

低层环境风场对积云模拟的作用*

孔凡铀

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

采用二维和三维完全弹性参数化冷云数值模式模拟研究了低层单向切变风场中积云的发展演变过程和地面降水特征。结果表明:在低层切变风场中,用热泡扰动方式激发对流的启动条件提高,而冷出流方式激发对流则更加容易。适当强度的低层切变使对流峰值强度减小,但积云生命史延长,地面累计总降水量增大,雨区拓宽,峰值雨强则减小。采用二维模式来模拟单向切变风场的对流活动虽然存在严重歪曲,但积云最大升速以及地面总降水随时间的演变特征与三维模拟结果一致。

一、引 言

在积云动力学研究中巢纪平等^[1]很早就注意到环境风场尤其是低层环境风垂直切变在维持局地强烈风暴方面的重要作用。利用数值模式来研究各种环境风切变对积云发展演变特征的影响是采用较多的一种方法。例如,Takeda^[2]采用二维滞弹性近似积云模式研究了盛行垂直切变风对产生强降水积云的影响,指出垂直切变本身并不能加强对流系统,而是通过维持对流系统和使其传播而组织对流不稳定能量的释放。他还研究了持续性(*long - lasting*)对流的形成与急流出现高度之间的联系^[3]。Schlesinger(1973)^[4]采用较粗网格的二维暖云模式模拟了对流层中部风切变对成熟阶段对流云强度和持续时间的影响,结果表明在切变较弱而低层湿度供应较大时,对流云的峰值强度高、降水大,而云的强度和持续性不一定相关。徐华英等(1988)^[5]在二维暖积云模式中加入不同强度的整层风切变,结果认为除非云移行的前方有高湿区,风切变总的来说不利于云和降水发展。近年来人们越来越多地采用各种三维积云模式来对环境风切变作用进行更加全面研究,使得对于风暴内部水平涡耦的形成、风暴的分裂和分裂风暴的选择性发展以及风暴准稳定结构的形成机制等有了进一步认识^[6-9]。这些三维模拟工作对风切变对云发展演变和降水的作用特点也有更多的了解。Schlesinger(1978)^[9]的研究结果表明风切变尽管使最大雨强和降水覆盖面积减小,但却能使风暴维持较长成熟阶段。Pastushkov(1975)^[10]则进一步发

本文1990年9月26日收到,1991年1月15日收到修改稿。

* 本研究得到LASG部分资助。

现风切变使弱对流云发展受到抑制,但强对流云却能得到加强,生命史也延长。

上述模式大都只采用了较简单的云内微物理过程,模拟对流过程时段也很短,一般只有 40 至 60 分钟。本文分别用完全弹性二维和三维冷积云模式模拟了单向切变风场作用下对流云的较完整发展过程,主要目的在于了解加有切变风场时,积云模拟的一般特点以及低层风切变对积云降水特性的影响。还通过二、三维模拟结果的比较,对采用二维云模式研究风切变作用问题所存在的固有缺陷作了初步探讨。

二、模式介绍

采用孔凡铀等(1989)^[11,12]所建立的完全弹性三维冷云参数化数值模式以及其二维版本。这个模式的动力框架和基本数值解法采用了 Klemp 等(1978)^[13]和 Tripoli 等(1982)^[14]的工作,但考虑了较详细的冷云微物理过程,并增加了冰晶繁生过程作用。为了能较长时间地模拟环境风场中积云的发展演变过程,整个模拟域可随云体质心平移。

1. 模式方程组

模式将水物质分为五类,即水汽、云水、雨水、冰晶和雨冰(霰或雹),并假设云水随气流运动。在运动方程中忽略地转偏向力。完全弹性模式的控制方程组为^[11]:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -C_r \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi'}{\partial x_i} + \delta_{i3} g \left(\frac{\theta'}{\theta} + 0.61 q'_v - q_i \right) + D_{u_i} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u_j \frac{\partial \theta}{\partial x_j} = Q + D_\theta \quad (2)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} + u_j \frac{\partial \pi'}{\partial x_j} = -\frac{c^2}{C_r \rho \theta_v^2} \frac{\partial \bar{\rho} \bar{\theta}_v u_j}{\partial x_j} - \frac{R_d}{C_v} \pi' \frac{\partial u_j}{\partial x_j} + \frac{c^2}{C_r \theta_v^2} \frac{d\theta_v}{dt} + D_{\pi'} \quad (3)$$

$$\frac{\partial q_m}{\partial t} + u_j \frac{\partial q_m}{\partial x_j} = \delta_1 \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{\rho} V_m q_m}{\partial z} + \delta_2 W_{q_m} + I_{q_m} + D_{q_m} \quad (4)$$

其中, θ_v 是虚位温, c 是声波波速, Q 表示相变潜热对位温的总贡献, W 和 I 分别代表暖微物理和冰相微物理源汇, ρ 是空气密度, V 是水成物质量加权平均末速; $q_i = q_v + q_r + q_i + q_o$ 是液水和固态水总混和比, D 是次网格尺度混合项,采用一阶湍流粘性近似。在上面方程中,带“-”量表示水平均匀背景状态量,带“'”量表示网格元平均值与背景场的偏差。方程(4)中下标 m 分别对应 v, c, r, i 和 g , δ_1 和 δ_2 取值

$$\delta_1 = \begin{cases} 0, & \text{水汽、云水} \\ 1, & \text{其他相} \end{cases} \quad \delta_2 = \begin{cases} 0, & \text{冰相} \\ 1, & \text{其他相} \end{cases}$$

