

分类号_____

密级_____

UDC _____

编号_____

中国科学院研究生院

硕士学位论文

2009年6月两次造成地面大风的飊线的结构特征对比研究

梁建宇

指导教师 孙建华 研究员

中国科学院大气物理研究所

申请学位级别 硕士 学科专业名称 气象学

论文提交日期 2011年4月 论文答辩日期 2011年5月

培养单位 中国科学院大气物理研究所

学位授予单位 中国科学院研究生院

答辩委员会主席 高守亭

中国科学院研究生院

硕士学位论文

2009年6月两次造成地面大风的飑线的结构特征对比研究

The comparison of organization characteristics of two squall lines producing
surface damaging wind in June, 2009

梁建宇

指导教师 孙建华 研究员

中国科学院大气物理研究所

申请学位级别 硕士 学科专业名称 气象学

论文提交日期 2011年4月 论文答辩日期 2011年5月

培养单位 中国科学院大气物理研究所

学位授予单位 中国科学院研究生院

答辩委员会主席 高守亭

中国科学院大气物理研究所

学位论文原创性声明

本人郑重声明： 所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本人完全意识到本声明的法律结果由本人承担。

学位论文作者签名： 梁建宇

日期： 2011 年 4 月 21 日

摘 要

本文对 2009 年 6 月的 2 次产生地面大风的飊线过程进行了研究, 2 次过程都发生在东北冷涡的背景下, 冷涡为系统的发展提供了有利的动力和热力条件。第一次过程中的灾害性大风主要由“人”字形系统的左半支造成, 它更像经典飊线, 有明显的雷暴高压, 冷池, 层状云等特征。系统的右半支发展也比较强烈, 但是没有明显的飊线特征。本文利用观测资料初步解释了“人”字形回波的左右半支形成的原因。左半支在发展阶段形成了冷池, 冷池对系统的发展有正反馈的作用, 冷空气产生的负涡度与环境风产生的正涡度的平衡有利于左半支的发展。雷暴高压, 冷池, 大风等集中在左半支后部, 这与层状云的存在是有联系的。层状云下部的尾部入流及下沉气流可以加强冷池, 间接或直接的加强大风。而右半支是在暖切变导致的辐合下产生的, 与左半支明显不同。左右两支的产生及维持机制的不同造成了不同的天气现象及气象要素。第 2 次过程是比较经典的弓形回波。第一次过程和第二次过程中的系统有许多共同点, 如都有雷暴高压, 冷池, 层状云, 随着系统的发展, 层状云的区域都会偏向于对流线的西北部, 大风区域会逐渐往南发展等。

利用高分辨率的模拟资料分析了第一次过程“人”字形系统的结构特征和地面大风产生的机制: 系统的左半分支在发展阶段和成熟阶段的后部入流和下沉气流比较强烈, 后部的层状云和入流是地面大风形成的重要原因, 而左、右半分支的气流结构和云层分布的不同可能是导致两者强弱差别的主因; 成熟阶段垂直于飊线系统主要有三股气流, 包括从飊线前部向后的入流和入流, 以及前部的低层入流到高层出流; 飊线发展的时候地面上的大风区域会逐渐往南偏移; 当雷暴高压和冷池的移动速度快于系统的移动, 系统就会逐渐减弱消亡。

关键词: 大风, “人”字形系统, 飊线, 层状云

Abstract

Liang Jianyu (Meteorology)

Directed by Professor Sun Jianhua

This thesis focuses on two squall line cases which were related to the surface damaging wind in June, 2009. Both cases occurred when the northeast cold vortex controlled over the northeast China, which provided both thermodynamics and dynamics condition for the development of convections. The damaging surface wind in the first case (June 4) was caused by the left branch of the occlusion type system. The left branch exhibits the similarities of classical squall line with meso-high, cool pool, stratiform cloud. While the intensity of the right branch of the system maybe high, it did not have such characteristics of squall line. The cold pool, which provides positive feedback for the developing of the system, was created near the left branch in the developing stage. The balance between the negative vorticity which was created by the cool pool and the warm air in front of it, and the positive vorticity produced by the vertical wind shear in the environment is beneficial for the development of the left branch. The meso-high, cold pool and high wind concentrate behind the left branch. Stratiform cloud may be responsible for creation of cold pool and high wind. The downward motion and rear inflow beneath the stratiform region can intensify the cold pool and thus intensify the high wind directly or indirectly. The right branch of the system produced by the warm wind shear, which quite differ from the left branch. The difference of formation and development mechanism in between these two branches induce to different weather in these two branches. The second case is a classical bow echo one. There are several similarities between systems in these two cases. For instance, they both have meso-high, cold pool and stratiform region which moves towards the north-west as the system develop. Finally, the surface damaging wind moves to the south along with the system development.

High-resolution model outputs reveal the organization of the squall line and the mechanism for surface damaging wind in the first case. The rear inflow and

downward motion in the left branch are intense during developing and mature stage. Stratiform cloud and rear inflows are very important for the creation of the surface damaging wind. The differences of flow structure and cloud distribution in between the two branches may lead to different intensity between them. In the mature stage, there are three major air flows within the cross section of the left branch, including front-to-rear inflow in front of the squall line, rear-to-front inflow in the middle layer and inflow in the lower layer which change to outflow in high layer. The region which was occupied by gust of wind will move towards south as the squall line developed. The system began die out when the moving speed of the cold high pressure faster than the system.

Keywords: high wind, occlusion type, squall line, stratiform region

目录

第一章 绪论	1
1.1 引言	1
1.2 相关研究回顾	2
1.3 本文研究的主要目的, 资料和研究方法及创新点	11
1.3.1 研究目的	11
1.3.2 资料和方法	11
1.3.3 本文的创新点	12
第二章 2009年6月3日过程环流背景和观测分析	13
2.1 6月3日强对流系统发生的环境条件	13
2.2 本次飏线过程触发原因	16
2.3 飏线的发展过程分析	19
2.4 “人”字形系统左, 右两半分支的不同特点	24
2.5 系统产生的地面大风	29
第三章 2009年6月14日过程的环流背景和观测分析	31
3.1 6月14日飏线发生的环境条件	31
3.2 两次过程的大尺度背景对比	35
3.3 本次飏线过程触发原因	36
3.4 飏线的发展过程分析	37
3.5 第二次过程总结	44
3.6 6月两次过程的中尺度分析的比较	45
第四章 6月3日飏线过程的数值模拟	47
4.1 数值模拟的目的	47
4.2 模式方案	47
4.3 模拟飏线的演变过程及结构分析	47
4.4 模拟的系统的演变过程总结及系统的发展与地面大风的关系	54
4.5 飏线成熟阶段的三维结构流场分析	74
4.6 飏线成熟阶段概念模型	77
第五章 结论和讨论	79
5.1 结论	79
5.2 讨论	81
参考文献	83

注:

- 1) 本论文中, 为了理解方便, 所研究的例子中的“左”, “右”等均为读者正面对纸张方向的时候所认为的“左”, “右”。特殊说明除外。
- 2) 所采用的时间均为北京时 (LST)。
- 3) 全风向杠代表风速为 5m/s。

第一章 绪论

1.1 引言

强烈的大风会给人们的生活及生产带来灾难性的影响。2009年6月有两次显著的大风过程。第一次过程发生在03~04日，第二次过程发生在14日。它们都分别造成了较为严重的损失。通常来说，导致地面大风的原因很多，其中中尺度强对流系统是常见的产生大风的天气系统之一。而本文要研究的两次大风过程，正是由这种系统所产生的。关于强对流系统的研究，在美国开展的比较早。原因是，在美国，这类系统比较普遍，而且发展强烈。龙卷风经常在美国的中部出现。来自于美国南部的墨西哥湾的暖湿空气以及来自于东太平洋的越过落基山脉的干空气的共同作用导致了美国中部及一些地区强对流非常频繁。在中国，龙卷风发生的频率不高，不过其他类型的强对流系统还是会经常发生。河南发生强对流的次数也比较多，而碰巧的是，河南省所处地区的纬度范围与美国俄何拉荷马州的纬度范围差不多。这样，可以通过研究这两个地区的不同对流系统，然后做对比，不仅对提升科学认识还是指导预报，都是非常有意义的。

对于强对流系统的预报是非常困难的，在美国，他们有投入业务的数值预报产品，有相对完善的观测网，尤其是雷达的观测，对强对流的预警非常有用。基于雷达资料，有很多的算法可以对未来系统的发展与移动做出预报。但是尽管这样，对这类系统的预报还是比较困难。首先，这类系统的发生机制还不是很明确，不同的例子可能有不同的原因。再次，这类系统的非线性作用非常强，尺度比较小，数值模式不能都保证做出准确的时间和地点的预报。最后，预报人员的经验也起着重要的作用，但是，因为这类系统的发生是一个小概率事件，根据以往的统计经验在特定的例子中不一定有效。所以说，我们对这类系统的认识还需提高。国外很早就意识到这一点，他们不断的完善观测，尤其是雷达网的布设，对这类系统还进行了统计分析以及外场观测。大量的科研人员参与到这一行业中。他们还结合了数值模式，与观测资料的分析一起，揭示强对流系统的结构和发生发展的本质特征。相比之下，国内对于这类系统的研究比较有限。首先是观测资料的时间和空间分辨率都不高。目前我国也有多普勒雷达的全国布网，在将来的强对流研究中可发挥较大的作用。由于观测资料的不足也造成个例的数值模拟比

较困难。在业务领域,由于研究的不足,使我国的业务中尺度分析也不是很完善。因此,这类系统的预报比较困难。因此,我们还要不断的探索,提高对这类系统的科学认识以及提高预报的能力。发生在2009年6月的两次强对流正是很好的研究例子。第一个例子(6月3~4日)中的大风冰雹灾害造成商丘、开封、济源3市较大人员伤亡和财产损失。第二个例子(6月14日)中,灾害造成10个县(市、区)的部分农作物受灾,房屋、树木受损严重。本文试图利用观测资料和数值模式,加深发生在我国的这类系统的认识。

1.2 相关研究回顾

国外很早就对这类系统有很详细的研究,国内近年也有一些研究工作,本节以国内外文献为基础,对与这类系统相关的一些内容进行总结,随后提出本文作者的进一步工作。

MCS 是造成强天气现象的一类系统的总称,它包括 MCCs, 飏线, 弓形回波系统, derecho 等。MCCs 在红外卫星图上表现为准涡旋,持续时间长的系统(Maddox, 1980)。飏线是狭窄的活跃雷暴带(Huschke, 1959; Wakimoto, 1982)。弓形回波系统是在雷达回波上表现为弯曲的对流线的飏线系统(Fujita, 1978)。Derecho 是造成大风的强对流系统(Johns 和 Hirt, 1987, Loehrer 和 Johnson, 1985)。当然,这些分类并不是完全不相关的,有时候不同类别之间会重叠。例如,在美国的北部平原,弓形回波经常与大风联系起来(Klimowski 和 Bunkers, 2002),从这个意义上来说,弓形回波也是 derecho。而且一些 MCS 在形成的早期具有飏线的形态,到了后期转变为弓形回波。

一般来说, MCS 具有一些共同的特征:(1)系统前低压:它的形成是系统前的下沉气流增温的结果(Hoxit 等, 1976)。(2)中尺度高压(雷暴高压):是由下降的水滴的蒸发导致的。高压鼻和大风都是大风锋的特征,但 Wakimoto(1982)发现在它们被测站观测到之前,有一种被称作非静力平衡的气压的上升,这是由暖空气和冷空气的交汇导致的,这种气压的上升还导致了风速的增大。大风锋经常和气压的突然升高,温度骤降,强降水联系起来。通过对地面自动气象站的资料的研究,可以知道各个气象要素变化的先后顺序(Charba, 1974; Wakimoto, 1982)。这些顺序依次为:气压升高,风向的转变,风速的增

大, 气温下降, 降水。(3) 尾流低压: 往往出现在层状云的后部。两个因素导致了它的形成, 一个是蒸发和升华的微物理作用, 另外一个重力波的驱动 (Leary 和 Houze, 1979b)。中尺度的下沉气流导致了绝热增温, 根据静力平衡, 气压会降低, 因此尾流低压就形成了。通常, 干热的层次会位于尾流低压的上部 (Williams, 1963; Zipser, 1977; Johnson 和 Hamilton, 1988)。

MCS 通常还包括层状云。不同的研究者对层状云有不同的定义, 其中, Johnson 和 Hamilton (1988) 提到 5 分钟内降水量在 0.5 mm 或以下的云系为层状云。层状云和对流云的降水量是截然不同的, 对流云降水达到 10~100mm/h, 而层状云的降水只有 1~10mm/h (Leary 和 Houze, 1989b)。在雷达回波图上, 还有过渡区域的存在。过渡区域往往位于在雷达上表现为强回波反射率的对流线的后部 (Smull 和 Houze, 1985; Leary 和 Rappaport, 1986; Chong 等, 1986; Rutledge, 1988)。因为过渡区域的反射率比较小, 因此也被称为回波槽。层状云还具有一些特征, 如尾部入流, 下部的下沉气流。关于层状云下部的下沉气流: 融化层以下的蒸发对平均降水量变化的贡献超过四分之一, 因此, 蒸发对砧状云下部的中尺度下沉气流的形成和维持有贡献, 融化同样起着类似的作用 (Zipser 1969, 1977; Leary 和 Houze, 1979a; Brown, 1979)。在层状云的后部, 也存在着下沉气流, 但是与层状云正下部的有所区别。这个气流是不饱和下沉的。这个部位的探空可以发现葱头形的探空图 (Zipser, 1969, 1977; Leary 和 Rappaport, 1986; Johnson 和 Hamilton, 1988)。由下沉气流导致的干热层一般到达不了地面。因为降水的蒸发降温作用不足以抵消干空气绝热下沉的增温, 于是近地面就会出现热低压。也就是说, 降水量的大小对这个中尺度低压的形成是很关键的。Gallus (1996) 利用二维数值模式验证了层状云后部地面上的尾流低压会在降水的消散阶段出现。因此, 尾流低压往往在系统的成熟, 消散阶段出现。

虽然尾部入流通常存在于层状云的下部, 但是尾部入流作为一种在强对流系统中比较普遍的现象, 也会在层状云不存在的情况下出现。尾部入流可以出现在雷暴的后期 (Smull 和 Houze, 1985, 1987b), 也可以出现在大范围层状云的形成之前 (Rutledge, 1988)。在有些飚线中它可能很明显, 而在其他一些例子中, 它可能不存在 (Houze, 1987)。但是, 破坏性的下击暴流往往与强烈的尾部入流相联系 (Fujita, 1978)。“弱回波通道” 存在于弓形回波的后部意味着下沉气流和

入流的存在(Przybylinski 和 Gery, 1983; Smull 和 Houze, 1985)。尾部入流的触发机制主要是飑线前沿对流的强迫,尾部层状云的微物理过程也起作用(Braun 和 Houze, 1997; Klimowski, 1994)。有几个因素会加强尾部入流: 1) 强烈的西风会输送大的动量, 这样有利于尾部入流的加强(Brandes, 1989, Weisman, 2001; Zhang 和 Gao, 1989); 2) MCV 的涡旋中心南部的西风分量同样也会加强尾部入流(Brandes, 1989); 3) 蒸发导致的负浮力也会触发和增强尾部入流(Brandes, 1989)。尾部入流和下沉气流通常可以看做是一个整体, 从这个意义上来说, 尾部入流是中尺度下沉气流的一个分支(Brandes, 1989)。中尺度下沉气流的强度往往是由尾部入流的强度和干燥的程度决定的(Rutledge, 1988)。尾部入流和下沉气流对于中尺度对流系统的发生发展是非常重要的, 强烈的尾部入流和破坏性的下击暴流是联系在一起的(Fujita, 1978)。它们对中尺度高压, 弓形回波, 尾流低压的形成有着重要的作用。尾部入流的下沉并向对流线后部的俯冲对中尺度高压和尾流低压的形成有重要作用(Fovell 和 Ogura, 1989; Zhang 和 Gao, 1989; Koch 等, 1988)。

研究者对 MCS 的发展过程也进行了研究。首先, 基于地面气象要素, MCS 的演变可以划分为几个阶段。不同的研究者有不同的划分, Fujita (1963) 的工作最有代表性。1) 开始阶段: 一个小的中尺度高压的形成; 2) 发展阶段: 系统的水平尺度扩大为 150km 以上, 但是中尺度低压还没出现在系统的内部; 3) 成熟阶段: 降水达到最大强度, 中尺度低压在降水的后部形成; 4) 消散阶段: 尾流低压的气压降到最低, 降水减弱。可以看到, Fujita 的划分是以中尺度低压, 即尾流低压的演变为标准来划分对流系统的生命史的, 不过还可以结合层状云的变化来划分阶段(Johnson 和 Hamilton, 1988; Loehrer 和 Johnson, 1994)。层状云范围达到最大表明系统达到了成熟阶段。不同阶段之间的界限并不是严格的, 例如, 消散阶段可能在系统发展到最旺盛的时候就已经开始了(Brandes, 1989)。其次, 也有的研究者对一天之内 MCS 的生命过程进行了研究。例如, MCS 经常出现在下午, 在傍晚时分发展并在随后到达成熟阶段, 在晚上一直持续(Cunning, 1986; Loehrer 和 Johnson, 1994; Klimowski 和 Bunkers, 2002)。

为了加强对 MCS 的了解, 对它们进行分类是非常必要的, 这样可以加深对它们的特征以及本质的了解。根据 Maddox 在 1980 年提出的定义, MCC 的生命

史的演变过程可以通过卫星观测来了解 (Maddox, 1980, 1983; Leary 和 Rappaport, 1986; McAnelly 和 Cotton, 1986; Cotton 等, 1989)。其他的观测资料也有助于实现这个目标。但是 MCS 的云顶形状千变万化, 有时候很难去研究。这个问题可以通过引进雷达观测解决, 这样就可以深入到所研究系统的内部。通常来说, 通过对雷达资料的研究, MCS 的演变可以分类为几种类型。尽管在演变过程中, 系统会有时候会从一种类型转变成另外一种类型, 通常一种主要的类型会占主导, 与其他 MCS 的类型有明显的区别。气象学者有两种方法可以决定 MCS 在整个演变过程中呈现的主要形态。一种是从气候的角度, 研究一段较长时期内, 如几年或十几年之间发生的 MCS。另外一种方法是进行专门的科学试验。1) 从气候的角度来说, 基于对 MCS 在雷达图上显示的各种各样的形状, 可以对在一段时期内发生的 MCS 的模式进行研究。基于美国国家强风暴实验室 (NSSL) 的雷达的 11 年的反射率资料, 飑线能够被划分为四种类型: 断线型, 后部建立型, 断面型, 合并型 (Bluestein 和 Jain, 1985) (图 1.1)。Bluestein 等在 1987 年又对 45 个较弱的对流线做了类似的研究。它发现每种类型的数量占总数的比例大致与他们之前的研究结果相同。他们主要对 MCS 的形成阶段进行研究。通过对发生在俄何拉荷马州的春季的 MCS 的研究, Houze 等在 1990 年提出了两种主要的类型。这是概念模型, 即基于层状云区域和对流云区域的相对位置来划分, 分为对称型和非对称型 (图 1.2)。2) 对 MCS 类型的划分还可以通过科学试验来进行。尤其是 1985 年 5 月到 6 月的俄何拉荷马-堪萨斯风暴地区试验 (OK PRE-STORM), 很多研究都使用了这个试验的数据 (具体的细节可以参考 Cunniff, 1996)。与较长时间的数据不同, 这些试验着重于相对短的时间段以及感兴趣的地区。但是, 由于这些试验能够取得较高分辨率的资料, 因此, MCS 各方面的特征可以被揭示出来, 一些类型也同样的被发现了。与这次试验相关的一些文章包括: Blanchard (1990), Loehrer 和 Johnson (1995)。Blanchard (1990) 把 MCS 分类成 3 种类型: 线性型, 锢囚型, 无规则型 (图 1.3)。MCS 在演变成非对称型的过程中, 有四种类型: 无组织型, 后部建立型, 线性型, 交叉型。

BROKEN LINE (14 Cases)			
BACK BUILDING (13 Cases)			
BROKEN AREAL (8 Cases)			
EMBEDDED AREAL (5 Cases)			
	$t=0$	$t=\Delta t$	$t=2\Delta t$

图 1.1 Bluestein 和 Jain (1985) 总结的飊线形成阶段的类型

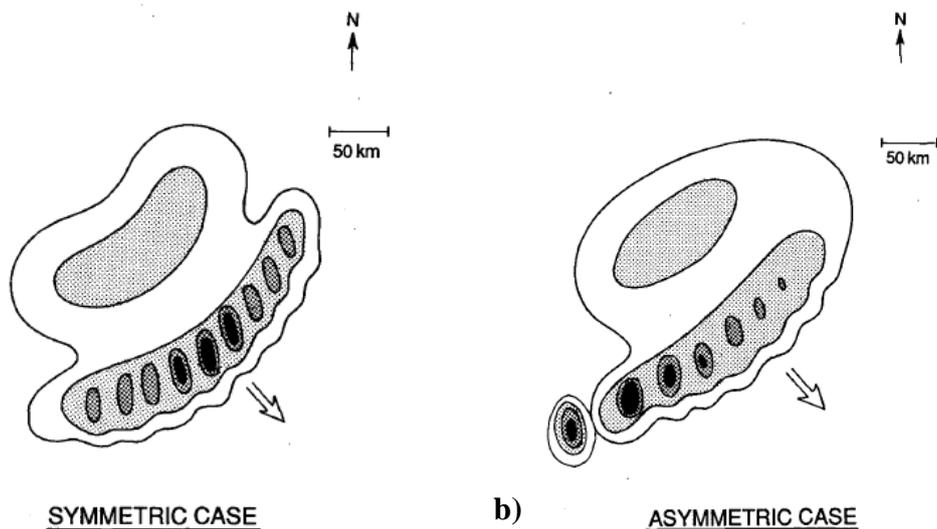


图 1.2 Houze 等 (1990) 提出的具有对流云区和层状云区的中尺度降水系统的概念图。

a) 对称型, b) 非对称型

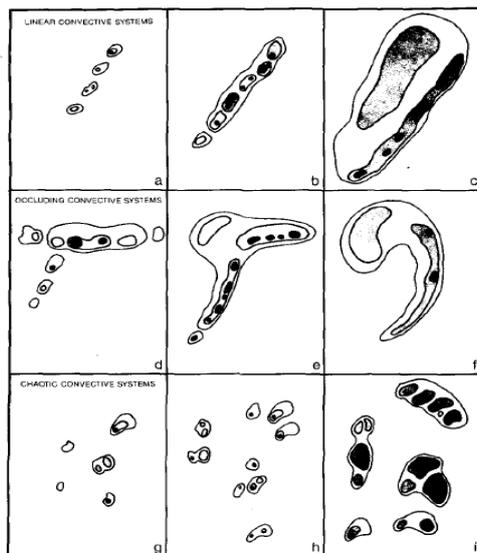


图 1.3 Blanchard(1990)提出的在 PRE-STORM 试验中的对流系统发展的三种形态。a, b, c 为线状对流系统的发展, d, e, f 为锢囚型对流系统的发展, g, h, i 为无规则型系统的发展。

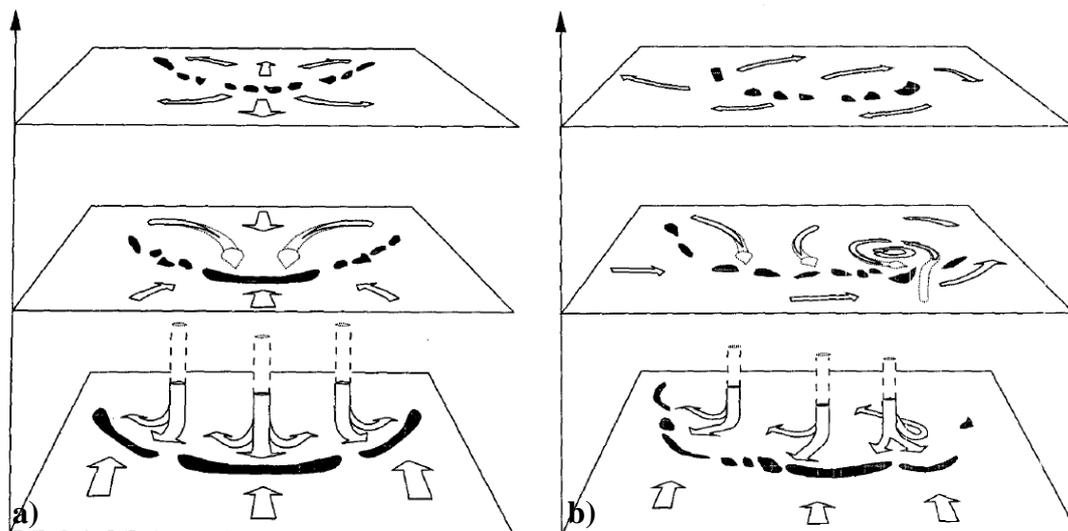


图 1.4 Skamarock 等(1994)提出的成熟阶段的 MCS 的概念模型图。黑色粗线代表对流区, 箭头代表相对系统的气流。a) 不考虑科氏力的情况; b) 考虑科氏力的情况

关于 MCS 如何形成的, 有很多的研究者作了探索。形成的机制比较复杂, 不同的过程也许会有不同的原因。例如: 1) 在强不稳定环境中形成的飚线可以由以前的飚锋触发的(Klimowski, 1994)。2) 系统的合并也可以是原因之一, 因为不同的系统往往有不同的移动速度, 对流系统可以合并。合并的结果是强度加强和范围的扩大, 有时候还因此出现了弓形回波这类强系统(Klimowski 和

Bunkers, 2002)。3) 辐合对雷暴的形成和发展也起作用(Koch 和 Ray, 1997; Wilson 和 Roberts, 2005; Wilson 和 Schreiber, 1986)。辐合的区域可以通过对雷达, 卫星, 高分辨率的地面资料来识别出来。这样, 有助于决定对流系统发生的时间和地点(Wilson 和 Schreiber, 1986; Koch 和 Ray, 1997)。产生辐合的系统包括: 雷暴的出流边界, 海风锋, 深厚的天气尺度的锋, 锋前低压, 浅薄的锋, 静止或移动的来源不明的边界层辐合(Koch 和 Ray, 1997)。根据辐合发生的地点, 辐合触发有两种类型: 经常发生在下午和傍晚的地面的辐合; 经常发生在晚上的地面上空的辐合(Wilson 和 Roberts, 2005)。前者和大风锋, 天气尺度的锋有联系, 后者则能够在 900 到 600hPa 的层次上被观测到。

研究 MCS 形成的目的之一就是要对它进行预报。早期的工作有: 基于探空资料对最大对流能量的估计(Fawbush 和 Miller, 1954; Foster, 1958)。中层径向辐合(MARC)信号会在破坏性大风发生前的 10 到 30 分钟内出现(Schmocker 等, 1996)。一些文章提到可以结合大气上层识别出来的动力形态以及从探空识别出来的热力形势(尤其是温度和湿度的平流)进行预报。Foster(1964)提出了垂直运动和潜在的不稳定环境对强对流系统发生的影响。Maddox 和 Doswell(1981)建议: 如果大气上层的涡度平流和气压槽相对比较弱的话, 预报人员应该把注意力从对 500 hPa 的关注转移到对中下层的温度平流的关注上, 这样做对有组织的, 强烈的对流系统的预报是很有意义的。John 和 Hirt(1987)提出基于天气模态和不稳定参数的预报方法。总的来说, 产生强烈的, 有组织的对流系统的环境有相似之处(Maddox, 1983; Loehrer 和 Johnson, 1995)。在这里重点介绍一种预报思路, 即通过对背景场的形态进行分类来指导预报。把天气形势划分为动力模态和热力模态并对预报进行指导这种方法有它的合理性。这点不仅可以从一些例子分析(Maddox 和 Doswell, 1981), 外场观测(Loehrer 和 Johnson, 1995)得到证明。一些研究把重点放在 derecho 产生的气候背景上(Johns 和 Hirt, 1987; Bentley 和 Mote, 1998; Evans 和 Doswell, 2001; Wyss 和 Emanuel, 1987)。1) 动力模态: 中上层的强的快速移动的低压导致的强烈的抬升触发作用, 这种模态有可能出现在全年中的任何时刻。2) 热力模态经常和高空的弱的触发, 环境场的强烈不稳定联系在一起。它通常出现在静止的天气系统中的热力边界上。与热力模态有关的 derecho 经常出现在暖季(五月到八月)

