

隋迎久, 蔡丽娜, 王昌双. 一次山地环流激发对流天气的数值模拟[J]. 气象, 2010, 36(5): 78-84.

一次山地环流激发对流天气的数值模拟^{*1}

隋迎久^{1,2} 蔡丽娜² 王昌双²

1 北京大学物理学院, 北京 100871

2 民航东北地区空中交通管理局, 沈阳 110043

提 要: 东北地区的地形对本地天气有着举足轻重的影响。利用 WRF 中尺度数值模式, 对 2006 年 10 月 16 日东北地区一次冷锋雷暴带之前次级环流在长白山山地前部环流附近, 激发出另一条对流带的过程进行了模拟。通过对高时空分辨率的模拟结果分析, 揭示了这次过程中, 两条雷暴带的形成与山地附近环流之间的相互作用关系。即, 冷锋对流带前部的下沉气流和山地附近的垂直环流之间的相互作用导致了第二条回波的产生, 是一起较为罕见的辐合线生成在空中, 然后激发出另外一条对流系统出现的过程。

关键词: WRF 中尺度数值模式, 雷暴, 山地环流

Numerical Simulation of Convective Weather Triggered by Mountain Area Circulation

SUI Yingjiu^{1,2} CAI Lina² WANG Changshuang²

1 School of Physics, Peking University, Beijing 100871

2 Air Traffic Management Bureau of Northeast CAAC, Shenyang 110043

Abstract: Mesoscale numerical model WRF was used to simulate a thunderstorm event occurring in North-east China on 16 October, 2006. The simulation results show that the rainfall area and amount and radar echo area and intensity are simulated quite well. The high resolution result showed interactions between mesoscale convective system and mountain area circulation.

Key words: WRF mesoscale numerical model, thunderstorm, mountain area circulation

引 言

关于冷锋天气过程中雷暴的发生以及冷锋雷暴的空间结构, 已经有了比较成熟的论述^[1-2], 冷锋雷暴发生的原因、持续的过程、空间结构、各种不同性质气流在冷锋雷暴中扮演的不同角色, 以及它们在冷锋雷暴发生、发展, 以至消亡中所起的作用, 经过各种试验、模拟, 以及对真实冷锋过程的探测, 已形成了较为成熟的理论, 并被广泛接受^[1-2]。强烈的锋面天气并不是产生在锋面的所有部位上, 主要出现在垂直环流圈的上升支。因而只要设法确定了上升

支的位置, 就可以估计剧烈天气发生的地方。锋区前暖湿空气在锋面附近垂直上升, 以后在中层又离开锋区前方, 而干冷空气在中层左右从左至右呈气旋流动, 这两个环流圈的共同上升支是强对流或降水出现的地点。在反气旋环流之上还有一支向前、向下的下沉气流^[3]。

一个雷暴的外流边界与另一个系统的边界之间, 或是与一个有组织积云区之间的相互作用有利于雷暴发展, Purdom^[4]把这种现象定义为“对流尺度的相互作用”。文献中常见到中尺度对流系统外流的下沉气流, 流入不稳定区域时, 激发对流生成^[4], 或者激发出弧状外流云线。

* 本文得到中国民航局课题《航管、气象雷达信息综合显示系统》资助
2009 年 12 月 12 日收稿; 2010 年 3 月 5 日收修定稿
第一作者: 隋迎久, 主要从事短时临近预报. Email: sui_yj@sina.com

地形在对流天气过程中,起着举足轻重的作用^[5-8]。恰是地形的作用让天气过程有了更丰富的变化,经常会有类似的天气过程在同样的地形条件下,呈现不同的演化过程。东北地区的独特地形,同样对东北地区的天气演变有着重要的作用。

雷暴发生后,其内部中尺度环流结构与特殊地形环流相互作用,再次触发新的雷暴发生的情况常常发生^[9]。由于目前的高空探测的时间频率和空间分布很难满足对了解中尺度对流系统相互作用的观测。所以,目前还没有很好的解释中尺度系统之间相互作用的工具。高时空分辨率中尺度模拟结果在一定程度上可以解决这个问题^[10-12]。本文使用 WRF 中尺度数值模拟的结果讨论 2006 年 10 月 16 日冷锋天气系统中,雷暴与山地附近环流之间的相互作用。主要讨论冷锋锋区次级环流中,向前、向下的下沉气流对于激发冷锋前部另一条对流带的作用。

