

# 环境风场对各类局地强风暴发展的影响\*

王沛霖

(中山大学大气科学系)

**摘要** 本文提出了描述云形可变的一维定常积云模式。用数值方法研究了具有不同云底风速和垂直风速切变的环境风场中各类局地强风暴的发展。主要结果如下:①由各类风暴的云底风速和垂直风切变的特征值可以模拟出具有相应特征水平尺度的各类局地强风暴的对流运动;②云底风速显著地有利于风暴的加强,而风速切变减弱风暴的强度;③环境风场对风暴发展强度的作用可与层结稳定度变化 $0.05^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 的作用相比拟。最后,使用珠江三角洲的强风暴和测风资料对结论②作了初步验证。

**关键词** 局地强风暴,环境风,云模式

对生长于无风切变的环境中的柱状积云, Haltiner等已作过数学描述<sup>(1)</sup>。在50年代,雷达研究就已清楚地表明,生命史更长、水平尺度更大和风暴灾害更严重的多单体和超级单体风暴能够存在于有强垂直风切变的环境中。后来Marwitz根据一些强风暴的观测<sup>(2,3)</sup>,进一步给出它们发生时环境风场的特征值(见表1),除了风切变的差异,还强调了云下层平均风速是这两类风暴的判别特征,揭示了环境风场和风暴类型(风暴的水平尺度)之间存在密切关系。过去对垂直风切变的作用有过不少的研究。本文根据这种关系,提出描写云形可变的一维定常对流运动方程组,用数值方法研究了稳态风暴的水平尺度和发展强度与环境风场的关系。

## 1 风暴的水平尺度与环境风场的关系

稳态局地强风暴可分为3类,即单体风暴(气团雷暴)、多单体风暴和超级单体风暴。本文分别以AC、MC和SC表示。它们的特征水平尺度( $D^*$ )、云下层风速和通过云层的垂直风切变的特征尺度( $V_{ed}^*$ 和 $V_{es}^*$ )列于表1的括号部分,括号前是特征值的中值。3类风暴的 $D^*$ 中值和 $V_{ed}^*$ 中值之比分别为1875、1818和1853秒,故对3类风暴适用

$$D^*/V_{ed}^* \approx 1850\text{s} \quad (1)$$

本文1991年8月10日收到

• “七·五”科技攻关75-09-02-10资助项目

表 1 各类局地强风暴的特征尺度  
Tab.1 Characteristic scales of all different kinds of severe local storms

风暴类型	AC	MC	SC
水平尺度 $D^*$ (km)	7.5(5~10) <sup>[4]</sup>	10(7.5~12.5)**	25(20~30) <sup>[4]</sup>
云下层平均风速 $V_{ed}^*$ (m/s)	4 [4]	5.5(3~8) <sup>[3]</sup>	13.5(10~17) <sup>[2]</sup>
通过云层的风切变 $V_{es}^*$ (10 <sup>-3</sup> s <sup>-1</sup> )	0.5 [4]	2.0(1.5~2.5) <sup>[4]</sup>	3.5(2.5~4.5) <sup>[4]</sup>
订正的云底风速 $V_{eb}^*$ (m/s)	4	7(4~9)	15(11~19)

• • MC的特征水平尺度为30~50km, 中值为40km, 由4个处于不同演变阶段的单体组成, 对稳态阶段的单体, 此处取为平均值

在云下层风速为线性分布的假定下, 特征云底风速的订正值

$$V_{eb}^* = V_{ed}^* + 1/2 V_{edz}^* \cdot H_b^* \tag{2}$$

在本文中上标“\*”表示特征值; 下标“e”表示环境值; “b”表示云底的值;  $H_b^*$  为特征云底高度;  $V_{edz}^*$  为特征云下层垂直风速切变。今取  $V_{edz}^* \approx V_{es}^*$  和  $H_b^* \approx 1000\text{m}$

(下同), 由此算得的各类风暴的  $V_{eb}^*$  值列于表 1 中。易知 3 类风暴的  $D^*$  中值与  $V_{eb}^*$  中值的比值亦很接近。上述的比值的近似确定的关系进一步揭示了云下层平均风速和云底风速都是各类局地强风暴的判别特征。由这一结果和表 1 可得到如下结论: 风暴的水平尺度主要取决于云下层平均风速或云底风速, 并随风切变而增大。