(Johns 和 Hirt, 1987; Weisman, 1993)。这两种形态并不是完全独立的, 它们的出现有时候是有联系的。与热力模态联系在一起的不稳定和与动力模态联系在一起的风切变, 它们的出现有负相关的关系 (Rasmussen 和 Wilhelmson, 1983; Turcotte 和 Vigneux, 1987; Johns 等, 1993; Evans 和 Doswell, 2001)。因此, 预报员可以制作一些表格来指导预报 (Johns 和 Hirt, 1987)。

弓形回波的研究在中小尺度气象学中是非常重要的。Fujita (1978) 提出, 下击暴流是由两种雷达回波造成的。其中一个为钩状回波, 另一个就是弓形回波。有很多研究者去研究和移动距离长的破坏性质的大风和龙卷风联系在一起的弓形回波 (Klimowski 和 Bunkers, 2002; Weisman, 2000)。实际上, 有很大一部分的强风是由组织起来的对流系统而不是单个孤立的系统产生的 (Klimowski 和 Bunkers, 2002)。关于回波为什么会形成弓形, Fujita 在 1978 年提出中层强烈的尾部入流导致对流系统中部的对流单体的快速移动, 从而形成了弓形。Smull 和 Houze 在 1985 利用多普勒雷达也证明了这个观点。Fujita 在 1978 经过对观测资料的分析后提出, 弓形回波是下击暴流开始的前兆。他在 1979 年通过对双多普勒雷达的观测, 进一步提出, 下击暴流是弓形回波产生的原因。因为层状云下部干冷的下沉气流向对飑线的冲击, 对下击暴流的加强有贡献, 因此, 飑线的尾部入流对弓形回波的形成也有重要作用。但是, 弓形回波起初并没有出现在气象词汇里。通常的, derecho 是产生沿线的大风一类的对流系统的名称 (Hinrichs, 1888; Johns 和 Hirt, 1987)。Nolen (1959) 意识到龙卷风与雷达回波图上的 line-echo-wave (LEWP) 类型的关系。Hamilton 在 1970 进一步意识到 LEWP 和另一类重要的天气现象—“直线”风 ((straight-line wind) 区别于涡旋系统如龙卷的旋转性大风) 的联系。这种风可以进一步分类为下击暴流和大风 (Fujita 和 Wakimoto, 1981)。Fujita 和 Wakimoto 在 1981 年定义下击暴流的尺度是从微尺度 β 到中尺度 α 。下击暴流带为包括了两个或以上下击暴流的破坏性质的区域。对 derecho 事件的识别可基于 Fujita 和 Wakimoto 在 1981 对下击暴流带的定义 (Johns 和 Hirt, 1987)。经过 Fujita 的仔细观测和研究, “弓形回波”这个词才变成在中尺度研究中的热门词汇。derecho 可以被定义为与持续的, 大范围的大风联系起来的强弓形回波。另外, 在赤道地区也发现了弓形回波 (Jorgensen 等, 1997; Businger 等, 1998)。弓形回波具有一些

特征。Fujita (1978) 利用有限的资料提出了弓形回波的概念模型。随后的研究者多普勒雷达的协助下对弓形回波的一系列特征进行了研究。Przybylinske 和 Gerry (1983), Przybylinske 和 Decaire (1985) 关注雷达反射率的梯度并且提出了“弱回波通道”的概念。“入流缺口”(RINs)把尾部入流和弱回波通道的概念结合起来(Wilson, 1980; Smull 和 Houze, 1985, 1987; Burgess 和 Smull, 1990; Przybylinski, 1995)。RINs 能够被用来识别出哪里下击暴流是最强的(Przybylinski 1995)。弓状回波的左边(沿着系统的移动方向)部分的气旋式的旋转经常会在雷达回波图上转变成旋转的头部(Fujita, 1978)。MCV 可能对逗点状的雷达回波有贡献(Brandes, 1990; Johnson 和 Bartels, 1991)。MCS 会经常由对称结构演变成为不对称的结构(Loehrer 和 Johnson, 1995; Scott 和 Rutledge, 1995)。原因可能是科氏力的作用(Skamarock 等, 1994; Weisman 和 Davis, 1998)。利用数值模式, 他们进行了敏感性试验, 发现没有科氏力的话, 系统会最终演变成对称的结构, 但是考虑到科氏力之后, 系统的较强部分逐渐往南部移动并增强(图 1.4), 而北部则出现了 MCV。既然能够产生强风的弓形回波是这么重要, 如何预报它的出现就成为了众多研究者的目的。不仅通过对弓形回波自身的发生条件的研究有助于预报弓形回波, 而且因为弓形回波属于 MCS 的一种, 任何预报这一大类系统的方法都应该有助于对弓形回波出现的时间和地点的预报。因此, 前面提到的对强对流系统的预报也适用于对弓形回波的预报。

有一类回波在雷达回波反射率图上表现为“人”字形。前人关于这类系统的描述比较少, 在文献里一般称为锢囚型。通过对雷达回波的演变, 由 Blanchard (1991) 定义的中尺度锢囚类型比较容易识别出来, 即两个雷达回波带交叉并且一起移动。一些中尺度锢囚具有和天气尺度的锢囚锋(人们更多的发现及研究天气尺度的锢囚锋)类似的特征(Fortune 等, 1992; Smull 和 Augustine, 1992; Augustine 和 Howard, 1988; Leary 和 Rappaport, 1986)。因此, 在研究中尺度锢囚之前, 回顾一下天气尺度中的锢囚锋是很有意义的, 便于对比它们。Bjerknes 和 Solberg (1922) 提出了气旋发展和锢囚的概念模型, 从那以后, 其他与它们所提出的概念模型不一样的锢囚锋被研究者们陆续发现。Schultz 和 Mass (1992) 对锢囚进行了较为详细的总结。关于中尺度中的锢囚, 一些研究表明东北方向上的雷达分支是已经消散的 MCS 所留下的。在这个 MCS 中, 中上层

对应了气旋式的环流(Leary 和 Rappaport, 1986)。而另外一个例子(Smith, 1990), 锢囚系统左半分支和天气尺度的冷锋的发展有关, 而右半分支是低层的强的暖平流的结果, 三个龙卷发生在这个区域。他们研究的“人”字形回波的例子, 在发生之前, 往往还存在一个准静止锋。

国内对这类系统的研究开展也较多, 丁一汇等(1982)研究了我国 18 个飏线个例, 指出冷锋、切变线、低涡、高空急流、露点锋和低空风场不连续线等都可以对飏线起到触发和组织的作用。对飏线的预报不能把目光仅限于天气尺度的系统, 还要注意其他因素包括中尺度的触发作用(翟国庆和俞樟孝, 1992; 李鸿洲, 1988)。对我国发生一些飏线个例也有大量研究(吴海英, 2007; 张芳华, 2004; 王雷, 2003; 刘小红, 1996)。利用四维变分同化风场反演方法, 孙虎林等(2011)分析了 2009 年 6 月 3 日的飏线过程。

1.3 本文研究的主要目的, 资料和研究方法及创新点

1.3.1 研究目的

通过对国内外文献的调查, 可以发现, 对“人”字形回波的研究比较少。2009 年 6 月 03 日~4 日这次过程中的系统所对应的雷达回波的形状是“人”字形。本文试图利用观测资料及模式资料, 揭示出“人”字形对流系统的环境特征, 产生的机制和结构特征。而第二次过程, 即 6 月 14 日的过程为一次典型的飏线过程。本文还同时对比这两次过程, 探索“人”字形系统与线状系统的异同。由于这两次过程大风都是造成灾害的主要原因, 因此, 本文还分析了产生大风的可能原因, 同时还指出了大风相对飏线系统的分布, 以便指导预报。

1.3.2 资料和方法

本文分析中使用的资料来自于中国气象局的常规观测资料。包括: 每小时的自动气象站观测和常规 3 小时地面观测资料; 我国地面闪电定位仪观测的每小时闪电资料; 每小时的 FY-2C TBB 资料, 其空间分辨率为 $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$; 每天两次(08 时和 20 时)的探空资料。使用了商丘, 徐州, 郑州, 南京等的多普勒雷达观测组合反射率资料。此外, 还使用了每 6 小时一次的 NCEP GFS $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析资料。

首先对 2009 年的 2 次飏线过程利用观测资料开展了分析, 采用 NCEP 分析场

和探空资料分析系统发生的背景条件,通过雷达回波和地面自动气象站资料的分析,揭示了飊线过程的地面特征和产生大风的可能机制。然后,利用高分辨率的WRF模式的模拟资料进一步分析常规观测资料所不能得到的第一次过程中的“人”字形对流系统的结构特征和大风的可能发生机理,并提出了“人”字形系统成熟阶段的概念模型。

1.3.3 本文的创新点

(1) 国内外对于“人”字形回波的研究不多,而且他们也着重于从雷达资料上进行分析,而本文把高分辨率的地面资料和其他资料结合起来,对2009年6月3日发生的“人”字形回波从实况上和模拟结果上进行了分析和对比,揭示了“人”字形回波右半支的形成与暖切变线有关,而美国的“人”字形回波主要发生在锋面上。

(2) “人”字形回波的左半分支与一般的飊线系统类似,而右半分支区别较大,无强对流区后部的层状云和地面雷暴高压、冷池等。系统的左半分支在发展阶段和成熟阶段的后部入流和下沉气流比较强烈,后部的层状云和中层入流是地面大风形成的重要原因。

第二章 2009年6月3日过程环流背景和观测分析

2.1 6月3日强对流系统发生的环境条件

2009年6月3~4日罕见强飚线突袭河南，安徽，江苏（图2.1），这些地区遭受了雷雨、大风等强对流天气袭击，河南省有42个县市出现雷电，19个县市出现了17m/s以上的短时大风，特别是河南省的商丘出现了历史罕见的强对流天气，宁陵、永城最大风速分别达28.6m/s和29.1m/s，均为有气象记录以来的历史极值。图2.1中的大风是每3小时的常规地面观测，从3日22时到4日02时出现了20m/s以上的大风，并且大风出现在“人”字形回波的左半支(读者的左侧)附近。“人”字形系统的移动方向（往东南移动）垂直于左半支的线状的伸展方向，而与右半支线状的伸展方向平行。从雷达回波和地面观测资料上来看，本次大风过程主要是由左半支所造成的，它表现为飚线的特征，下面首先分析其发生的大环境。

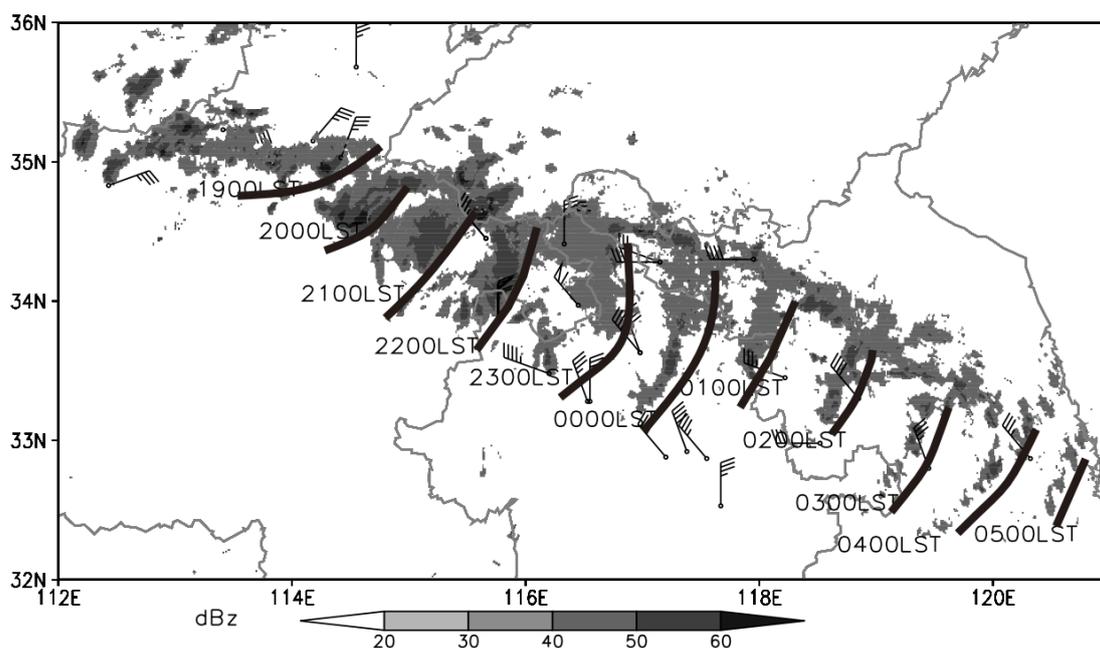


图 2.1 2009年6月3~4日飚线的雷达回波演变和每3小时的大风分布（全风向杆代表风速为5m/s）。图中数字表示当地时间（单位：LST）。一个站点出现两个风向杆表示有两个观测时次都出现了大风。粗实线表示左半支的位置。

本次过程是6月3日下午开始发生，因此，主要分析3日08时高空的形

势场(图 2.2)。东亚大气环流的主要特征之一是东北冷涡控制我国的东北和华北地区,该冷涡从对流层低层一直伸展到高层,是一个深厚系统。由于东北冷涡的存在,华北和中原地区都盛行西北风,冷空气较为活跃,为此次过程飚线的发展提供了有利的热力和动力的条件,冷空气南下造成的低温和河南地区低层的高温形成对比,容易形成热力不稳定条件,而高层风速比较大,造成风的垂直切变较大,有利于深厚对流的形成。3日08时850 hPa上河南及其附近地区风速较小,多个测站风速为2.5 m/s左右,温度梯度也非常小,温度平流较弱(图 2.2a)。850 hPa和700 hPa上甘肃的东部和陕西的西部有一个短波槽,即河南地区处于这个小槽的前部(图 2.2a, b)。500 hPa上槽线从东北冷涡一直伸到东部海上,温度槽落后于高度槽,有利于槽的东移和加深。华北地区处于这个槽线的后部,盛行西北气流。飚线发生的河南地区上空有冷平流。200 hPa上我国长江以北区域都在西风急流的控制下。在这次过程中,大尺度背景场是属于弱的背景场,这种形势与丁一汇等(1982)提出的槽后型一致,即飚线处于500 hPa高空的槽后,850 hPa的槽前,但是低空并没有低空急流的出现。在这种情况下,强对流的发展需要有强的触发机制。

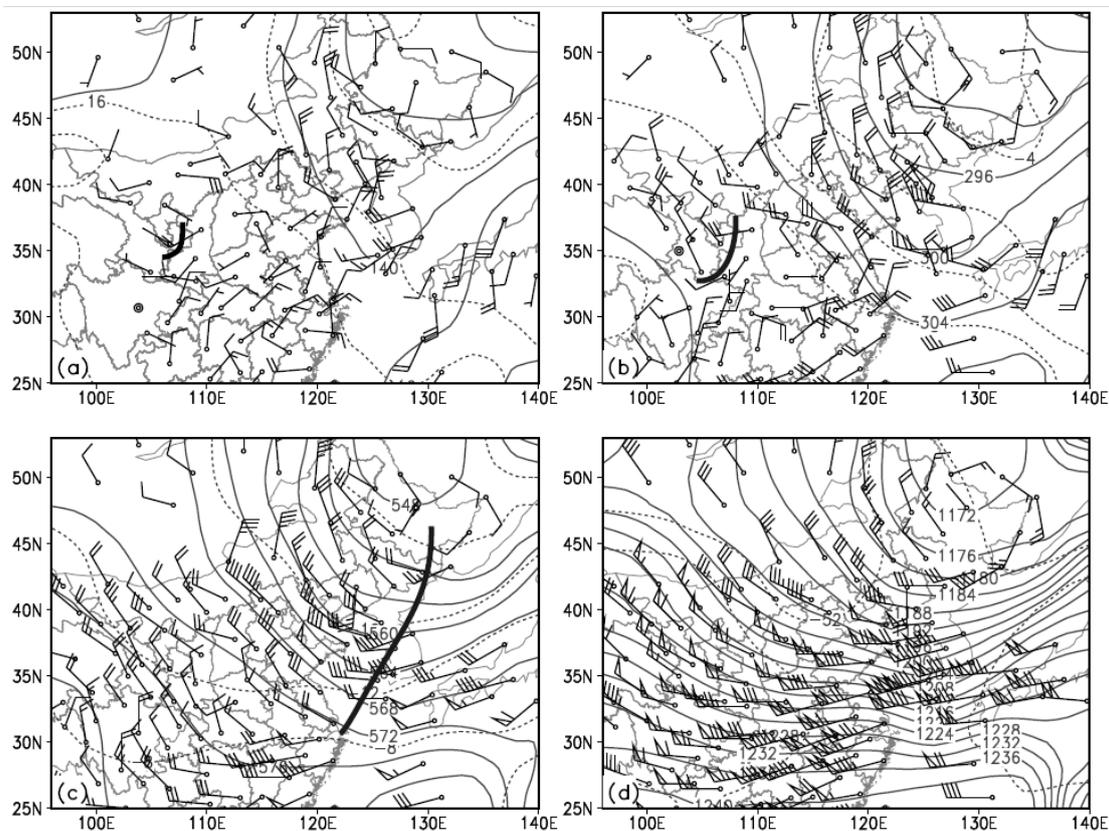


图 2.2 2009年6月3日08时,各等压面的高度场(细实线,单位: dagpm, 间隔为4 dagpm),

等温线（虚线，单位： $^{\circ}\text{C}$ ，间隔为 4°C ），风场（全风向杆为 5 m/s ），粗实线为槽线。(a) 850 hPa, (b) 700 hPa, (c) 500 hPa, (d) 200 hPa。

03日08时郑州925 hPa以下有逆温层（图2.3a），这可能是夜间形成的边界层逆温层。500~900 hPa的温度露点差比较大，中低层大气比较干，最大的温度露点差达到 40°C 以上，而500~400 hPa的中层比低层湿，温度露点差在 10°C 左右。这种层结有利于不稳定能量的积累，此时的对流有效位能（CAPE）已经为 977 J/kg 。由于探空一天只有2次，而对流发生在下午，因此，这里采用NCEP再分析资料分析最靠近郑州的地点在14时的层结特征。03日14时（图2.3b）500 hPa以下温度露点差为 $15\sim 20^{\circ}\text{C}$ 左右，对流层的中下层仍然比较干，500 hPa以上的大气层逐渐变湿，此时的CAPE值 1937 J/kg ，比08时的增大了一倍。在这种情况下，一旦有外部强迫的出现，对流就能够强烈发展，但由于层结比较干，不利于强降水的产生。风的切变也比较强，强对流容易在强的风切变的条件下形成。

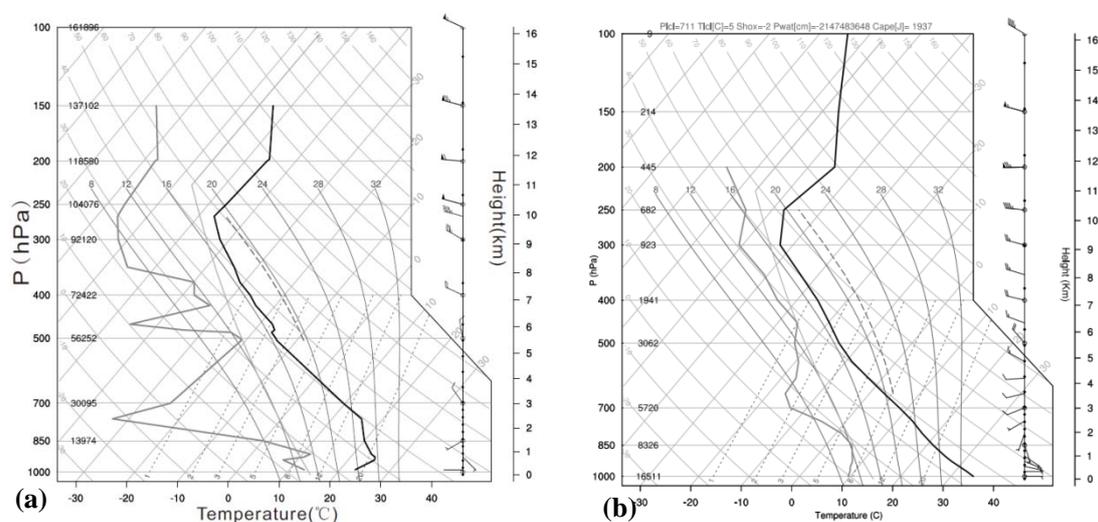


图 2.3 2009年06月03日郑州及附近地区的探空图，黑色实线为温度廓线，灰色实线为露点廓线。图右边的全风速杆代表 5 m/s 。(a) 08 LST（郑州： 113.65E , 34.52N ），(b) 14 LST（ 114E , 35N ）。

受此次过程影响较大的商丘自动气象站的观测显示（图2.4a），6月3日18时商丘站的气温为 32°C ，之后开始下降，22时降到了 19°C ，在4 h之内气温下降了 13°C 。气压从21时到22时上升了 5 hPa 左右，由于大风具有瞬时性，

每小时一次观测的自动气象站没有记录到最强大风发生时的风速,但是风向的转变还是比较清楚的,风向在 21 时左右从偏东风转为偏北风。另外,在图 2.1 中给出了从重要天气报中提取的大风记录。此次过程商丘气象站观测从 3 日 21 时到 04 日 01 时出现了降水,3 日 20~21 时的累积降水量大于 10 mm(图略)。郑州自动气象站的情况和商丘的类似(图 2.4b),气压从 20 时到 21 时急剧的上升,上升幅度达到了 2 hPa,温度从 18 时到 21 时下降了大约 8℃,风向从 20 时的东北风转变为 21 时的西北风。

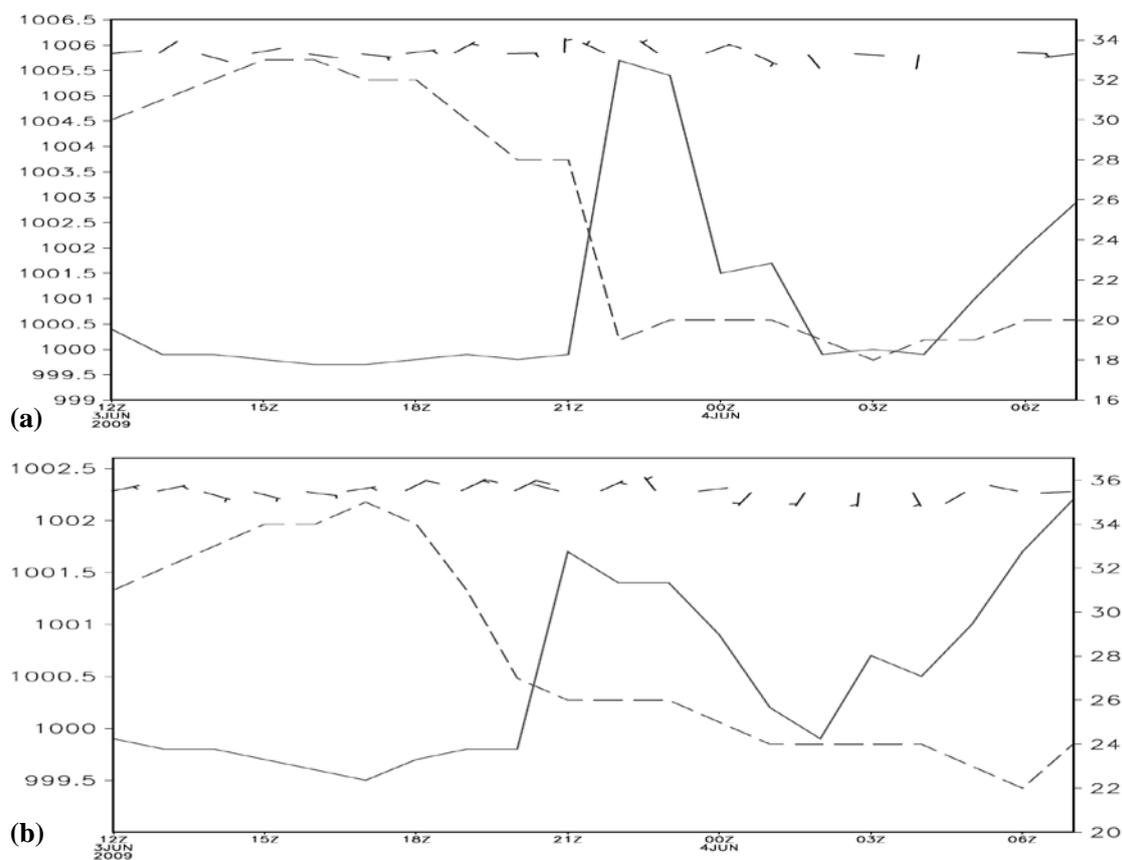


图 2.4 2009 年 6 月 03 日 12 LST~04 日 07 LST, 自动站的各气象要素的随时间变化的曲线,实线为气压(单位, hPa),虚线为气温(单位, °C),全风速杆代表风速为 5m/s。右边纵坐标为气温坐标,左边纵坐标为气压坐标。a)商丘, b)郑州。

2.2 本次飚线过程触发原因

由前面对 03 日 08 时的高空大尺度形势场的分析结果看,如果仅仅关注大尺度,对本次飚线的预报比较困难,因此,还需要进行中尺度分析。在本次过程

飏线发生的前期, 6月3日13时~16时的卫星云图显示, 山西高原上有浓密的云系(图略)。高原上有高压的维持(图2.5), 对应低温区域和雷达回波, 这些特征表明这是一个对流系统。它的形成的原因: 1) 热力作用。高原在白天是一个热源, 在高空对应了高压, 因此在高空, 风由高原吹向平原, 而低层从平原往山坡上流动, 为上坡风。这种闭合环流能够在迎风坡即山西高原的东部触发中尺度的对流。2) 动力作用。从地面上的风场看到(图2.7a), 山西高原的东部盛行东风, 南部盛行南风, 这些风的范围是属于天气尺度的, 它们在山西高原上产生辐合气流, 有利于雷暴生成。

雷暴发生之后, 因为雷暴高压的原因, 高压和低温控制了高原地区。下午, 河南平原因为太阳短波辐散而增温, 使山西高原和河南平原之间形成了较强的温度梯度和气压梯度。高原上的对流系统还产生了大风, 大风的往前传播有利于触发新的飏线系统(丁一汇等, 1982)。随着时间的推移, 雷达回波维持并缓慢的增强。6月3日19时(图2.5g), 河南省北部(114E, 35N)出现新的雷暴单体。新的雷达回波位于此前一直维持的位于高原上面的回波系统的东南部, 可以认为旧的雷暴对它有激发的作用。

新的雷暴形成的可能原因包括热力条件和动力条件 1) 热力条件。根据丁一汇(1982)的统计结果, 槽后类需要最强的层结不稳定, 而河南平原的午后增温恰好有利于不稳定层结的形成(图2.7b), 从图上看到, 河南地区的抬升指数为负值, 有利于对流的生成。地面风场的辐合如果遇到不稳定的层结, 就有可能触发出强烈的上升气流, 因而新的雷暴系统就会发生。2) 动力条件, 即地面风场辐合。通常辐合气流出现在: 雷暴的出流边界, 海风锋, 深厚的天气尺度锋, 锋前低压, 浅薄的锋(Koch和Ray, 1997)。这次过程中, 因为午后河南平原的持续加热导致热低压的形成, 四周的空气就会向这片区域补充(图2.6)。来自河南南部的气流和来自沿海上的气流同时在河南地区辐合。最后, 高原上旧的雷暴的出流边界的辐散风与上面提到的两股辐合气流结合起来, 在不稳定的层结情况下, 就很有可能触发出强对流。3) 水汽条件。来自海上的偏东风有充足的水汽。