1 天气过程概述

2006 年 10 月 16 日,在东北气旋的影响下,东北南部地区出现一次雷雨天气过程。这次过程雷达图上出现了基本平行的两条雷暴回波,相距大约 90 km。两条回波带对应的回波带大约在 16 日 10 时 59 分同时开始出现,并逐渐增强,回波带也逐渐延长。到 12 时 50 分左右,两条回波带的强度加强为最强。这两条回波带在东移的过程中,一直保持着较严格的平行关系,距离维持不变。此后,东边的回波带强度继续增强,范围也开始扩大,西边的回波带强度则明显减弱。沈阳桃仙国际机场在此期间出现两次降水过程,两次过程间隔 1 小时左右,降水过程中一直伴有雷声。

这次过程出现在中午到下午这段时间,正是飞行繁忙时段,而且过程中出现两条对流回波带,导致系统影响时间明显加长,范围扩大,其间造成多架航班返航、备降,以及大范围的绕航。

2 大尺度天气背景分析

在 2006 年 10 月 16 日 08 时 500 hPa 与 850 hPa 高空图(图略)上可以看到,东北地区以及华北东部,在一个东北气旋的控制之下,气旋中心位于东北地区中部,冷锋基本呈东北—西南走向,自东北中部延伸至华北中部。在 16 日 08 时高空图上可以看

到,东北地区位于高空槽前,在 850 hPa 高空槽已发展出闭合中心,锋区较强。在低层槽前有明显暖脊,在低层,东北地区南部都是一致的西南暖湿气流输送,东北平原地区西南气流风速均达到 $25 \sim 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,表现为西南急流。此次雷雨过程就是发生在 500 hPa 低槽前部西南急流带中,为冷锋对流的发生提供了前期的必要条件。

在当日东北地区 CAPE 图上(图略)可以看到,沈阳的西南和东南分别有两个 CAPE 的大值区,西南部 CAPE 大值区的最大值为 $220 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右^[13],而第一条雷暴初始发生的位置就在西南部 CAPE 大值区。从沈阳站 08 时的探空图中可以看到,850 hPa 以下湿度比较大,而在 $800 \sim 600 \text{ hPa}$ 的中层为干层,这种层结比较有利于强对流的发展(图略)。在不稳定能量分析中可以看到,虽然自由对流高度比较高,但是一旦发生对流,对流可以不受抑制的发展到很高的高度。

在此过程中,冷锋移入东北平原后,在冷锋锋面附近,出现冷锋雷暴,冷锋前部,还出现了一条与冷锋相平行的雷暴云带,即一条气旋冷锋对应两条平行间隔 90 km 左右的雷暴带,两条雷暴带保持良好的平行关系先后影响东北平原地区。其发生和演变很难在天气图上找到相关线索,在实际的预报过程中,也很难对其发生和发展进行准确的预报。本文采用较高分辨率的中尺度数值模拟,以期揭示冷锋前部对流带的发生原因和演变过程。

3 中尺度数值模拟方案

为了深入了解此次平行雷暴回波产生的物理机制,了解平行雷暴发生、发展过程中中尺度天气系统演变的情况、物理结构以及两条平行雷暴系统之间的相互作用,采用 WRF (Weather & Research Model) 中尺度数值预报模式对该过程进行了模拟。

模式设计方案:模式的背景场为 FNL 的 $1^\circ \times 1^\circ$ 格点数据,利用各种常规天气观测数据(SYNOP、TEMP、METAR、SHIP、BUOY、AMDAR、SATOB 等)进行 Cressmen 分析之后形成初始场和侧边界条件。模式采用三重单向嵌套(见图 1)。模式层顶高度都为 50 hPa。D01 采用 KF 积云参数化方案水平格距为 12 km,而 D02 和 D03 都不用积云参数化方案,D02 的水平格距为 4 km,D03 的水平格距为 1.3 km。模拟时间从 10 月 15 日 08:00 至 16 日 20:00,共

积分 36 个小时。其中,10 月 15 日 08:00 至 16 日 08:00,每 3 小时输出一次结果。而从 16 日 08 时至 16 日 20 时,每 15 分钟输出一次结果,时间步长 60 s。

