

# 一次强风暴的垂直环境特征数值模拟分析

陈力强 周小珊 杨 森

(中国气象局沈阳大气环境研究所, 110016)

## 提 要

应用 MM5 模式对东北冷涡诱发的 2002 年 7 月 12 日强风暴进行了数值模拟, 较成功地模拟出中尺度强对流风暴。发现冷涡后部中层干冷空气绝热下沉是东北冷涡 700hPa 附近干暖盖形成和维持的重要机制, 而低层暖湿气流爬升及干暖盖的抑制作用是东北冷涡强对流不稳定能量积累的重要机制。风暴发生前持续的低层西南风到中层西北风的风垂直切变产生的差动平流, 加剧了层结不稳定, 而风暴临近风垂直切变方向的快速逆转使热成风不平衡, 必须通过激发垂直环流以适应其变化, 对风暴发展有重要作用。

**关键词:** 东北冷涡 强风暴 数值模拟 垂直特征

## 引 言

东北冷涡诱发强对流天气的预报一直是东北气象业务的重点和难点, 然而由于其尺度小、突发性强, 当前的预报技术难以对其做出有意义的预报。本文应用非静力模式 (MM5) 对 2002 年 7 月 12 日东北冷涡诱发的辽宁中北部强风暴进行数值模拟, 分析其垂直环境条件的演变规律, 为业务预报提供理论依据。

近些年应用数值模式对风暴系统发生、发展机制、结构与环境的关系进行了许多理论研究。Doswell<sup>[1]</sup> 总结出与深对流系统联系最密切的三个重要因素。Fovell<sup>[2]</sup> 认为短生命史对流单体中, 上升气流顺垂直风切变方向倾斜, 下沉气流位于上升气流的顺切变一侧, 切断了暖湿气流进入上升气流的通道; 长生命史单体上升气流逆垂直风切变方向倾斜, 下沉气流位于切变一侧。对流层中层对强风暴的影响也引起了很大关注, 对流层中层较干环境能够产生较强的下沉气流和低层外流<sup>[3]</sup>。1978 年雷雨顺<sup>[4]</sup> 等研究了冷涡对

流分布和生成机制。1983 年游景炎<sup>[5]</sup> 指出雹暴预报不仅应注意水平温度梯度的加强, 更应该注意垂直温度梯度的加强; 不仅应注意风水平切变的加强, 更应该注意风垂直切变的加强。1993 年杨红梅<sup>[6]</sup> 指出低空急流在冷涡天气中起着重要作用。然而关于东北冷涡诱发强风暴的中尺度垂直环境演变特征研究很少。本文采用数值模拟方法, 对东北冷涡诱发的一次强风暴的垂直环境条件, 主要是不稳定能量积累机制, 垂直风切变演变及其作用进行分析。

## 1 2002 年 7 月 12 日强风暴过程概述

### 1.1 天气实况

受东北冷涡南部锋区影响, 2002 年 7 月 11~15 日辽宁省连续 5 天出现强对流天气, 发生时间多集中在傍晚到前半夜, 发生地点基本在沈阳附近。本次过程的特点为降水非常集中, 历时短, 强度大, 且伴随局地冰雹、雷雨大风等天气, 最大瞬时风力达 10~12 级。沈阳站 1 小时雨量达 56.9mm (12 日 20~21 时), 属短时极强暴雨。7 月 12 日沈阳站降

水从 19 时 30 分到 21 时左右,持续 1 个多小时,雨量达 72mm。这种在同一地点连续 5 天出现强对流天气是非常典型的东北冷涡特征。本文对其中最强的 7 月 12 日 18~22 时中  $\beta$  尺度强风暴过程进行了数值模拟。