Malkus<sup>[5]</sup> 从云中水平动量平衡推得在夹卷率( $k$ )和垂直风速切变( $V_{ez}$ )为常数, 以及在云底处环境风速与云中水平速度相等 ( $V_{eb} = V_b$ , 下同) 的假定下, 云中水平运动速度为

$$V(z) = V_{eb} + [Z + (e^{-kz} - 1)/k] \cdot V_{ez} \tag{3}$$

式中  $z$  为距云底的高度, 右边括号内为正值。上式表明, 云中水平速度亦取决于云底风速, 并随风速切变增大。

把这一理论结果和上述关于特征值分析的结论加以比较, 由于  $V_{es} \propto V_{ez}$ <sup>[1]</sup>, 得知  $D^*$  和  $V(z)$  对云底风速和风切变的依赖关系十分相似, 故风暴的水平尺度和云中水平运动有密切关系, 据此, 可提出如下假说: 尺度为  $D_0$  的初生积云在发展过程中, 云体垂直伸展伴随水平扩展, 稳态风暴的水平尺度  $D(z)$  为该阶段中云内质点水平运动所达到的距离 (图 1), 即有

$$\int_{D_0}^{D(z)} dD = \int_0^{\Delta t_m} V(Z, t_m) dt_m \tag{4}$$

式中  $D$  为云的尺度 (直径),  $t_m$  为时间,  $\Delta t_m$  为形成阶段的时间。取  $V(z) = [V(z_0, 0) + V(z, \Delta t_m)]/2$ , 并提出积分号外,  $V_{eb} = V(0, 0) \approx V(z_0, 0)$ , 而  $V(z) = V(z, \Delta t_m)$

1) 垂直风切变和风速切变的关系式是  $V_{es} = |\vec{V}_{es}| = \sqrt{V_{ez}^2 + (V_e \cdot \theta_z)^2}$ , 这里  $\theta_z$  为垂直风向切变

为稳态风暴中的水平速度,使(4)呈

$$D(z) = D_0 + \frac{V_{eb} + V(z)}{2} \cdot \Delta t_m \tag{5a}$$

当 $z = 0$ 时,  $V(0) = V_{eb}$ 和 $D_b = D(0)$ 为云底处水平尺度,上式变为

$$D_0 = D_b - V_{eb} \cdot \Delta t_m \tag{5b}$$

以之代入(5a),得到

$$D(z) = D_b + \frac{V(z) - V_{eb}}{2} \cdot \Delta t_m \tag{5c}$$

由(1)和(2)式得到

$$D^* = 1850 \left( V_{eb}^* - \frac{1}{2} V_{edz}^* \cdot H_b^* \right)$$

今以云底处的水平尺度近似表示云的特征水平尺度,即 $D^* \approx D_b$ ,将关于特征值的结果推广到一般情况,上式去掉“\*”,一起代入(5c),便得到云尺度表达式

$$D(z) = 1850 \left( V_{eb} - \frac{1}{2} V_{edz} \cdot H_b \right) + \frac{V(z) - V_{eb}}{2} \cdot \Delta t_m \tag{6}$$

Newton<sup>[6]</sup>指出,风暴在不同环境条件下达到的尺度有多大和为什么这样大,是个复杂的问题,它涉及到风暴的所有方面。我们得到的云尺度表达式(6)表明,风暴的水平尺度主要取决于云底风速,也与通过云层的垂直风切变、云中夹卷过程和稳态风暴形成的时间等有关。

根据为数不多的风暴个例的资料和在一定假设条件下得到的云尺度表达式不可能是精确的,它近似地表达了风暴的水平尺度,是本文研究工作的基础。

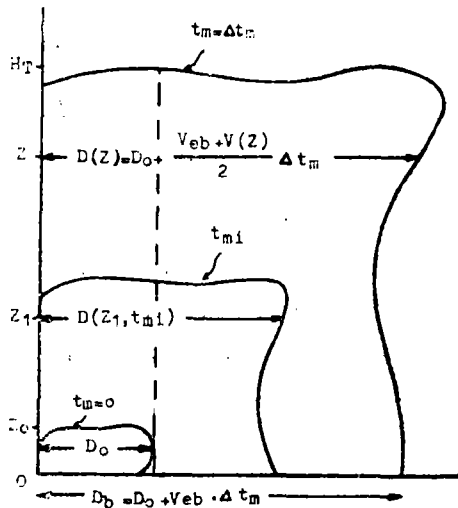


图1 云的垂直伸展与水平扩展示意图  
Fig.1 Sketch about the vertical stretch accompanying the horizontal expand in cumulus cloud