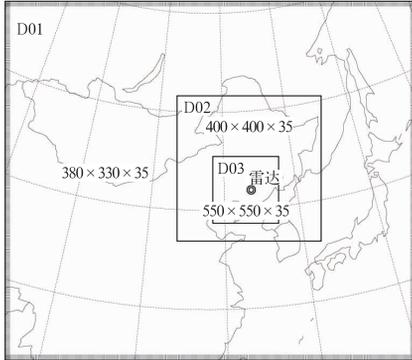


图 1 WRF 模式区域配置

Fig. 1 Region configuring of WRF model

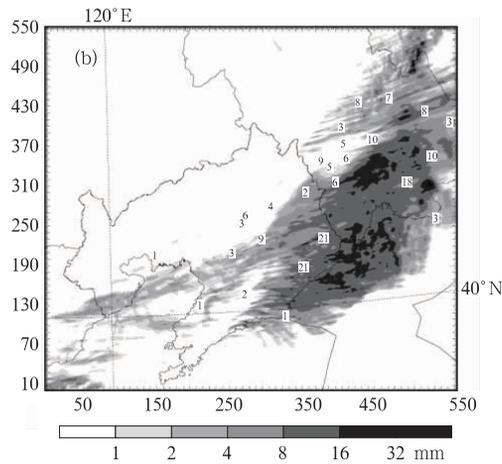
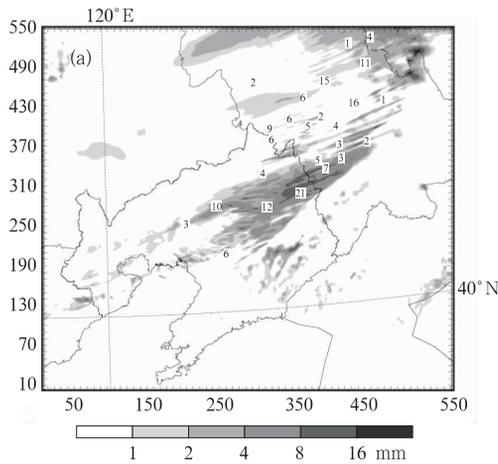


图 2 模拟的 2006 年 10 月 16 日 08—14 时(a)和 14—20 时(b)6 小时降水(填色)和站点实测降水(数字)

Fig. 2 The 6 h precipitation during 0800—1400 BT (a) and 1400—2000 BT (b) 16 October 2006, grid point value is observed in station, and choroplethic map is simulated by WRF

4.2 中尺度系统的对比分析

图 3 可以看出,模拟的强度大于 35 dBz 的回波和实况雷达回波对比,结构和范围非常相似,偏差不大,模拟结果中大于 35 dBz 的区域与雷达回波中大于 35 dBz 的区域呈现了较好的对应关系,这说明数值模拟很好地模拟出了这两条雷暴回波的结构,速度图与模拟风场结果也比较相似。模拟结果准确把握了主要天气系统的发生和演变,从而可以推断其模拟的天气系统和结构的可靠程度较高,基本可以反映当时真实的大气结构。

4.3 中尺度系统的水平结构分析

自当日 08 时开始,在冷锋前部,东北地区东部

4 模拟结果分析

对比模拟结果与各种实况资料,可以看到模拟的大尺度环境场,与实际天气图大体类似,各层次的天气图呈现较为相似的环流特征,东北气旋中心位置和强度与实际大体类似,槽线和锋面位置与实际基本吻合。

4.1 降水结果对比分析

从图 2 中的模拟降水和实况测站的对比可以看出,6 小时降水的模拟结果在强度和范围上与测站实况基本一致。可见模拟对于此次平行雷暴过程的把握还是非常准确的。

都是西南暖湿气流,受地形限制,沿兴安岭和长白山之间的“狭管”向东北方向输送。冷锋后部是一致的西北向气流,两支气流在冷锋所在的位置上有交汇,沿冷锋,中低层的水平剖面上均可看到明显的辐合存在。

在图 4 中可以看到与冷锋前部对流带对应区域,辐合发生在中高层,在 850 hPa 图上,对流开始发展时期,在对流发展区域附近没有散度的负值区,在 700 hPa 图上能看到较弱的负散度区,而在 500 hPa 图上负散度区很明显,这说明,两支气流的辐合发生在中上层,辐合区与上升速度大值区有较好的对应关系。