模式预报变量有 10 个,即速度 u_i ($i=1, 2, 3$), 位温 θ , 扰动无量纲气压 π' , 水汽比湿 q_v , 云水、雨水、冰晶和霰(雹)比含水量 q_c, q_r, q_i, q_o 。

2. 数值求解

模拟区域水平尺度 35km, 垂直高度 18.5km, 水平格距 1km, 垂直格距 0.5km。时间差分用蛙跳格式, 水平平流项用四阶差分, 垂直平流以及其他空间差分用二阶精度。为了消除声波影响, 采用 Klemp 等^[13]提出的时间分裂技术进行积分, 大时步长为 10 秒, 小时步

长 2 秒,为了消除蛙跳格式引起的解的分离,每一大时步长积分完成之后对所有预报场量进行一次时间平滑。

为了启动对流环流,采用了两种方式:一种是在域中央低层有限区域内施加一个轴对称位温扰动;另一种是在一段时间内在低层适当区域迭加一定常冷却函数,引起冷空气下沉出流辐合而激发对流。前一方法适用于模拟低层空气局部加热产生对流的过程,后一方法则相当于模拟已存在的风暴母体的云下出流所生成的新对流单体。

二维模拟的区域为 $x-z$ 剖面,各网格参数和数值方案与三维模式完全相同。

三、模拟结果及其分析

模拟所用的环境场取自 SPACE 计划 1977 年 7 月 19 日一个稳定雷暴发生前不久的探空资料^[14](见图 1)。由于纬向风分量的切变很弱,对风暴的三维结构只有次要影响,因此只用经向剖面的风分量。图 1 中的经向风廓线是经过光滑的,2.5km 高度以下存在一强经向风切变($8 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$)。实际模拟时各层减去了 7m/s 的平均风速。为了研究切变风对积云发展过程的影响,还模拟了去掉环境风场和改变切变强度时的对流降水过程。另外,对环境风切变场中对流激发条件也进行了试验。表 1 列出了各算例概况, F0 和 S0 是无环境风对比个例。

1. 风切变对积云启动条件的影响

模拟结果表明,环境风切变场的存在极大地改变了激发对流活动所需要的条件。从表 1 所列的数据可以看到,采用位温扰动来启动对流时,没有环境风的情况下只需较小的扰动就能激发对流。而在切变风场中扰动强度或范围就必须增大才能激发出对流活动。例如 E1 ($\bar{u} = 0$) 用 1.5°C 的最大位温扰动就形成较强对流云。E2 例加低层切变风场,以同样的热泡扰动未能激发出积云活动。E3 例适当加大扰动区范围仍没有形成积云。E4 例在加大扰动区范围,同时将中心位温扰动值增大到 2.0°C 时才发展出一块积云。这块云前期发展很缓慢,模拟到 57 分钟时云内最大升速才达到过程峰值(16.8m/s)。如果在切变风场中仍采用 E1 例的 10km 扰动半径,中心扰动位温要增加到 2.5°C (F1 例)才能形成积云。

对流层中相当一部分强风暴都是由低层强辐合所激发。例如雷暴下部阵风锋与低层入流环境风或另一个雷暴的下沉出流相遇往往引起新的对流系统产生。为此,还进行了冷出流启动对流的试验。采用 Tripoli 等^[14]提到的方法,在模拟域低层有限区域简单加一个冷却函数来表示降水蒸发所引起的冷却。C1 和 C2 两例均采用 0.02°C/s 的冷却函数,作

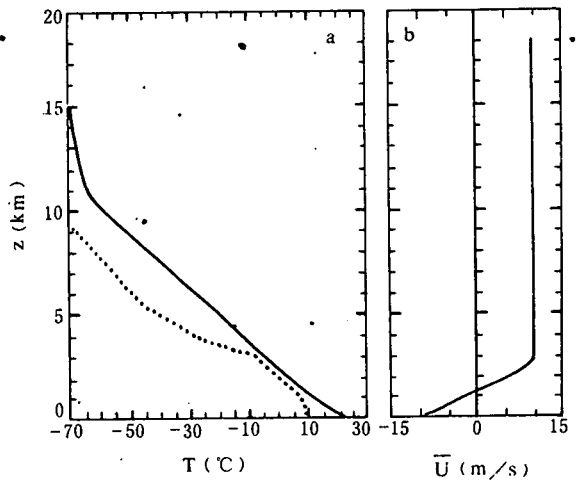


图 1 初始温、湿(a)风(b)廓线
(图(a)中虚线为露点温度)