## 1.2 环流形势演变概述

本次过程是受稳定维持的东北冷涡底部锋区影响而产生的。过程前期贝加尔湖一带为宽平的低压带,副热带高压偏东,主体位于  $140^{\circ}\text{E}$  以东,日本海低压沿副高西北侧外围向东北移动,11 日 20 时与贝加尔湖低压带合并,形成东西向低压带,同时贝加尔湖西部高压脊发展,并很快发展为阻塞高压,形成了稳定维持的阻塞形势。由于高压脊前不断有冷空气下滑,使其前部的低压带对应深厚的冷性气团,并稳定维持。低压带有两个低涡中心,一个稳定维持在库页岛一带,一个在大兴安岭南部,构成了东北冷涡天气形势(虽然本次过程不是很圆的涡状环流,但与其具有相同的物理特性)。随着副高外围低压的东北移,副高与大陆高压脊逐渐合并加强,呈纬向带状分布,辽宁处于副高与冷涡低压带之间的西风锋区之中。随着冷性低压带分裂冷空气的南下,斜压不稳定使西风锋区不断激发波动,提供了优越的动力和中层冷空气条件,连续 5 天产生强对流天气,直到 15 日 20 时,随着冷涡的减弱南压,其南部锋区也南压,辽宁整层大气受稳定的冷性气团控制,过程结束。其中 12 日 08 时,500hPa 冷涡后部冷空气南下,其南部急流锋区加强并产生斜压波动,干冷空气沿着急流锋区迅速向东南移动,对应 850hPa 低压较 500hPa 偏南、偏强,从黑龙江到蒙古东部一直维持冷式切变,另外过程前期在华北北部有切变线形成,并缓慢东移,切变线前较强的偏南气流和暖温度脊,与中层构成了上冷下暖的不稳定层结条件、动力上升条件优越的强对流天气环流背景。12 日 20 时以后随着 500hPa 锋区浅槽的东移,对流结束,但由于天气尺度环流形势稳定,又酝酿着一次新的对流天气过程。

## 2 模式简介及数值模拟结果分析

MM5 是广泛应用于科研和业务的非静力原始方程中尺度数值模式<sup>[7]</sup>。本文使用其 3.5 版本。模式范围由 2 层套网格组成,粗网格格距 60km,中心点  $42^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}\text{E}$ ,范围  $53 \times 63$ ;细网格格距 20km,中心点  $42^{\circ}\text{N}$ 、 $123^{\circ}\text{E}$ ,范围  $81 \times 91$ 。模式垂直分层 23 层。20km 的格距足以分辨中  $\beta$  尺度系统。以国家气象中心的 T213 模式输出产品为初始场和侧边界,采用逐步订正法对常规探空资料、地面资料进行客观分析形成初始场,另外还同化了部分云导风、ATOVS 反演资料。虽然所用资料分辨率较低,但由于在适当的初始条件下,模式的物理过程可以强迫中尺度对流系统<sup>[8]</sup>,本文较成功地模拟出中尺度的对流风暴。

模式选用的物理过程:积云参数化方案为 Grell(1994)方案。云物理方案为混合相方案(Reisner, 1998);辐射方案为云辐射方案(Dudhia, 1989)。行星边界层方案为高分辨 Blackadar 方案(Zhang and Anthes, 1982)。陆面过程为 5 层土壤模式。

利用 MM5 模式从 7 月 12 日 08 时积分 24 小时对本次过程进行了数值模拟。比较模拟的 24 小时降水量与实况,东西向雨带的范围、形状基本类似,虽然强降水区预报强度偏小,实况为 60~79mm,预报为 40~65mm,但由于降水时间很短,一般单点历时不足 2 小时,所以能预报出这样的强度,还是相当不错的。再比较沈阳站 1 小时降水量,19 时之前预报、实况均无降水;19~20 时预报 11mm,实况 27mm;20~21 时预报 32mm,实况 46mm;21 时以后预报、实况均基本无降水,模拟的降水时段非常准确,短时暴雨量级也预报正确,所以从降水预报来看模拟是成功的。

## 3 垂直温湿层结

对流层低层湿层是强风暴发生的必要条件<sup>[1]</sup>。从模拟的沈阳站温度、露点廓线演变(图略)来看,800~900hPa 湿度随着系统的临近在不断增加:12 日 08 时  $T - T_d$  为

15℃, 12时增至10℃, 14时5℃, 15时以后接近饱和; 而700hPa的 $T - T_d$ 一直保持10℃以上, 直到风暴发生时才突变为饱和层。这是由于冷涡中高层冷空气明显超前于低层, 500hPa干冷空气入侵, 下沉绝热增温导致700hPa附近干暖盖的形成和维持, 干暖盖抑制了低层能量的向上逸散, 使低层增湿, 不稳定能量积累, 一旦触发, 爆发强对流天气。强对流天气爆发使中层干层破坏, 加速了高低层物质及能量的交换, 使整层饱和。