## 2 模式方程组

本文在Haltiner的气柱模式的基础上提出描写环境风场中云形可变的积云模式<sup>[1,7]</sup>,为此,需要增加和修改如下方程:

a. 云尺度方程。

由(6)式立即得到

$$\frac{dD}{dz} = \frac{\Delta t_m}{2} \cdot \frac{dV}{dz} \tag{7}$$

b. 水平动量平衡方程。

由云中水平动量平衡推得

$$\begin{cases} \frac{du}{dZ} = (\delta \cdot \frac{dN}{dZ} + k_2) \cdot (u_e - u) \\ \frac{dv}{dZ} = (\delta \cdot \frac{dN}{dZ} + k_2) \cdot (v_e - v) \end{cases} \quad (8)$$

其中 $u$ 和 $v$ 是水平运动的分量, 有

$$V = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (9)$$

$\frac{dN}{dZ}$ 和 $k_2$ 分别为动力夹卷率和湍流混合率, 考虑到质量卷出云外时, 云中属性均不受影响, 有

$$\delta = \begin{cases} 1, & \frac{dN}{dZ} > 0 \quad (\text{吸入}) \\ 0, & \frac{dN}{dZ} \leq 0 \quad (\text{卷出}) \end{cases} \quad \text{当} \quad (10)$$

c. 垂直运动方程.

$$\frac{dW}{dZ} = \frac{g}{W} \left( \frac{T_v - T_{ve}}{T_{ve}} - l \right) - (\delta \cdot \frac{dN}{dZ} + k_2) \cdot W \quad (11)$$

d. 湍流混合率和动力夹卷率.

取单位距离的湍流混合率与云尺度成反比<sup>[8]</sup>

$$k_2 = \frac{\alpha}{D(Z)} \quad (12)$$

其中比例系数 $\alpha = 0.55$ , 这是一个任意系数.

云的横截面积可变的质量连续性方程为

$$\frac{1}{M} \cdot \frac{dM}{dZ} = \frac{1}{W} \cdot \frac{dW}{dZ} + \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dZ} + \frac{1}{\sigma} \cdot \frac{d\sigma}{dZ}$$

这里 $M = \rho W \sigma$ 为通过云截面积 $\sigma$ 的质量通量,  $\rho$ 为云中空气密度, 取 $\sigma$ 为圆面积,

$\sigma = \pi \left( \frac{D}{2} \right)^2$ 和(7)~(9), (11)~(12)式一起代入上式, 对 $\frac{1}{M} \cdot \frac{dM}{dZ}$ 求解, 最后令 $N = \ln M$ , 得到动力夹卷率为

$$\begin{aligned} \frac{dN}{dZ} = \frac{1}{A} \left[ \frac{g}{W^2} \left( \frac{T_v - T_{ve}}{T_{ve}} - l \right) - \frac{g}{R_d T_{ve}} \right. \\ \left. - \frac{1}{T_v} (1 + 12.5Q) \frac{dT}{dZ} \right] - \left( 1 - \frac{1}{A} \right) \frac{\alpha}{D} \end{aligned} \quad (13)$$

在推导过程中, 已代入 $\frac{1}{\rho} \cdot \frac{d\rho}{dZ} \approx -\frac{g}{R_d T_{ve}} - \frac{1}{T_v} \cdot \frac{dT}{dZ}$ 和 $\frac{dT_v}{dZ} \approx (1 + 12.5Q) \frac{dT}{dZ}$ ,

$Q$ 为云中饱和比湿.

(13)式中的 $A$ 为环境风场对动力夹卷过程影响的因子

$$A = 2 - \frac{\Delta l_m}{D} \cdot \frac{u(u_e - u) + v(v_e - v)}{V} \quad (14)$$

合并(12)和(13)式, 得到夹卷混合率

$$EM = \frac{dN}{dZ} + k_2 = \frac{1}{A} \left[ \frac{g}{W^2} \left( \frac{T_v - T_{ve}}{T_{ve}} - l \right) - \frac{g}{R_d T_{ve}} - \frac{1}{T_v} (1 + 12.5Q) \frac{dT}{dZ} + \frac{\alpha}{D} \right] \quad (15)$$

它表示云中总的夹卷率,与 $A$ 成反比,在(14)式中, $D$ 的大小主要取决于云底风速,而云内外风速分量差( $u_e - u$ 和 $v_e - v$ )与风切变成正比,故云底风速越大、垂直风切变越小,则 $A$ 值越大,夹卷混合率越小,这是云底风速有利于风暴增强和风切变使风暴减弱的物理原因。

