, 由于垂直涡度发展, 使得垂直涡度分量在三维涡度矢量中占据主导地位。为使分析简便, 且有助于揭示问题的本质, 引入近似  $\zeta_s / \zeta_s \ll 1$ 、 $\zeta_s \approx \zeta_s$ 。利用上述条件和滞弹性近似, 可将方程(12)简化为

$$\frac{d\zeta_s}{dt} = \frac{\zeta_s}{r_1 \cdot r_2 |\nabla_s \theta_e|} \frac{\partial Q}{\partial z} + \zeta_s \frac{w}{\rho} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} - \frac{\zeta_s}{|\nabla_s \theta_e|} \frac{d}{dt} |\nabla_s \theta_e| - \frac{\zeta_s}{r_1 \cdot r_2} \frac{d}{dt} (r_1 \cdot r_2) \quad (19)$$

由于中尺度系统发展阶段  $d(r_1 \cdot r_2) / dt$  项作用较小并可忽略, 方程(19)可简化为

$$\frac{d\zeta_s}{dt} = \frac{\zeta_s}{r_1 \cdot r_2 |\nabla_s \theta_e|} \frac{\partial Q}{\partial z} + \zeta_s \frac{w}{\rho} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} - \frac{\zeta_s}{|\nabla_s \theta_e|} \frac{d}{dt} |\nabla_s \theta_e| \quad (20)$$

式中,  $\nabla_s \theta_e = (\partial \theta_e / \partial x)i + (\partial \theta_e / \partial y)j$  为相当位温水平梯度。由方程(20)可见, 影响中尺度系统发展的主要因子有三: 一是非绝热加热垂直分布与垂直涡度分量的耦合强迫  $[\zeta_s / (r_1 \cdot r_2 |\nabla_s \theta_e|)](\partial Q / \partial z)$ ; 二是三维散度与垂直涡度的耦合强迫  $-\zeta_s \nabla \cdot \vec{V}$ , 即  $\zeta_s(w/\bar{\rho})(\partial \bar{\rho} / \partial z)$ ; 三是水平锋生与垂直涡度的耦合强迫  $-(\zeta_s / |\nabla_s \theta_e|)(d|\nabla_s \theta_e| / dt)$ 。对各因子的作用讨论如下。

(1)  $[\zeta_s / (r_1 \cdot r_2 |\nabla_s \theta_e|)](\partial Q / \partial z)$ 。根据中尺度系统发展阶段特征,  $\zeta_s / (r_1 \cdot r_2 |\nabla_s \theta_e|) > 0$ , 如果  $\partial Q / \partial z > 0$ , 则  $[\zeta_s / (r_1 \cdot r_2 |\nabla_s \theta_e|)](\partial Q / \partial z) > 0$ , 有利于中尺度气旋系统发展; 反之, 不利于其发展。由于中尺度系统发展阶段, 强降水所释放的大量潜热加热对流层中高层, 使得对流层中低层加热随高度增大, 即  $\partial Q / \partial z > 0$ 。因此非绝热加热垂直分布与垂直涡度分量的耦合强迫有利于垂直涡度增长( $d\zeta_s / dt > 0$ ), 对流降水释放的潜热作用将促进中尺度涡旋系统发展。

(2)  $-\zeta_s \nabla \cdot \vec{V}$ 。因为对流层中低层密度随高度减少, 即  $\partial \bar{\rho} / \partial z < 0$ , 则  $-\zeta_s \nabla \cdot \vec{V} = \zeta_s(w/\bar{\rho})(\partial \bar{\rho} / \partial z) < 0$ , 说明三维散

度与垂直涡度的耦合强迫作用将不利于中尺度系统发展。

(3)  $-(\zeta_z/\nabla_s \theta_e)(d|\nabla_s \theta_e|/dt)$ 。由于系统发展阶段  $-\zeta_z/\nabla_s \theta_e < 0$ ，因此当中尺度系统附近水平斜压性增强时，即  $d|\nabla_s \theta_e|/dt > 0$ ，则  $-(\zeta_z/\nabla_s \theta_e)(d|\nabla_s \theta_e|/dt) < 0$ ，不利于气旋性涡度增长；反之，当中尺度系统附近水平斜压性减弱时，即  $d|\nabla_s \theta_e|/dt < 0$ ，则  $-(\zeta_z/\nabla_s \theta_e)(d|\nabla_s \theta_e|/dt) > 0$ ，有利于气旋性涡度增长，中尺度系统发展。