潜在不稳定也是发生强对流的必要条件<sup>[1]</sup>, 图1为模式模拟的12日沈阳附近西南—东北向剖面演变图, 虚线为静力稳定度 $\left(\frac{\partial\theta}{\partial Z}\right)$ , 实线为潜在稳定度 $\left(\frac{\partial\theta_e}{\partial Z}\right)$ 。可以看出12日09时对流层低层(950~800hPa)就维

持较强的潜在不稳定层, 中心为 $-17.5\text{K}\cdot\text{km}^{-1}$ , 而对流层中层(500hPa附近)为潜在稳定层结, 并对应下沉气流, 同时发现潜在不稳定中心和潜在稳定中心均对应静力稳定中心, 由此可见低层湿层及中层干层都非常明显, 中层干冷空气下沉及低层暖湿气流爬升导致低层能量不断积累。随着系统的发展, 低层潜在不稳定度在逐渐增大, 11时为 $-20.5\text{K}\cdot\text{km}^{-1}$ , 14时发展到 $-22.3\text{K}\cdot\text{km}^{-1}$ , 并有抬升的趋势, 不稳定层位于850~700hPa, 但中层仍维持下沉气流。直到19时即风暴发生前一个小时, 大范围的西南上升气流增强, 500hPa也由下沉气流转变为上升气流, 潜在不稳定层继续抬升, 其上的稳定层结更薄, 强对流一触即发。20时强对流已经爆发, 中层稳定层结被强大的上升气流突破, 风

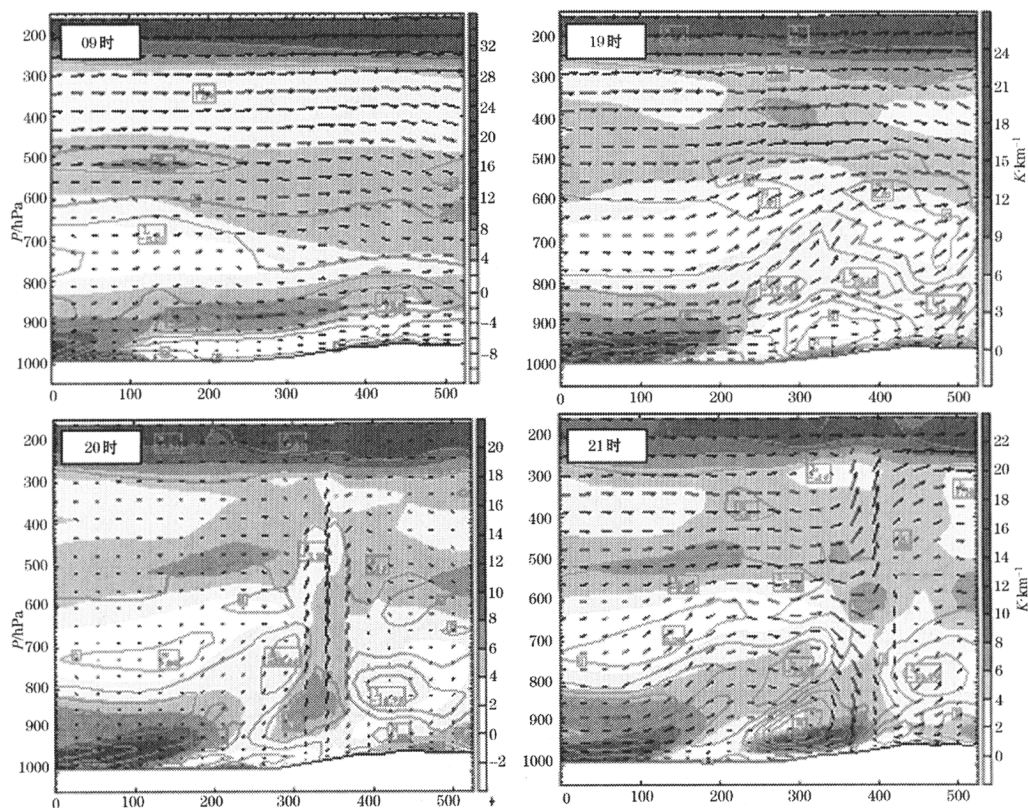


图1 模拟的沈阳附近西南—东北向剖面演变图

阴影为 $\frac{\partial\theta}{\partial Z}$  实线为 $\frac{\partial\theta_e}{\partial Z}$