用时间 720 秒,范围 8km,厚度 2km。当存在着如图 1 的低层切变风场时,冷却造成的下沉空气在地面附近向两侧出流,向右的出流与低层风相向而产生强局地辐合区,结果在冷区右侧激发出强烈对流云系统(C1 例),云内最大升速达到 31.4m/s,过程持续了 100 分钟以上。C2 例不含环境风场,结果未能形成积云,只在冷区两侧低层产生了两个小云块,很快即消散,未形成地面降水降雹。

综上所述,环境风切变场对积云启动条件的影响与启动方式有关。低层环境风切变场的出现使得热泡启动的条件增高,但却有利于由冷流出流激发的对流云的生成。

表 1 各算例参数

算例	模式维数	2.5km 以下风切变值(s^{-1})	对流启动方式、条件			对流形成情况
			位温扰动	半径	冷却率	
F0	2	$(\bar{u}=0)$	位温扰动	半径 10km	2.5°C*	
F1	2	8×10^{-3}	位温扰动	半径 10km	2.5°C*	
F2	2	5.2×10^{-3}	位温扰动	半径 10km	2.5°C*	
E1	2	$(\bar{u}=0)$	位温扰动	半径 10km	1.5°C*	
E2	2	8×10^{-3}	位温扰动	半径 8km	1.5°C*	无对流
E3	2	8×10^{-3}	位温扰动	半径 12km	1.5°C*	
E4	2	8×10^{-3}	位温扰动	半径 12km	2.0°C*	
C1	2	8×10^{-3}	冷出流	冷却时间 720s	冷却率 0.02°C/s	
C2	2	$(\bar{u}=0)$	冷出流	冷却时间 720s	冷却率 0.02°C/s	无对流
S0	3	$(\bar{u}=0)$	位温扰动	半径 10km	1.5°C*	
S1	3	8×10^{-3}	位温扰动	半径 10km	1.5°C*	

* 为中心最大扰动值

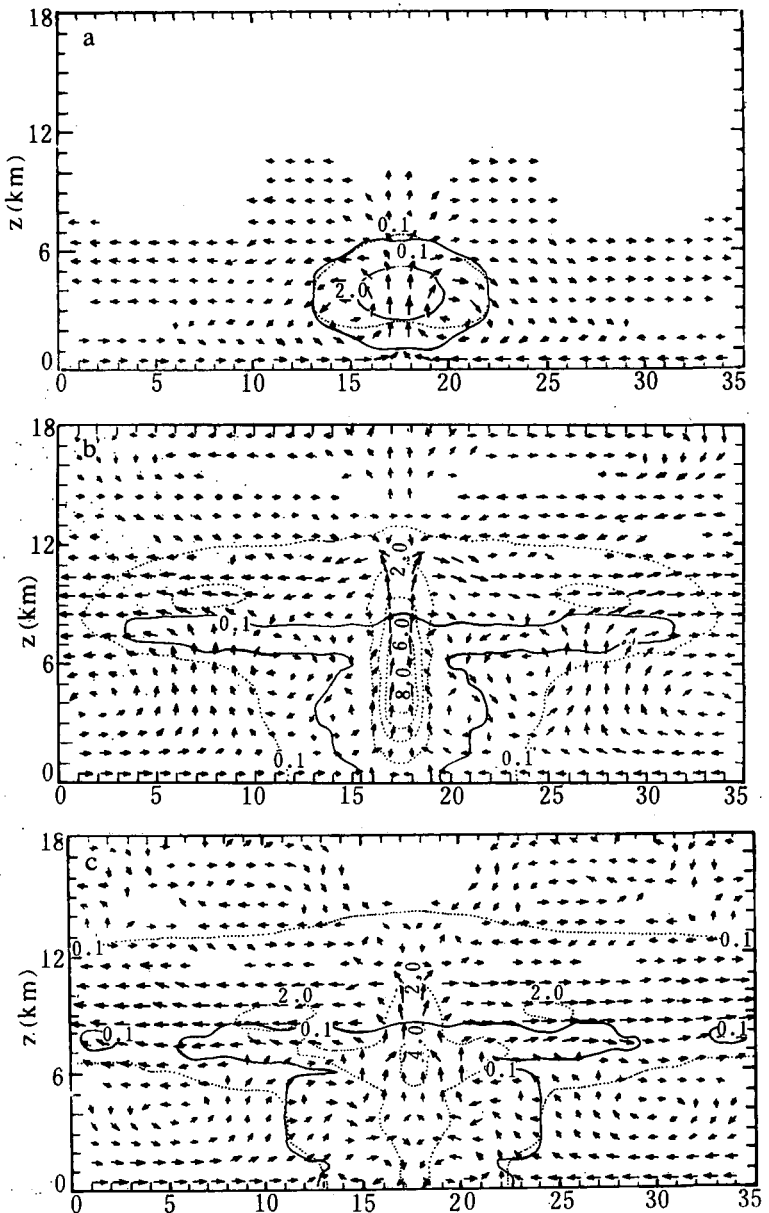
2. 二维模拟积云演变特征

为了突出环境风切变对二维积云发展过程的影响,这里着重对 F0 和 F1 两例作了比较。这两例具有完全相同的温湿层结和热泡启动条件,只是 F0 整层未加环境风,而 F1 例在 2.5km 以下加有 $8 \times 10^{-3} s^{-1}$ 的风切变。模拟了 160 分钟的对流发展过程。尽管在图 1 的风廓线上减去了 7m/s, F1 例的云体质心仍以约 2m/s 的速度向顺切变方向(右)移动。