为了便于对影响系统发展因子贡献的比较，利用中尺度系统发展的特征参数对方程(20)右端三项的量级进行估计。按照中尺度垂直运动的量级， $w \sim 10^{-1} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ， $\zeta_z \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ；环境大气密度随高度的变化与密度之比约  $(1/\rho)(\partial \rho/\partial z) \sim 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ 。由于能量锋是天气尺度系统，其生命史一般可达 2~3 天，因此  $(1/\nabla_s \theta_e)(d|\nabla_s \theta_e|/dt) \sim 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。已有天气分析表明，中等强度能量锋的锋区位温梯度可达 4~8 K/100km，即  $1/\nabla_s \theta_e \sim 10^4 \text{ m} \cdot \text{K}^{-1}$ 。周兵等<sup>[13]</sup>对暴雨过程非绝热加热垂直结构的诊断分析表明，非绝热加热从低层到高层逐渐增大，最大加热中心位于 450 hPa 附近，强度超过  $10 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 。根据这一结果，可确定  $\partial Q/\partial z$  量级为  $10^{-8} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。另外  $1/(r_1 \cdot r)$  为  $10^0 \sim 10^1$  的无量纲数。综合上述量级分析可见，非绝热加热垂直分布与垂直涡度分量的耦合强迫对垂直涡度发展的贡献可达  $10^{-8} \sim 10^{-7} \text{ s}^{-2}$ ；三维散度与垂直涡度的耦合强迫对垂直涡度发展的贡献约达  $10^{-9} \text{ s}^{-2}$ ；水平锋生与垂直涡度的耦合强迫对垂直涡度发展的贡献约达  $10^{-9} \text{ s}^{-2}$ ；因此在中尺度系统发展阶段，特别是在湿中性层结状态下，影响中尺度系统发展的主要因子是非绝热加热垂直分布与垂直涡度分量的耦合强迫。与降水凝结加热的作用相比，大气可压缩性、水平锋生对系统发展的影响要小得多。这一结果说明，湿中性层结下的降水凝结潜热垂直分布与垂直涡度的耦合强迫可能是中尺度强暴雨系统发展的动力机制。由于这种强迫作用与涡旋系统自身及其相关联的降水潜热释放密切相关，且具有明显的自激 (self-excited) 特征，十分类似于 CISK 过程，因此这里将这种强迫作用称为“湿中性层结下的 CISK”。

这里，再讨论大气层结对中尺度系统发展的影响问题。假如由于中高层干冷空气的不断入侵使得中尺度系统活动区大气层结处于较强不稳定状态(850 hPa 与 500 hPa 的相当位温差  $\theta_e$  达 4 K)，那么  $1/\nabla_s \theta_e \sim 10^3 \text{ m} \cdot \text{K}^{-1}$ ，非绝热加热垂直分布与垂直涡度分量的耦合强迫作用对垂直涡度变化的影响同湿中性层结状态下相比将降低一个量级，中尺度涡旋就不能快速发展，分散的积云单体就不能得到有效组织，降水释放

的潜热作用不能被用于快速启动中尺度系统发展。这为许焕斌等<sup>[7]</sup>的数值模拟结果提供一种可能的动力学解释。同时说明，非绝热加热垂直分布与垂直涡度分量的耦合强迫作用在促进中尺度系统发展中是有条件的，在近中性层结状态下效率最高，最有利中尺度系统发展，赵刚等<sup>[8]</sup>的数值模拟对此也有进一步证实。

#### 4 实例分析

1989 年 7 月 8~10 日，因西南低涡生成发展，四川盆地东部出现一次持续性暴雨过程，强降水集中发生在  $29 \sim 32^\circ \text{N}$ 、 $105 \sim 110^\circ \text{E}$  区域内，位于降水中心的武胜站其过程降水量达 504 mm。由于降水持续时间长，强降水时段集中，给四川盆地东部地区造成严重洪涝灾害，黄福均<sup>[14]</sup>曾对此次暴雨过程进行过详细分析。本文以上述理论分析为指导，重点分析相当位温三维梯度变化以及垂直风切变等因子对西南低涡形成与发展的影响，并对上述理论分析结果的可信性作初步检验。