锋面附近的垂直剖面(图 7)显示,冷锋附近的环流特征同冷锋的概念模型^[1-3]比较吻合:垂直于锋

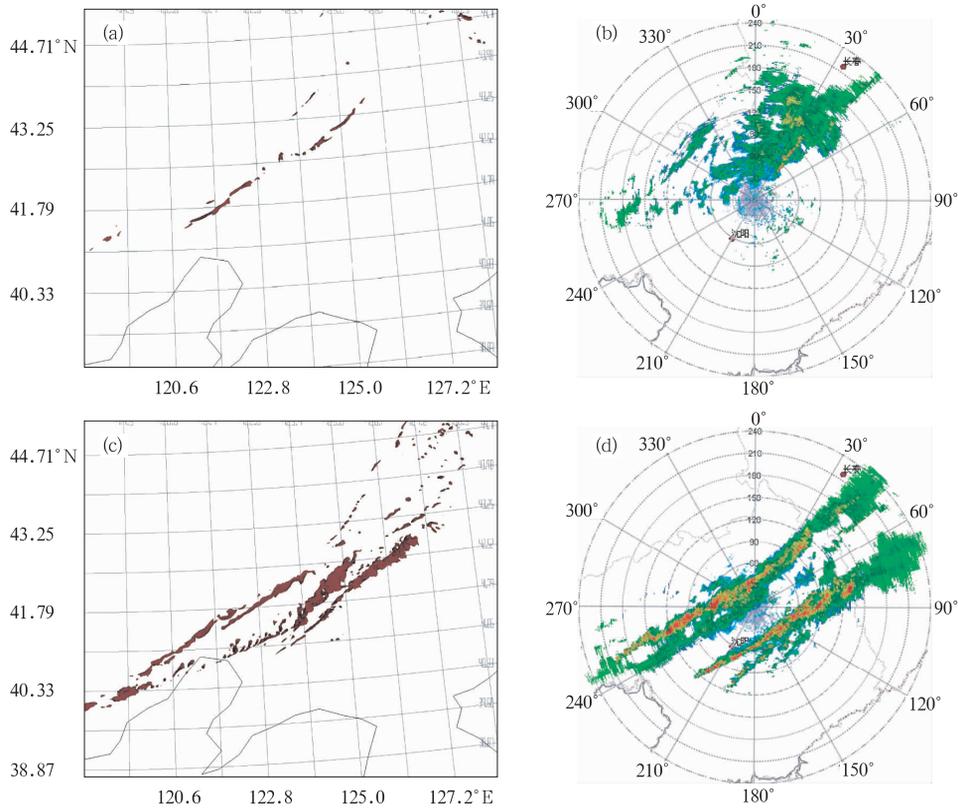


图 3 模拟的多普勒雷达回波与实际回波对比

(a) 11:00 数值模拟大于 35 dBz 回波区域；(b) 多普勒雷达 10:59 回波图像；
(c) 13:45 数值模拟大于 35 dBz 回波区域；(d) 多普勒雷达 13:39 回波图像

Fig. 3 Comparison between Doppler radar echo and simulated radar echo

(a) simulated radar echo intensity over 35 dBz at 11:00 BT; (b) Doppler radar echo at 10:59 BT;
(c) simulated radar echo intensity over 35 dBz at 13:45 BT; (d) Doppler radar echo at 13:39 BT

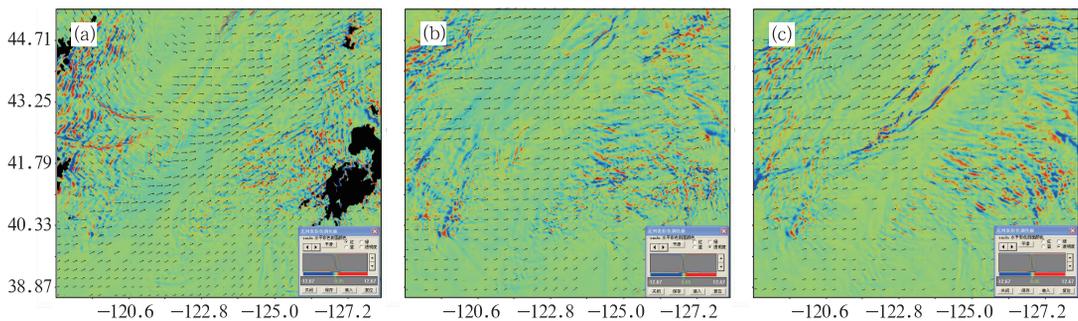


图 4 模拟的 2006 年 10 月 16 日 10 时 15 分各层散度分析区与风矢量合成图

(图中黑色箭头为风矢,冷色区域为负散度区,暖色区域为正散度区)