#### e. 热力学方程.

由于 $\frac{dN}{dZ}$ 和 $k_2$ 的表达式作了改写(见(12)和(13)式),热力学方程相应改写为<sup>(1,2)</sup>

$$\begin{aligned} \frac{dT}{dz} = & \left\{ \frac{g \cdot Q}{R_d T_{ve}} + \frac{g \cdot T_v}{L T_{ve}} + \delta \cdot \left[ \frac{1}{A} \cdot \frac{g}{W^2} \left( \frac{T_v - T_{ve}}{T_{ve}} - l \right) - \frac{g}{AR_d T_{ve}} \right. \right. \\ & \left. \left. - \left(1 - \frac{1}{A}\right) \cdot \frac{\alpha}{D} \right] \cdot \left[ \frac{C_p}{L} (T - T_e) + (Q - q_e) \right] + \frac{\alpha}{D} \left[ \frac{C_p}{L} (T - T_e) \right. \right. \\ & \left. \left. + (Q - q_e) \right] \right\} \left\{ -\frac{C_p}{L} - \frac{LQ}{R_v T^2} + \frac{\delta}{A} \cdot \frac{1}{T_v} (1 + 12.5Q) \cdot \left[ \frac{C_p}{L} (T - T_e) \right. \right. \\ & \left. \left. + (Q - q_e) \right] - \frac{C \cdot l}{L} \right\}^{-1} \quad (16) \end{aligned}$$

水汽方程和水份平衡方程,以及本文采用的未加说明的符号(大多为常用符号)仍与文献[2]和[9]的相同。此外,令小尺度运动方程中的非定常项与垂直惯性项有相同大小,推得形成阶段的特征时间为 $\Delta t_m^* = H_T^* / W^*$ , $H_T^*$ 为特征云厚。因此,形成阶段的时间可由下式计算:

$$\Delta t_m = \sum_{i=1}^n \frac{STEP}{W_i} \quad (17)$$

式中 $STEP$ 为积分步长; $n$ 为积分步数;云厚 $H_T = n \cdot STEP$ ; $W_i$ 为每一步长中的平均升速。积分前 $\Delta t_m$ 未知,可用迭代方案解决。

用迭代方案求解的闭合方程组综合如下:

$$\begin{aligned} \left( \frac{dT}{dZ} \right)^v = & \left\{ \frac{gQ}{R_d T_{ve}} + \frac{g}{L} \cdot \frac{T_v}{T_{ve}} + \delta \cdot \left[ \frac{g}{AW^2} \left( \frac{T_v - T_{ve}}{T_{ve}} - l \right) - \frac{g}{AR_d T_{ve}} \right. \right. \\ & \left. \left. - \left(1 - \frac{1}{A}\right) \frac{\alpha}{D} \right] \cdot \left[ \frac{C_p}{L} (T - T_e) + (Q - q_e) \right] + \frac{\alpha}{D} \left[ \frac{C_p}{L} (T - T_e) \right. \right. \\ & \left. \left. + (Q - q_e) \right] \right\} \cdot \left\{ -\frac{C_p}{L} - \frac{Q \cdot L}{R_v T^2} + \frac{\delta}{A} \cdot \frac{1}{T_v} (1 + 12.5Q) \right. \\ & \left. \cdot \left[ \frac{C_p}{L} (T - T_e) + (Q - q_e) \right] - \frac{C \cdot l}{L} \right\}^{-1} \quad (19a) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \left( \frac{dN}{dZ} \right)^v = & \frac{1}{A} \left[ \frac{g}{W^2} \left( \frac{T_v - T_{ve}}{T_{ve}} - l \right) - \frac{g}{R_d T_{ve}} - \frac{1}{T_v} (1 + 12.5Q) \right. \\ & \left. \cdot \left( \frac{dT}{dZ} \right)^v \right] - \left(1 - \frac{1}{A}\right) \frac{\alpha}{D} \quad (18b) \end{aligned}$$

$$\left(\frac{du}{dZ}\right)^{\nu} = \left[\delta \cdot \left(\frac{dN}{dZ}\right)^{\nu} + \frac{\alpha}{D}\right](u_e - u) \quad (18c)$$

$$\left(\frac{dv}{dZ}\right)^{\nu} = \left[\delta \cdot \left(\frac{dN}{dZ}\right)^{\nu} + \frac{\alpha}{D}\right](v_e - v) \quad (18d)$$

$$\left(\frac{dW}{dZ}\right)^{\nu} = \frac{g}{W} \left(\frac{T_v - T_{ve}}{T_{ve}} - l\right) - \left[\delta \cdot \left(\frac{dN}{dZ}\right)^{\nu} + \frac{\alpha}{D}\right] \cdot W \quad (18e)$$