其分析所使用的原始资料来源于气象出版社出版发行的中国气象(高空与地面)记录月报(1989 年 7 月)。客观分析采用文献[15]的方案，要素场分辨率为  $0.5 \times 0.5$  经纬度。由于西南低涡初期生成于四川盆地，且在 850 hPa 等压面上表现明显(但在发展最强阶段以 700 hPa 等压面上的涡旋最强)，因此将 850 hPa 等压面上低涡活动作为分析对象。限于观测资料垂直分辨率不足，在计算 850 hPa 西南低涡活动邻域内的相当位温三维梯度  $\nabla \theta_e$  时， $\partial \theta_e/\partial z$  用 700 hPa 等压面上相当位温与地面的相当位温资料作近似计算。同样，风垂直切变的计算也采用类似近似。另外，由于西南低涡是中尺度涡旋系统，将其中心近似为质点，则不同时次低涡中心涡度的增减  $(\delta \zeta_z/\delta t)$  即反映系统的生成变化，低涡中心物理量  $q$  的变化  $(\delta q/\delta t)$  即是系统变化的影响因子。为了方便，该分析所针对的是西南低涡中心的小邻域， $\delta q/\delta t$  就可作为  $dq/dt$  的近似，也才能作出定量计算分析。

图 1 是该西南低涡从生成前到减弱消亡过程中 850 hPa 涡心强度变化曲线。

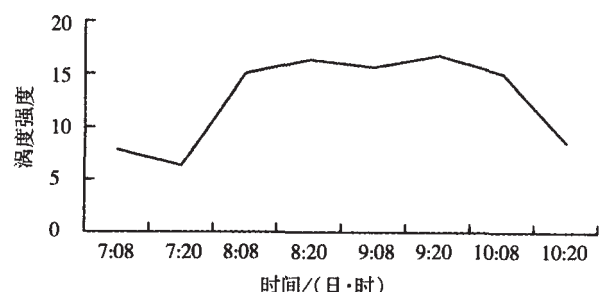


图 1 1989 年 7 月 7~10 日 850 hPa 西南低涡中心涡度强度( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )随时间变化

由图 1 可见,西南低涡形成前的 12 h (7 月 7 日 08~20 时),未来低涡生成的邻域内,有一定强度的正涡度存在(风场上的弱切变),且强度变化不大。西南低涡形成于 7 月 7 日 20 时至 8 日 08 时,涡度值由 7 日 20 时  $6.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  增加到 8 日 08 时  $15.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,12 h 涡度增大 1 倍多。此后,西南低涡维持近 3 d,中心强度维持在  $15.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  左右,于 7 月 10 日 20 时后减弱消亡。这里,以上节理论结果作指导,重点分析西南低涡形成机理。根据上节的分析,影响西南低涡形成的因子主要有相当位温的三维梯度变化与风垂直切变变化。

图 2 是西南低涡生成前后低涡中心处  $\delta\zeta_z/\delta t$ 、 $\delta|\nabla\theta_e|/\delta t$  与  $(\partial u/\partial z)[\delta(\partial u/\partial z)/\delta t]+(\partial v/\partial z)[\delta(\partial v/\partial z)/\delta t]$  的 12 h 平均变化曲线(用现在时刻的值减去前 12 h 的值,如 8 日 08 时的  $\delta q/\delta t$  值为 8 日 08 时  $q$  值与 7 日 20 时  $q$  值之差)。

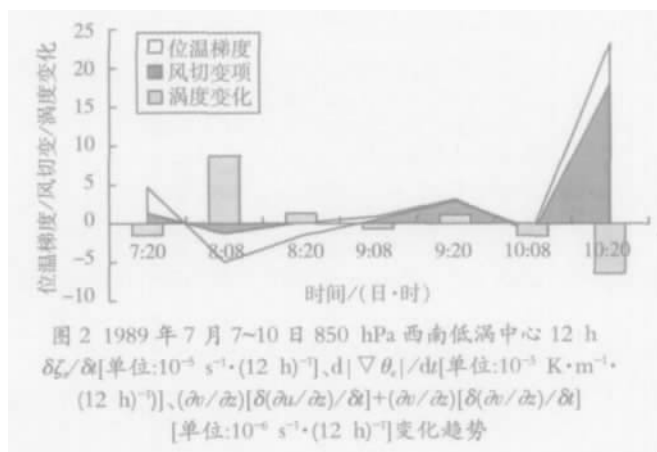


图 2 1989 年 7 月 7~10 日 850 hPa 西南低涡中心 12 h  $\delta\zeta_z/\delta t$ [单位: $10^{-5} \text{ s}^{-1} \cdot (12 \text{ h})^{-1}$ ]、 $d|\nabla\theta_e|/dt$ [单位: $10^{-3} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot (12 \text{ h})^{-1}$ ]、 $(\partial u/\partial z)[\delta(\partial u/\partial z)/\delta t]+(\partial v/\partial z)[\delta(\partial v/\partial z)/\delta t]$ [单位: $10^{-6} \text{ s}^{-1} \cdot (12 \text{ h})^{-1}$ ]变化趋势