这个例子与美国的例子(Fortune等, 1992; Smull和Augustine, 1992; Augustine和Howard, 1988; Leary和Rappaport, 1986)是有区别的。他们研究的“人”字形回波是形成于天气尺度的锋面的附近。而这里除了可能有天气尺度

的因素外（如天气尺度的风场的辐合），还包括了中尺度的作用，即旧的雷暴的出流边界上的辐散气流，它们的共同作用触发了本次飚线过程。

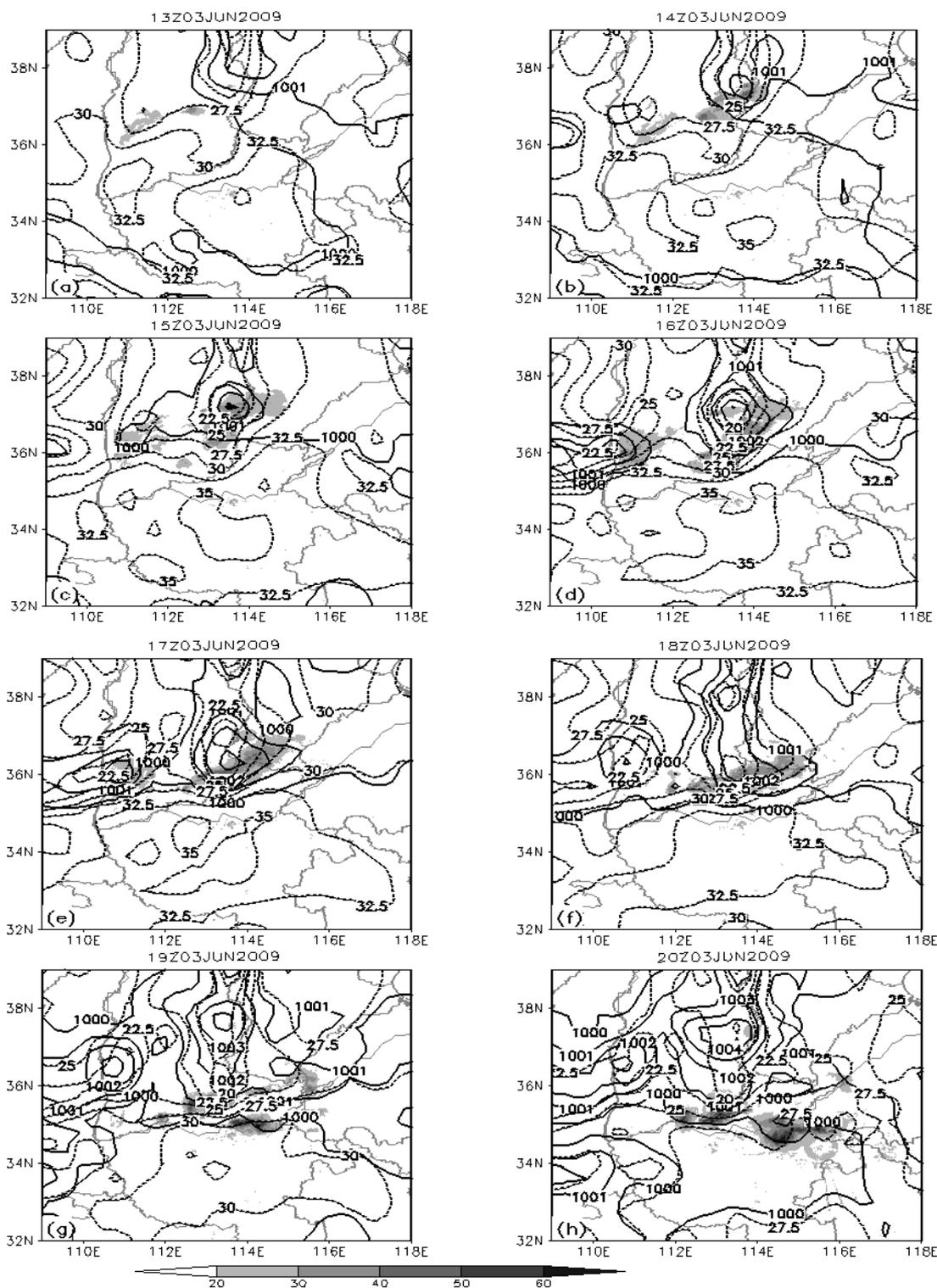


图 2.5 2009 年 6 月 3 日 13 LST~20 LST 的雷达回波（阴影，单位：dBz），等温线（虚线，单位：°C，间隔为 2.5°C），等压线（实线，单位：hPa，间隔为 1hPa）。(a) 3 日 13 LST，

(b) 3日14 LST, (c) 3日15 LST, (d) 3日16 LST, (e) 3日17 LST, (f) 3日18 LST, (g) 3日19 LST (h) 3日20 LST。

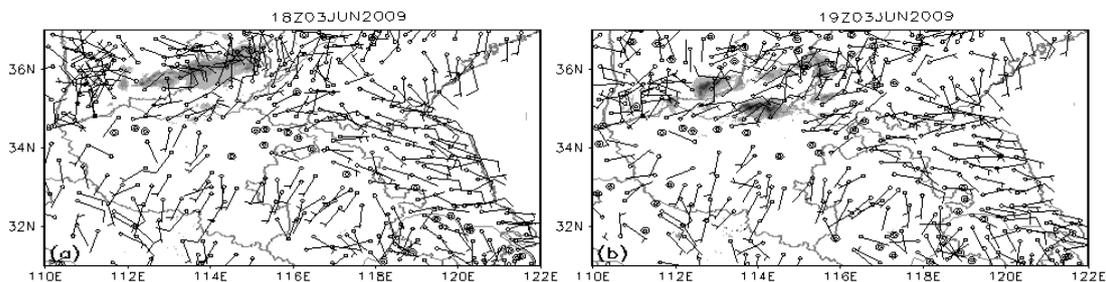


图 2.6 2009年6月3日18 LST~19 LST 的雷达回波 (阴影, 单位: dBz), 风场 (单位: m/s)。(a) 3日18 LST, (b) 3日19 LST。

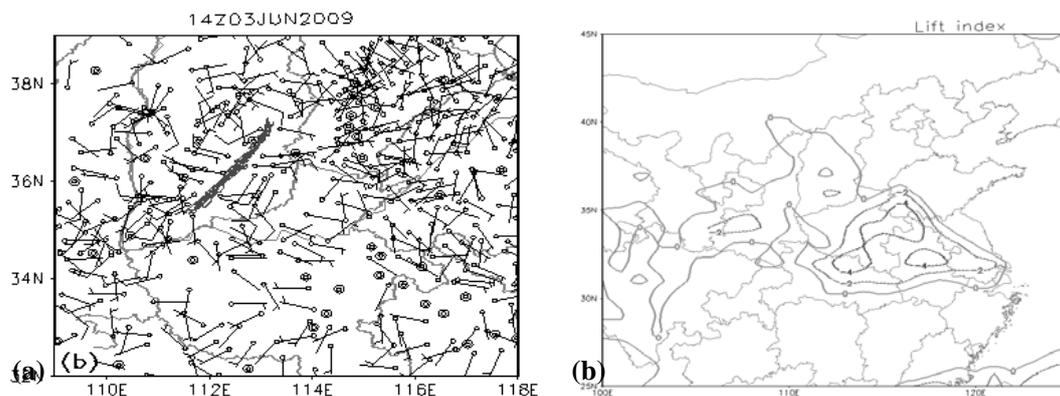


图 2.7 2009年6月3日14时 (a) 地面自动气象站的风场, 粗线为风辐合线。(b)NCEP 再分析资料的抬升指数, 点线代表数值小于0。

2.3 飊线的发展过程分析

Leary 和 Houze (1979) 根据飊线系统的雷达回波特征和降水特征将飊线的生命史划分为初生、增强、成熟和消散四个阶段。为了分析飊线系统发展过程中不同阶段的特征, 根据地面观测和雷达回波的演变将此次强飊线的演变过程分为四个阶段: (1) 形成阶段: 3日19~20 时 (2) 发展阶段: 3日21~22 时 (3) 成熟阶段: 3日23~4日00 时 (4) 消散阶段: 4日01 时及以后。

a. 形成阶段 (3日19~20 时)

6月3日19时在34~36°N有两片带状雷达回波区 (图 2.8a), 北边的雷达回波为回波 A, 这片回波已经存在了一段时间。由前面的分析可知, 南部的强雷

达回波（回波 B）有可能是在有利的情况下被回波 A 触发的。因为雷达回波 B 后来的发展比较强烈，形成了本文研究的“人”字形系统，所以主要分析这片雷达回波。19 时回波 B 的东边 115.5E, 35N 处有一弱的回波区（回波 C）。这片回波形成的原因和回波 B 可能是一样的。到了 3 日 20 时，回波 B 和回波 C 合并（后文提到的回波 B 指合并后的回波）。回波的形状为向东西方向延伸的线状，但是中间部分比较细，是往北边突出的（图 2.8b）。这得注意的是，在美国的例子（Fortune 等，1992），这个线状回波的右半分支是在锋面上形成的，与本文的不一样。这个时次的飊线的范围和强度比 19 时增强了很多，而此时对应的地面的雷暴高压和冷池不显著（图 2.8b）。此阶段，虽然没有出现明显的雷暴高压，但温度已经开始降低，19 时回波 B 的区域有 2.5℃的降温（图 2.9a），到了 20 时在强回波的左半支有 5.0℃的降温，而且在回波的南部形成了辐合线（西段）和切变线（东段）（图 2.9b）。辐合线为回波 B 的出流和南风（来自河南南部）的辐合，切变线为南风和东南风（来自沿海）的切变，风速相对大的区域出现在回波 A 和 B 之间及回波 B 的区域内。此阶段的降水较弱，但是 20 时的回波 B 上面的闪电活动却比较多（图 2.10b），这表明系统对应的云的高度比较高（由于资料原因，20 时缺 TBB 数据）。

b. 发展阶段（3 日 21~22 时）

左半支的移动速度比较快，越来越接近右半支，所以到了 3 日 21 时，回波 B 东西延伸范围明显缩小。周围的层状云范围比 20 时扩大（图 2.8c），回波 B 对应的地面上出现了中心的气压大于 1003 hPa 的雷暴高压，高压中心偏向于系统的左半支后部，正变压也达到了 4 hPa，同时这个区域气温小于 20℃，变温强度达到 -7.5℃（图 2.9c），这片区域多个站点的气象要素的变化与前面分析的单站（商丘站）变化一致，表明左半支的后部形成了冷池，冷池对飊线系统的维持有重要的作用（Rotunno 等，1988；Weisman and Rotunno，2004）。此时，回波的前方为大范围的偏南风与偏东风，左半支中有偏北风，是该系统的下沉气流形成的边界层出流，该出流与偏南风之间的辐合，有利于对流系统的发展和维持。此时，回波 B 有两个最大降水中心，分别位于回波的左右支，强度达到了 10 mm/h。回波对应了大量的闪电活动（图 2.10c）。顶点对应了 TBB 最小值，小于 -52℃，表明这个部位的上升运动比较强，导致云顶高度比较高。

3日22时,系统的左右支都伸展了,形成了明显的“人”字形回波。左半支和右半支的分离非常明显。左半部分发展为经典的弓形回波(图2.8d),它的中间部分突出的方向和系统的移动方向一致。弓形回波的形成往往是下击暴流的前兆(Fujita, 1978)。对流线的后部对应回波35dBz~45dBz的层状云的范围有所扩大。这是因为位于飑线东南方向的入流的水汽含量比较充分,大的降水粒子降落形成对流区域,而其他一部分小的粒子被上升气流带到尾部,形成了较明显的层状云。根据研究,有很多对流线(飑线)伴随着层状云的发展(Zipser 1977; Houze 等 1990)。因此,层状云的逐渐扩大意味着“人”字形系统处于发展期。对流线后部的雷暴高压和低温中心比前一个时次有所加强,高压中心(大于1004 hPa)位于左半支上,但偏向于“人”字形回波的结合处,最低气温小于20°C(图2.8d),变温强度达到-7.5°C以上,而且范围也扩大了(图2.9d),雷暴高压和冷池中心基本重合。和前一个小时相比,强的变压和变温的范围扩大了。层状云区域下为辐散气流,其形成的原因可能是层状云下部的下沉气流,地面辐散气流主要以雷暴高压为中心。在左半支前沿,部分测站出现了10m/s以上的大风,这是由于对流线后部的密度流而产生的。一般情况下,对称发展的飑线,雷暴高压应该位于对流线的正后方,而本例子偏向于对流线的北端。左半支的降水大值中心在顶点处的西部,对应强回波区的降雨强度达到了15 mm/h以上,降雨明显增强(图2.10d)。因为雷暴高压是由于降水粒子拖带的湿空气饱和和下沉形成的,这里降水强烈也解释了这里的雷暴高压,变温,变压比较明显的事实。同时结合处还是小于-52°C的TBB包围的范围。右半支比上一个时刻拉长了。左右两支都对应了闪电集中的地区,并且22时这个区域闪电出现的次数也比上一个时次要增多。右半支还是以降水,闪电的天气现象为主,没有出现大风和雷暴高压。

c. 成熟阶段(3日23~4日00时)

3日23时,“人”字形回波的范围继续扩大,左半支向南部发展(图2.8e)。右半支的方向由之前的西南-东北向改为西北-东南向了。其原因可能是位于右半支南部的气流以南风分量为主,而位于右半支北部的气流以东风分量为主,于是在右半支的区域就产生了暖性切变。这种切变类似于发生在我国的中纬度地区锋面上的暖切变。但是在本例子中,暖性切变的区域并没有锋面的生成。右半支的生成原因主要是切变导致的辐合。与美国研究者所研究的系统不同,它们也有类

似“人”字形的系统生成,但是右半支是形成在锋面系统上的(Fortune 等,1992)。因为观测资料分辨率不足,本文后面利用数值模式对右半支的形成原因做进一步探索。左半支后部的层状云范围扩大了,位置偏向于对流线的西北部。这与 Houze 等(1989, 1991)所提出的概念模型一致。层状云在发展的过程中,从最初位于对流线的正后方移动到对流线的西北部,即从对称型发展到不对称型。在层状云和对流云之间还存在着一个过渡区域,一些研究中给出了过渡区域的特点(Smull 和 Houze, 1985; Leary 和 Rappaport, 1987; Chong 等,1987)。

从地面的雷暴高压和降温的强度来看,此时是系统发展最为强烈的阶段(图 2.8e)。雷暴高压的中心大于 1006 hPa(图 2.8e),雷暴高压和冷池均仍位于左半支的强回波区后部(图 2.9e)。 -52°C 以下的 TBB 范围缩小,雷暴发生的次数减少(图 2.10e)。尽管如此,由于大范围的层状云系的形成,下沉辐散气流范围也变大,大风主要出现在“人”字形回波左半部分以及它后面的层状云下方。该时刻的最大降水达到了 15 mm/h(图 2.10e),强降水区域正好对应了左半支后部的变压和变温区,降水是引起这片区域强烈的变压和变温的原因之一。由于大水滴在到达地面的过程中蒸发降温的作用超过干空气下沉增温的作用导致了冷性高压的形成。过去的研究还认为下沉气流会被中层吸入的干冷空气的下沉气流所增强。于是,层状云下方的尾部入流往往会加强冷性高压(Weisman, 1992; Wheatley 等, 2006)。尾部入流在下沉过程中粒子不断蒸发产生冷空气。饱和的冷空气下沉到地面使得地面的降温更加明显,并促进了气压的上升。层状云下的尾部入流也有助于加强左半支前方的大风,而右半支对应的地面上仍然没有大风出现。

04 日 00 时,是“人”字形回波范围最大和最清晰的阶段。层状云区域尾部的回波有所加强,飚线和层状云之间的过渡区域更为明显。虽然从强度上来看,雷暴高压和冷池的强度与 3 日 23 时对比变化不大,但是冷性高压偏向后方,位于层状云下部(图 2.8f)。可能是层状云的降水比较强烈(图 2.10f),引起了地面上的降温,吸引冷性的雷暴高压往后方移动。层状云的加强也可以从它的下方对应的地面上的风场看出来,这片区域还是盛行辐散风,靠近过渡区的部分测站的风速达到 10m/s。因为过渡区域有下沉气流(Biggerstaff 和 Houze, 1991),于是加强了高压外围的大风。此时的降水大值中心集中在左半支后部的层状云区

及右半支上面。这个时刻的左右半支的回波反射率相当,都比较大,但为什么左半支的降水比右半支的少呢?根据以往的统计,在相同雷达回波反射率的情况下,飊线所产生的降水往往会比其他的强对流系统要少。其原因是飊线后部过渡区域的强迫下沉气流使得降水粒子蒸发。本例子的左半支就是飊线,而右半支是暖性切变形成的对流系统(从闪电的分布来看右半支此时刻发展很强烈),它对应的降水比左半支要多。

d. 消亡阶段(4日01时以后)

04日01时,左半支的北部脱离(图2.8g),这是因为系统的中部和南部的发展比北部的强烈,北部的移动速度比较慢,到了这个时刻,北部就再也无法维持和中部,南部所组成的整体了。左半支西北部的层状云对应的回波反射率减弱,层状云区对应的地面上仍然存在着等压线和等温线的闭合区域,但气压和气温的梯度比上一个时次减弱了。从变温,变压场上看,此时,“人”字形回波左半支的雷暴高压和冷池仍然维持(图2.9g),但系统的后部出现了尾流低压(负变压区域)。尾流低压是由下沉逆温(Williams, 1963; Zipser, 1977; Johnson 和 Hamilton, 1988)和重力波的驱动(Leary 和 Houze, 1979b)形成的。原则上来说,在飊线的发展过程中能看到尾流低压,可能是这里的观测资料分辨率不足,没有明显表现出来,本文后面的数值模式在发展阶段则能够反映出这个尾流低压。TBB 小于 -52°C 的区域已经消失(图2.10g)。从左半支脱离的北部的系统对应了降水的大值区。右半分支发展也比较强烈,闪电活动比较多,也有比较强的降水,不过地面上的风速还是比较小。注意到,左半支的等变压线,等变温线的闭合区域向南伸展,南端的风速比较大。

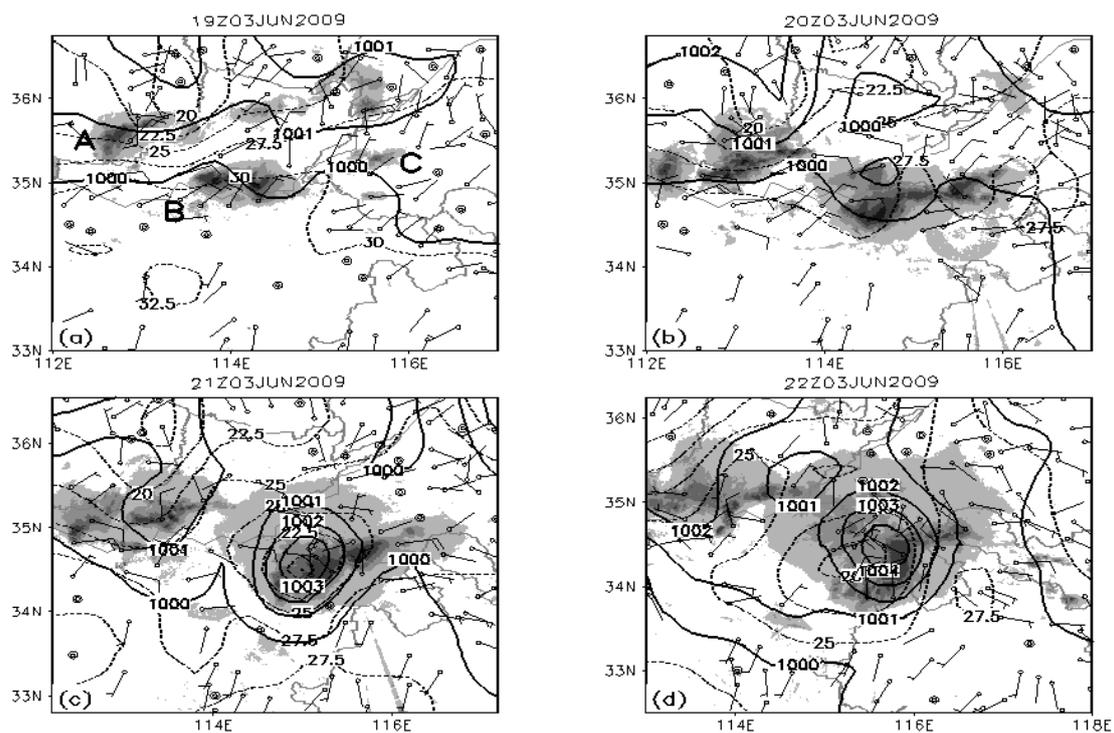
4日02时,左半支的北部完全脱离(图2.8h),剩下的和右半支连起来,继续保持了“人”字形,往东南移动。系统到了4日03时,回波范围明显减小(图2.8i),已经没有“人”字形状了。正变压,负变温中心位于东北-西南向的强回波的后部(图2.9i),但是范围和强度都明显减小,大风仍处于正变压,负变温区域内,降水和雷暴活动也明显减弱(图2.10i)。04日05时,强回波几乎消失(图2.8j),正变压,负变温区域也很小,降水范围减小,系统消亡(图2.9j, 2.10j)。

2.4 “人”字形系统左, 右两半分支的不同特点

分析此次过程的形成与维持机制: ①刚开始的时候左半支和右半支的形成原因也许是相同的。它们都可能是风的辐合触发不稳定层结产生的。但是左半支的辐合要强很多, 它靠近位于北部的之前存在的雷暴系统的南边, 受到出流的影响很明显, 再加上南风和东南风的辐合, 不稳定层结容易被触发。而右半支的辐合就相对弱很多。②左边的强回波在发展后, 形成冷池, 之后形成了“人”字形系统的左半支。左半支表现得更像典型的飚线。后部的冷池与前部的暖空气形成负涡度。与此同时, 来自东南方向的较为潮湿的入流与高空的西北风形成的风切变(方向与左半支的伸展方向垂直)产生了正涡度, 根据 RKW 理论 (Rotunno 等, 1988), 当这个正涡度与冷池产生的负涡度平衡的时候, 最有利于飚线的形成。之后, 飚线的维持与冷池的发展是密不可分的。③右半支在 23 时由原来的西南-东北方向转变为西北-东南方向(图 2.8e), 此时及以后的右半支是在南风与东南风的暖切变的情况下形成的, 切变导致的辐合是西北-东南向右半支的形成和维持原因。④因为冷池的形成是正反馈的作用, 最先有强烈的冷池的系统以后也会相对强烈的发展。可以说, 初始状态的风场的辐合非常重要。

左右半支的特征: ①在本例中, 左半支的发展是比较快的, 对流线后部的冷池起着关键的作用, 冷池是由对流区以及层状云区的降水粒子降落到地面的过程中蒸发而产生的, 而层状云下部的尾部入流加强了这个高压。因为右半支的维持机制为暖切变, 而不是雷暴高压所对应的冷池, 而且也没有层状云的加强作用, 所以就不显示出明显的较大范围的升压和降温。②左右两半支的对流线所对应的回波反射率差不多, 但是对流性降水是右半支强。因为左半支的后面有较为强烈的层状云的存在, 层状云下方的降水也比较强烈, 因此总的来说降水还是左半支附近的区域较多。③大风主要集中在左半支, 因为左半支对流线下部有明显的雷暴高压, 它的外围会产生密度流, 从而造成大风。根据 Parker and Johnson (2000) 的研究指出飚线不同组织类型与环境气流的切变有关, 该个例的左半支系统(类似 Trailing Squall line) 前方有倾斜上升气流, 形成了后部的层状云。层状云对大风的形成也有重要的作用。i) 尾部入流是由动力强迫造成的, 层状云尾部入流带来的动量直接加强地面上的大风。ii) 当它往对流区移动的时候, 湿空气饱和下沉, 里面的降水粒子不断蒸发, 冷空气直接加强了对流线下部的雷暴高

压，从而加强大风。iii) 由融化，蒸发驱动的层状云下部的下沉气流所对应的地面上的冷高压也会产生大风。④右半支是由暖切变的辐合来维持的，不过它的发展也不弱，对应了闪电和降水。⑤总之，“人”字形系统的左半支以大风，雷暴高压，层状云降水为主，为飚线系统，而右半支无明显高压，无大风，以降水为主。