将(9)式代入(7)式得到

$$\left(\frac{dD}{dZ}\right)^{\nu} = \frac{\Delta t_m^{\nu}}{2} \cdot \frac{1}{\sqrt{u^2 + v^2}} \cdot \left[u \left(\frac{du}{dZ}\right)^{\nu} + v \left(\frac{dv}{dZ}\right)^{\nu}\right] \quad (18f)$$

$$\left(\frac{dQ}{dZ}\right)^{\nu} = Q \left[\frac{L}{R_v T^2} \left(\frac{dT}{dZ}\right)^{\nu} + \frac{g}{R_d T_{ve}}\right] \quad (18g)$$

$$\left(\frac{dl}{dZ}\right)^{\nu} = -\left(\frac{dQ}{dZ}\right)^{\nu} - \left[\delta \cdot \left(\frac{dN}{dZ}\right)^{\nu} + \frac{\alpha}{D}\right] \cdot (l + Q - q_e) \quad (18h)$$

$$\Delta t_m^{\nu+1} = \sum_{i=1}^n \frac{STEP}{W_i} \quad (18i)$$

这里上标“ $\nu$ ”为迭代指标。 $\delta$ 和 $A$ 分别由(10)和(14)式计算,  $T_v = (1 + 0.61Q)T$ ,  $T_{ve} = (1 + 0.61q_e) \cdot T_e$ .

易知Haltiner模式是本文模式在无风切变时( $A=2$ )的特例。

### 3 环境风场对强风暴发展影响的数值结果

层结条件: 整层温度递减率取为常数, 一般取 $\gamma_e$ 为 $0.7^\circ\text{C}/100\text{m}$ , 对个别例子也取 $0.65$ 和 $0.75^\circ\text{C}/100\text{m}$ 进行计算, 整层相对湿度( $f$ )为 $80\%$ 。

风场条件: 由于缺少各类风暴的风向切变的特征值数据, 我们只讨论风速切变的情况, 令 $V_e = u_e$ ,  $v_e = 0$ , 并且取 $V_{ez} = V_{es}^*$ , 各类风暴的 $V_b$ 和 $V_{ez}$ 的取值范围与表1中的特征值相同。

云底条件: 在云底高度上, 气压 $P_b = 900\text{hPa}$ , 云内温度 $t_b = 24.5^\circ\text{C}$ , 环境温度 $t_{eb} = 24.0^\circ\text{C}$ , 云底直径 $D_b = 1850(V_{eb} - \frac{V_{es}}{2} \cdot 1000)$ ,  $N_b = \ln\left[\frac{P_b}{R_d T_b} \cdot W_b \cdot \pi \left(\frac{D_b}{2}\right)^2\right]$ , 升速 $W_b$ 一般取 $5\text{m/s}$ , 对 $AC$ 可取 $2\text{m/s}$ , 液水含量 $l_b = 0$ ,  $Q_b = Q(t_b)$ 。

迭代初值 $\Delta t_m^0 = 1000\text{s}$ , 用龙格-库塔方法求解, 步长 $STEP = 10\text{m}$ , 当相邻两次迭代计算的云厚之差不超过 $30\text{m}$ 时结束迭代, 经试验, 迭代不超过4次。

在其它条件相同的情况下, 模拟环境风场对各类局地强风暴发展的影响, 取得如下结果:

(1) 具有不同云底风速和风速切变的场中各类强风暴的发展。取表1中各类风暴的 $V_{eb}^*$ 和 $V_{es}^*$ 的中值作为它们的代表性风场进行模拟, 结果见表2。表2中第1组的结果表明, 层结稳定度( $\gamma_e = 0.7^\circ\text{C}/100\text{m}$ )和其它条件相同, 仅环境风场不同, 模拟出不同类型风暴的对流运动。与风场类型相应的 $AC$ 、 $MC$ 和 $SC$ 的基本水平尺度( $D_b$ )分别为

6.9、11.1和24.5km,最大尺度与基本尺度的比值( $k_D$ )分别为1.1、1.3和1.2,与表1中相应风暴类型的特征水平尺度很一致。

若以云中最大升速( $W_{max}$ )、云厚( $H_T$ )和云内外最大温差( $\Delta T_{max}$ )作为风暴强度的3个指标,则SC的3个指标分别比AC的大8.6m/s、1.8km和0.8℃,而MC的强度介于二者之间,最大含水量( $l_{max}$ )亦随风暴的水平尺度而增大,SC比AC大1.9g/kg。可见云底风速越大和风切变越强的风场中,风暴发展得越强烈,这与观测一致。