由图 2 可见,在低涡形成阶段, $|\nabla\theta_e|$ 显著减小,等相当位温面明显由密变疏,8 日 08 时的  $\delta|\nabla\theta_e|/\delta t$  达  $-3.7 \times 10^{-3} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot (12 \text{ h})^{-1}$ ;同时,风垂直切变是减弱的,8 日 08 时的  $(\partial u/\partial z)[\delta(\partial u/\partial z)/\delta t]+(\partial v/\partial z)[\delta(\partial v/\partial z)/\delta t]$  达  $-1.26 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1} \cdot (12 \text{ h})^{-1}$ 。根据方程(18), $\delta|\nabla\theta_e|/\delta t < 0$ (等相当位温面明显由密变疏)与  $(\partial u/\partial z)[\delta(\partial u/\partial z)/\delta t]+(\partial v/\partial z)[\delta(\partial v/\partial z)/\delta t]$ (风垂直切变是减弱)将使得  $d\zeta_z/dt > 0$ ,有利于暴雨中尺度系统发展。实际情况是低涡中心强度增大 1 倍多, $\delta\zeta_z/\delta t$  达  $8.7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \cdot (12 \text{ h})^{-1}$ 。可见,等相当位温面明显由密变疏与风垂直切变减弱的共同作用促使本例西南低涡于 7 日夜形成。

受边界层耗散影响,在西南低涡强盛阶段 850 hPa 涡心强度并未表现出明显增大。因此,在确定西南低涡出现强烈发展的时段中,以耗散影响弱的 700 hPa 涡心强度作判断,其结果与文献[14]一致,低涡强烈发展阶段在 9 日 20 时至 10 日 08 时。根据上节分析,促使西南低涡发展的主要因子是强降水释放的凝结潜热。根据对降水量的分析发现,在 9 日 20 时至 10

日 08 时的 12 h 内,低涡区降水量普遍超过 50 mm,其中位于低涡东北部的邻水站降水量超过 200 mm(从 9 日 22 时至 10 日 08 时,每 1 h 雨量均超过 10 mm,最大雨强出现在 10 日 04 时,达  $39 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ )。这一降水强度与“98·7”武汉暴雨相当<sup>[13]</sup>,其释放的潜热与武汉暴雨的相当, $\partial Q/\partial z$  的量级达到  $10^{-8} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。分析 9 日 20 时至 10 日 08 时的大气层结稳定性与水平能量锋发现,9 日 20 时低涡中心处大气层结  $\partial\theta_e/\partial z \approx 2 \times 10^{-4} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$ ,10 日 08 时  $\partial\theta_e/\partial z \approx -7 \times 10^{-4} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$ ;同时,低涡中心处的水平能量锋在 9 日 20 时达到最强, $|\nabla_s\theta_e| \approx 1.4 \times 10^{-4} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$ ,10 日 08 时  $|\nabla_s\theta_e|$  减弱为  $1.0 \times 10^{-4} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$ 。可见,在西南低涡强烈发展阶段大气层结处于近中性状态(其中存在一个由弱不稳定向弱稳定状态调整的过程),其相当位温的垂直梯度与水平梯度同量级(通常前者较后者大 1 个量级)。另外,诊断结果显示,此阶段西南低涡的中心值已超过  $10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 。因此,根据上述参数值,可确定凝结潜热在垂直方向上的非均匀分布与垂直涡度分量的耦合强迫  $[\zeta_z/(r_1 \cdot r) \cdot |\nabla_s\theta_e|](\partial Q/\partial z)$  对垂直涡度变化的贡献将达到  $10^{-8} \text{ s}^{-2}$ ,它有利于快速促进中尺度西南低涡发展。另外,通过分析计算水平锋生与垂直涡度的耦合强迫  $-(\zeta_z/|\nabla_s\theta_e|)(d|\nabla_s\theta_e|/dt)$  以及三维散度与垂直涡度的耦合强迫  $-\zeta_z \nabla \cdot \vec{V} (\zeta_w/\bar{p})(\partial \bar{p}/\partial z)$  的大小发现,其量级都接近  $10^{-9} \text{ s}^{-2}$ ,尽管  $-(\zeta_z/|\nabla_s\theta_e|)(d|\nabla_s\theta_e|/dt) > 0$  有利于西南低涡发展、 $-\zeta_z \nabla \cdot \vec{V} < 0$  不利于西南低涡发展,但由于作用强度较凝结潜热在垂直方向上的非均匀分布与垂直涡度分量的耦合强迫项  $[\zeta_z/(r_1 \cdot r) \cdot |\nabla_s\theta_e|](\partial Q/\partial z)$  小一个量级,因此西南低涡的强烈发展主要取决于凝结潜热作用项,即本例低涡强烈发展可能是近中性层结下凝结潜热释放与垂直涡度耦合强迫作用的结果,对应卫星云图上西南低涡区有一水平尺度超过 400 km 的准圆形 MCC 就是一个有力的证据。