在静止环境大气中,对流启动后前期发展十分迅速(F0 例),第 3 分钟云块出现,23 分钟即达到过程最大升速 30.8m/s,以后逐渐减弱。由于 0°C 等温层较低(2.25km),云体主要由冰相组成,其比含水量最高达 10g/kg 左右,而液水比含水量最高只达到 3g/kg。模拟第 24 分钟地面首先出现明显降雹(霰),到第 30 分才出现明显降雨。32 分钟后云顶已达到 12km 高度,并向两边迅速平衍开。图 2 是 F0 例不同时次的流场和水成物场。可以看到,第 48 分时云砧已伸展出两侧边界,云中心的上升气流明显减弱,降水中心附近出现明显下沉气流区并产生向两侧的出流。这个出流前锋以大约 3m/s 的速度向外推移,到 96 分时已接近侧界。受出流影响,低层入流空气层被抬高,96 分钟图上入流空气出现在 3km 高度上,这对云内水汽供应是不利的。96 分钟以后,只剩下很小降水。到 160 分钟模拟结束

时,对流已结束,由冰晶组成的云砧部分仍残留空中。

。在低层有强切变的环境风场中,对流过程演变特征发生很大改变。 $F1$ 例积云前期发展比 $F0$ 例缓慢,过程最大升速(22.7m/s)在 107 分钟才达到,地面明显降雹于 28 分钟开始,明显降雨则到 50 分钟才出现。图 3 是 $F1$ 例不同时次的流场和水成物场。可以看到,第 32 分钟云顶只达到 10km 高度,尚未开始平衍,整个云块略向下风方倾斜。在 64 分钟图上,云砧主要向下风侧伸展并穿过右侧界,到 96 分钟云砧向左也穿过边界。与 $F0$ 例明显不同的是, $F1$ 例地面降水中心并不位于上升核正下方,而是偏左,且降水强度较为稳定,未形成很强的降水所致的下沉气流,从而冷出流也不明显。尤其是向右的冷出流完全



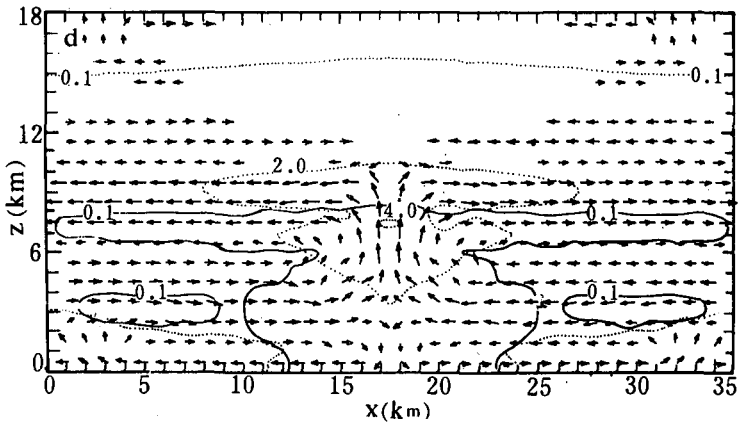
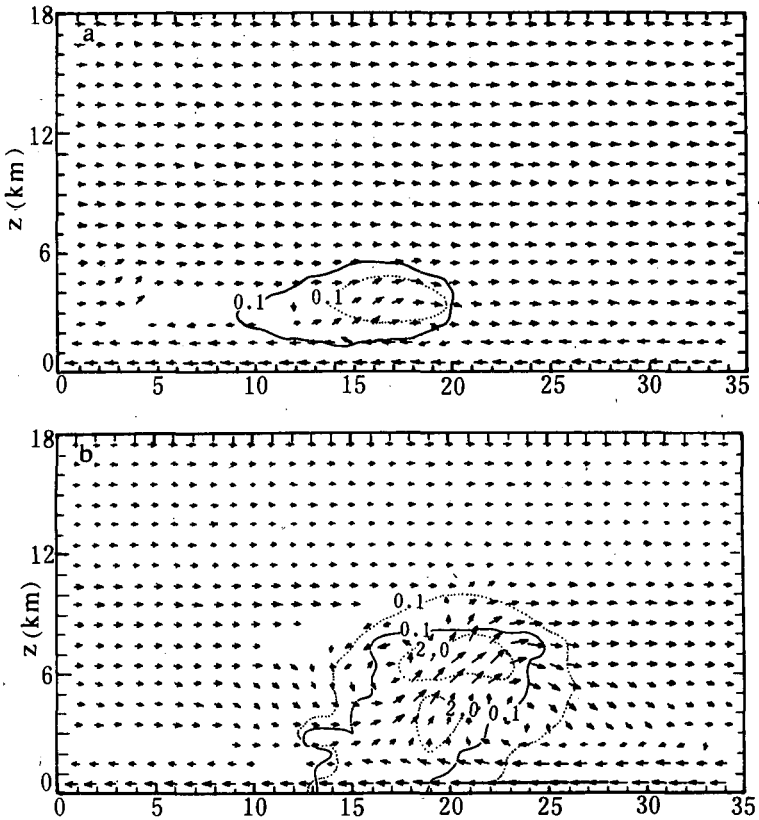