表2 各类局地强风暴的数值模拟

Tab.2 Numerical results of all different kinds of severe local storms

组别		1	1	1	2	3
模拟条件	$\gamma_e$ (°C/100m)	0.7	0.7	0.7	0.75	0.65
	$V_{eb}$ (m/s)	4	7	15	20	4
	$V_{es}$ ( $10^{-3}s^{-1}$ )	0.5	2.0	3.5	3.5	0.5
	(风场类型)	(AC)	(MC)	(SC)	(SC)	(AC)
	$W_b$ (m/s)	5	5	5	5	2
模拟结果	$D_b$ (km)/ $k_D$	6.9/1.1	11.1/1.3	24.5/1.2	33.8/1.1	6.9/1.1
	$W_{max}$ (m/s)	32.1	34.3	40.7	52.0	20.5
模拟结果	$H_T$ (km)	12.4	13.0	14.2	17.0	9.9
	$\Delta T_{max}$ (°C)	5.8	5.8	6.6	8.3	3.3
模拟结果	$L_{max}$ (g/kg)	7.4	7.0	9.3	9.0	7.0
	$\overline{EM}$ ( $10^{-3}m^{-1}$ )	0.175	0.155	0.123	0.106	0.256
模拟结果	$\Delta t_m$ (s)	720	724	727	694	1010

第1组的结果还表明,风暴的水平尺度越大,平均夹卷混合率( $\overline{EM}$ )越小、风暴越强。由于风暴的水平尺度主要由风场决定,可见环境风场是通过影响夹卷混合过程引起的云内外热量和水份交换的“冲淡”作用而影响风暴发展的强度的。

SC的不稳定度比MC的大<sup>[2,3]</sup>有理由相信3类风暴中AC的不稳定度是最小的,而且云底抬升( $W_b$ )也可能弱得多。因此,表2中第2组还给出SC在十分有利的层结和风场条件下的计算结果,这时SC发展得十分猛烈,最大升速达52m/s。第3组给出AC在 $\gamma_e = 0.65$ °C/100m和 $W_b = 2$ m/s时的结果,在这种条件下,AC的强度和形成阶段的时间等都与观测的特征更吻合。

(2) 云底风速对风暴的显著增强作用。表3给出云底风速对各类风暴发展强度影响的结果。云底风速的变化范围与表1中 $V_b^*$ 的相同(对AC取为3~5m/s),当云底风速从下限增至上限时,各类风暴的3个强度指标和含水量都是增大的,例如,AC强度的增值分别为6.6m/s、1.4km和1.0℃,含水量增加1.3g/kg。可见,云底风速显著增大风暴发展的强度。就云底风速每增大1m/s时风暴强度的变化而言,云底风速小(或风暴尺度小时),增强作用大。已如上述,云底风速增大导致夹卷混合过程减弱,因而有利于风暴增强。表3中的 $\overline{EM}$ 值均随 $V_{eb}$ 增大而减小表明了这一点。

表 3 云底风速对各类局地强风暴发展影响的数值结果  
 Tab.3 Numerical results of the influence of wind velocity at cloud base on the development of severe local storms ( $\gamma_e = 0.7^\circ\text{C}/100\text{m}$ ,  $W_b = 5\text{m/s}$ )

风暴类型 ( $V_{es}, 10^{-3}\text{s}^{-1}$ )	$V_{eb}$ (m/s)	模 拟 结 果					
		$D_b(\text{km})$ / $k_D$	$W_{\max}$ (m/s)	$H_T$ (km)	$\Delta T_{\max}$ ( $^\circ\text{C}$ )	$L_{\max}$ (g/kg)	$\overline{EM}$ ( $10^{-3}\text{m}^{-1}$ )
AC (0.5)	3	5.1/1.2	28.3	11.6	5.2	6.6	0.206
	4	6.9/1.1	32.1	12.4	5.8	7.4	0.175
	5	8.8/1.1	34.9	13.0	6.2	7.9	0.157
MC (2.0)	4	5.5/1.6	24.7	11.1	4.4	6.1	0.223
	7	11.1/1.3	34.3	13.0	5.8	7.9	0.155
	10	16.6/1.2	38.9	13.9	6.4	8.8	0.132
SC (3.5)	10	15.3/1.3	35.4	13.2	5.8	8.3	0.147
	15	24.5/1.2	40.7	14.2	6.6	9.3	0.123
	20	33.8/1.1	43.5	14.8	6.9	9.8	0.112

(3) 垂直风速切变对风暴的抑制作用。各类风暴在相应的垂直风速切变范围内(见表 1, 已假定  $V_{ez} = V_{es}^*$ , 其中对 AC 取为  $0 \sim 1 \cdot 10^{-3}\text{s}^{-1}$ ), 风速切变增加  $10^{-3}\text{s}^{-1}$  时, 风暴强度和  $\overline{EM}$  的平均变化的结果示于表 4。