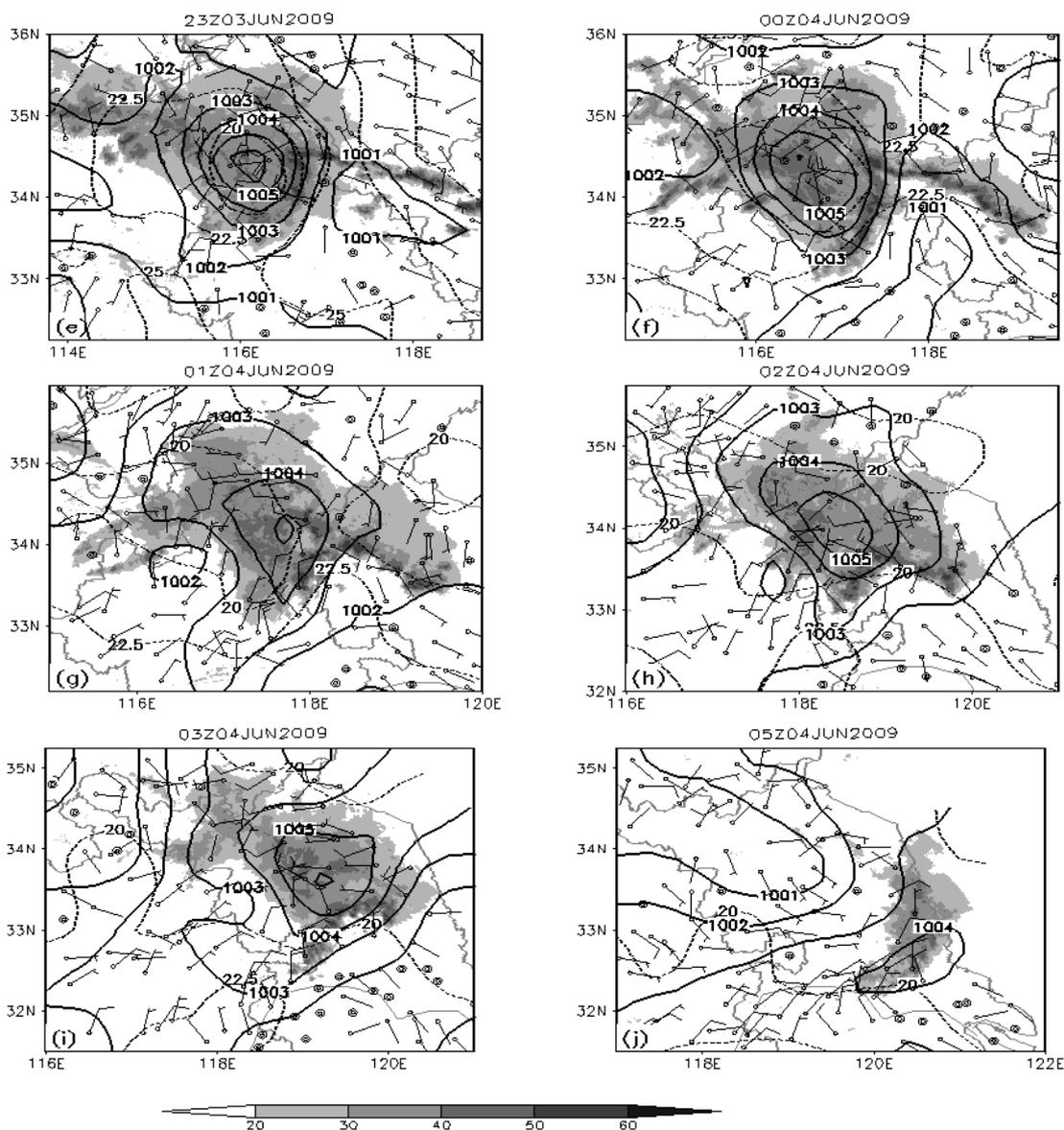
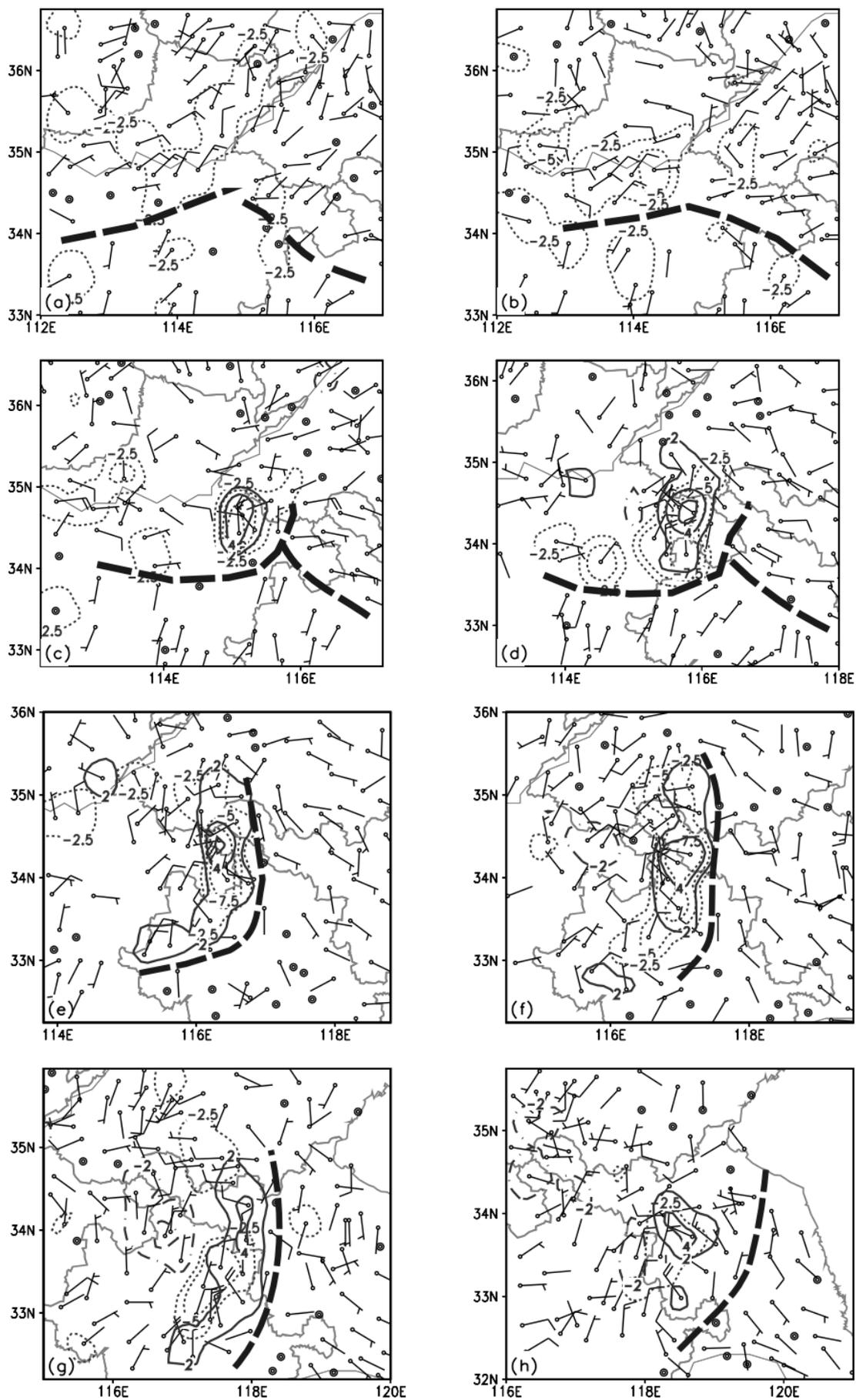


图 2.8 2009 年 6 月 3 日 19 LST~4 日 05 LST 的雷达回波 (阴影, 单位: dBz), 等温线 (点线, 间隔为 2.5°C), 等压线 (实线, 间隔为 1 hPa), 风场 (全风向杆为 5 m/s)。 (a) 3 日 19 LST, (b) 3 日 20 LST, (c) 3 日 21 LST, (d) 3 日 22 LST, (e) 3 日 23 LST, (f) 4 日 00 LST, (g) 4 日 01 LST (h) 4 日 02 LST, (i) 4 日 03LST, (j) 4 日 05 LST。



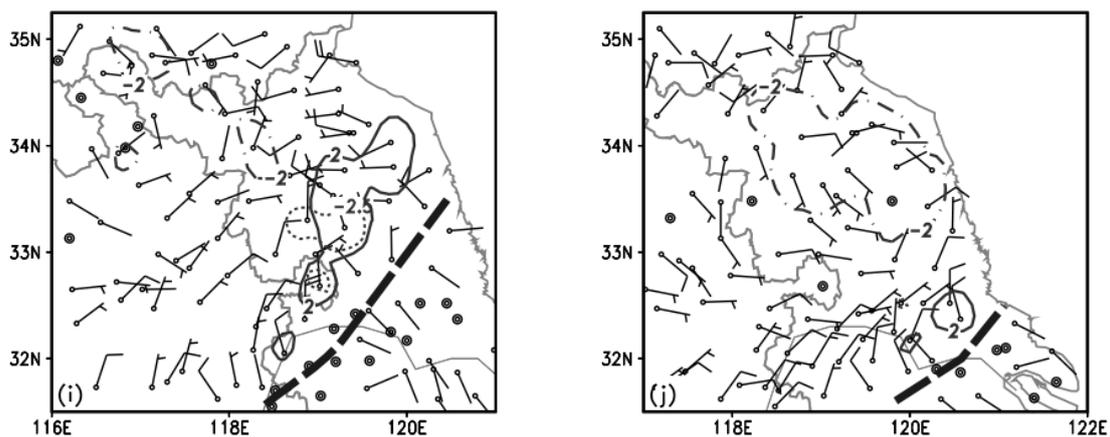
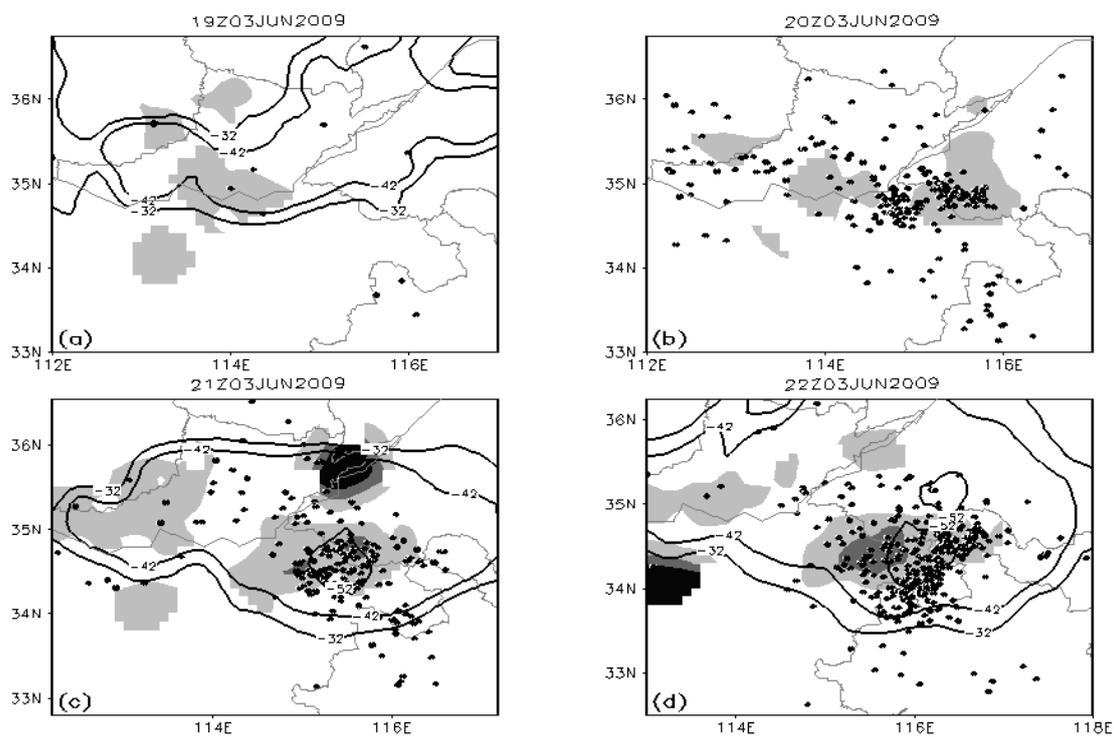


图 2.9 2009 年 6 月 3 日 19 LST~4 日 05 LST 的等变温线（点线，间隔为 2.5℃），等变压线（实线为正值，点横线为负值，间隔为 2 hPa），风场（全风向杆为 5 m/s），黑色粗虚线为风场的辐合线。(a) 3 日 19 LST, (b) 3 日 20 LST, (c) 3 日 21 LST, (d) 3 日 22 LST, (e) 3 日 23 LST, (f) 4 日 00 LST, (g) 4 日 01 LST (h) 4 日 02 LST, (i) 4 日 03LST, (j) 4 日 05 LST。



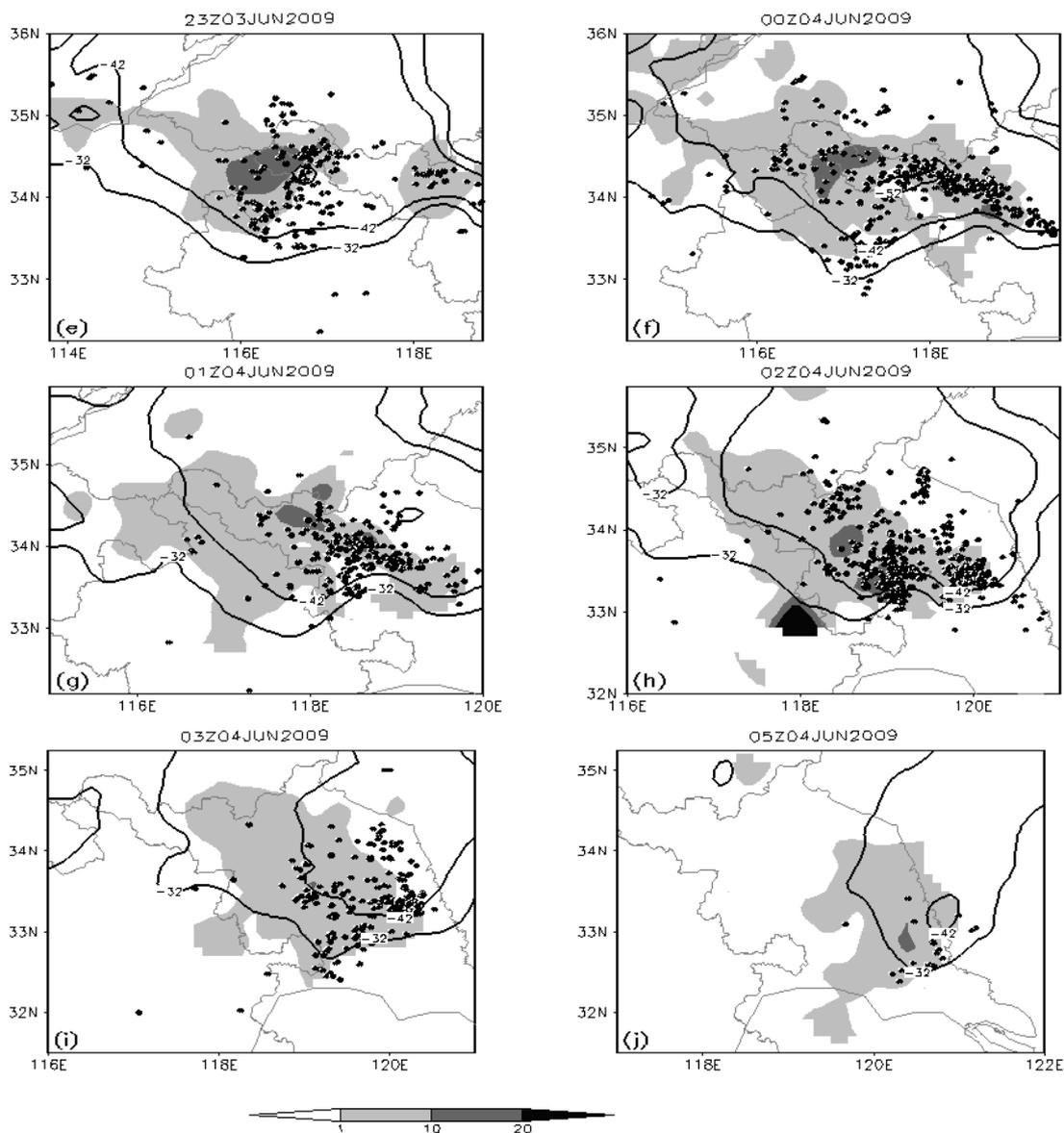


图 2.10 2009 年 6 月 3 日 19LST~4 日 05 LST 的 FY-2C 卫星 TBB (实线, 单位: $^{\circ}\text{C}$), 闪电分布 (圆点), 每小时降雨量 (阴影, 单位: mm)。 (a) 3 日 19 LST, (b) 3 日 20 LST, (c) 3 日 21 LST, (d) 3 日 22 LST, (e) 3 日 23 LST, (f) 4 日 00 LST, (g) 4 日 01 LST (h) 4 日 02 LST, (i) 4 日 03LST, (j) 4 日 05 LST。

2.5 系统产生的地面大风

尽管从地面自动气象站的风速记录中没有看到明显的大风, 不过根据每 3 小时的重要天气现象报 (包括大风), 可以看到大风是本次过程的重要天气现象之一。根据以往的研究, 大风是飑线的特征之一。飑线的对流区域附近往往会产生阵性的大风。从“人”字形系统的时间演变以及 3 小时大风的分布图 (图 2.1)

中看出来,大风的区域逐渐的往左半支的南部偏移。03日23时的等变压线的范围很明显的往南北两个方向延伸(图2.9e),南部延伸范围比北部的较大,这点与 Houze 等(1990)及 Skamarock 等(1994)提出的飚线在发展过程中南部的系统会逐渐增强的观点一致。04日00时(图2.9f),等变压线由前一刻的西南-东北向转变成为南北向。风的辐合线也转变为南北向,而且南部的辐合线的后部还出现了大风,这表明南部的系统冷池加强,对应的地面上风速也增强了。总之,地面大风的演变和整个飚线系统的演变密不可分的,正是因为南边系统的发展,导致了大风区往南的移动。不过,由于观测资料的时空分辨率都比较低,因此本文后面利用模式进一步探索了飚线的发展以及大风的分布。另外,系统的右半支并没有形成大风,大风集中在左半支上面。左半支后部的层状云和雷暴高压和冷池对大风有贡献。

第三章 2009年6月14日过程的环流背景和观测分析

3.1 6月14日飊线发生的环境条件

6月14日,河南省的周口、开封、商丘、许昌、漯河、驻马店、信阳七地区和新乡地区东部出现雷暴、冰雹、短时大风、暴雨等强对流天气。有111个观测站点出现了雷暴,27个市、县出现冰雹,最大冰雹直径达30mm(商丘永城)。21个站出现17m/s以上的雷雨大风,周口市最大降水达159mm。灾害造成10个县(市、区)的部分农作物受灾,房屋、树木受损严重。本次过程系统的移动和产生的地面大风见图3.1。14日08时,在山东的西北部(116E,37N),有弱的回波生成(图3.2a),这个系统增强南移。到了11时,到达了山东的中部地区(图3.2d)。在以后的时间里,这个系统继续南移,到达江苏境内和在它西边的新形成的回波合并,加强后表现为明显的弓形回波飊线,飊线系统往东南移动造成了上述强烈的天气现象(图3.1)。

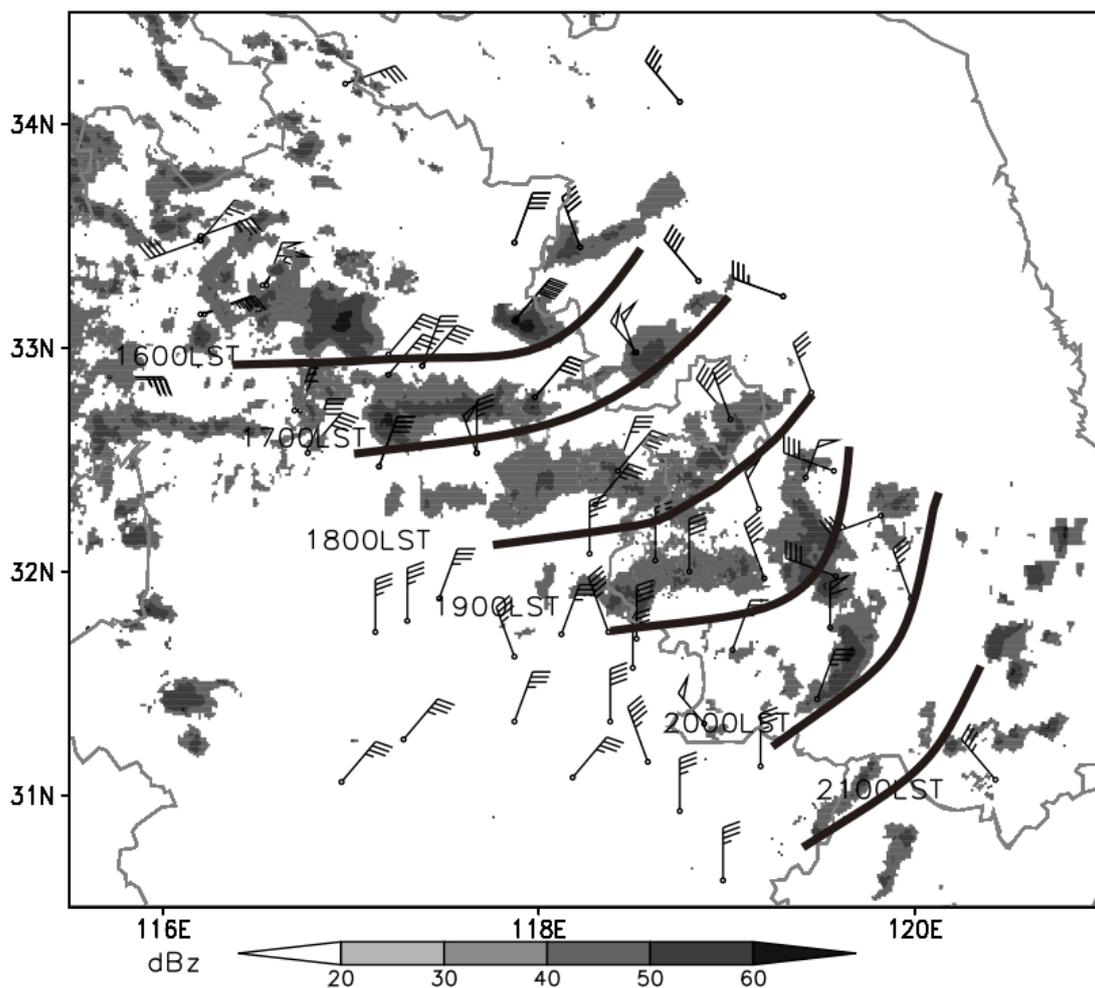


图 3.1 2009 年 6 月 14 日飑线的雷达回波演变和每 3 小时的大风分布（全风向杆代表风速为 5m/s）。图中数字表示当地时间（单位：LST）。一个站点出现两个风向杆表示有两个观测时次都出现了大风。粗实线为每小时飑线的位置。

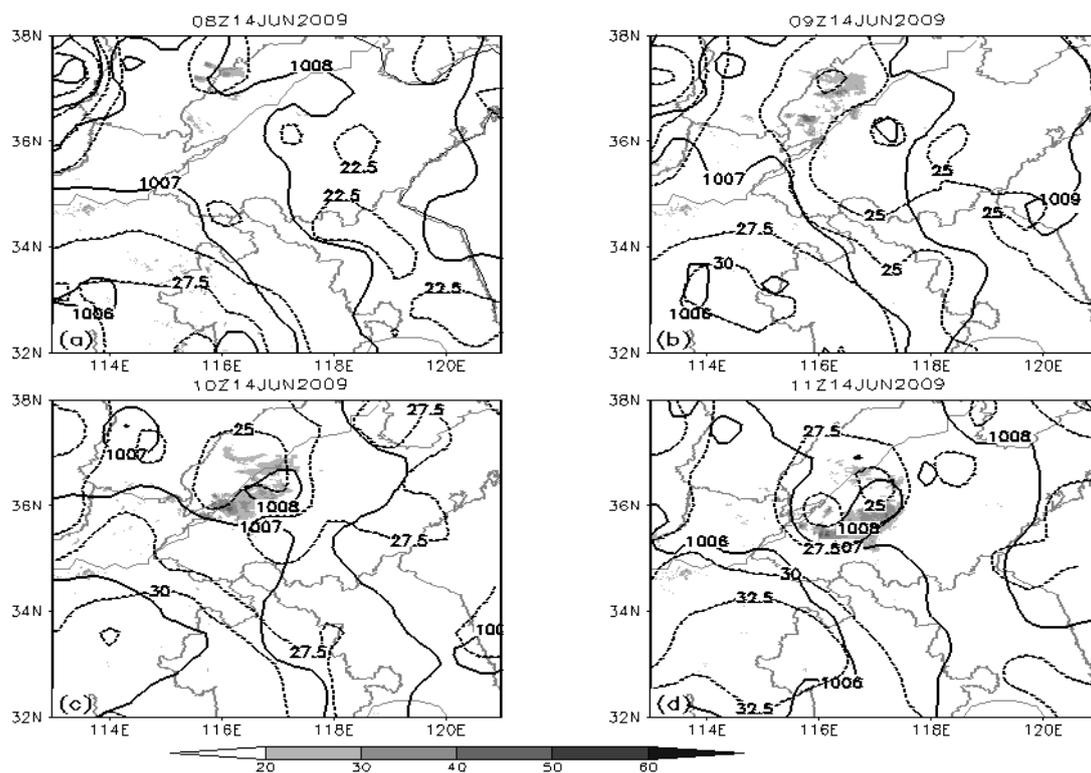


图 3.2 2009 年 6 月 14 日 08 LST~11LST 的雷达回波 (阴影, 单位: dBz), 等温线 (点线, 单位: $^{\circ}\text{C}$, 间隔为 2.5°C), 等压线 (实线, 单位: hPa, 间隔为 1hPa)。(a) 14 日 08LST, (b)14 日 09 LST, (c) 14 日 10 LST, (d) 14 日 11 LST。

14 日 08 时的东北冷涡和本文第一次过程 (6 月 03 日) 的类似, 从各个层次上看都比较强 (图 3.3)。东北冷涡是一个深厚系统, 而且其范围比较大。中国的华北和中原地区的较高层次上都盛行位于东北冷涡西南部的西北风, 冷空气较为强烈。为此次过程飊线的发展提供了热力及动力的条件。华北地区均处于东北冷涡的西南部, 以西北风为主, 风速不大。850 hPa 上大部分测站风速为 2.5 m/s 左右。等温线在这一带呈现出西北, 东南向, 温度梯度较大, 有弱的暖平流。700hPa 上的分布与 850 hPa 很相似, 温度梯度也较为明显。在 700hPa 等温度线密集的区域对应的 500 hPa 高度上是风速大值区。

综合起来可以看到, 从各等压面的高度场上看, 华北地区, 山东半岛这一块地区都对应了温度梯度较大的地区, 而且均处于中心位于海上的槽的后部, 盛行偏西北风, 风速较大。这样的西北盛行风有利于飊线的往南传播。

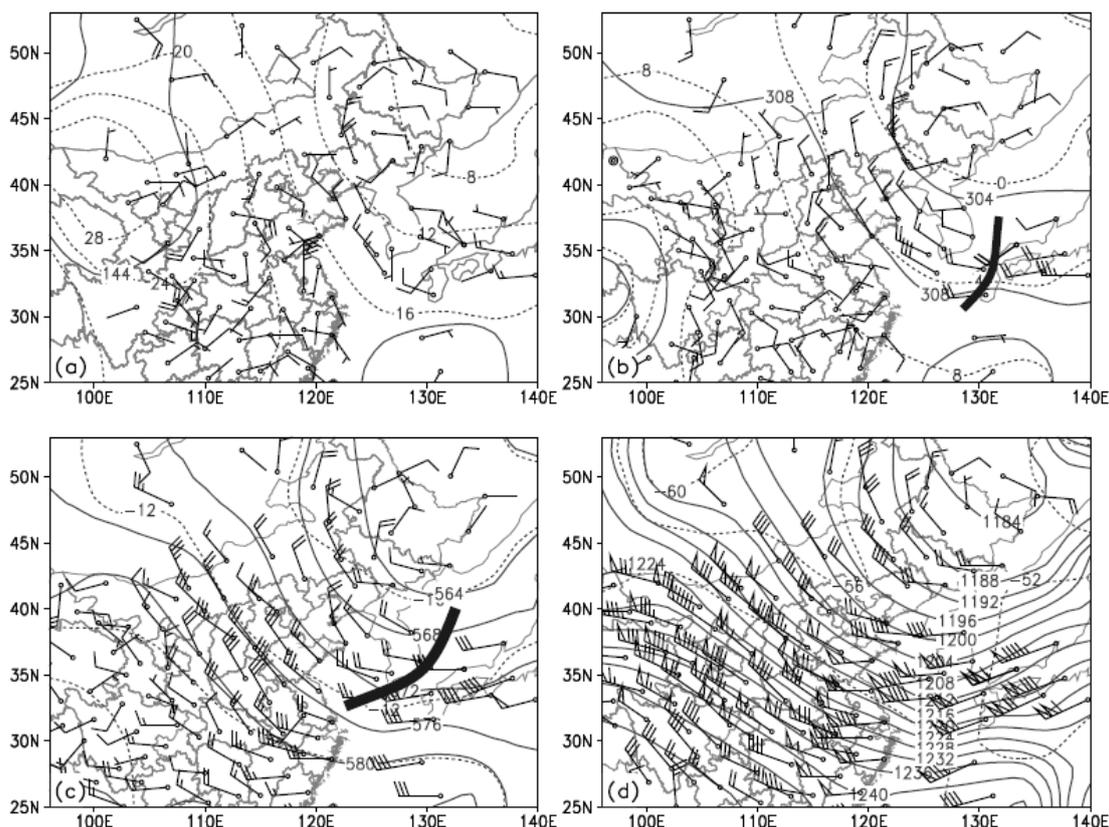


图 3.3 2009 年 6 月 14 日 08 时，各等压面的高度场（实线，间隔为 4 dagpm），等温线（点线，间隔为 4℃）以及风场（全风向杆为 5 m/s），黑色粗实线为槽线。(a) 850 hPa, (b) 700 hPa, (c) 500 hPa, (d) 200 hPa。

从南京的单站气象要素变化看(图 3.4)，各要素的强烈变化集中在 14 日 17~22 时。17~20 时，气压升高了 6 hPa 左右，同时温度降低了 12℃。20 时气压升到最高，气温降到最低，19~22 时期间还出现了降水，19~20 时的一小时累计降水达到了最大，为 16mm（图略）。18~19 时风速由 1m/s 升高到了 12m/s，风向由偏南风转为偏北风。与第一次过程的观测站相比，这个测站不仅抓住了风向的变化，同时风速的变化也在上面有所体现。总之，各气象要素如气压，气温，风向，风速都发生了剧烈的变化，这体现出飊线系统过站的特征。