(a) 850 hPa; (b) 700 hPa; (c) 500 hPa

Fig. 4 Divergence analysis area and wind arrow at 10:15 BT 16 October 2006

(a) 850 hPa, (b) 700 hPa, (c) 500 hPa

面的剖面上能看到,锋面后部有干冷的下沉气流,锋面前部为沿锋面上升的暖湿气流。

4.4 中尺度系统的垂直结构分析

当日,天气系统地移动方向与 700 hPa 等压面气流的方向大体相同,使用 pc vis-5d^[14-15] 观察模拟

结果,沿该层引导气流方向,正交于对流回波带,穿过锋前带状回波生成后强度最强位置作剖面,流场剖面为风矢量在该剖面方向的投影,观察系统运动方向上的环流状况,研究两条平行的带状回波、发生的原因、维持的机制以及消亡的过程。

在 9 时 45 分的剖面图上(图 5),沿引导气流方

向,流线较平直,在山脉的迎风坡前,存在一个垂直方向上的顺时针环流,图中标识 A 为环流中心。在该环流的上游,是流线较密集区域。其后,长白山迎风坡前形成的垂直环流进一步加强,环流高度继续升高,环流前部流线密度进一步加强,至当日 10:15 在降水带后部,冷锋附近,冷锋后部向下运动的干冷空气,与山脉迎风坡前暖空气相遇,辐合加强,上升速度增大,辐合区上空最大上升速度为 $7.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,对流开始加强,对应当时的雷达强度图,可以看到降水回波后面开始有对流发展,回波强度开始增强(图 6)。图中 A 为第一条雷暴带的位置,C 为未来第二条雷暴带发生的位置,B 为第一条雷暴带的流出。



图 5 数值模拟结果 2006 年 10 月 16 日 9 时 45 分的垂直流线剖面图
(剖面方向与系统移向基本一致,基本垂直于回波带,穿过回波最强区域)

Fig. 5 Simulated vertical analysis of streamlines at 09:45 BT 16 October 2006

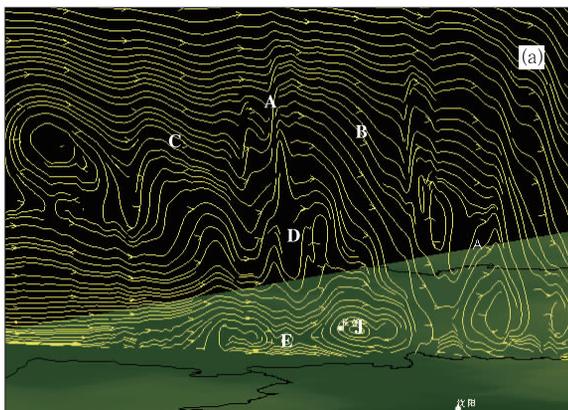


图 7 数值模拟结果 2006 年 10 月 16 日 11 时锋面附近垂直剖面图与概念模型^[3]的对比图
(剖面方向与系统移向基本一致,基本垂直于回波带,穿过回波最强区域)
(a) J 为低空激流轴, A 为锋面上线状对流, B 为下沉气流, C 冷锋锋面附近的下沉气流, D 为锋面附近暖湿上升气流, E 为地面锋面位置)

Fig. 7 simulated vertical analysis of streamlines and the Conceptual model of airflow characteristics around a cold front

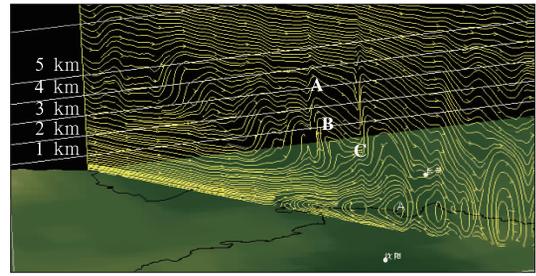
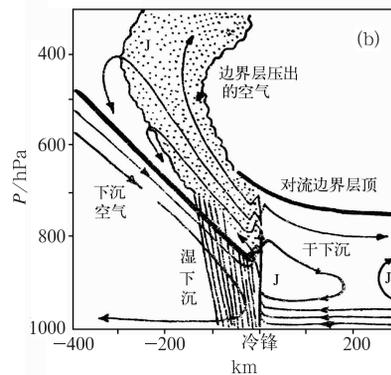