表 4 垂直风速切变增加  $10^{-3}\text{s}^{-1}$  时各类强风暴的强度和平均夹卷混合率的平均变化  
 Tab.4 Average change in the development strength and the mean of the detrainment rate of all different kinds of severe local storms for every increment of vertical wind velocity shear by  $10^{-3}\text{s}^{-1}$  ( $\gamma_e = 0.7^\circ\text{C}/100\text{m}$ ,  $W_b = 5\text{m/s}$ )

风 暴 类 型 ( $V_{eb}$ )	AC (4m/s)	MC (7m/s)	SC (15m/s)	
$V_{ez}$ 的变化范围( $10^{-3}\text{s}^{-1}$ )	0.0~1.0	1.5~2.5	2.5~4.5	
平均变化	$\Delta W_{\max}(\text{m/s})$	-4.4	-3.1	-1.6
	$\Delta H_T(\text{km})$	-0.8	-0.6	-0.3
	$\Delta \overline{EM} (10^{-3}\text{m}^{-1})$	0.022	0.015	0.006

虽然上面得到云底风速越大和垂直风速切变越强的风场中风暴越强烈的结果, 但表 4 显示风速切变减弱风暴的强度(显然  $V_{eb}$  的增强作用显著地超过  $V_{ez}$  的减弱作用), 例如, AC 的最大升速减小 4.4m/s, 云厚减小 0.8km, 而这种抑制作用随云底风速(或云的水平尺度)增大而减小, 例如 SC 强度的减弱只及 AC 的 1/3 强。  $\overline{EM}$  的值是随风速切变增大的, 这和上面指出过的风切变主要是通过使动力夹卷过程增强而抑制风暴发展的结论是一致的。风切变实际上比风速切变大些<sup>1)</sup>, 但二者对风暴发展所起的作用定性上应该是一致的。

关于风切变对风暴发展强度的作用问题,有两种相反意见,一种意见根据出现强风暴时垂直风切变大的一些个例主张强风切变是强风暴形成的有利条件或必要条件<sup>2)</sup>;另一种意见根据雷达回波顶高和测风资料确定风切变妨碍对流发展<sup>3)</sup>。对于第一种意见,问题在于中纬度地区强风暴季节常出现高空急流,高空急流除形成强垂直切变外,还有抽气和通风等作用有利于强风暴的形成<sup>10)</sup>。因此,还很难说明强风切变是强风暴形成的有利条件。珠江三角洲7月强风暴和通过云层的垂直切变的统计结果(见第5节)表明,在无高空急影响(7月副热带高空急流已北移)时,垂直切变不利于强风暴发生。理论研究大多表明风切变减弱对流强度<sup>11)</sup>。本文的结果进一步表明,风切变主要是通过增强云中动力夹卷过程而减弱对流发展的。

(4) 关于环境风场作用的一种估计。层结稳定度是对流发展的最重要的和决定性的因子。为了比较,计算了 $\gamma_e$ 从0.7增大到0.75°C/100m时各类局地强风暴强度的变化(表5),最大升速增大5.2~7.8m/s,云厚增加1.5~2.1km。而根据表2第1组,

表5 温度递减率从0.70°C/100m增加到0.75°C/100m时各类风暴强度的变化

Tab.5 Change of the development strength of all different kinds of severe local storms for the increment of temperature lapse rate from 0.70 to 0.75°C/100m ( $W_0 = 5\text{m/s}$ )

风 暴 类 型	AC	MC	SC	
代表性风场	$V_{eb}(\text{m/s})$	(4)	(7)	(15)
	$V_{ez}(10^{-3}\text{s}^{-1})$	(0.5)	(2.0)	(3.5)
强度变化	$\Delta W_{\max}(\text{m/s})$	5.2	6.2	7.8
	$\Delta H_T(\text{km})$	1.5	1.7	2.1

$\gamma = 0.7^\circ\text{C}/100\text{m}$ 时,由AC的风场转变为SC的风场时,可使最大升速增大8.6m/s,云厚增加1.8km。由此可见,具有不同云底风速和风切变的环境风场对风暴发展强度的作用是可与不稳定性改变0.05°C/100m的作用相比拟的。

#### 4 云底风速和风速切变对风暴发展影响的初步验证

根据1980~1983年7月08~20时珠江三角洲(112.3~114.3°E, 22~24°N)的风雹天气日历表和区域内广州站08时测风资料所作的统计列于表6和表7中<sup>3)</sup>,若将850hPa风速视作平均云底风速,850~200hPa的风速切变视作通过云层的风速切变,则从表6可见,云底风速越大,强风暴发生概率越大,特别是风速 $\geq 14\text{m/s}$ (SC的特征云底风速)时,发生概率明显增大。表7显示负切变时风暴发生概率大,随风速切变增大,概率减小。