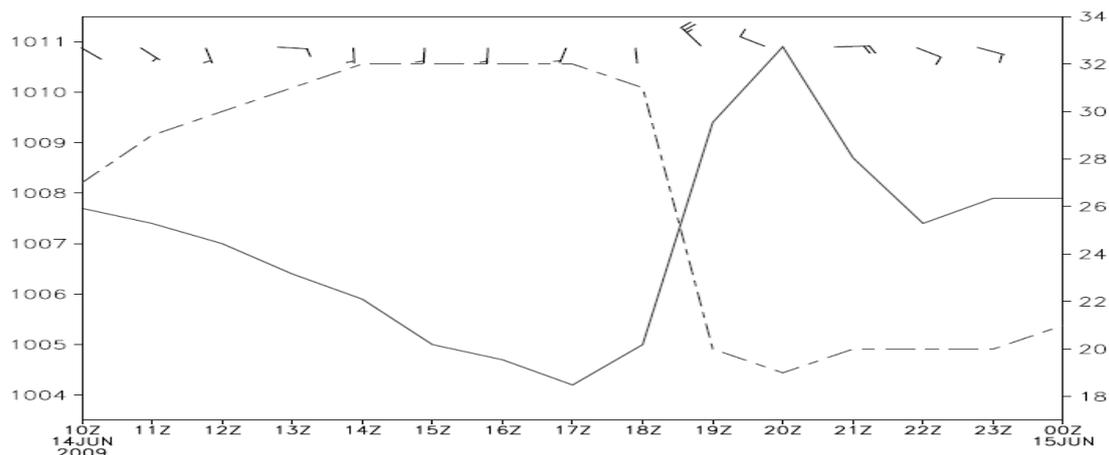


图 3.4 2009 年 6 月 14 日 10 LST~2009 年 6 月 15 日 00 LST 南京站的各气象要素的随时间变化的曲线，实线为气压（单位，hPa），虚线为气温（单位， $^{\circ}\text{C}$ ），全风速杆代表风速为 5 m/s。右边纵坐标为气温坐标，左边纵坐标为气压坐标。

3.2 两次过程的大尺度背景对比

飊线的发生都是在有利的背景条件下产生的。如果飊线发生前和发生时 700 hPa, 850 hPa 上有等温度线的密集区域, 是属于热力强迫(Johns 和 Hirt, 1987; Weisman, 1993)。如果发生飊线的区域的上层如 500 hPa 和 200 hPa 高度上位于槽前, 这样的形势是属于动力强迫 (Weisman, 1993)。一般来说, 飊线产生的有利背景场是其中一种形势, 而且这两种形势的出现也有负相关的关系(Rasmussen 和 Wilhelmson, 1983; Turcotte 和 Vigneux, 1987; Johns 等, 1993; Evans 和 Doswell, 2001)。

这两次过程中, 东北冷涡是大的背景条件。发生飊线的区域均位于东北冷涡的西南部, 飊线发生区域的上空中高层是风速大值区, 中高层的大风有利于垂直切变的形成和维持, 因此东北冷涡为飊线的发生提供了动力和热力的作用。这两次过程中, 大尺度背景场是属于弱的背景场, 环境中的触发因素不太明显。具体的来说, 从 6 月 3 日例子的各层次的分析上可以看出, 除了东北冷涡及河南上空风速的增大这些因素比较强烈以外, 其它的有利于飊线的因素并不算明显。首先, 这片区域没有表现出明显的热力形势, 如较强的中低层温度平流, 统一的低空急流环境场, 而 Stensrud (1993 fig2(a)) 研究的例子中明显可以看到表明高空锋区存在的强烈的温度梯度和低空急流。其次, 动力形势也不明显, 只是在河南西部 700 hPa 上空出现了风的切变线, 根据经典理论, 气旋式切变的前部有利于

系统的抬升。但是 700 hPa 上空对应的 500hPa 高空图上并没有看到类似的切变线。可见发生飊线的地区的环境并没有发生整层抬升的情况。6 月 14 日例子也有类似的特征。根据以往的经验,要想准确预报飊线的发生,各种因子的配置一致时进行预报效果会较好。即 200 hPa 上有急流; 500 hPa 上发生飊线的地区位于槽前; 700 和 850hPa 有低空急流, 温度平流; 850 hPa 有锋区。但是这次过程中,以上种种因素均不明显,只考虑大尺度的形势场对这次强烈天气的预报是很困难的。由此也验证了仅从环境场预报飊线这种小概率事件是很困难的。飊线为何在如此不明显的环境条件下能够产生也值得深入的分析。

这两次过程的高空形势与丁一汇等(1982)提出的槽后型(即飊线处于 500 hPa 高空的槽后, 850 hPa 的槽前, 但是低空并没有低空急流的出现)类似。在这种情况下,强对流的发展需要有强的触发机制。总之,当大尺度形势场和这两次过程差不多的时候,从大尺度的形势上去预报飊线还是不太现实。飊线是属于中小尺度系统,因此,我们应该着眼于中小尺度上的分析。

3.3 本次飊线过程触发原因

和第一次过程(03~04 日)类似,对系统发生前的环境做天气尺度,中小尺度的综合分析是非常需要的。本次过程发生最强烈的时候,系统位于江苏境内,但是它的起源可以追溯到当天的早上。在 08 时(图 3.2a),山东省北部有较强回波的形成,这个回波稳定的南移并增强。这个系统南移的原因是高空盛行位于东北冷涡西南部的西北风的引导。到了 14 时,河南东部,安徽北部地区(116E, 34N)形成了新的较强的雷达回波(图 3.5),这个系统的形成对这次飊线过程的发展起着很重要的作用,它与起源于山东的南下的系统合并,形成了本次过程。

热力原因。分析 NCEP 的再分析资料可以发现,在 08 时和 14 时这两个时刻,河南,安徽,江苏这一片江淮地区的抬升指数均为负值(图 3.6),也就是说在这些区域,一直有比较有利于对流系统所需要的热力抬升条件的存在。08 时的较强雷达回波位于山东境内,它连续的往南移动,当它经过上面所提到的“有利于抬升”的地区,在条件适合的时候就会发展出强的对流。

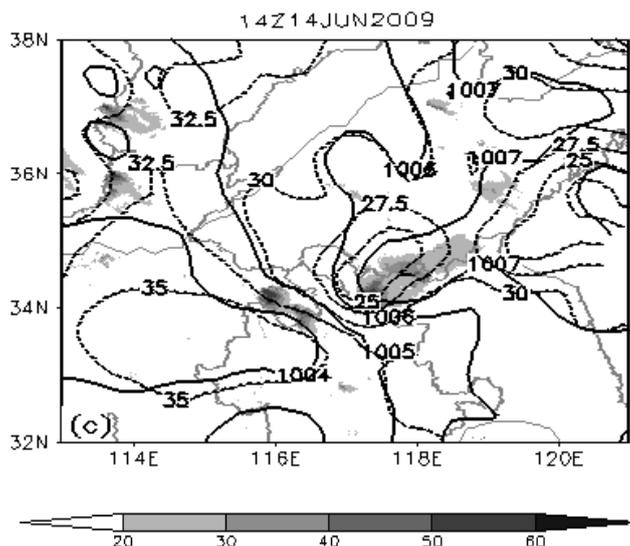


图 3.5 2009年06月14日14 LST 的雷达回波(阴影, 单位: dBz), 等温线(点线, 单位: $^{\circ}\text{C}$, 间隔为 2.5°C), 等压线(实线, 单位: hPa, 间隔为 1hPa)。

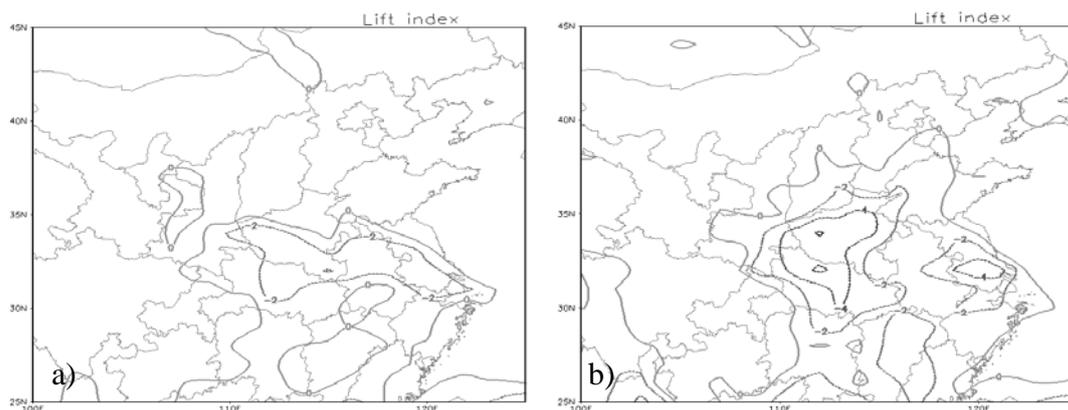


图 3.6 2009年6月14日 NCEP 再分析资料的抬升指数, 点线代表数值小于0。(a) 14日08 LST, (b) 14日14 LST。

3.4 飊线的发展过程分析

根据飊线的演变过程将其分为4个阶段：(1) 形成阶段：14日16时；(2) 发展阶段：14日17时；(3) 成熟阶段：14日18~20时；(4) 消亡阶段：14日21时及以后。下面分阶段分析其特点。

a. 形成阶段（14日16时）

14日16时，两个回波大值区左边的回波命名为回波A，右边的为回波B，它们开始合并，主要表现为层状云回波在安徽和江苏交界的附近合并（图3.7a）。

合并后风速明显的增大,出现了10 m/s以上的大风。等温线和等压线的闭合区域偏向于回波B,气压的大值中心大于1007 hPa,气温的低值中心小于22.5°C(图3.7a)。在回波的南部,等温线比较密集。从气象要素的变化场来看(图3.8a),风速大值区域也是温度下降最大的区域,最大的变温达到了-10°C以下。回波A区域的变温中心和变压中心有很好的对应关系,而回波B区域有明显的变温中心,无明显的变压区域。从降水场上看,有两个降水的大值区域(图3.9a),刚好对应了回波A和回波B两片反射率高值区。回波B所对应的TBB比较低,在-52°C以下(图3.9a),呈现为东西向的排列,可见这里的云顶高度很高。另外,两个对流区雷暴发生都比较频繁。

b. 发展阶段(14日17时)

14日17时,回波A,B中的较高反射率的区域基本排成了一条东西向的直线,合并成为统一的飑线系统(图3.7b)。等温线和等压线的闭合区域范围都比上一个时次扩大了(图3.7b)。回波A的气压比上一个时刻增加了,出现了闭合中心,同时也出现了温度的低值区,最低的温度小于20°C。而回波B仍然对应了1007 hPa的等压线,不过范围扩大了。等变压线,等变温线都有明显的扩大(图3.8b),它们包围了雷达反射率较大的区域。其中回波A对应的温度下降达到-15°C以下,比回波B强烈。以上种种因素表明,这个阶段回波A的发展要更迅猛。等变压线在整个飑线上都比较密集。变压区和变温区对应得非常好,它们的加强和扩大表明冷空气堆在加强,飑线处于增强的阶段。另外,风速较大的测站基本位于等变温线和等变压线所包围的区域内,最大的达到10m/s以上,这说明风速的增大和冷空气堆的加强有密切的关系。这个线状飑线的后部有回波反射率比较弱的层状云区。从TBB,雷暴的综合图上看到(图3.9b),TBB小于-52°C的区域范围有所增大,云系发展强烈,对应了地面上的对流降水。因此,从TBB的范围,等变温线,等变压线,雷达反射率,大风等各要素都可以反映出此时飑线处于发展阶段。

c. 成熟阶段(14日18~20时)

14日18时,在雷达回波图上出现了弓状的回波区(图3.7c),根据Fujita(1979)的概念模型,弓状的回波中部的下沉气流非常强烈,表示着这个飑线已经成熟。在弓形回波向前突出的部分附近有速度达到10m/s以上的测站(图3.7c),

分析其原因, Fujita (1979) 认为风速的大值区位于弓形回波附近, 主要是下沉气流导致的, 并且还导致了弓形回波的形成。原来在回波左右两支的两个气压闭合区域合并成一个范围较大的雷暴高压, 对应的是气温的低值中心。飊线的左端有雷达回波反射率较弱的层状云系, 强降水集中在这片区域 (图 3.9c), 飊线发展到成熟阶段往往伴随着层状云的发展。左端的变压, 变温中心比较明显 (图 3.8c)。从 TBB, 雷暴的综合图上看到 (图 3.9c), TBB 的 -32°C 线的形状有所改变, 由在上一个时次的东西向为主变成了比较圆的形状。从下一个时次的 TBB, 雷暴的综合图也证实, TBB -32°C 以下的区域形状变得更加趋近圆形了。

14日19时, 弓状回波开始断裂成两个分支 (图 3.7d)。不过并不意味着飊线马上会减弱, 相反, 在回波左半部分, 气压的大值中心强度有所加强, 达到 1009 hPa 以上 (图 3.7d)。上一个时刻, 雷暴高压中心稍微偏向于飊线的左半部分, 而这个时刻及以后的偏移更明显了。偏移表明飊线左端的系统所对应的冷池是增强的。冷池的增强意味着密度流的增强, 对应了南部的大风。左半支所对应的风场为反气旋式, 风速较大。而右半支的风是气旋式, 风速较小, 与 Fujita (1978) 及 Skamarock (1994) 提出的概念模型一致, 系统在科氏力的影响下左端产生反气旋式的流场而右端产生气旋式的流场。南边系统会增强, 在本例子中是左边的系统, 左半部分所对应的等变温线和等变压线比右半支明显也证明了这一点。另外, 左端后部的层状云的回波也增强了, 层状云的降水会导致地面的升压和降温, 所以气压, 温度的闭合中心往西移动可能还受到了层状云的影响 (图 3.8d)。右半支飊线对应了强降水, 闪电活动也比较多 (图 3.9d)。

14日20时, 弓状回波已经不存在了 (图 3.7e)。从对流线的位置由以前的东西向变成东北-西南向。北边的反射率大值区只有一小块, 地面上对应的是气旋式环流, 这个气旋式的环流比前一小时的更加明显, 风速也增强了, 可能是弓形回波的中部有下沉气流的补充, 加强了这个气旋式环流。在雷达回波图上, 左半部分 (南端) 的回波反射率大值区的范围很小, 但是在它的南部在没有回波的地区出现了风速很大的测站, 个别风速达到了 15 m/s, 范围也较大。因为这个时候气压和气温分布与前一个时刻的配置基本一致, 仍然偏向于系统的左端。等变压线的闭合区域也往西南延伸。这表明左端的冷池是增强的。于是, 风速大值区扩散到强回波区以南这个事实和南部系统的密度流的增强可以联系起来。层状

云对应的地面上有辐散的风, 往南的风速较大。飊线后面的层状云系对应的尾部入流对飊线前方的大风也有贡献。尾部入流在靠近对流区的地方加强了下沉气流, 并在地面上产生辐散。下沉会引起层状云后部的增温, 这点可以从 20 时南京站的探空资料上可以看出(图 3.10)。此时的南京位于层状云区的后部, 可以看到 1000 hPa 和 850 hPa 之间有一个干层, 温度和露点温度差比较大。温度也存在着逆温现象, 这是层状云后部下部气流的干下沉的证据。这个下沉气流引起了低层的辐散气流。20 时降水的大值区和强回波区基本对应(图 3.9e)。强降水的区域是气旋式环流对应的区域。从 TBB, 雷暴的综合图上看到(图 3.9e)看到, TBB 小于 -52°C 的区域基本消失了。雷暴发生的频率也明显较少。从这可以知道, 虽然飊线对应的大风还是维持, 但是飊线整体上来说已经开始由盛转衰退了。

d. 消亡阶段(14 日 21 时及以后)

14 日 21 时, 层状云所对应的雷达反射率减弱了很多(图 3.7f)。飊线的形状改变非常明显, 即层状云对应的回波和飊线对应的强回波的相对位置发生了明显的变化, 整个系统呈现出钩状型, 这点与 Houze 等(1990)提出的不对称型类似。钩状的北部为层状云回波, 风场以这片地区为中心, 向南和向北两边辐散。此时的等变温线范围缩小了很多(图 3.8f), 变压的强度也减少了, 2 hPa 的等变压线包围了飊线对应的较强回波的狭长区域, 对应的风速也减弱了, 各种因素表明了系统的消亡。TBB 小于 -42°C 的区域包围了对流线和对流线北部的层状云区, 表明这片层状云区所对应的云顶高度也比较高(图 3.9f)

14 日 21 时以后, 南部有一较弱的线状系统, 这是由于前段时间的比较强烈的南部系统的激发下产生的, 而北部对应了层状云回波。系统的各个要素都在逐渐减弱(图 3.7g, h, 图 3.8g, h, 图 3.9g, h)。

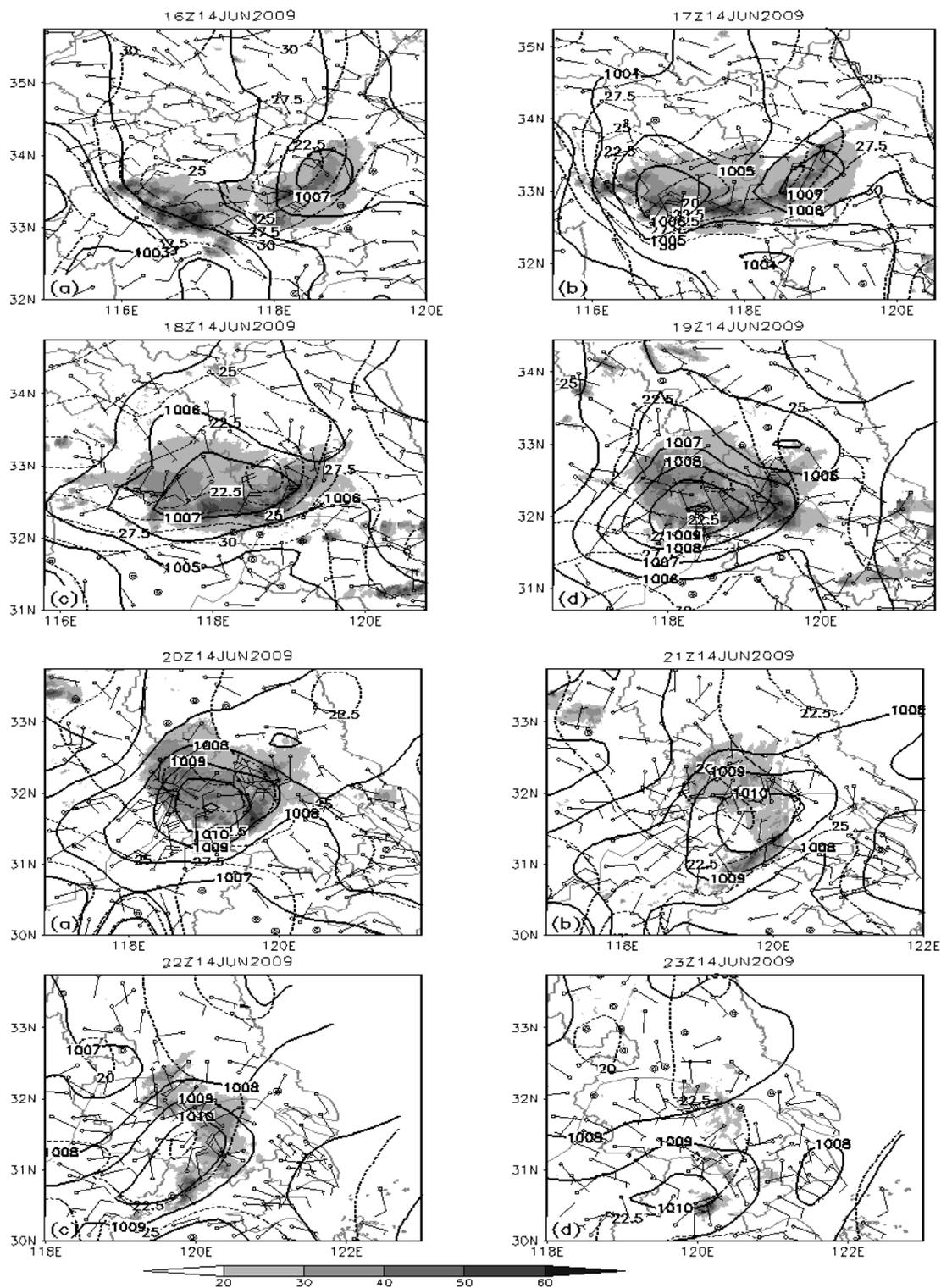


图 3.7 2009年6月14日16 LST~23 LST 的雷达回波 (阴影, 单位: dBz), 等温线 (点线, 单位: $^{\circ}\text{C}$, 间隔为 2.5°C), 等压线 (实线, 单位: hPa, 间隔为 1hPa), 风场 (全风向杆为 5 m/s)。 (a) 14日16 LST, (b) 14日17 LST, (c) 14日18 LST, (d) 14日19 LST, (e) 14日20 LST, (f) 14日21 LST。 (g) 14日22 LST, (h) 14日23 LST。

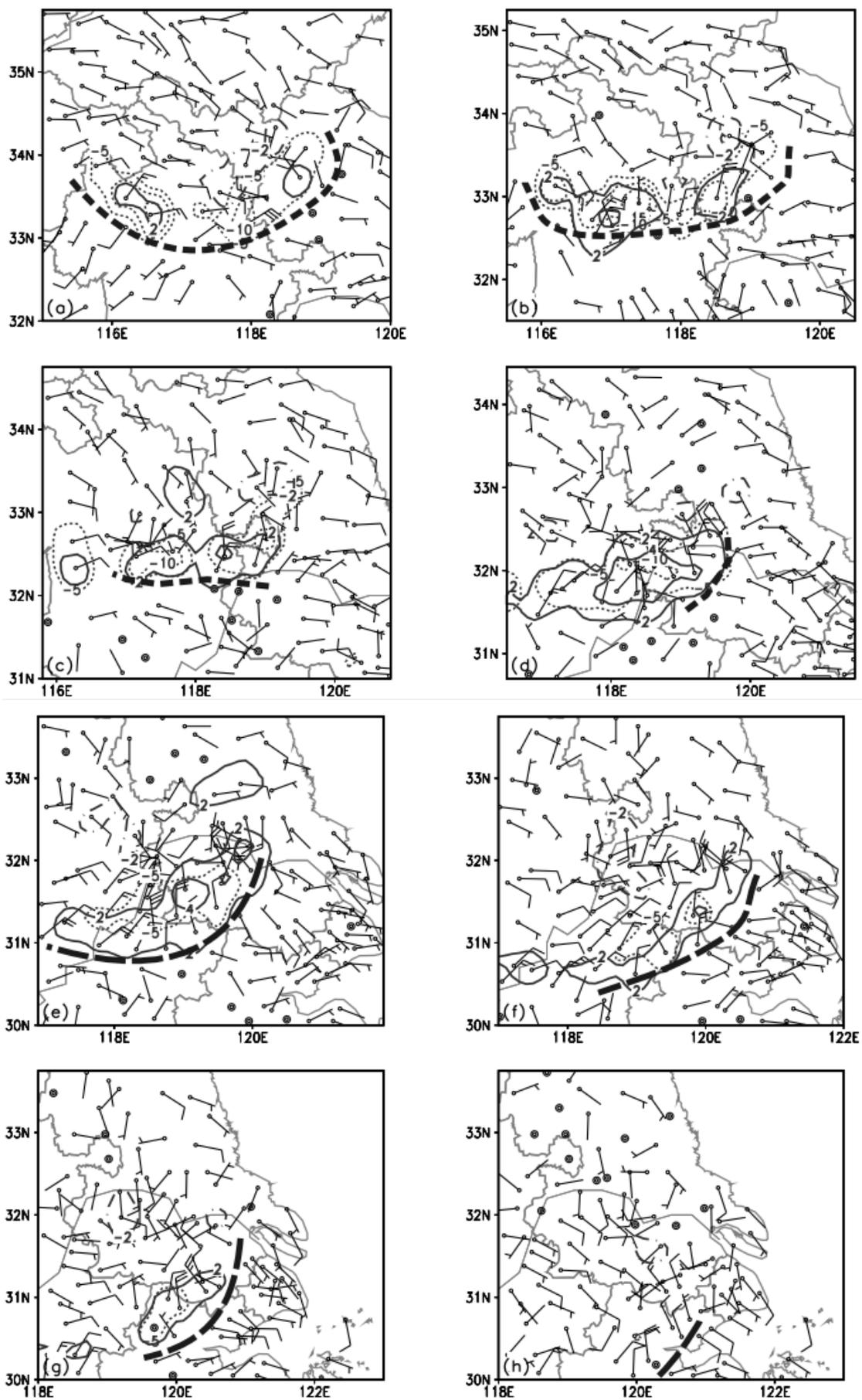


图 3.8 2009年6月14日 16LST~23LST 的等变温线(点线, 单位: $^{\circ}\text{C}$, 间隔为 5°C), 等变压线(实线为正值, 点横线为负值, 单位: hPa, 间隔为 2hPa), 风场(全风向杆为 5m/s), 黑色粗虚线为风场的辐合线。(a) 14日 16 LST, (b) 14日 17 LST, (c) 14日 18 LST, (d) 14日 19 LST, (e) 14日 20 LST, (f) 14日 21 LST。 (g) 14日 22 LST, (h) 14日 23 LST。

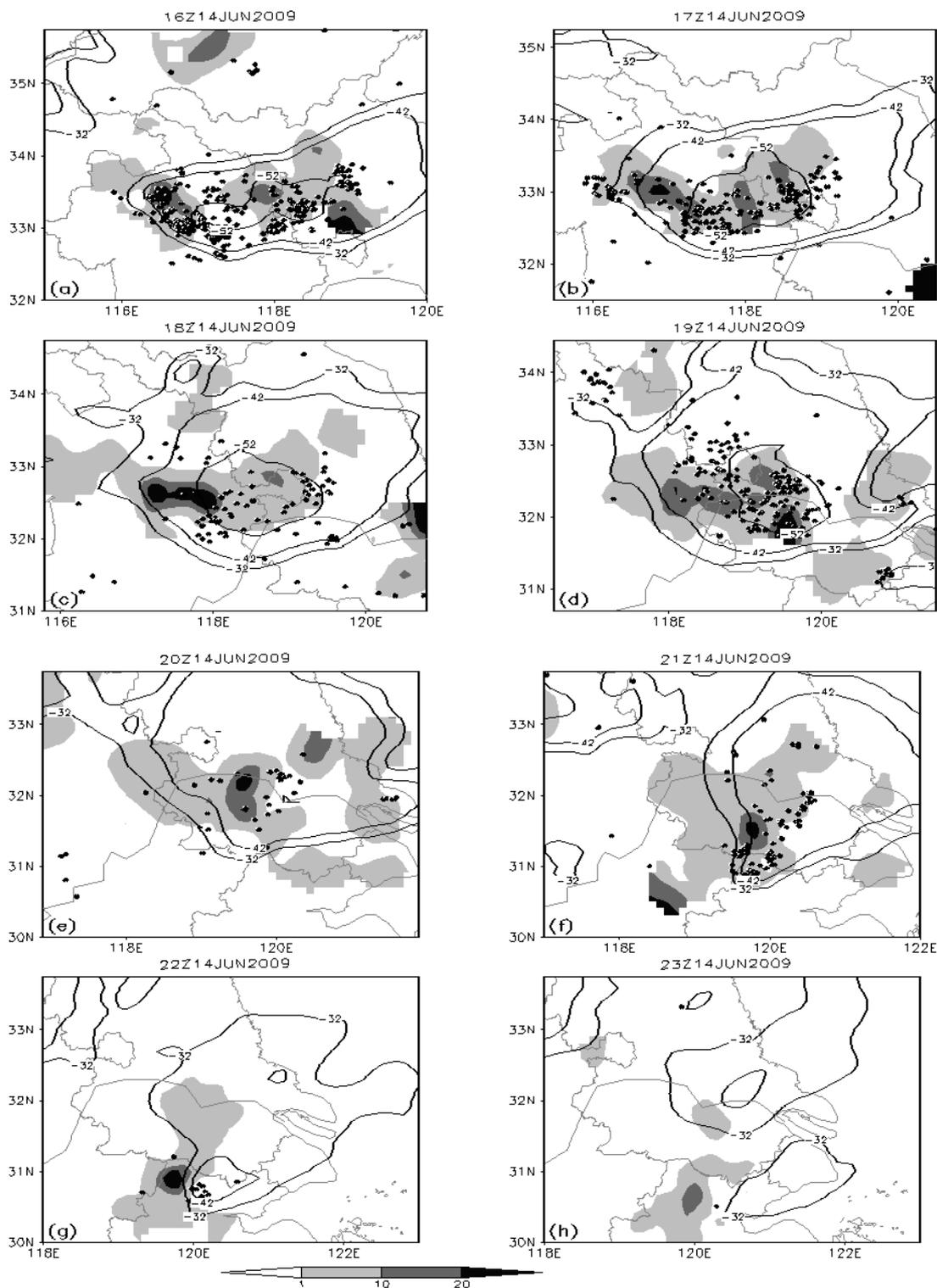


图 3.9 2009 年 6 月 14 日 16LST~23 LST 的 FY-2C 卫星 TBB (实线, 单位: $^{\circ}\text{C}$), 闪电分布 (圆点), 每小时降雨量 (阴影, 单位: mm)。 (a) 14 日 16 LST, (b) 14 日 17 LST, (c) 14 日 18 LST, (d) 14 日 19 LST, (e) 14 日 20 LST, (f) 14 日 21 LST。 (g) 14 日 22 LST, (h) 14 日 23 LST。