图 2 F0 例流场和水成物场(a)16 分钟(b)32 分钟(c)48 分钟(d)96 分钟
(实线为液水比含水量等值线,虚线为冰相比含水量等值线,间隔 $2g/kg$)

受到低层较强的盛行气流的抑制;另一特征是低层入流空气始终位于近地面层,并主要来自云体右侧(低层风方向),并不像 F0 例那样最后被抬高。F1 例的降水一直持续到 160 分钟模拟结束。



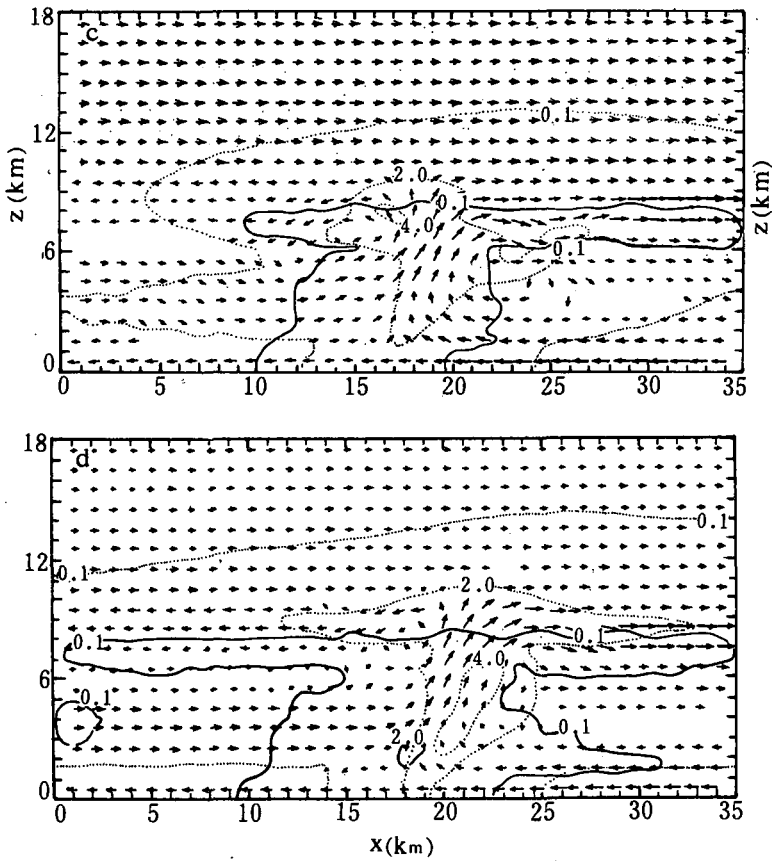


图3 F1例流场和水成物场(a)16分钟(b)32分钟(c)64分钟(d)96分钟(图例说明同上图)

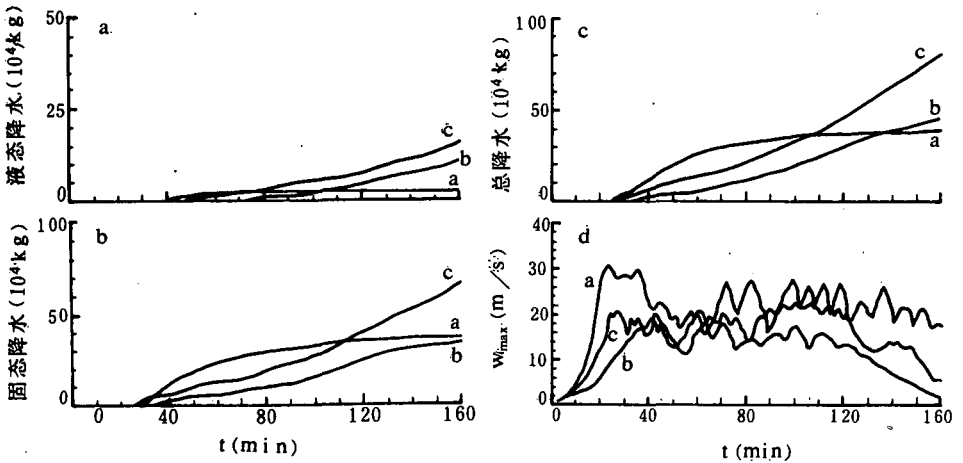


图4 地面累计液态降水(a)、固态降水(b)、总降水(c)以及云中最大升速(d)随时间演变曲线(曲线a,b,c分别代表F0、F1和F2例)

图 4d 中给出了 F_0 和 F_1 两例的云内最大升速时变曲线。 F_1 例的最大升速峰值虽未达到 F_0 例的 30m/s 左右,但在约 80 分钟时段内一直维持在 19m/s 附近,呈现出较稳定的对流系统特征。