暴后部出现强大的下沉气流,在低层形成稳定层结。由此可清楚地看出不稳定能量的积累和释放过程,与前面提到的能量积累机制是相同的。所以中层干冷空气下沉及低层暖湿气流爬升是东北冷涡强对流不稳定能量积累的重要机制。另外除了垂直方向的差异造成的层结不稳定外,水平方向能量锋区同样明显,随着能量锋区的加强,低层干线形成,对激发中尺度次级环流起到一定作用,强对流即发生在低层能量锋区上。

湿位涡可反映条件对称不稳定<sup>[9]</sup>,对比19时即风暴爆发前湿位涡与潜在稳定度,可以看出它们分布非常相似,说明本次冷涡强对流是由层结潜在不稳定引起的,即对流的发生是垂直的,而不是倾斜上升。

图2为沈阳附近  $T - \log p$  演变图(细线

露点,深粗线层结曲线,浅粗线状态曲线),清楚反映了不稳定能量的积累和释放过程。08时 CAPE(对流有效位能)仅为  $239\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ , CIN(对流抑制能量)为  $-321\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,垂直温度递减率为  $5.7^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ ,抬升指数 0.1, K 指数 24。随着高层干冷空气的入侵,低层暖湿气流的加强及太阳辐射地面增温影响,12时 CAPE 达  $875\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ , CIN 为  $-339\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,垂直温度递减率增至  $6.5^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ ,抬升指数增至  $-3.7$ , K 指数增至 31。虽然地面气温在不断升高,但 700hPa 干暖盖的维持使抬升凝结高度也升高, CIN 维持。直到 15时抬升凝结高度开始降低, CIN 减小,此时 CAPE 增至  $2124\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,垂直温度递减率增至  $7.5^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ ,抬升指数增至  $-7.8$ , K 指数增至 37。强风暴爆发前夕的 19时, CIN