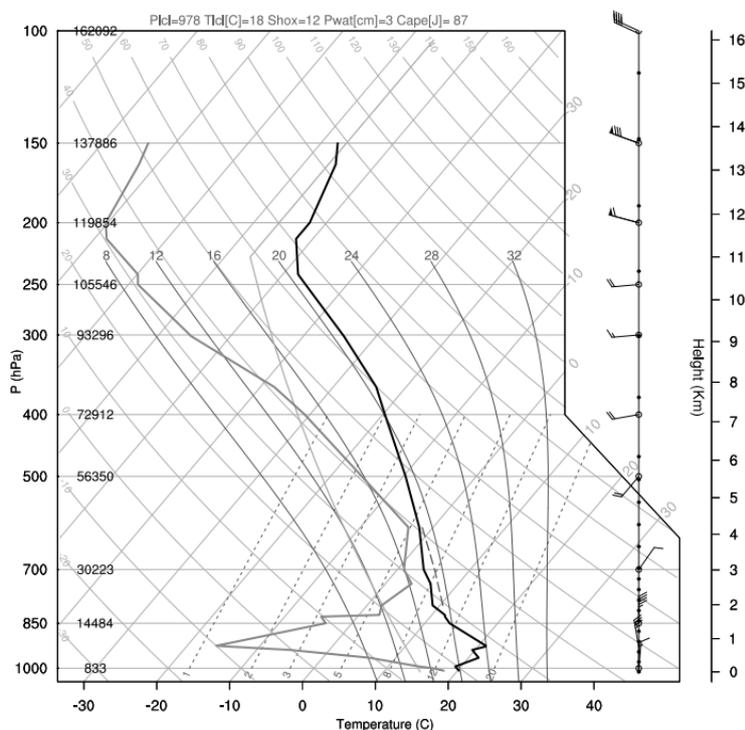


图 3.10 2009 年 06 月 14 日 20LST 南京 (118.8E, 32.0N) 的探空图, 黑色实线为温度廓线, 灰色实线为露点廓线。图右边的全风速杆代表 5 m/s。

3.5 第二次过程总结

雷达回波经历了合并, 分裂, 消散的过程。发展最强烈的时候是典型的弓形回波的特征。系统形成弓形回波后经历了断裂的过程, 随着系统的发展, 雷暴高压和冷池越来越偏向于系统的左端。等变压线, 等变温线的密集区逐渐往西, 往南延伸。这些变化都表明了左端系统的发展比较强烈, 对应的冷池的前方的密度流会更加强, 大风往往发生在密度流的前沿。系统的左端发展强烈解释了大风偏向于左端的事实。左端的后部还有较为强烈的层状云, 层状云下部的尾部入流对雷暴高压, 冷池是有影响的。这个层状云到了消散阶段偏向于对流线的西北部, 发展成为不对称型, 这种配置与经典的概念模型一致。从 TBB, 闪电等因素看出, 对流线上的对流云发展旺盛, 产生强降水, 较弱的层状云一直对应了较

弱的降水。

3.6 6月两次过程的中尺度分析的比较

(1) 两次过程中相同的是，都是发展比较强烈的对流系统。第一次过程的左半分支类似于第二次过程中的线状飑线。系统在演变过程中均表现出经典的飑线的特征，如雷暴高压，冷池，尾流低压，大风，层状云区，对流云区等一系列特征。

(2) 雷暴高压和冷池在两次过程中都往左，往南伸展，这表明左端的系统是增强的。增强的密度流更容易触发出前方的新的系统，使得大风往南发展。对流线后部的层状云的位置随着时间推移都往西北部移动，发展为不对称型。

(3) 第二次过程（6月14日）的大风比较剧烈，有大风记录的地面自动气象站的数量明显比第一次过程的多。从大风出现的位置来看，第二次过程大风出现的位置更靠近主导的飑线。但相同的是，在两次过程中，随着系统的演变，大风的位置逐渐的往左端移动。这与左端冷池的增强是一致的。

(4) 两次过程的回波的形状发展各不相同。在第二次过程里，系统经历了由弱的回波逐渐发展——移动——和新的回波合并——加强——弓状回波形成——断裂等一系列复杂过程。而第一个过程中，新的系统在旧的系统南部形成——加强——“人”字形回波——范围扩大——消亡等过程。第一次过程的“人”字形回波系统要比第二次过程的线状回波复杂。“人”字形回波左半分支是主导的部分。“人”字形回波系统的右半支具有与一般的线状飑线不同的特点。

(5) 第二次过程的发展阶段只有一个小时，比第一次过程的要短，但是它的成熟阶段有三个小时，比第一次过程要长。这表明系统经过短暂的发展便很快的到达成熟阶段，而且持续的时间比较长。第二次过程的云系发展比第一次过程强烈，这点可以从TBB的数值看出来， $TBB < -52^{\circ}\text{C}$ 的区域比第一次过程中的大。

第四章 6月3日飊线过程的数值模拟

4.1 数值模拟的目的

第2—3章采用观测资料分析了飊线的发展过程和地面大风产生的可能机制,由于观测资料的限制,不能深入分析飊线的结构和大风产生的机理,因为模式的分辨率比实际观测的要高很多,因此对模拟结果的分析可以加深对飊线结构的进一步了解。下面将利用WRF模式对第一次过程的系统进行模拟,然后采用高分辨的模拟结果揭示“人”字形系统的结构和大风产生的机制。由于WRF模式并没有成功模拟出第二次过程(6月14日),因此,以下的模式分析主要针对的是第一次过程。

4.2 模式方案

模拟采用WRF模式,4层嵌套,水平分辨率分别为36 km, 12 km, 4 km, 1.3 km,垂直方向有28层。长波辐射采用RRTM方案,短波辐射采用Dudhia方案,陆地选取Noah方案,边界层选取Yonsei University方案,积云采用Kain-Fritsch方案,微物理采用Morrison double-moment方案。在NCEP/FNL再分析资料的分析基础上,利用WRF的OBSGRID模块将地面自动站观测资料分析到模式格点上作为初始场。模拟初始时间为北京时6月03日08时,积分24 h。

4.3 模拟飊线的演变过程及结构分析

模拟结果在本次过程飊线发生的前期,6月3日13时~19时山西高原上面有雷达回波的维持(图略),位置比实况稍偏北。18时在河南境内大约35°N地区,有明显的风场辐合区。这个辐合区在19时仍然维持,同时,这片区域也是CAPE值的大值区(图略)。不稳定的层结加上风场辐合的作用,更有利于对流在这片区域发展。在飊线的发展阶段中(图4.1),模式模拟出来的“人”字形系统的演变与实况的大致一致,但是触发比实况晚了1小时,导致模拟的飊线的各个阶段均比实况晚了1小时,位置偏北一个纬度左右。尽管模拟的飊线在时间,空间与实况都有差距,但是,从系统的演变过程来说,WRF模式能够较为准确的

再现该系统的发生发展过程，因此，可以利用模拟结果对这次过程进行分析。

前面在观测资料分析中对系统的阶段已经做了划分，由于模拟结果相对实况都晚了 1 h，因此，模拟结果的阶段划分如下：形成阶段为 3 日 20~21 时；发展阶段为 3 日 22~23 时；成熟阶段为 4 日 00~4 日 01 时；消散阶段为 4 日 02 时及以后。下面将分析模拟的飊线系统各阶段的特点，因飊线的移动速度大约为 11 m/s，除大风分布图外，其他的图中的风速都减去这个移速，这样更有助于分析气流相对飊线系统的运动状况。

a. 形成阶段（3 日 20~21 时）

3 日 20 时（图 4.1a），河南省中北部出现新的对流单体。不过比实况晚了 1 h，它的位置与实况 3 日 19 时河南中北部的新的被触发的强对流位置基本一致（图 2.8a）。强对流的后部地面上有冷高压（图 4.2a）。雷暴高压的外围温度梯度较大，风场以雷暴高压为中心向外辐散，出现了 15 m/s 以上的大风。飊线的前方对应的是暖区及低压区域，风场在飊线的东南部的辐合表明飊线有可能会往东南方向移动发展。

b. 发展阶段（3 日 22~23 时）

3 日 22 时（图 4.1b），对流比上一个时次增强，在飊线最强雷达回波的西北部（后部）出现了回波稍弱的区域，但从后面剖面图的分析来看，这片云系并没有表现出层状云区的特点，对应的地面风速尽管没有飊线前沿的风速大，但是有些地方也出现了大于 10 m/s 左右的风。大风主要出现在飊线的前沿（图 4.3a），在飊线的东部，大概以 35°N, 115.2°E 为中心，出现了气旋式扰动，气旋式扰动的出现使线状回波的东段与主体分裂，并逐渐减弱，但气旋式环流的出现使南方的暖空气平流到气旋环流的中心（图 4.2b），在气旋环流西北部的冷空气与气旋中心的暖空气形成辐合，气旋的东部则为偏南气流和偏东气流的暖切变。对应于冷暖切变逐渐形成了“人”字形回波（图 4.1c）。3 日 22 时的对流区是变压较为强烈的区域（图 4.3a）。对流区域出现了大于 6 hPa 的增压。同时，在回波相对较弱的西北部，出现了减压的区域。

从剖面图上看（图 4.4c），此时系统的下部有明显的下沉气流，强对流中心的中上层有较强的上升气流。几乎整个区域的中下部（<5km）都对应了增压和减温。对流区的 4 hPa 的等变压线最高达到 4 km 的高度，1 km 以下为 -6°C 的等变

温线。系统盛行东风，即由飚线前方的入流所主导（图 4. 4b）。

3 日 23 时（图 4. 1c），系统的雷达回波反射率出现了明显的“人”字形。不过右半支明显很弱。左半支表现为线状的飚线，后部没有过渡区域，有层状云区，但是范围很小。对流比较强烈，10 m/s 以上的大风遍布整个对流区域（图 4. 3b）。对流区域及层状云靠近对流区的部分是正变压的区域。而在层状云的后部则有负变压的区域，比上一个时刻的明显，表明层状云下部的下沉气流有所加强，气流下沉增温导致下部的暖性低压的形成（图 4. 2c）。

从剖面图上看，AB 剖面即飚线的北部剖面，对流区的后方反射率较小是层状云区（图 4. 5a）。170 km 处对流区有比较强烈的上升气流，达到了 8 m/s 以上（图 4. 7a）。在这支强烈上升气流的左边有比较强烈的下沉气流，与观测分析一致(Biggerstaff 和 Houze, 1991)，这支下沉气流也是过渡区形成的原因，但这里的下沉速度过于强烈，模式可能没有真实的反映实况。对流区在 4 km 以下为小于 2 m/s 的下沉气流，饱和的空气下沉导致了低层的降温和增压。于是可以看到，4 km 以下对应了 4 hPa 的等变压线，1.5 km 以下有 -6°C 的等变温线。从剖面的风速分布图中看到（图 4. 6a），对流区的东部盛行东风，即风向为飚线的前方指向尾部层状云区。这种前部入流可能是尾部层状云形成的原因（图 4. 7a）。在层状云下部，2-8 km 有速度为 0-10 m/s 的尾部入流，方向指向对流区。这个尾部入流主要为小于 2 m/s 的下沉运动，到了过渡区域，这个尾部入流的垂直分量会被过渡区的下沉气流所增强。层状云区的下部（2 km 以下）有从对流区向后部的气流，是因为过渡区的下沉气流加上层状云的下沉气流受到地面的阻挡，向尾部分流的缘故。还注意到，层状云的尾部区域的下部对应了增温和减压的区域（个别区域大于 4°C ），这是因为相对干燥的空气下沉增温的结果，而降水粒子的蒸发降温不足以补偿干空气的增温。从以上种种特征可以推测，这片区域和上一个时次的相比，更表现出层状云区的特征，因为在上一个时次，后部是增压和降温以及流向尾部的前方入流。CD 剖面即飚线的中部剖面的要素配置与 AB 剖面的基本相同，不同的是对流区的回波反射率范围比较大，而且因为有多多个小的对流胞的存在，使得对流区的上升下沉运动出现相间隔的情况（图 4. 5b）。从 EF 剖面可以看到，层状云区（水平 60 km 处），下沉气流比较强，达到 -3 m/s 的速度，比 AB, CD 剖面都要强而且更靠近地面（图 4. 7c）。而在这个地方，0-2 km

高度的层次里面,风的水平分量却比较小(图 4.6c),这表明层状云下部的尾部入流到达这个地方后水平分量减小,垂直分量增大,于是表现为较为强烈的下沉运动。对流区下部的下沉气流高度从 3 km 开始,相比 AB, CD 剖面的 4 km 高度要低。没有出现 4 hPa 的等变压线, -6°C 的等变温线的高度也比较低(图 4.7c), 这些要素表明 EF 剖面的对流云的发展比其他剖面的弱。从层状云区和环境的探空分析看(图 4.8),层状云区地面附近还没有形成逆温层,温度露点差大约在 15°C 左右,从层状北侧探空(图 4.8a)和层状南侧探空(图 4.8b)的对比,南侧的中低层的西北风入流更强,高度更高。而在飑线以外的东南和东北区(图 4.8c, d), 700 hPa 以下都较干,低层的温度露点差大约在 $10-20^{\circ}\text{C}$ 左右,且地面有逆温层,风切变主要在 850 hPa 以下。

c. 成熟阶段 (4 日 00~4 日 01 时)

4 日 00~01 时(图 4.1d, e),回波出现明显的“人”字形状,飑线的范围有所增大,层状云区更加偏向于对流区的西北部。大范围的地面大风已经形成,这与实况比较一致。成熟阶段的“人”字形回波左半支区域可以分为强对流区(C)和对应的层状云区(T)、强对流区的前方区域(P区)(图 4.1d)。4 日 00 时,从气压场来看(图 4.2d),飑线的后部出现了两个尾流低压的中心,范围也比较大,这与 Fujita (1959) 的研究结果一致,即层状云的扩大,尾流低压的出现及意味着系统发展到了成熟阶段。这是因为层状云的下部的下沉气流,导致对应的地面上增温和减压。从层状云区的探空图可以看出(图 4.12a),这个时刻 1000 hPa 高度到 850 hPa 高度之间出现了逆温,温度和露点温度差也比较大,即层结比较干。而上一个时刻的逆温和干层并不明显(图 4.8a)。这都表明了下沉气流在发展阶段的增强。飑线的对流区对应了多个雷暴高压的中心(图 4.2d),这些雷暴高压是冷性的,冷池的范围和强度都明显增强,这与前面的实况分析一致。大风区域较为集中在对流区(图 4.3c)。从飑线系统的右半支对应的气压和温度场来看(图 4.2d),这里也有小范围的弱低温和高压区,对应的地面上没有大风。

4 日 00 时,左半支系统的宽度并不均匀(图 4.1d),南部的对流区的范围明显比北部及中部的要小。因为层状云偏向于飑线的西北部,因此从左半支的三个剖面图(图 4.9a, b, c)中可以看出,南部剖面的层状云区明显比北部和中部的范围要小。AB 剖面有一片主要的反射率大值区(图 4.9a),大值区对应的对流

层中高层盛行上升气流（图 4.11a），而该上升气流的下部为下沉气流，剖面图中的水平分量为东风。在层状云区有尾部的入流，但是尾部入流在下沉到靠近对流区的位置的时候（100 km 处）（图 4.10a），由于对流的阻挡转为下沉运动为主（图 4.11a）。CD 剖面的对流区由两片反射率比较大的区域连接起来（图 4.9b），因此从垂直速度场来看（图 4.11b），这片对流区存在比较不规则的上升和下沉运动，这里的气流都为流向尾部的前方入流（图 4.10b），这种配置还是会有利于尾部层状云的维持。对流区下方的 4 hPa 的等变压线， -2°C 的等变温线的厚度与 AB 剖面的差不多。AB 剖面 and CD 剖面的相似性表明这个时刻系统的北部和中部的发展状况基本一致。但是，从南部的 EF 剖面上来看，它与前面两个剖面的差异还是比较大的。雷达回波反射率的范围比较少，后部的层状云范围比较小，对流区的下部只有 2 hPa 的等变压线（图 4.11c）。从这点上看，系统在南部的发展比其他地方的稍弱。这个时刻南部的发展也比上一个时刻的要弱。

4 日 01 时系统的前方是正变压的区域，后方为负变压包围的区域。系统出现了正变压为 6 hPa 的区域，表明系统还在加强。大风的区域往飚线的中部和南部移动（图 4.3d），“人”字形回波以及层状云还继续维持（图 4.1e）。从飚线整体的回波反射率强度看，系统已经有所减弱，但是系统南部的反射率与上一个时次的强度差不多，而且比中部和北部的要强烈，这说明南部系统的强度在增强，当系统的其他部分开始由盛转衰的时候，南部系统并没有很快的减弱。系统的这个特性也体现在大风区域往南移动的这个事实上。左半支的雷暴高压对应的冷池在这个时刻比上一个时刻要更加明显，范围也扩大了，01 时飚线后部的尾流低压相对前部对流线的位置比 00 时更加偏向西北部的层状云的下方（图 4.2e），这种配置与 Houze (1990) 所提到的概念模型一致，即系统由对称型发展到非对称型（尾流低压位于对流线中部的正后方为对称型，偏向西北部为非对称型）。并且在他们的概念模型中，系统南边的反射率也比其他地方的稍强，与本文研究的这个例子的事实相符合。

剖面图中的对流区北部和中部的雷达反射率有所减弱（图 4.13a, b），但是南部的对流强度仍然维持（图 4.13c）。AB 和 CD 剖面图上（图 4.15a, b），对流区域的上升运动已经不明显，主要为下沉运动，尤其是 5 km 高度以下的下沉运动更为明显。AB 剖面上，对流区下部的 4 hPa 等变压线的高度由上一个时刻的 4

km 左右高度下降到 2 km 左右的高度, 下沉气流的速度也比上一个时刻要弱, 表明对流系统强度在减弱。分析 AB, CD 剖面的水平风场分布, 尾部入流一直延伸到对流区 (图 4. 14a, b), 而在上一个时刻这个尾部入流和对流区的出流并没有打通, 而是在对流区和层状云区的连接区域被东风所阻挡。这个时刻下沉运动在对流区和层状云区的结合处也比较明显 (图 4. 15a, b)。层状云区对应的中层强的尾部入流 (即西风) 最强达到了 20 m/s, CD 剖面比 AB 剖面更明显。层状云的下部还是维持了降压和升温的形势, 从探空图上也可以看出, 逆温和干层还是比较明显 (图 4. 16a, b)。在 CD 剖面里, 这些气流到了靠近对流区的地方就转为下沉气流, 分别向前部和后部辐散, 下沉气流的最强中心 (达 2m/s) 在 2 km 的高度上, 高度比以前的时刻要低, 也比同时刻的 AB 剖面的要低, 对流区前方的出流也比 AB 剖面的要强 (图 4. 14a, b)。同时, 因为这个时刻的雷暴高压和冷池范围和强度都很明显 (图 4. 2e), 这表明下沉气流与它们的形成是有密切关系的。模拟结果证实这个时刻地面大风的出现与层状云区的中层入流形成的下沉气流有关, 强对流区的下沉气流会被这股气流增强。通过数值模拟和雷达观测的分析都已经证明层状云里的这种尾部入流是由于中层的气压梯度形成的 (Weisman, 1992, 1993; Grim 等, 2009)。CD 剖面的强烈尾部入流也是飑线转变为弓状回波的原因。强烈的入流及下沉气流使得飑线中部的移动领先与其他部位, 于是便形成了弓状回波。EF 剖面也有增强的后部入流, 不过没有 CD 剖面的强 (图 4. 14c), 在对流区和层状区的结合处, 还是盛行向飑线前方的风, 这里的尾部入流对飑线前方的大风是有贡献的。南部飑线系统在这个时刻, 对流区的发展还是比较旺盛, 对流区 4 km 高度以上为上升气流, 以下为下沉气流, 而且下沉气流的强度和上一个时次的差不多 (图 4. 15c)。从变温和变压场来看, 这个时刻的 EF 剖面的 2 hPa 等变压线, -2°C 及 -4°C 等变温线偏向系统的前方。也就是说冷池的移动比较快, 即密度流产生的向前的大风会领先于系统, 这样会切断飑线前方的入流, 原来的飑线不能继续维持, 但是飑线前方的大风有可能在不远处重新触发出新的对流单体。

从层状云区的探空分析看 (图 4. 12a, b, 图 4. 16a, b), 层状云区地面附近已经形成了逆温层, 特别是在 4 日 01 时, 在 850hPa 和地面之间形成了大约 5°C 左右的逆温, 700 hPa 以下的空气仍然较干, 温度露点差大约在 $10-20^{\circ}\text{C}$ 左右。

与发展期（图 4. 8a, b）比较，主要的变化在逆温层的形成，也说明层状云下的下沉运动比发展期强。而在飚线以外的环境探空（图 4. 12c, d, 图 4. 16c, d），与发展期对比，主要的变化也在低层逆温层更强，强的风切变仍然主要在 850 hPa 以下。

d. 消散阶段（4 日 02 时及以后）

04 日 02 时（图 4. 1f），“人”字形回波左半支的回波强度减弱了很多，不过南部的雷达回波强度比其他部分的要强。地面上变压场的强度也减弱了，对流区的最大变压强度为 4 hPa，而且相对前一个时刻的范围缩小了很多，地面大风范围也缩小了很多，风速也减小了，系统已经开始减弱（图 4. 3e）。相对较大的风速集中在飚线南部的前沿。回波对应的地面上的雷暴高压范围扩大了，尾流低压范围较小（图 4. 2f）。

从剖面图看，强对流强度继续衰减，系统的水平尺度也缩小了（图 4. 17）。AB 剖面对流区（ >120 km）下层的下沉运动有所增强（图 4. 19a）。这些下沉运动的区域对应的是正变温和负变压，与前一个时刻截然相反。最大的正变温达到了 $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， -2 hPa 的等变压线最高达到 2 km。其原因有可能是处于消散阶段的系统，降水粒子已经降落了很多，大气中的相对湿度已经减小，粒子下沉蒸发降温不足以抵消干空气下沉的增温，于是出现了降压和升温的现象。CD 剖面也有类似的情况（图 4. 19b），不同的是下沉运动比 AB 的弱，没有出现明显的变压，增温幅度也比较小， $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的等变温线集中在低层。层状云下部仍然以下沉运动为主，虽然没有出现明显的变温和变压。从探空图上看（图 4. 20a, b），低层的还是维持着逆温和干层。从水平风速场来看，AB, CD 剖面的尾部入流都比较强烈（图 4. 18a, b）。不过在对流区里，这个尾部入流并没有到达地面上，地面上有一个浅薄的风向指向尾部的前方入流。地面上对应的风速比较小，也就是说层状云下部的尾部入流没有对地面大风产生贡献。而南部 EF 剖面和 AB, CD 的情况相反。层状云下部的尾部入流和对流区的指向前方的气流还是连成一体的，这点与上一个时刻的类似（图 4. 18c），地面上的风也比 AB, CD 剖面上的要大，对流区是正变压以及负变温，而且 2 hPa 等变压线还到达了 6 km 的高度。在水平 100km 左右的对流区，4km 高度以下有下沉气流，这个下沉气流的位置滞后于等变温线以及等变压线的位置。也就是说冷池已经移到了系统的右边，密度流的快速移动有助

于大风区域在飑线的前方形成，从平面图的大风分布区域也证明了这一点（图 4.3e）。系统虽然整体上是减弱了，但是由于南部的对流区域维持的时间比较强，产生的密度流移动速度比较快，在飑线的前方产生了大风，层状云下部的尾部入流对大风也有贡献。

4.4 模拟的系统的演变过程总结及系统的发展与地面大风的的关系

高分辨率的模式资料揭示出发展阶段中“人”字形回波形成的原因，进一步证实了实况资料中对于“人”字形回波形成的解释。它在演变过程中，各部位表现出不均匀性。“人”字形回波的左半支会由对称型发展到不对称型，即尾流低压及层状云越来越偏向于左半支的西北部。左半支的北部和中部的发展基本类似。但是在成熟阶段，中部的后部入流比其他部位强，后部入流和对流区的出流连成一体，导致了弓状回波的形成。在成熟阶段的后期之前，同一时刻，系统的北部，中部的发展都比系统的南部发展要强烈。在消散阶段之前，飑线北部，中部的 4 hPa 的等变压线一直维持着并且最高到达 4 km 的高度，而飑线南部只有 2hPa 的等变压线，变温的强度也比飑线的中部和北部要弱。但是到达了成熟阶段的后期，即 4 日 01 时，系统北部和中部的发展都有所减弱，到了消散阶段减弱得更快。具体表现为对流区中层的上升运动的减弱，下层的等变温线，等变压线高度的降低，表明系统的冷池高度的降低，这是因为降水越来越少，系统没有办法维持冷池的强度，到了消散阶段更明显，由于对流云下层下沉的湿空气的相对湿度越来越低，干空气下沉增温的作用占了主导，于是地面上出现了负变压和正变温。总的来说，维持机制的减弱（上升运动），系统在消散机制（降水）的作用下，使得左半支北部和中部的发展减弱并最后衰减。从雷达回波的演变也可以看出，系统北部和中部的反射率到了后期就比南部要弱了，这点与 Houze (1990) 基于观测事实提出的概念模型一致。从本次过程南部的剖面图上各要素的演变中可以看到，系统南部的维持时间比其他部分要强。尽管在成熟阶段后期之前，北部，中部的发展一直强于南部，但是到了成熟阶段的后期，北部，中部的发展减弱了，南部的发展仍然维持，上升运动还是比较强烈，对流区的下部的 2 hPa 等变压线高度并没有很大改变，即使到了消散阶段对流区的中低层仍然对应了正变压以及负变温，这表明冷池仍然在维持。不过值得注意的是，此时冷池的移动

速度快于系统的移速，表明密度流向前发展，导致飚线前方的大风，这也是地面大风分布图上大风逐渐往南端发展的原因。也解释了地面每3小时大风观测偏向于系统南部及6月这两次过程的地面自动气象站的风的辐合线由东北-西南向转变为南北向的事实。

层状云下部的尾部入流对飚线前方的地面大风的形成是有重要作用的，尤其是到了成熟阶段，层状云的尾部入流和对流区里的指向飚线前方的风连成一片，促使了弓状回波的形成，同时也有利于地面大风的形成。飚线到了消散阶段，飚线北部和中部的尾部入流在对流区里并没有到达地面上，而飚线南部的水平风场可以看到，尾部入流直接到达地面上，对系统前方的大风是有增强作用的。