10 日 14 时以后,冷空气快速推进,近中性大气层结条件遭到破坏,有利于低涡发展的环境场退化,西南低涡快速减弱消亡<sup>[14]</sup>。

### 5 结论

(1) 三维大气涡度矢量强度演化方程(10)的导出为诊断强烈发展的倾斜涡旋提供了更完善的工具。

(2) 在中尺度系统生成初期,影响系统发生发展的因子主要有相当位温梯度变化  $d|\nabla\theta_e|/dt$  及其风速垂直切变的改变  $d(\partial u/\partial z)/dt, d(\partial v/\partial z)/dt$ 。当相当位温三维梯度减小时(等相当位温面由密变疏),即  $d|\nabla\theta_e|/dt <$

0, 则  $d\zeta_z/dt > 0$ , 气旋涡度增加, 有利中尺度系统生成。反之, 不利中尺度系统生成。当风速垂直切变减弱时, 即  $d(\partial u/\partial z)/dt < 0, d(\partial v/\partial z)/dt < 0$ , 则  $d\zeta_z/dt > 0$ , 有利于中尺度系统生成与发展。反之, 不利中尺度系统生成。

(3) 影响中尺度系统发展的主要因子有三: 一是非绝热加热垂直分布与垂直涡度的耦合强迫; 二是三维散度与垂直涡度的耦合强迫; 三是水平锋生与垂直涡度的耦合强迫。其中, 非绝热加热垂直分布与垂直涡度分量的耦合强迫  $[\zeta_z / (r_1 \cdot r_2 | \nabla \theta_e |)] (\partial Q / \partial z)$  比另外两个因子的影响更显著, 对中尺度系统的激励可能是中尺度强暴雨系统的发展机制。

(4) 个例分析结果显示, 等相当位温面明显由密变疏与风垂直切变减弱的共同作用促使西南低涡形成, 近中性层结下凝结潜热在垂直方向上的非均匀分布与垂直涡度分量的耦合强迫可激发西南低涡强烈发展。这一结果尚待通过更多的观测分析来检验。

#### 参考文献:

- [1] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 1980: 1-147.  
 [2] 胡伯威. 与低层“湿度锋”耦合的带状 CISK 和暖切变型梅雨锋的产生[J]. 大气科学, 1997, 21: 679-686.