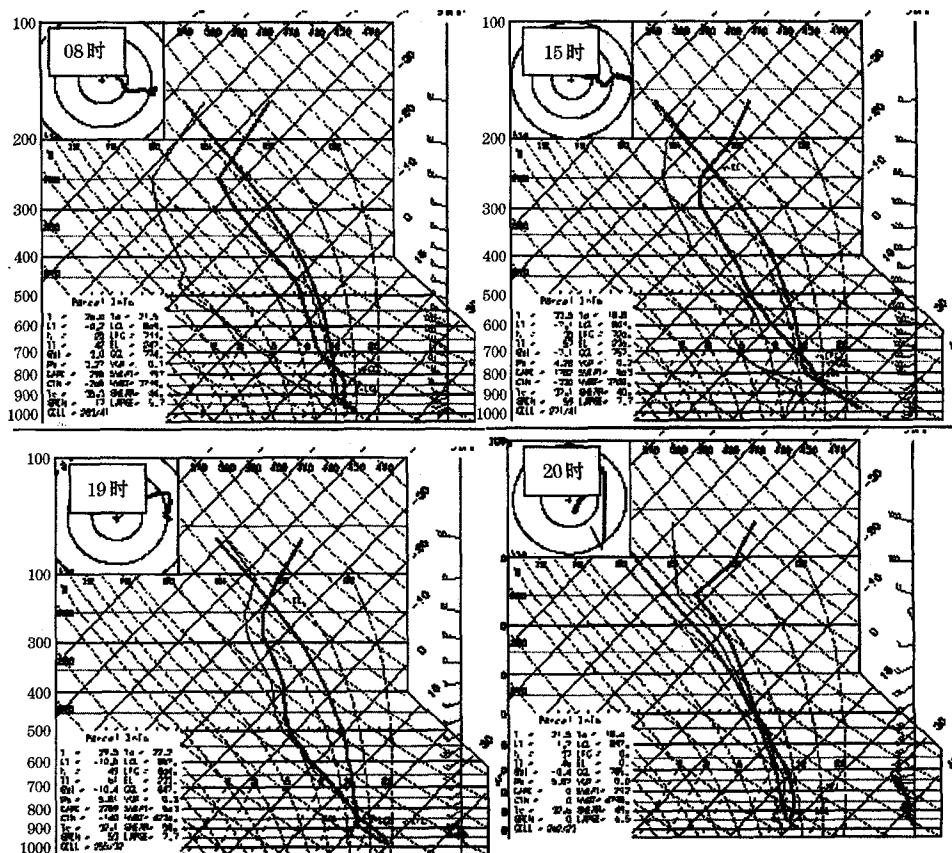


图2 模拟的沈阳附近  $T - \log p$  演变图

降至  $161\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,  $\text{CAPE}$  增至  $2349\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ , 垂直温度递减率增至  $8.1^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ , 抬升指数数增至  $-11.2$ ,  $K$  指数增至 46, 形成非常强的对流不稳定层结。强风暴发生中的 20 时, 不稳定能量迅速释放,  $\text{CAPE}$  突降至负值, 地面气温迅速下降至  $23.5^\circ\text{C}$ , 其他指数也迅速下降, 所以不稳定能量的积累是一个较长的过程, 而能量的释放是一个非常短暂的过程, 不足 1 个小时。在实际天气预报中, 由于强对流系统时间尺度较小, 而只有 08 时、20 时的探空资料, 若单纯参考这两个时次的  $T-\log p$  图, 难以作出有强对流的天气预报。图 3 为 12 日 20 时实况  $T-\log p$  图, 可以看出与模拟情况非常相似, 此时深对流已发展到顶点, 对流有效位能已经释放, 层结基本为中性; 12 日 08 时对流有效位能及各项强对流指标也不明显 (图 2), 而对流发展阶段的层结没有实况观测。所以应用层结曲线时必须注意根据其它资料判断风暴可能发生时间, 考虑地面增温、增湿, 中层降温等因素将曲线订正为风暴发生前的状态, 才能较准确地预报对流强度、性质。中尺度数值模式高分辨输出产品是解决此问题的有效手段。

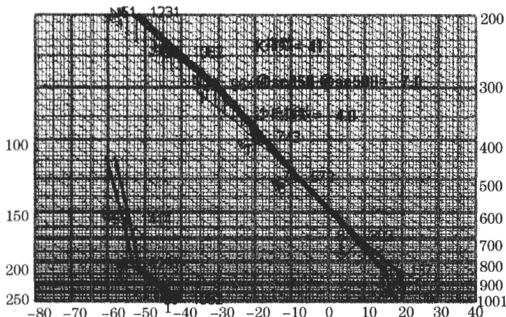


图3 12日20时沈阳实况  $T-\log p$  图

#### 4 风垂直切变

强的风垂直切变与强风暴相互作用可以促进强风暴的发展与维持<sup>[10]</sup>。在风暴发生前,  $0\sim 6\text{km}$  风垂直切变变化非常小, 一直维持西南风到西北风的切变, 由于中层以上沈阳附近急流明显, 所以垂直方向风向、风速切变均较大,  $0\sim 6\text{km}$  风向随高度顺转  $90^\circ$ , 切变大小为  $12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 平均垂直风切变大小为

$40\times 10^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 。随着风暴的临近, 18 时  $0\sim 6\text{km}$  风垂直切变方向开始逆转, 由西北向转为偏西向, 19 时转为西南向, 20 时即风暴发生时转为偏南向, 21 时以后又逐渐顺转为西北向, 过程结束。风暴发生前持续的西南到西北的风垂直切变可以增加高低空的温度差动平流, 加剧层结不稳定, 风暴临近风垂直切变的增强必然强迫强的热成风, 增加大气的斜压性, 产生斜压不稳定, 另外风暴临近风垂直切变的快速变化, 使热成风不平衡也能通过激发垂直环流以适应其变化。风垂直切变方向的逆转反映了强对流爆发前冷空气或锋区的变化, 随着中低层切变线的东移, 冷涡冷空气迅速从东北向西北逆转, 强对流随之爆发。上升气流和垂直风切变环境之间的相互作用能够产生附加的抬升作用, 使风暴进一步加强和维持。强降水产生后, 低层强的风垂直切变可抵消强下沉气流在近地面产生的冷丘导致的倾斜上升气流, 维持垂直对流。从 12 日 20 时实况  $T-\log p$  图 (图 3) 可以看出,  $925\sim 850\text{hPa}$  风切变非常大, 从东南东风到西南风顺转达  $110^\circ$ , 但  $850\sim 400\text{hPa}$  基本是西南风,  $\text{CAPE}$ 、 $\text{CIN}$  均很小, 与模拟情况非常相似。

风暴发生时  $0\sim 6\text{km}$  风垂直切变转变为低层东南风到中高层西南风的切变, 可以激发风暴相对气流的产生和维持, 即风暴云内低层东南入流和高层西南出流更为有效, 使风暴加强维持。风暴相对螺旋度 ( $\text{SRH}$ ) 反映了相对风暴气流及风垂直切变的强度, 分析其演变 (图略) 可以看出其大值中心与风暴强度有较好的对应关系, 很好地反映了风暴的强度及移动路径。在本个例中其路径更接近真实风暴的路径, 进一步说明了风垂直切变与强风暴的密切关系, 但需要注意风暴未生成时也存在  $\text{SRH}$  中心。