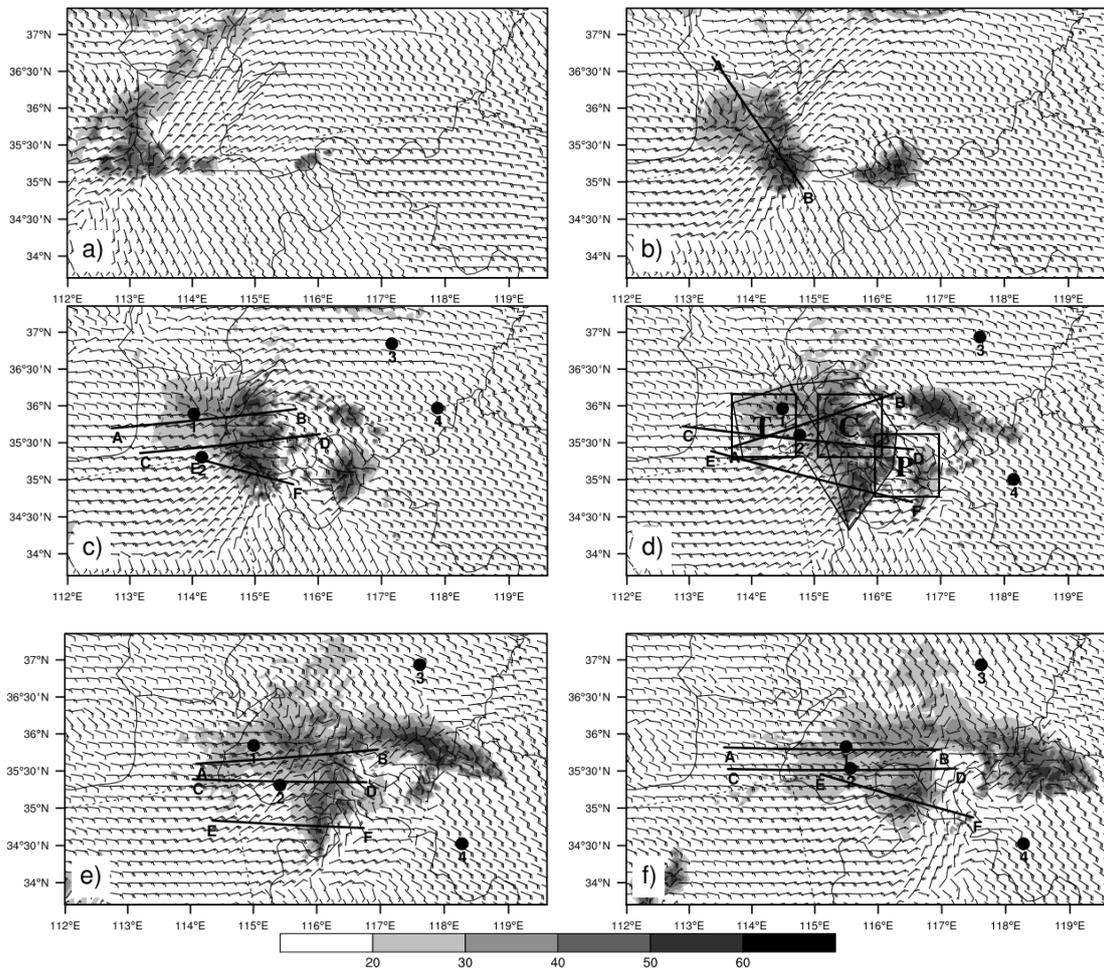


图 4.1 2009 年 6 月 03 日 20 LST~04 日 02 LST 模拟的雷达回波反射率(阴影,单位: dBz), 相对系统的风场(全风向杆代表风速为 5m/s), AB, CD, EF 线段为垂直剖面的位置, 1, 2, 3, 4 点为探空的位置。图 4.1 (d) 中大写字母代表 T 区(层状云区), C 区(对流区), P 区(强对流的前方区域)。(a)3 日 20 LST, (b) 3 日 22 LST, (c) 3 日 23 LST, (d) 4 日 00LST,

(e) 4日 01 LST, (f) 4日 02 LST。

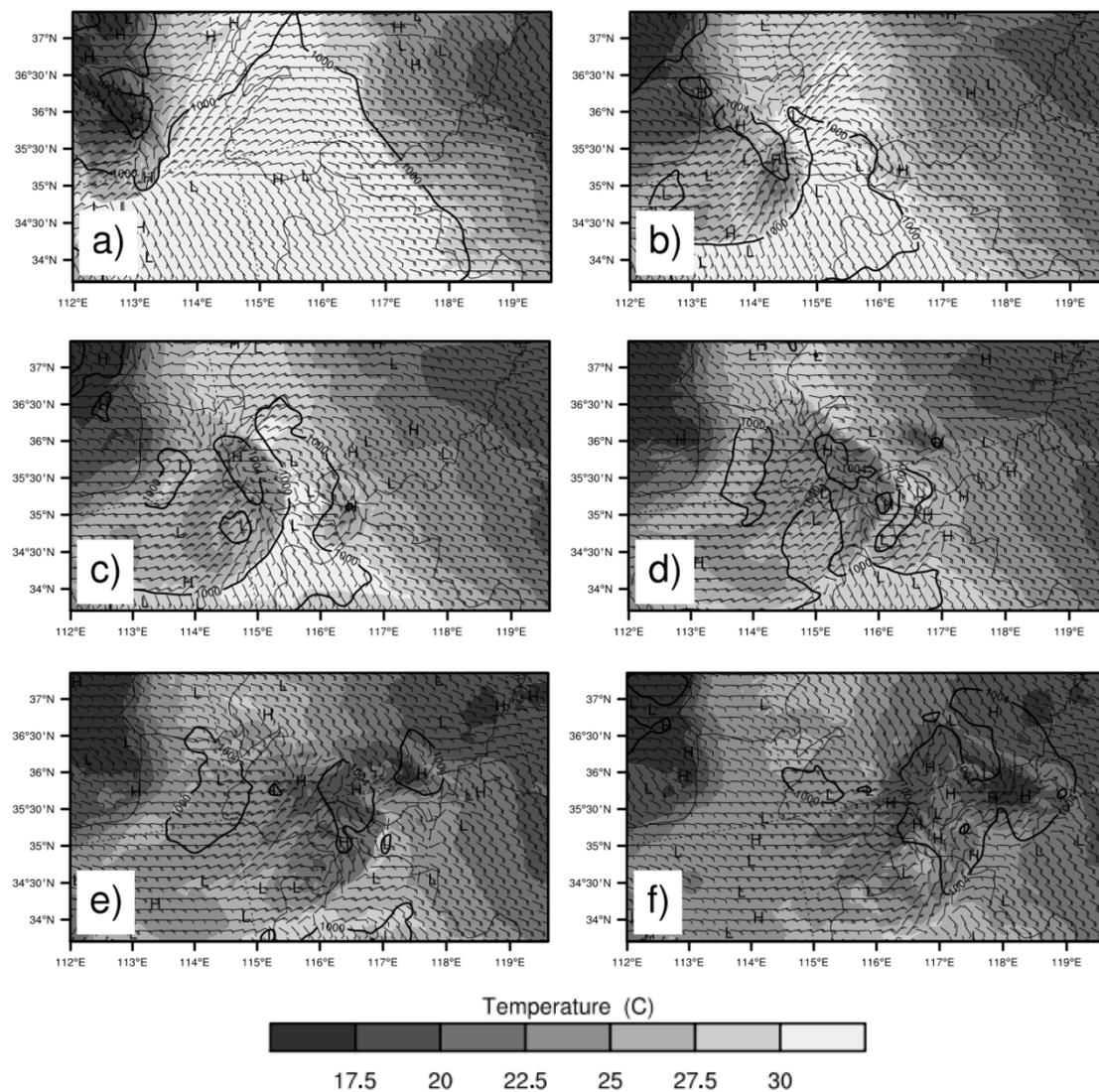


图 4.2 2009 年 6 月 03 日 20 LST~04 日 02 LST 的模拟结果，温度（阴影；单位： $^{\circ}\text{C}$ ），气压（实线，单位： hPa ，间隔为 4 hPa ），H 代表高压中心，L 代表低压中心，相对系统的风场（全风向杆代表风速为 5 m/s ）。(a) 3 日 20 LST, (b) 3 日 22 LST, (c) 3 日 23 LST, (d) 4 日 00LST, (e) 4 日 01 LST, (f) 4 日 02 LST。

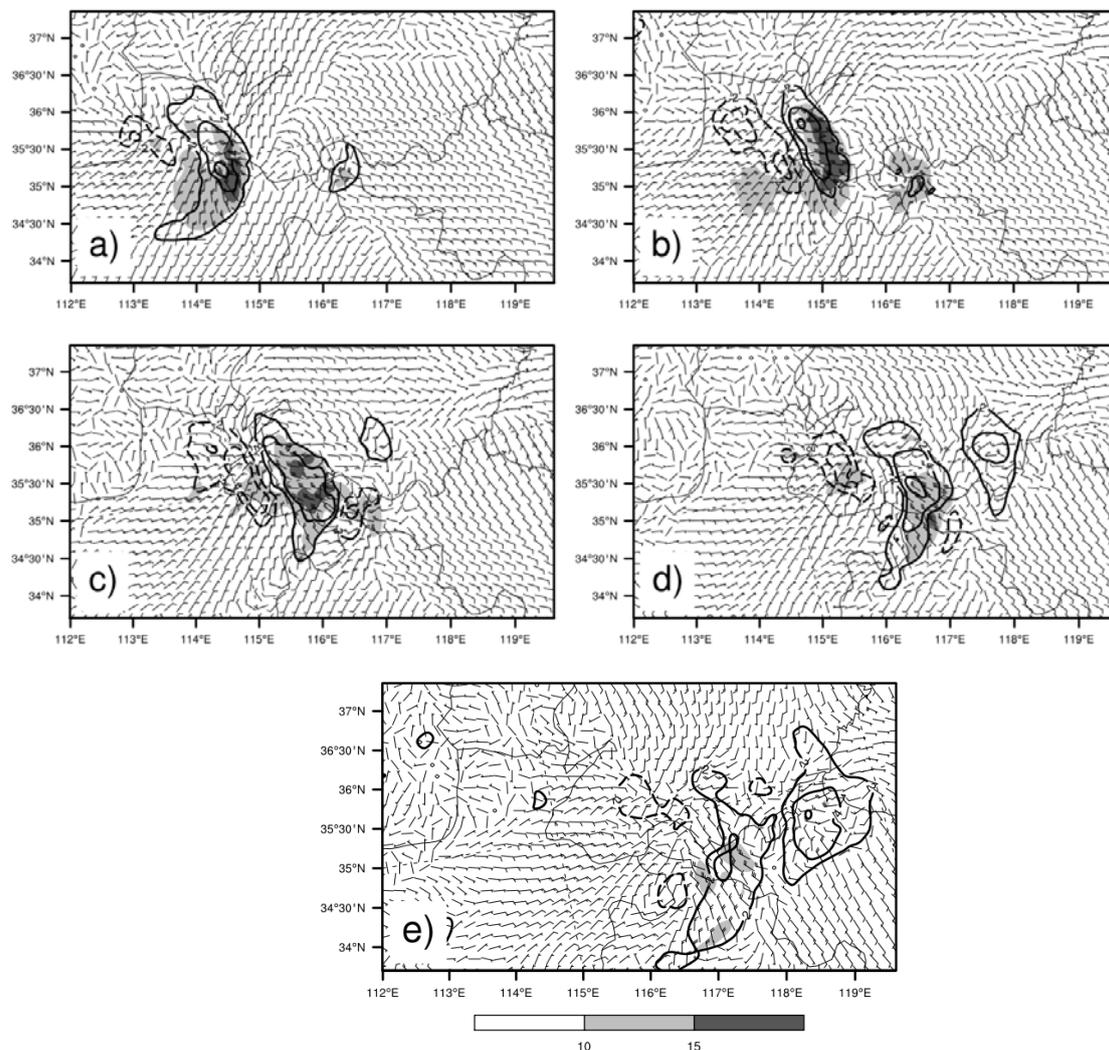


图 4.3 2009 年 6 月 3 日 22 LST~4 日 02 LST 的等变压线 (单位: hPa, 实线为正值, 虚线为负值, 间隔为 2 hPa), 相对地面的风场 (单位: m/s, 大于 10 m/s 为阴影区)。(a) 3 日 22 LST, (b) 3 日 23 LST, (c) 4 日 00 LST, (d) 4 日 01 LST, (e) 4 日 02 LST。

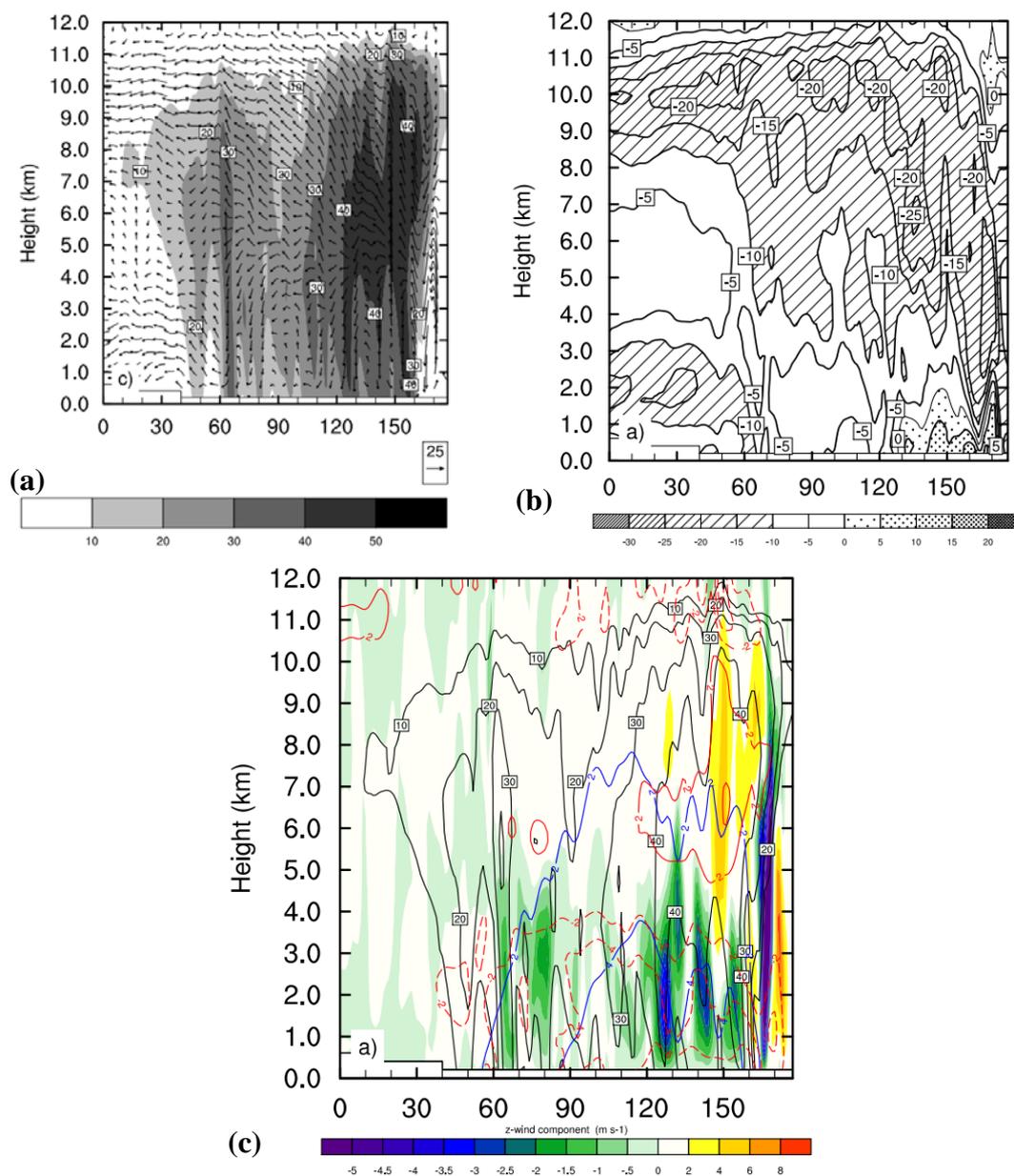


图 4.4 模拟的 2009 年 6 月 03 日 22LST 沿着图 4.1 的 AB 位置的垂直剖面图，(a) 雷达反射率（阴影，单位：dBZ），相对系统的风场矢量（单位：m/s），风速矢量的垂直分量表示垂直方向实际风速的十倍。(b) 水平速度（单位：m/s，间隔为 5m/s，小于-10m/s 及大于 0m/s 的为阴影）。(c) 垂直速度（阴影，单位：m/s），蓝线为等变压线（单位：hPa，实线为正值，虚线为负值，间隔为 2hPa），红线为等变温线（单位： $^{\circ}\text{C}$ ，实线为正值，虚线为负值，间隔为 2°C ）。