3. 低层切变对地面降水的影响

图 4a—c 分别绘出了 F_0 、 F_1 和 F_2 例的地面累计液态和固态降水以及总降水的时变曲线,其中 F_2 例低层切变值比 F_1 稍小些。从图中可以看出,环境风切变场的存在使地面累计降水的时间分布发生很大改变。无环境风例前期降水十分强,60 分钟后迅速减小,曲线变得平缓。加环境风场后,前期累计降水均低于 F_0 例,但降水维持时间较长,使得累计降水量在一定时段后(F_1 例约 140 分)超过 F_0 例,其中液态降水增加幅度较大。适当减小低层切变值(F_2 例)使得累计总降水在 108 分钟就超过 F_0 例,且维持更高的降水强度,到 160 分钟时降水总量比 F_0 例高出 1 倍多,比 F_1 例也高出 80.5%。

表 2 列出了三例 160 分钟累计最大降雨量和降雹量及落区范围。低层切变使得地面累计最大总降水量大大小于无环境风例,但落区却扩大许多,而其中高值区范围也较宽广。另一方面,切变却使累计液态降水量最大值及落区均增大。可见一定强度的低层切变可以通过改变风暴内部结构及演变特性而使地面降水时空分布受到影响,造成持续宽广的降水降雹区,总降水也大幅度增加。

表 2 160 分钟地面累计最大降水量和落区

算例	最大雨量 (mm)	降雨范围 (km)	最大降雹量 (mm)	降雹范围 (km)
F_0	6.4	13	147.6	16
F_1	8.6	>27	22.4	>30
F_2	10.0	>27	29.0	>29

这一结果基本符合自然界持续性强降雨对流风暴与低层风切变密切相关这一事实^[1,15]。文献[5]得到不同的结论,原因可能是多方面的:例如只考虑了暖云微物理以及整层风切变,而最主要的可能是模拟时段较短,未反映出积云尤其是切变风场中持续性积云的整个生命史。

从前面的模拟结果可以看到,适当强度的低层风切变主要是通过较大幅度延长积云成熟阶段而使累计总降水和雨区面积增加,而积云峰值升速和峰值雨强却是都小于无风切变个例,这与其他模拟研究结果基本一致。

4. 低层向上水汽通量

为了进一步了解切变风场对积云发展演变特征的作用机理,分别计算了 F_0 、 F_1 和 F_2 三例 1.75km 高度层上不同发展阶段的向上水汽通量分布(图 5),各时次的水汽净向上通量数值列于表 3 中。可以看出,在积云发展阶段(16 分钟曲线)无环境风的 F_0 例有非常大的向上水汽通量通过云底进入云内,而 F_1 、 F_2 两例云区水汽通量也是向上,但量值比 F_0 的小许多。由于低层风切变作用,使两例的正通量区位置左偏, F_1 偏移程度大些。较强的低层切变也使 F_1 的水汽向上通量峰值比 F_2 更小,相应的对流发展速度也更慢。在 48 分钟时,降水造成的云下部下沉气流使 F_0 例云底水汽通量转为负值,水汽供应被截断,但在紧靠云主体的两侧仍有相当丰富的水份供应。这一阶段 F_0 例模拟域水平积分低层净向上通量为正值。随着云下冷流出流前锋的逐渐远离,两侧的正通量逐渐减小,净向上通量亦不