图 6 数值模拟结果 2006 年 10 月 16 日 10 时 15 分的垂直流线剖面图
(剖面方向与系统移向基本一致,基本垂直于回波带,穿过回波最强区域)

Fig. 6 Simulated vertical analysis of streamlines at 10:15 BT 16 October 2006

在图 7 上我们可以看到,模拟的流场与冷锋附近次级环流的概念模型有着较高的相似,在低层 850 hPa 的水平剖面图上能够看到,在冷锋前部存在一支低空急流,低空急流中心位于 850 hPa 附近,在冷锋锋面之上,在急流的上游有较强的上升运动,对应在地面冷锋的上空发展的线状对流带,在对流带的前方有一支向前、向下气流,在模拟的流场中,概念模型中的各支气流以及低空急流得到较好的体现。而在对流带前方的向前、向下的气流的存在也进一步得到了印证。冷锋对流带之前的另一条对流的发生,表现在当冷锋对流带前部向前、向下的气流



与山地附近环流的上升支在空中发生辐合后,造成较强的上升运动,从而触发另一条对流带的生成。

随着对流的加强,冷锋对流带中上部向前下方的下沉速度也达到了 $-0.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。此时,刚好在

中层同山坡风环流的上升支相遇,通常发生在以地面为边界层的对流系统相互作用,在本例中,相互作用发生在空中,冷锋雷暴的外流相当于在空中遇到了边界层。下沉气流的运动方向被改变,导致在一个狭窄区域内,产生较强的辐合上升,该区域的最大上升速度在 15 分钟内由此前的 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 急剧上升为 $8.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,当日早 08 时在沈阳站的 $T\text{-ln}P$ 图上(图略)可以看到当时的自由对流高度为 570 hPa,辐合上升气流被急剧抬升到自由对流高度以上,强烈的上升运动作为触发机制,使对流开始发生。

在上升速度最强的区域开始形成新的对流带,由于移动方向前部的垂直环流上升支与上游对流下沉气流的强度都很强,导致两支气流合并后在很小的空间范围内急剧上升,由两支气流辐合上升造成的对流带很狭窄,组织很紧密。从 11 时以后,两条平行对流回波的形势开始呈现。两条平行的对流回波形成后,保持同样的移动速度,在东移的过程中强度继续增强,回波范围进一步扩大,至 12:50 左右,两条回波的强度达到最强盛时期(图 8),前面一条对流带已经运动到山脉前的垂直环流上方,此时整个系统的垂直环流形势,同两条平行对流带出现时没有明显差异,但两条对流带上垂直速度已经有了显著变化,前面一条对流带上的垂直速度继续加强,上升运动的核心最大上升速度达到 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右,而后面一条对流带最大上升运动速度只是在 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右,其后,垂直环流开始有了显著变化。

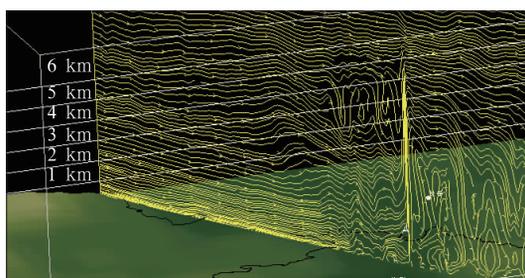


图 8 数值模拟结果 2006 年 10 月 16 日 12 时 45 分的垂直流线剖面图(剖面方向与系统移向基本一致,基本垂直于回波带,穿过回波最强区域)

Fig. 8 Simulated vertical analysis of streamlines at 12:45 BT 16 October 2006

山地附近环流被激发出的对流云带,其上升气流已与下方垂直环流上升支重合,其前方外流的下

沉气流与原环流的下沉气流重合,与原来环流相比已经显著加强,与对流系统结合为一体的垂直环流,从尺度和强度上都远超过原来的环流。而位于后面的对流云带,明显减弱,范围急剧缩小。剖面上,可以看到为上游对流云带提供暖湿上升空气的气流,逐渐减弱消失,底层辐合减弱,在雷达图上,可以看到回波开始破裂,减弱。