- [3] 高守亭, 赵思雄, 周晓平, 等. 次天气尺度及中尺度暴雨系统研究进展[J]. 大气科学, 2003, 27: 618-627.  
 [4] ZHOU X P, LU H C, NI Y Q, et al. A review of major progresses in mesoscale dynamic research in China since 1999 [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2004, 21(3): 497-504.  
 [5] 冯伍虎, 程麟生, 程明虎. “96.8”特大暴雨和中尺度系统发展结构的非静力数值模拟[J]. 气象学报, 2001, 59: 294-307.  
 [6] 周斌, 王建捷. “0374”大暴雨的初步诊断分析[C]//中国气象学会水文气象学委员会. 新世纪气象科技创新与大气科学发展. 北京: 气象出版社, 2003: 185-188.  
 [7] 许焕斌, 丁正平. 湿中性垂直运动条件和  $\beta$  尺度系统的形成[J]. 气象学报, 1997, 55: 602-610.  
 [8] 赵刚. 低纬高原一次中尺度对流复合体结构的数值模拟分析[C]//第八届中科院研究生暨两岸青年大气科学学术研讨会论文摘要. 成都: 2004.  
 [9] 张曼. 对“030704”江淮暴雨的诊断和数值模拟研究[C]//第八届中科院研究生暨两岸青年大气科学学术研讨会论文摘要. 成都: 2004.  
 [10] 吴国雄, 刘还珠. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展[J]. 气象学报, 1999, 57: 1-14.  
 [11] 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓婧. 湿位涡和倾斜涡度发展[J]. 气象学报, 1995, 53: 387-405.  
 [12] 寿绍文, 励申申, 姚秀萍. 中尺度气象学[M]. 北京: 气象出版社, 2003: 15-17.  
 [13] 周兵, 徐海明, 谭言科, 等. 1998年武汉大暴雨过程的切变涡度及非绝热加热垂直结构分析[J]. 气象学报, 2001, 59: 707-718.  
 [14] 黄福均. 青藏高原背风坡西南低涡暴雨[M]//上海市气象科学研究所. 大气科学研究与应用. 北京: 气象出版社, 1992(2): 52-60.  
 [15] 陈志明. 一种高效省时的客观分析方案[J]. 低纬高原天气, 1994, 7: 27-32.

## Diagnostic Analysis on the Formation and Development of Meso-scale Vortex Systems

CHEN Zhong-ming<sup>1</sup>, MIN Wen-bin<sup>1</sup>, CUI Chun-guang<sup>2</sup>

(1. Chengdu Institute of Plateau Meteorology, CMA, Chengdu 610072; 2. Institute of Wuhan Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074)

**Abstract:** Torrential rain and flood are the main disasters of meteorology in summer in China. So meteorology workers pay close attention to the cause of torrential rain and the forecast of it. Our level of understanding heavy rain process is low because of the complex nature of heavy rainfall formation. It is imperative to enhance research on occurrence mechanism of heavy rainfall. In this paper, the intensity temporal variation equation of three-dimension vorticity vector was deduced from the moist potential vorticity equation. The effects of atmospheric stratification structure and its variation on the intensity of three-dimension vorticity vector was analysed with this equation. Vertical vorticity temporal variation equation was obtained on the basis of this equation. The dynamic mechanism of atmospheric stratification structure variation and horizontal energy front variation etc. favorable to formation and development of the meso-scale vortex systems was revealed through analysis on vertical vorticity temporal variation. To counter moist neutral stratification, the feedback effect of precipitation on meso-scale vortex systems development was discussed. The main results are as follows:

(1) The intensity temporal variation equation of three-dimension vorticity vector

$$\frac{d\zeta}{dt} = \frac{\zeta_a \cdot \nabla Q}{r_1 \cdot r_2 | \nabla \theta_e |} - \zeta \nabla \cdot \vec{V} - \frac{\zeta}{| \nabla \theta_e |} \frac{d}{dt} | \nabla \theta_e | - \frac{\zeta}{r_1 \cdot r_2} \frac{d}{dt} (r_1 \cdot r_2)$$

can serve as a useful tool for the diagnosis of mesoscale vortex systems development.

(2) The formation and development of mesoscale systems are mainly influenced by the variation of potential equivalent temperature gradient  $d| \nabla \theta_e | / dt$  and temporal variation of vertical wind shear  $[d(\partial u/\partial z)/dt, d(\partial v/\partial z)/dt]$  in the formation stage of mesoscale systems.

(3) The contributing factors on development of mesoscale system are the coupling forces between vertical variation of diabatic heating and vertical component of vorticity  $[\zeta_z (\partial Q/\partial z)]$  and the coupling forces between three-dimensional divergence and vertical component of vorticity  $(-\zeta_z \nabla \cdot \vec{V})$  and the coupling forces between horizontal frontogenesis and vertical component of vorticity  $\zeta_z (d| \nabla \theta_e | / dt)$  in the development stage of mesoscale systems.

(4) For a case of southwest vortex occurring in Sichuan basin in July 7-10, 1989, results of diagnostic analysis is not different with theoretical analysis.

**Key words:** meso-scale vortex systems development; moist potential vorticity; vertical vorticity development