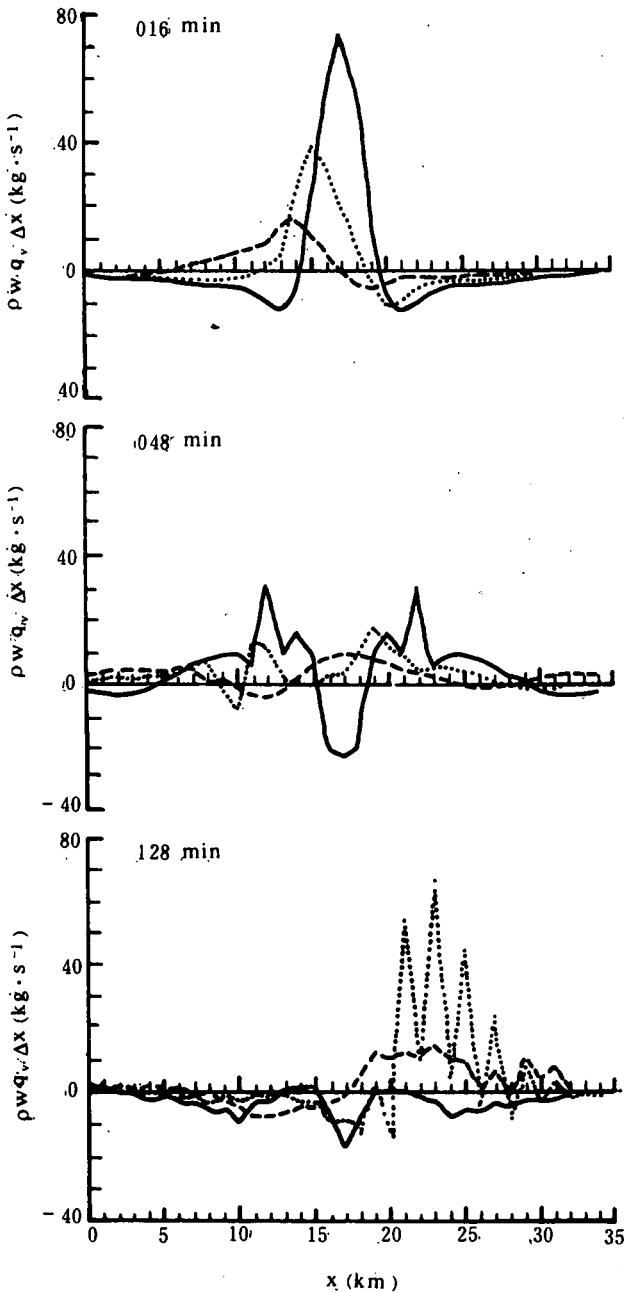


图5 1.75km高度水汽通量分布
(实线为F0,虚线为F1,点线为F2)

所抑制,从而使该侧水汽供应不被截断。

断减小,到96分钟后变为负值(表3),云体完全失去水分来源。再来看有风切变的情况,48分钟时下沉气流并未完全截断F1和F2两例的云下水汽通量,仍有较大的向上通量出现在云底附近(主要在降水中心右侧)。这些丰富水汽随低层入流源源不断进入云中,使对流和降水能维持很长时间。直到128分钟在地面强降雨区右侧仍存在较强的水汽向上通量,尽管通量值出现较大幅度振荡。与F0例不同,表3中F1和F2的模拟域低层水平积分向上净通量始终保持正值,其中F2例的量值比F1例大许多。

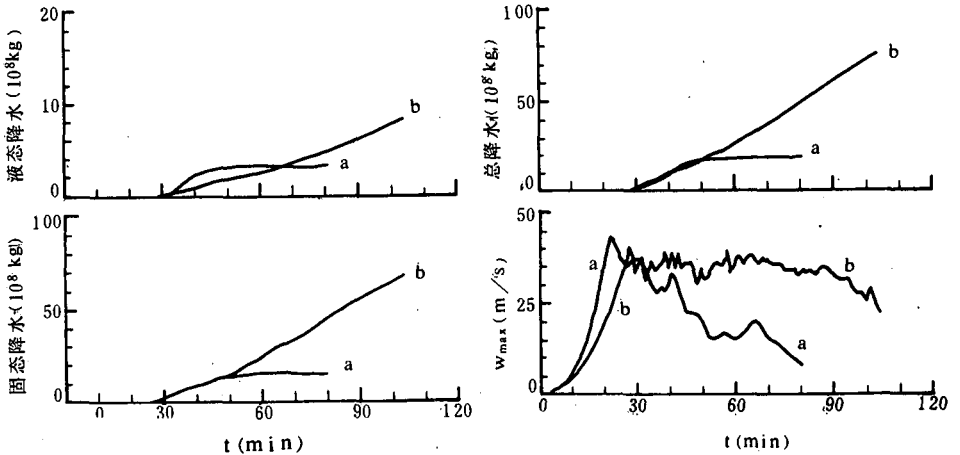
综上所述,低层环境风切变影响积云发展及降水特征的途径之一是改变云下水汽通量分布。适当的低层切变使得云体顺切变侧低层始终维持一个向上水汽通量区,云体可以源源不断地获得潜热补充。而无环境风时,虽然积云在发展前期获得非常强的水汽供应,但旺盛的积云一旦开始降水,下沉气流就会很快截断低层水汽供应,使云体失去潜热补充而迅速消散。出现这种差别的根本原因在于:无环境风场时,云下冷流出流较快地向两侧移出,最后远离云体,阻断低层入流;而在加有低层切变风场时,顺切变侧的一支云下出流被较强的低层入流

表 3 1.75km 层水平积分向上净水汽通量 (单位:kg/s)

t(min)	16	32	48	64	80	96	112	128	144	160
F0	88.36	201.49	130.16	98.78	71.97	-1.42	-50.34	-96.67	-55.27	-16.33
F1	38.48	54.44	97.76	81.72	97.28	114.12	94.61	91.21	98.48	113.08
F2	54.83	154.71	118.28	111.32	95.79	113.72	141.99	139.26	166.22	168.92

5. 三维模拟结果

为了对二维模拟结果作一检验,采用三维模式计算了 $S0$ 和 $S1$ 两例(表 1)。这两例均是采用低层 10km 半径的位温扰动区来启动对流,但中心最大位温扰动值只有 1.5°C ,比 F 组算例(二维)的低。为了便于比较, $S1$ 例只加有与 $F1$ 例相同的单向切变风场,这在三维模拟中是一种理想化风廓线。