2) 陶诗言。强对流天气的预报,中小尺度天气论文选辑(下)。中国人民解放军空军气象学校训练部,1979。232~236

3) 由区域中28个测站的风雹资料(气表1)和各站境内风雹灾害的调查资料综合而成。若1站以上出现风雹天气,当天定为强风暴日

表6 广州站08时850hPa风速与珠江三角洲08~20时强风暴概率的统计  
(1980~1983年7月)

Tab.6 Statisticses of the probability of the occurring of severe local storms in Pearl River Delta in the period of 0000—1200 GMT for different ranges of the wind velocity of Guangzhou station at 850 hPa level at 0000 GMT

850hpa风速(m/s)	≤5	6~9	10~13	14~17	≥18
强风暴概率(%)	30	34	38	64	80
出现日数	30	47	29	11	5

表7 广州站08时850~200hPa垂直风速切变与珠江三角洲08~20时强风暴概率的统计(1980~1983年7月)

Tab.7 Statisticses of the probability of the occurring of severe local storms in Pearl River Delta in the period of 0000—1200 GMT for different ranges of the vertical wind velocity shear between 850 hPa and 200 hPa at Guangzhou station at 0000 GMT

$V_{ez}(10^{-3}s^{-1})$	≤-0.36	-0.35~0.06	0.07~0.48	0.49~0.90	0.91~1.32	≥1.33
强风暴概率(%)	65	46	38	33	28	25
出现日数	20	18	24	27	18	20

低纬盛夏的实际资料的检验结果支持了本文的结论,至于其它地区和其它季节的情况如何,有待进一步检验。

## 5 小 结

风暴的水平尺度(或类型)与云底风速和垂直风切变存在密切关系。具有不同云底风速和垂直风切变的环境风场中的对流运动,用云形可变的对流模式能更好地描述。该模式的数值计算的主要结果已包括在提要中,这里不再重复。以往人们十分关注垂直风切变对于对流发展的作用。本文的结果表明,云底风速是决定风暴类型(或水平尺度)的主要因子,对于对流发展的作用比风切变更重要。环境风场的作用可与层结稳定度改变 $0.05^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 的作用相比拟。经验表明,只根据稳定度要报准强对流天气是很困难的,考虑环境风场,特别是对流层中下层风场的重要作用可能会有帮助。

要更完全描述环境风场中对流的发展,需要作三维分析,也要对强风暴有更多更详细的了解。

## 参 考 文 献

- 1 Haltiner G J and chase B M. Tellus, 1960(12): 393~398
- 2 Marwitz J D. J. Appl. Met., 1972(11): 166~179
- 3 Marwitz J D. J Appl. Met. 1972(11): 180~188
- 4 阿特金森 B W. 大气中尺度环流(中译本)。北京:气象出版社,1981. 329~357
- 5 巢纪平,周晓平. 积云动力学。北京:科学出版社,1964. 1~45
- 6 Newton C W. Adv Geophys, 1967(12): 257~308

- 7 王沛霖. 气象学报, 1988, 46(3): 365~371
- 8 Malkus J S. Penetrative convection and an application to hurricane cumulonimbus towers, in Cumulus Dynamics, edited by G F Anderson, Pergamon, New York: 1960, 65~84
- 9 格·斯·沃隆诺夫等. 冰雹过程及其人工影响的研究. 国外人工影响天气, 第二集. 中国科学技术情报研究所, 1972. 120~126
- 10 杨国祥. 中小尺度天气学. 北京: 气象出版社, 1983. 194~195
- 11 徐华英等. 大气科学, 1988, 12(4), 405~411

## The Effects of Environmental Wind on the Development of Severe Local Storms

*Wang Peilin\**

**Abstract** A one-dimensional and steady model of cumulus whose cross-section area varies with height is presented. By using this model, the development of a variety of severe local storms in environmental wind is investigated numerically. It is found that: (1) severe local storms of all kinds can be simulated with correspondent conditions of environmental wind; (2) the intensity of the storm is markedly increased by wind speed at storm cloud base and decreased by vertical wind shear; and (3) the effect of environmental wind on the developing strength of the storm is comparable with that of stratification stability. The conclusion (2) has been verified by using actual data.

**Keywords** severe local storm, environmental wind, cloud model

---

\* Department of Atmospheric Sciences, Zhongshan University