#### 5 结语

(1) 应用 MM5 模式对东北冷涡诱发的 2002 年 7 月 12 日强风暴进行了数值模拟。虽然所用常规资料分辨率较低, 但较成功地模拟出中尺度的强对流风暴。

(2) 中层干冷空气绝热下沉是东北冷涡700hPa附近干暖盖形成和维持的重要因素。低层暖湿气流爬升及干暖盖的抑制作用是东北冷涡强对流不稳定能量积累的重要机制。不稳定能量的积累是一个较长的过程,而能量的释放是一个非常短暂的过程,在本个例中不足1个小时。

(3) 常规探空  $T - \log p$  图往往难以捕捉中尺度系统,应用  $T - \log p$  图时要将地面气温等要素订正为风暴发生前的状态。

(4) 风暴发生前边界层到500hPa风向随高度顺转超过  $90^\circ$ , 随着对流天气的发展,850hPa以上风垂直切变逐渐减小,而850hPa以下可能受低层冷丘产生中高压的影响,切变有增大的趋势。

(5) 风垂直切变方向的逆转反映了强对流爆发前冷空气或锋区的变化,随着中低层切变线的东移,冷涡冷空气迅速从东北向西北逆转,强对流随之爆发。

(6) 风暴发生前持续的低层西南风到中层西北的风垂直切变产生的差动平流,加剧了层结不稳定,风暴临近风垂直切变的增强必然强迫强的热成风,增加大气的斜压性,产生斜压不稳定,而风暴临近风垂直切变方向的快速逆转使热成风不平衡,必须通过激发

垂直环流以适应其变化。

### 参考文献

- 1 Doswell, C. A. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea. and Forecasting*. 1987, 2(2): 3-16.
- 2 Fovell, R. G. Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimension. *J. Atmos. Sci.* 1988, 45: 3846-3879.
- 3 Brooks, H. E. Dowell C. A. The role of midtropospheric winds in the evolution and maintenance of low-level mesocyclones. *Mon. Wea. Rev.* 1994, 122(1): 126-136.
- 4 雷雨顺, 吴宝俊, 吴正华. 冰雹概论. 北京: 科学出版社, 1978: 112-117.
- 5 游景炎. 华北冰雹发生条件及预报问题. 强对流天气文集. 北京: 气象出版社, 1983: 1-7.
- 6 杨红梅, 赵亚民等. 冷涡暴雨的物理结构及概念模型. 北京: 气象出版社, 中尺度气象文集, 1993: 231.
- 7 王建捷等. 北京地区中尺度非静力模式预报系统的开发与实时预报应用. *应用气象学报*, 1999, 10(4): 385-389.
- 8 Anthes, R. A., Y. H. Kuo, etc. The evolution of the mesoscale environment of severe local storm: Preliminary modeling results. *Mon. Wea. Rev.* 1982, 110(6): 1187-1213.
- 9 孔燕燕, 沈建国. 强雷暴预报, 北京: 气象出版社, 2001: 16-23.
- 10 C. W. Newton. 强烈对流风暴. 国外人工影响天气(第二集). 中国科学技术情报研究所, 1967: 1-31.

## Numerical Simulation and Analysis of Vertical Environment Character of a Severe Storm

Chen Liqiang Zhou Xiaoshan Yang Sen

(Shenyang Institute of Atmosphere Environment, CMA 110016)

### Abstract

A severe storm caused by northeast cold vortex over Liaoning Province on 12 July 2002, was successfully simulated by MM5 model. Middle-level dry cold air adiabatic subsiding is the important mechanism of 700hPa dry-warm lid establishment and maintenance. Both the Warm moist ascending airflow and the dry warm lid restraining are the important mechanism of convective instable energy accumulation. The differential advection which is produced by vertical wind shear from southwest at low-level to the northwest at the middle-level enhances the stratification instability before the storm approach, and the rapid anti-clockwise rotation of wind vertical shear when the storm approach that made thermal wind imbalance and inspired vertical circulation to adapt its change, and it is important to the development of the storm.

**Key Words:** northeastern cold vortex severe storm numerical simulation vertical character