图 6 $S0$ (曲线 a)和 $S1$ (曲线 b)例地面累计降水量及云中最大升速时变曲线

尽管初始扰动强度较低,但三维模拟积云的发展强度大大超过相应的二维积云。两例云内最大升速均超过 40m/s , $S0$ 例达 43.2m/s 。图 6 是两例的最大升速以及地面累计降水随时间变化曲线。可以看出,一定强度的低层风切变的确能使对流发展过程延长,地面降水总量大幅度增加,而对流峰值强度则减弱。但是,切变风的加入使得三维积云的结构演变和水平流场发生显著改变。在切变风作用下,云内出现水平涡耦并不断发展,其顺切变侧大量云外干冷空气被挟卷入云。40 分钟升速中心分裂,56 分钟云中含水量中心也分裂开。另一方面, $S1$ 例的模拟积云以 2.6m/s 左右的速度向逆切变侧(左侧)移动,这与二维模拟结果是相反的。考虑到在模拟时将图 1 中的风廓线整层减去了 7m/s ,上述结果表明二维模拟积云在环境风场中的传播速度过快。

四、结 语

对流层积云几乎总是在环境风场中发生发展和演变的,积云数值模拟研究也就非常

强调考虑环境风的作用。本文的模拟研究表明,模式中激发对流的方式和条件很大程度上受到环境风场的影响:在加有低层单向切变的环境风场中,通过局地加热来激发对流时必须要有较大的初始扰动温度和扰动范围,风切变越强需要越高的启动条件。而这种低层强切变却十分有利于风暴母体产生的伪冷锋在顺切变侧激发出对流。另一方面,低层适当强度的切变风使得积云峰值强度减弱,但却有利于维持低层稳定持久的水汽供应源,使积云生命史大大加长,地面降水总量大幅度提高,雨区扩大,峰值雨强却减小。本文的研究还表明,用二维模式来模拟单向切变风场中的积云活动时,无法反映出积云的水平结构以及云内旋转上升和云体分裂等重要特征,积云的传播速度也偏快。另外,用位温扰动来激发对流时,二维模式需要较大的扰动强度,尤其是在有环境风场时。尽管如此,二维模式得到的低层单向切变风场中对流的强度和地面总降水量时变特性与三维模拟结果较为一致。

参 考 文 献

- [1] 巢纪平、周晓平,积云动力学,科学出版社,116页,1964年。
- [2] Takeda, T., Effects of prevailing wind with vertical shear on the convective accompanied with heavy rainfall, *J. Meteor. Soc., Japan*, **44**, 129—144, 1966.
- [3] Takeda, T., Numerical simulation of a precipitating convective cloud: The formation of a "long-lasting" cloud, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 350—376, 1971.
- [4] Schlesinger, R. E., A numerical model of deep moist convection. Part I: Comparative experiments for variable ambient moisture and wind shear, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 835—856, 1973.
- [5] 徐华英、吉武胜、黄美元,风切变对积云发展影响的数值模拟研究, *大气科学*, **12**, 4, 405—411, 1988.
- [6] Wilhelmson, R. B. and Klemp, J. B., A numerical study of storm splitting that leads to long-lived storms, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1974—1986, 1978.
- [7] Drogemeier, K. K. and Wilhelmson, R. B., Three-dimensional numerical modeling of convection produced by interacting thunderstorm outflow. Part II: Variation in vertical wind shear, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2404—2414, 1985.
- [8] Weisman, M. L. and Klemp, J. B., The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shear, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2479—2498, 1984.
- [9] Schlesinger, R. E., A three-dimensional numerical model of an isolated thunderstorm. Part I: Comparative experiments for variable ambient wind shear, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 690—713, 1978.
- [10] Pastushkov, R. E., The effects of vertical wind shear on the evolution of convective clouds, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **101**, 281—291, 1975.
- [11] 孔凡铀、黄美元、徐华英,对流云中冰相过程的三维数值模拟 I: 模式建立及冷云参数化, *大气科学*, **14**, 4, 441—453, 1990.
- [12] 孔凡铀等,对流云中冰相过程的三维数值模拟 II: 繁生过程作用, *大气科学*, **15**, 6, 78—88, 1991.
- [13] Klemp, J. B. and Wilhelmson, R. B., The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070—1086, 1978.
- [14] Tripoli, G. J. and Cotton, W. R., the CSU three-dimensional cloud/mesoscale model—1982. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments, *J. Rech. Atmos.*, **16**, 185—219, 1982.
- [15] 黄美元、王昂生等,人工防雹导论,科学出版社,59—81,1980年。

THE EFFECTS OF AMBIENT WIND ON SIMULATING CONVECTIVE CLOUDS

Kong Fanyou

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

The two—and three—dimensional versions of a fully elastic numerical cloud model with ice phase microphysics parameterization are used to investigate the evolution and surface precipitation features of convective clouds in unidirectional low—level wind shear fields. The simulations show that, in order to trigger a convection in low level wind shear environment by thermal bubble, a more intensive temperature disturbance is needed, whereas it can be initiated much easier by cold outflow. Low—level shears with certain intensity lead the peak intensity of convections to decrease, but result in a longer lifetime, larger amount of cumulative surface precipitation, and more extended rainfall area with some smaller peak rainfall rate. Although the two—dimensional simulations of convective activities in vertical shear environment have some severe distortions, the evolution features of maximum updraft velocities and total surface precipitation are coincident with the results of the three—dimensional simulations.