两条对流云带的维持发展显示了整个天气系统高度的有组织性,两条云带之间有明显的相互影响、相互作用。首先是迎风坡前的垂直环流的阻挡,加强了冷锋前部的暖湿输送,为冷锋附近的对流提供了足够的暖湿空气,冷锋附近的对流发展起来之后,其对流结构中的外流气流与垂直环流的上升支交汇,产生强烈的辐合上升运动,激发了前面的对流带,前面狭窄的对流带的进一步发展,减弱了冷锋对流带的水汽供应,导致冷锋对流带的消亡。

5 结 语

(1) 利用高分辨率中尺度数值模式 WRF 对 2006 年 10 月 16 日东北地区的平行雷暴回波进行模拟,模拟的降水和对流回波与实测基本一致,准确地解析了这次过程的时空结构。对于分析两条中尺度回波结构的发生、发展及相互作用具有非常高的参考价值。

(2) 第一条冷锋回波前部的下沉气流和山地附近的垂直环流之间的相互作用导致了第二条雷暴回波的产生。

(3) 两个系统的相互作用表现在:下沉气流和上升气流的相遇导致的强辐合在很窄的区域造成了强烈的上升作用,从而激发了第二条回波的产生。

(4) 由于长白山的特殊地形,经常会出现山前的垂直环流。在制作预报时,尤其是存在潜势不稳定条件的天气背景下,找到可能激发出更强上升气流的影响因素对于预报该地区强对流天气的有很大帮助。

(5) 两个系统的相互作用发生在大约 2 km 以上,所以其辐合在地面观测中的反映可能会不明显。因此利用数值模拟则可以很好地预测这种天气的出现。

参 考 文 献

- mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. I: A case study of a cold front [J]. *J Atmos Sci*, 1980, 37:568-596.
- [2] Yoshi Ogura and Diane Portis. Structure of the cold front observed in SESAME-AVE III and its comparison with the Hoskin-Bretherton frontogenesis Model[J]. *J Atmos Sci*, 1982, 39:2773-2792.
- [3] 丁一汇. 高等天气学[M]. 北京:气象出版社, 1991:149-153.
- [4] 巴德 M J, 福布斯 G S, 格兰特 J R, 等. 卫星与雷达图像在天气预报中的应用[M]. 北京:科学出版社, 1998:301-306.
- [5] 李子良. 地形降水试验和背风回流降水机制[J]. *气象*, 2006, 32(5):11-15.
- [6] 王晓明, 谢静芳. 东北地形对强对流天气影响的分析[J]. *地理科学*, 1994, 14(4):347-354.
- [7] 马树庆. 长白山坡地方位对雨量分布的影响[J]. *地理科学*, 1989, 9(3):252-258.
- [8] 谈哲敏, 伍荣生. 边界层锋面结构动力学, 2003, 南京大学博士学位论文.
- [9] 姜学恭, 孙永刚, 沈建国. 一次东北冷涡暴雨过程的数值模拟试验[J]. *气象*, 2001, 27(1):25-30.
- [10] 尹洁, 吴静, 曹晓岗, 等. 一次冷锋南侧对流性暴雨诊断分析[J]. *气象*, 2009, 35(11):39-47.
- [11] 吕江津, 刘一玮, 王彦. 用多普勒雷达对三次强对流天气的短时预报对比分析[J]. *气象*, 2009, 35(1):48-54.
- [12] 于翥, 姚展予. 一次积层混合云降水实例的数值模拟分析[J]. *气象*, 2009, 35(12):3-11.
- [13] 梁爱民, 张庆红, 申红喜, 等. 北京地区雷暴大风预报研究[J]. *气象*, 2006, 32(11):73-80.
- [14] 王洪庆, 张焱, 陶祖钰, 等. 五维大型数据集计算的可视化[J]. *自然科学进展*, 1998, 8(6):742-747.
- [15] 孙贞, 高荣珍, 张进, 等. 青岛地区 8 月一次海风环流实例分析和 WRF 模拟[J]. *气象*, 2009, 35(8):76-84.