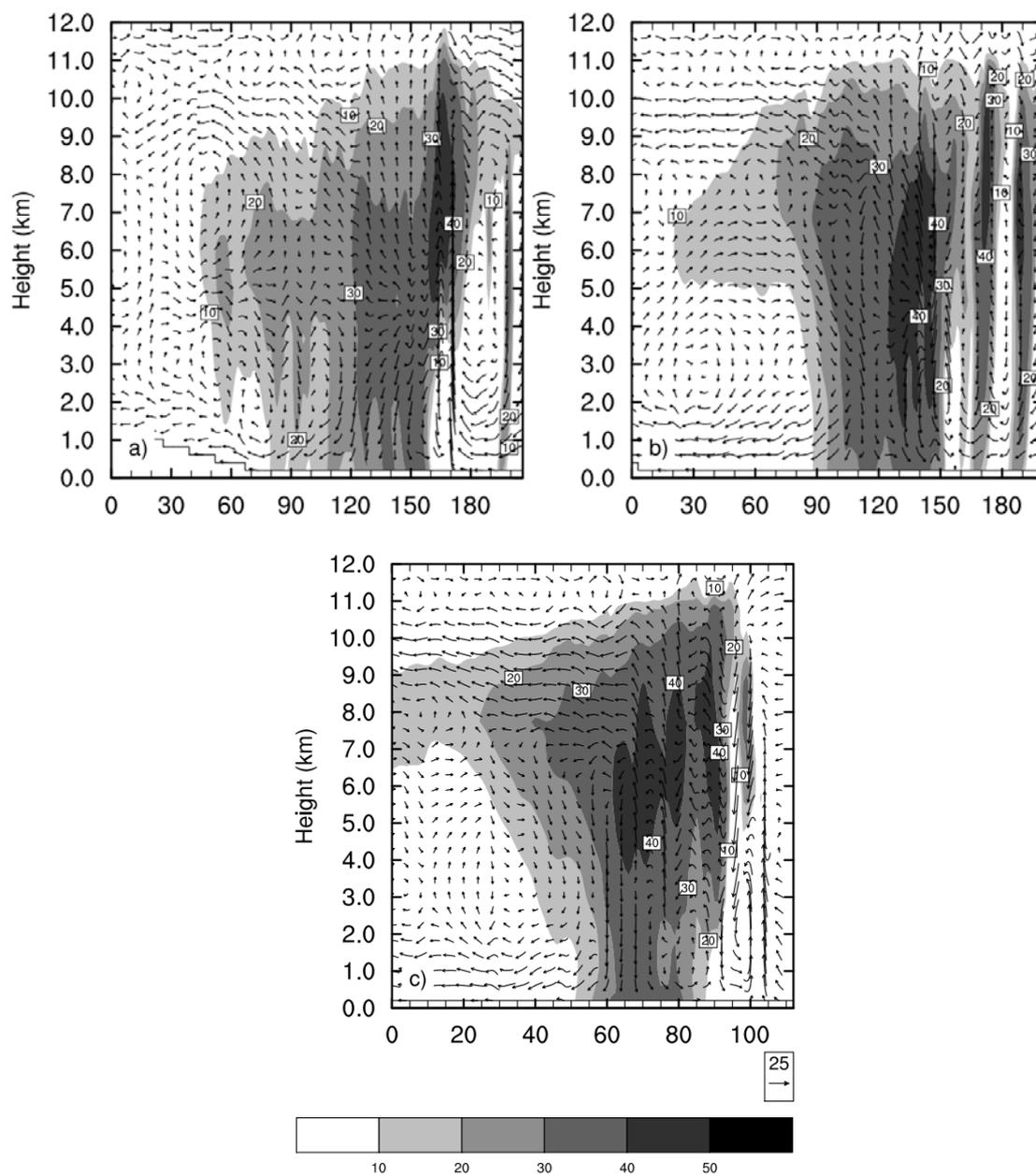


图 4.5 同图 4.4a 但时次为 2009 年 6 月 03 日 23LST, a)AB 剖面, b)CD 剖面, c) EF 剖面

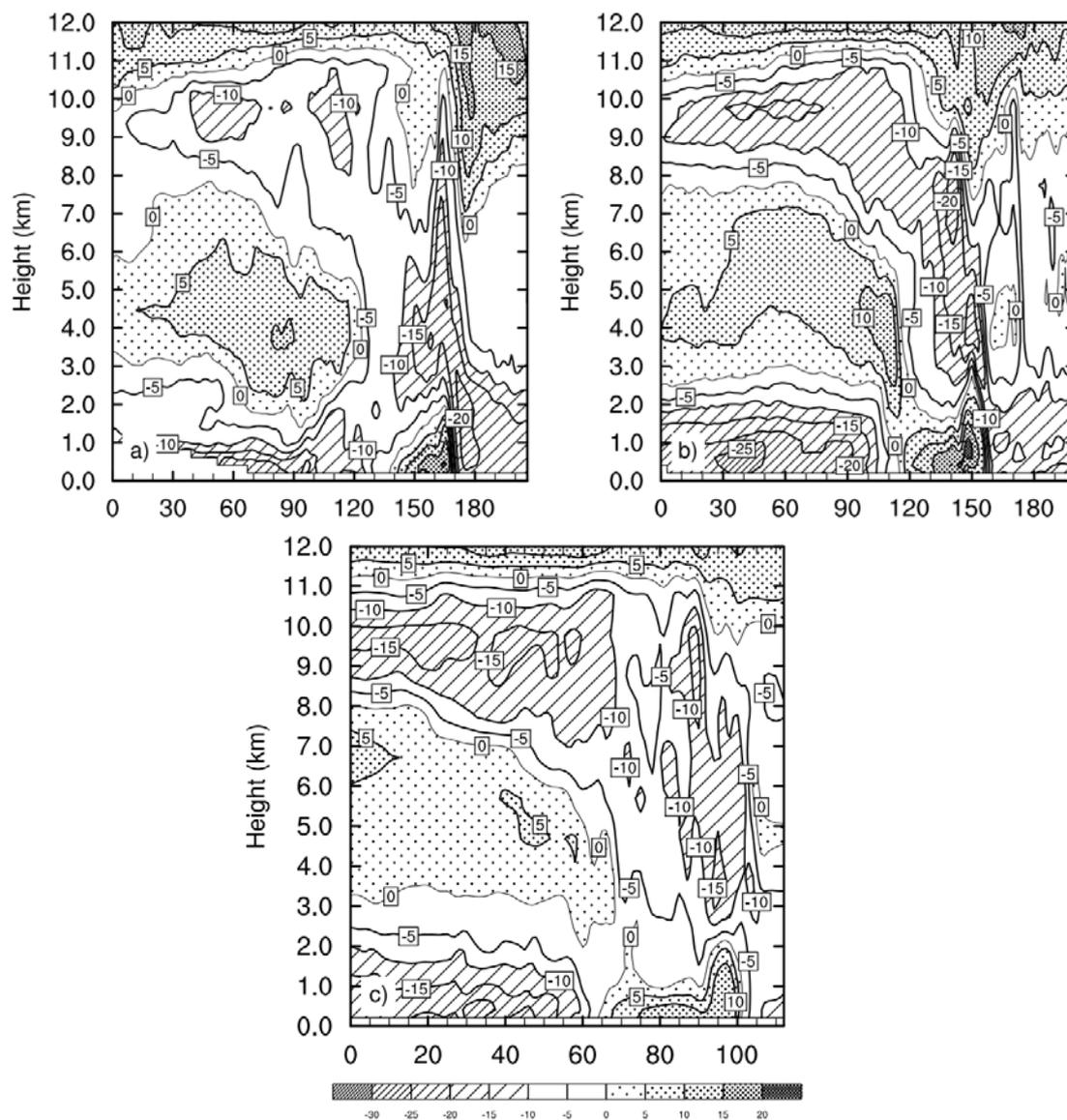


图 4.6 同图 4.4b 但时次为 2009 年 6 月 03 日 23LST, a)AB 剖面, b)CD 剖面, c) EF 剖面

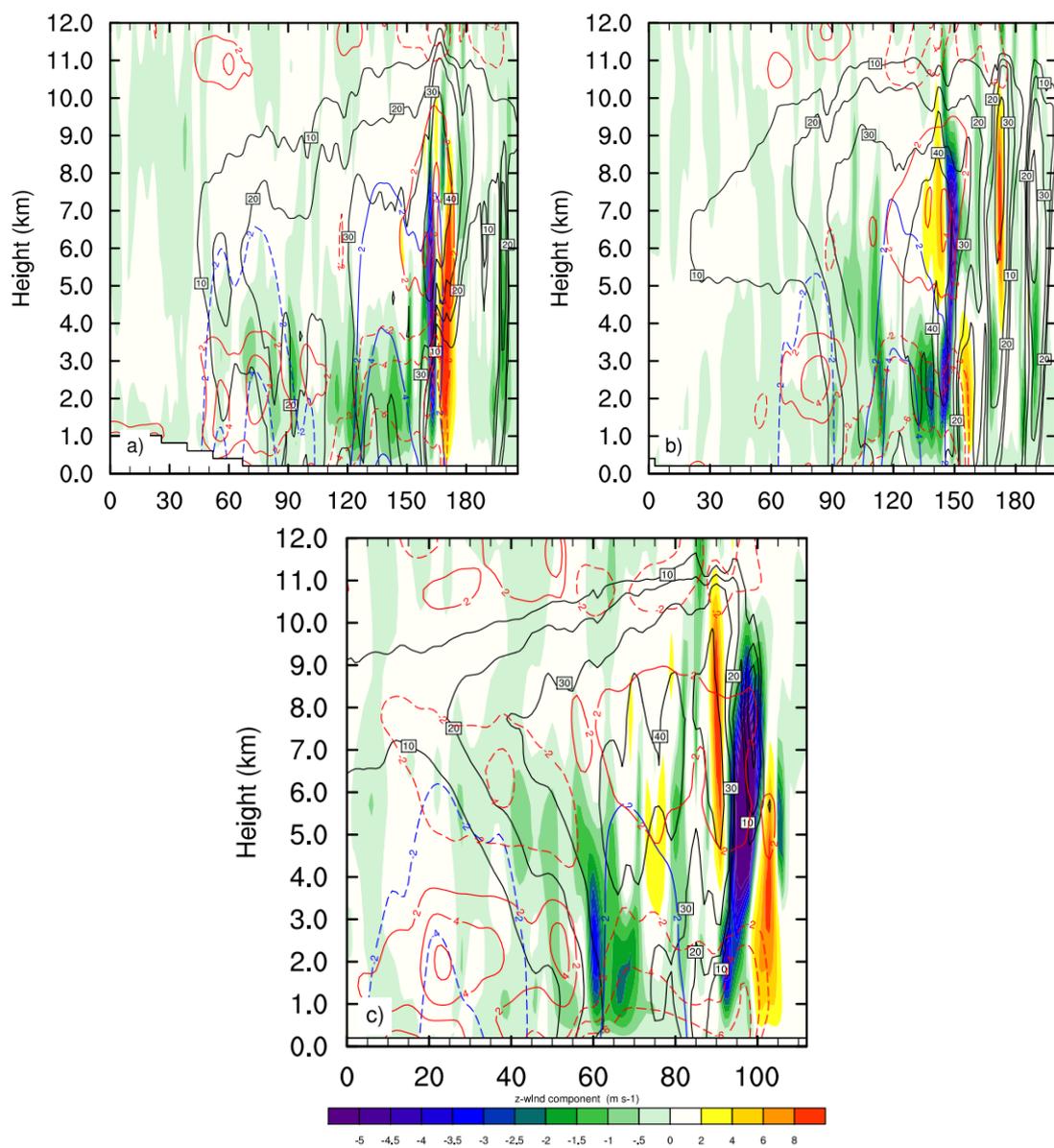


图 4.7 同图 4.4c 但时次为 2009 年 6 月 03 日 23LST, a) AB 剖面, b) CD 剖面, c) EF 剖面

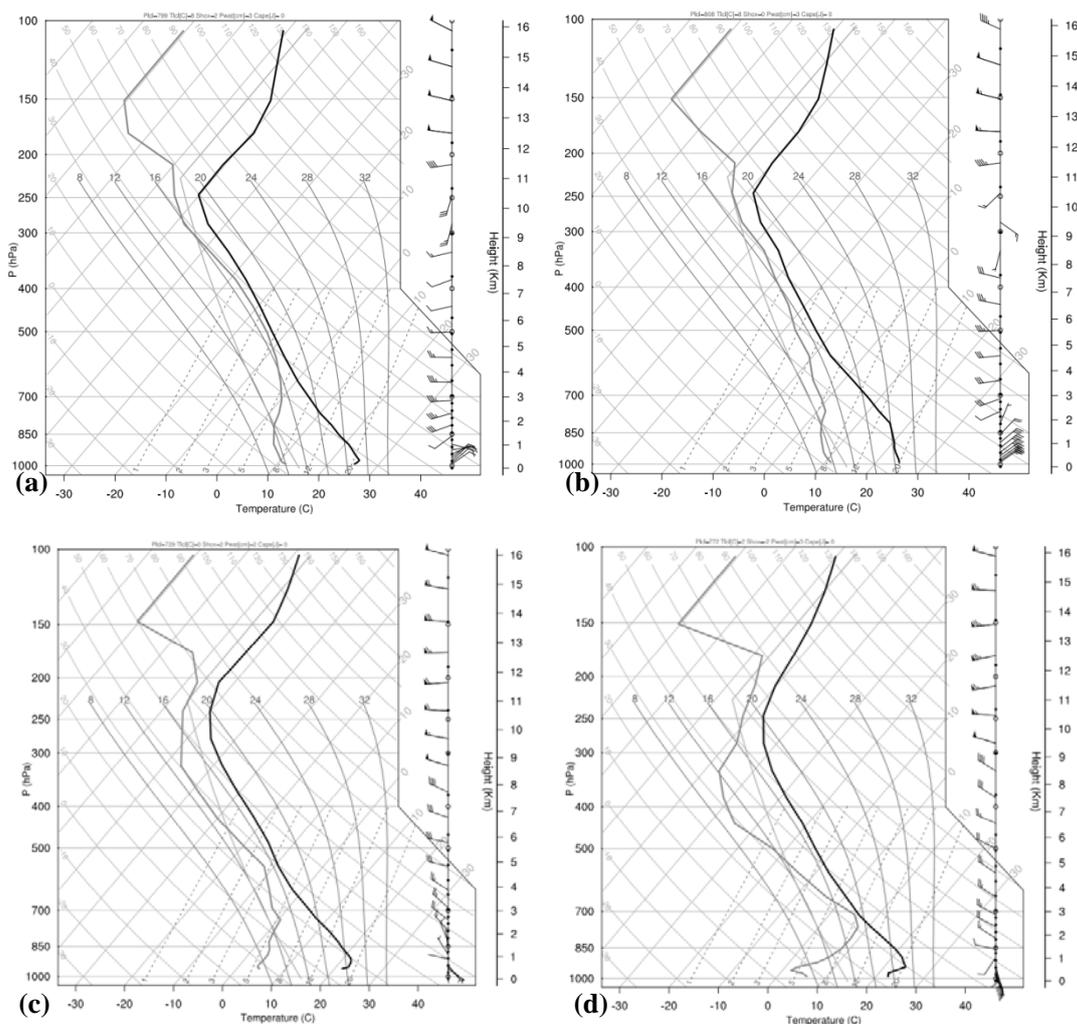
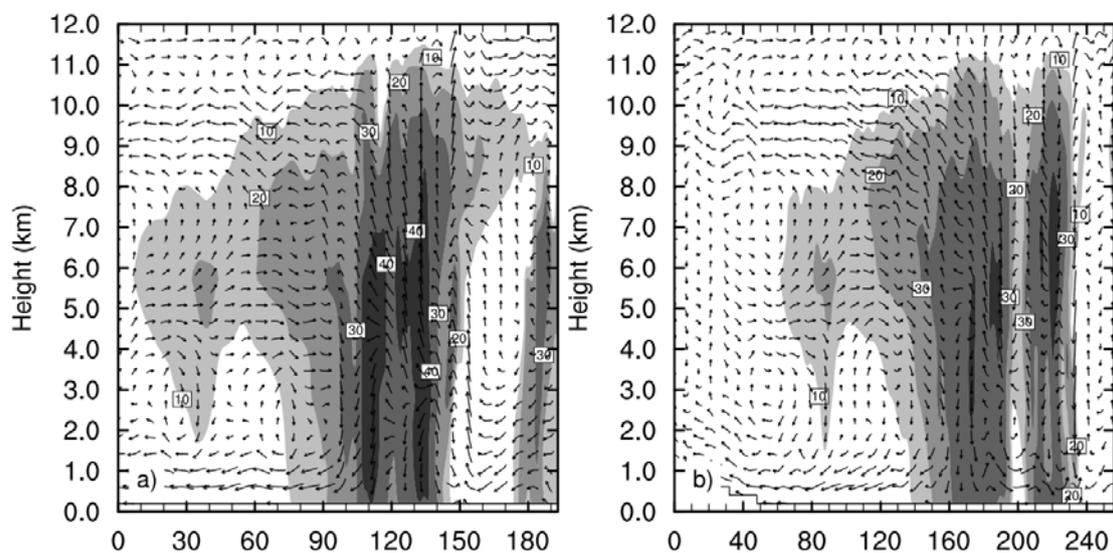


图 4.8 2009 年 06 月 03 日 23LST 的如图 4.1 所示的 1, 2, 3, 4 探空点的探空图, 黑色实线为温度廓线, 灰色实线为露点廓线。图右边的全风速杆代表 5 m/s。(a)探空 1, (b)探空 2, (c)探空 3, (d)探空 4。



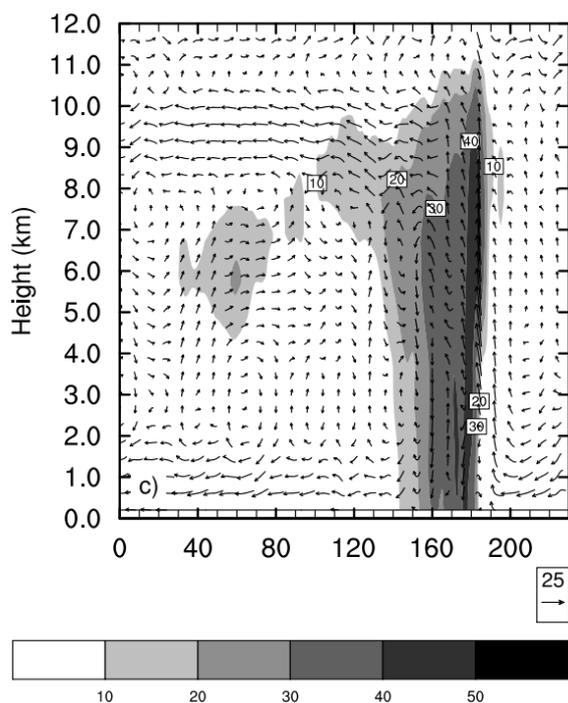
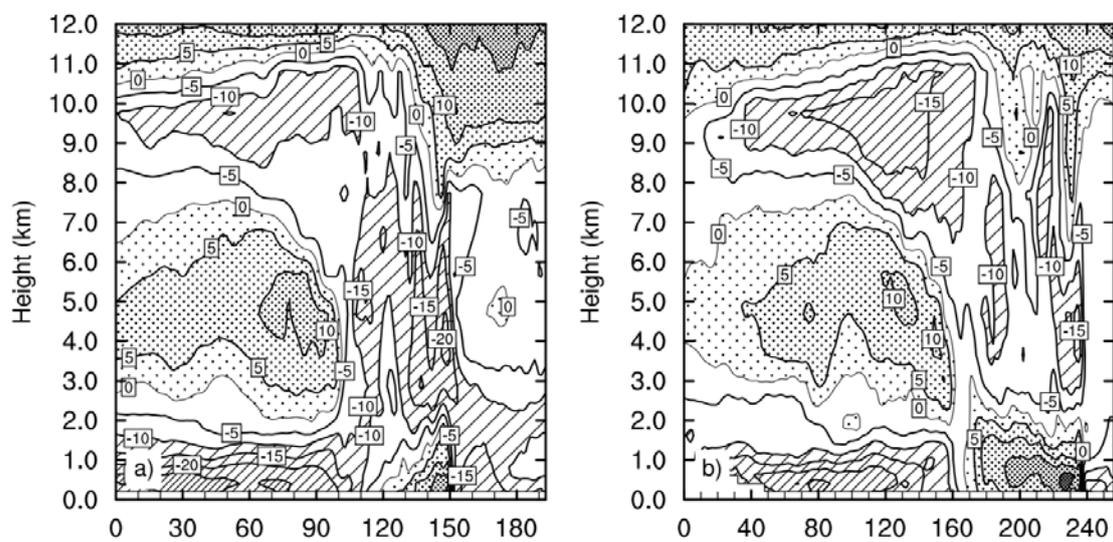


图 4.9 同图 4.4a , 但时次为 2009 年 6 月 04 日 00LST, a)AB 剖面, b)CD 剖面, c) EF 剖面



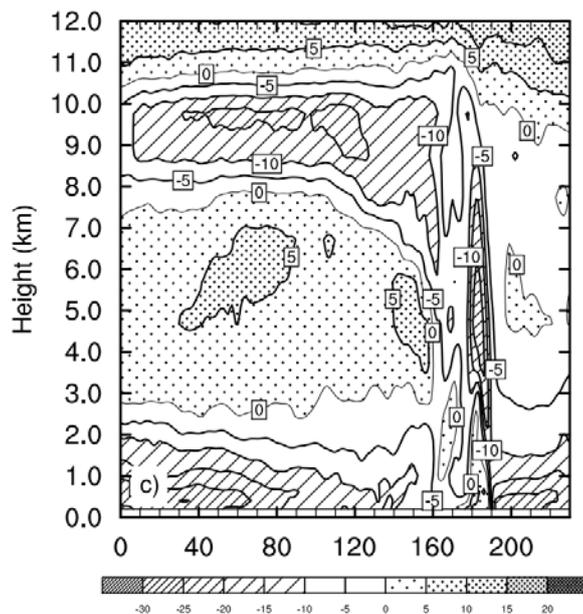
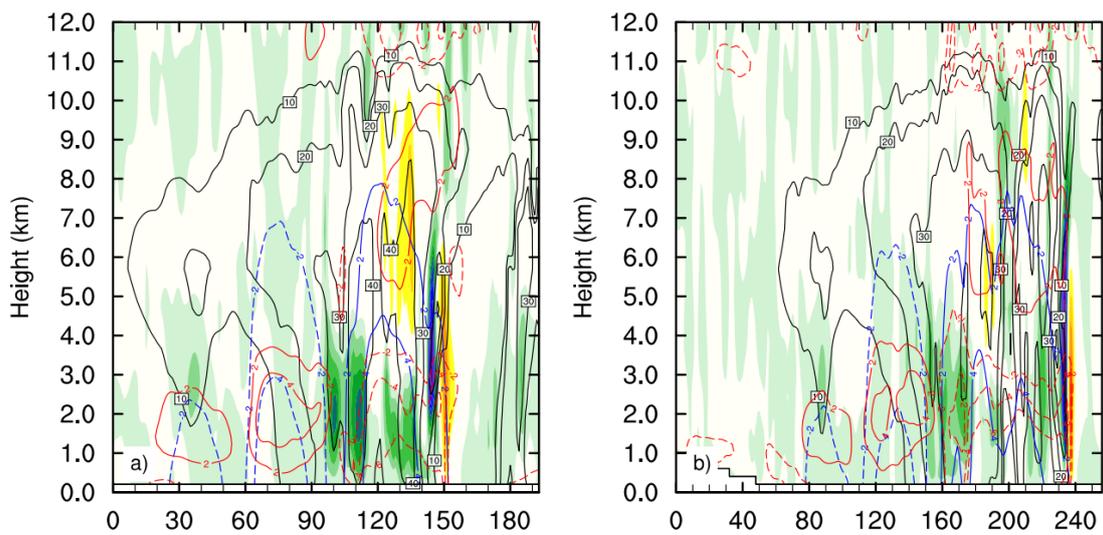


图 4.10 同图 4.4b 但时次为 2009 年 6 月 04 日 00LST, a)AB 剖面, b)CD 剖面, c) EF 剖面



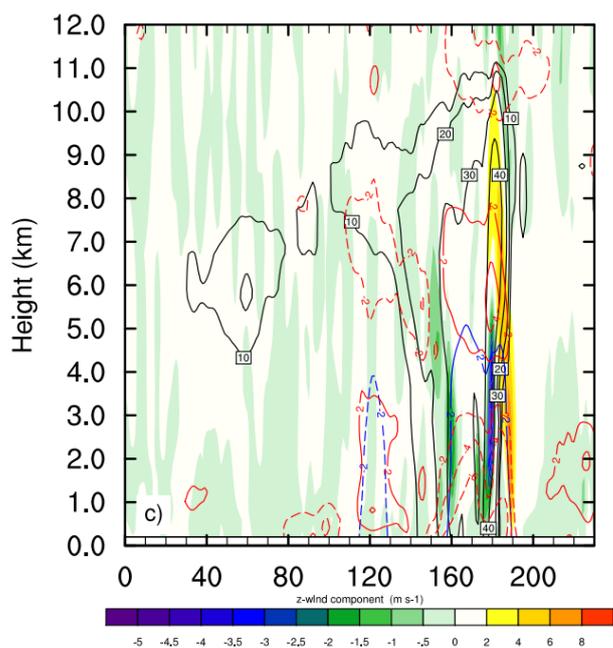
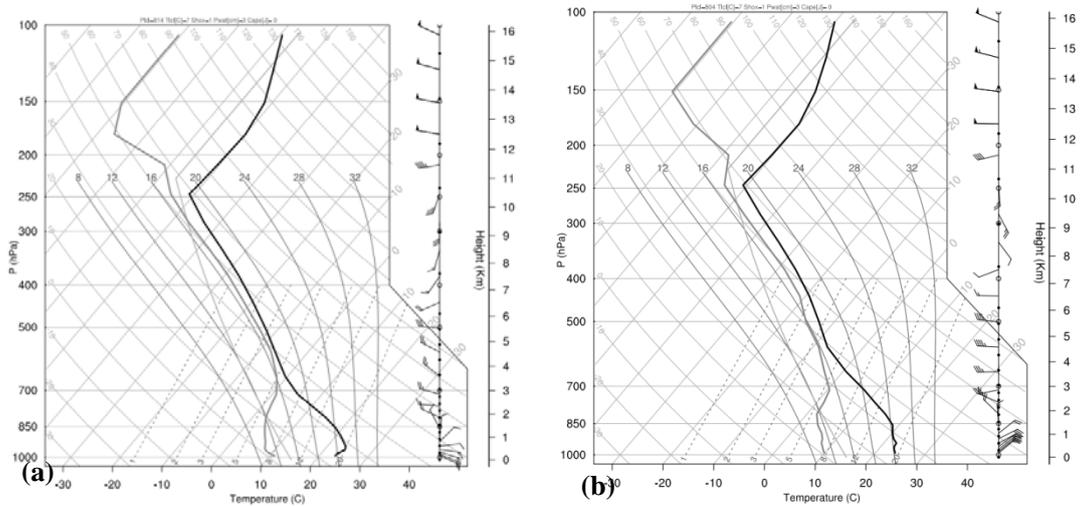


图 4.11 同图 4.4c 但时次为 2009 年 6 月 04 日 00LST, a)AB 剖面, b)CD 剖面, c) EF 剖面



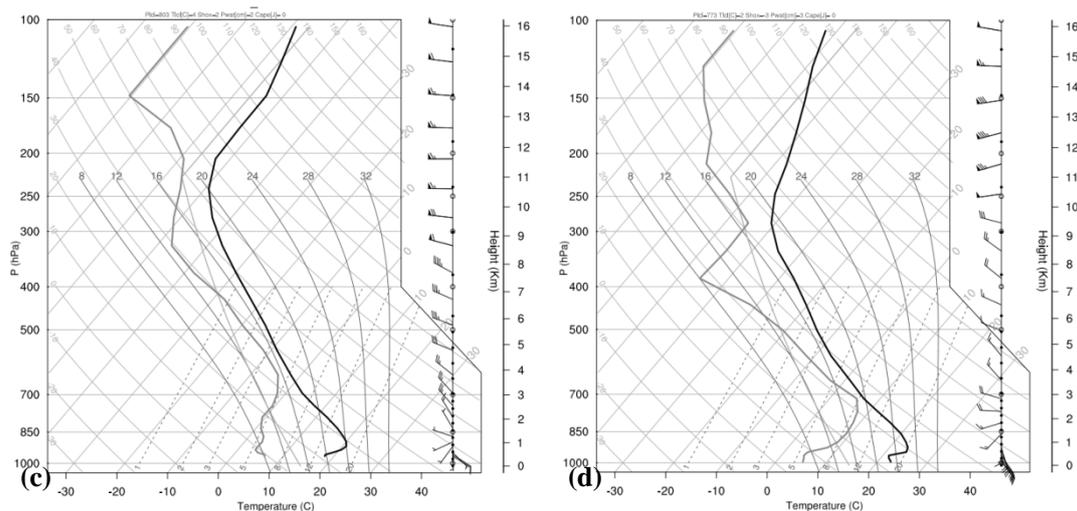
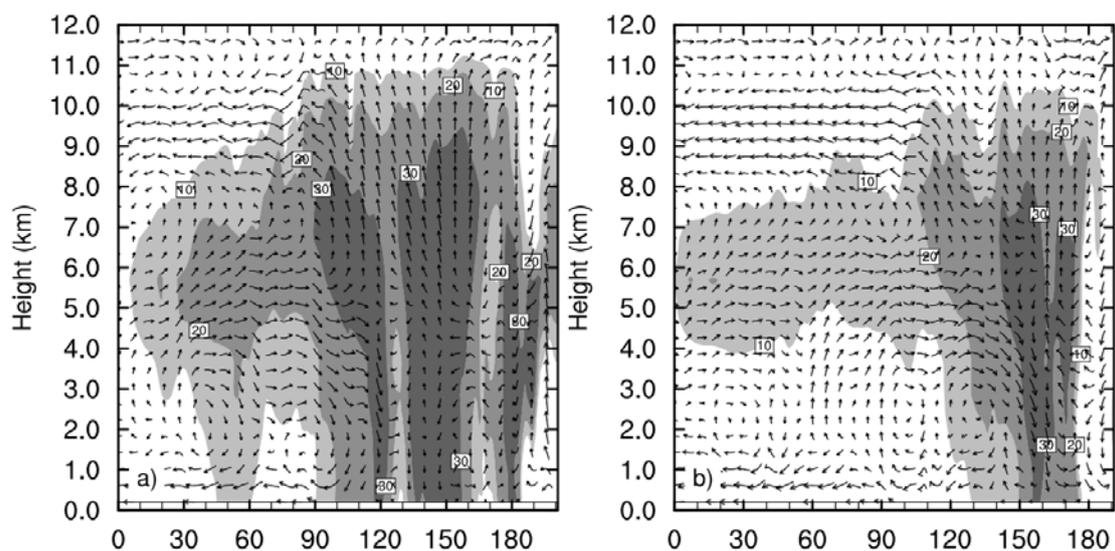


图 4.12 同图 4.8 但时次为 2009 年 6 月 04 日 00LST。(a)探空 1, (b)探空 2, (c)探空 3, (d)探空 4。



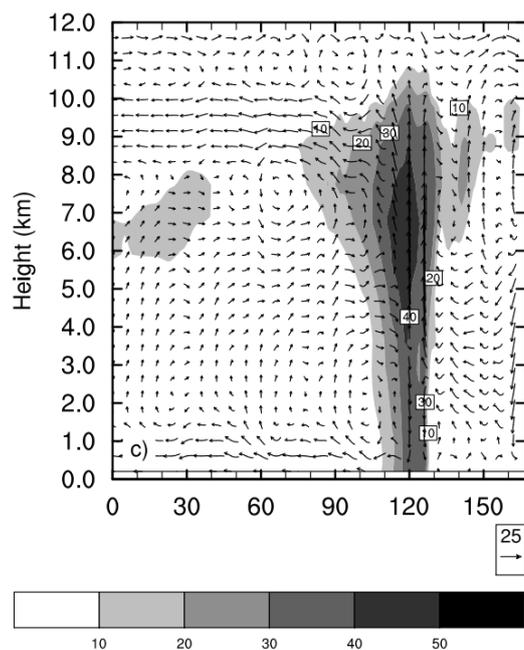
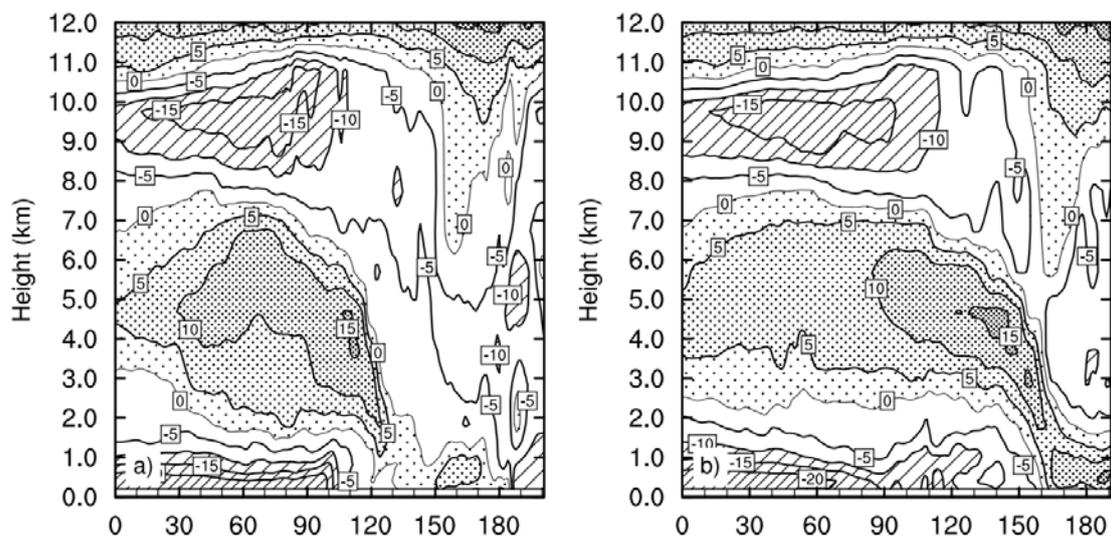


图 4.13 同图 4.4a 但时次为 2009 年 6 月 04 日 01LST, a)AB 剖面, b)CD 剖面, c) EF 剖面



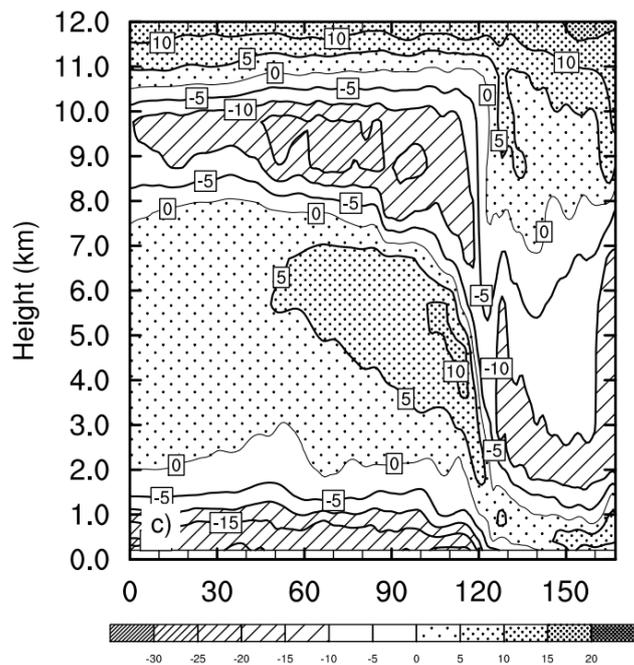
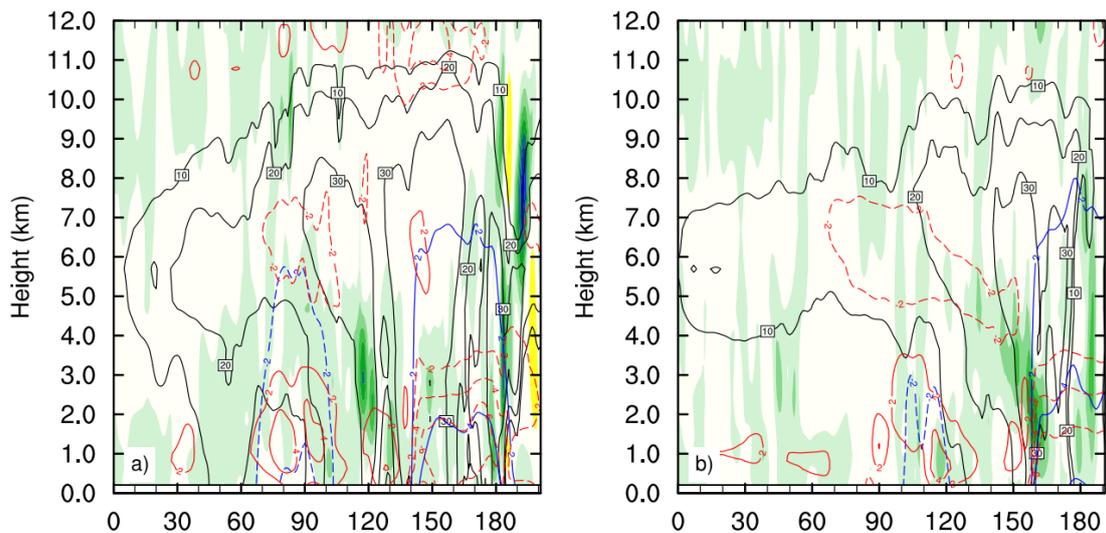


图 4.14 同图 4.4b 但时次为 2009 年 6 月 04 日 01LST, a)AB 剖面, b)CD 剖面, c) EF 剖面



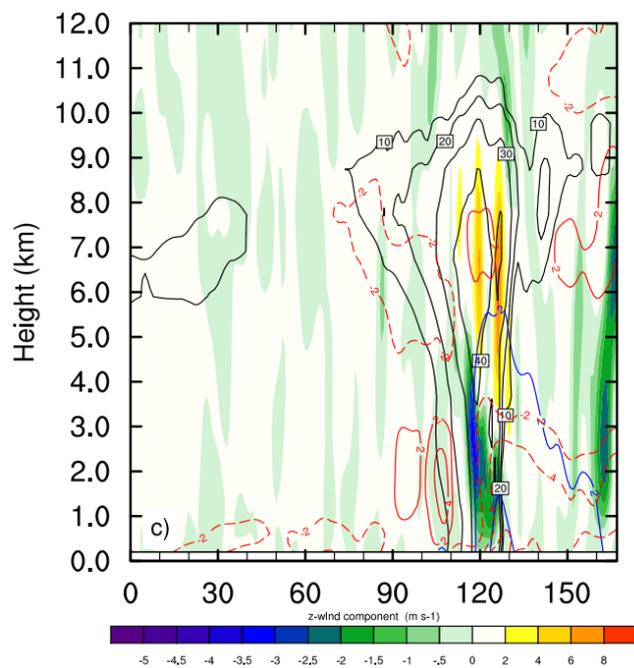
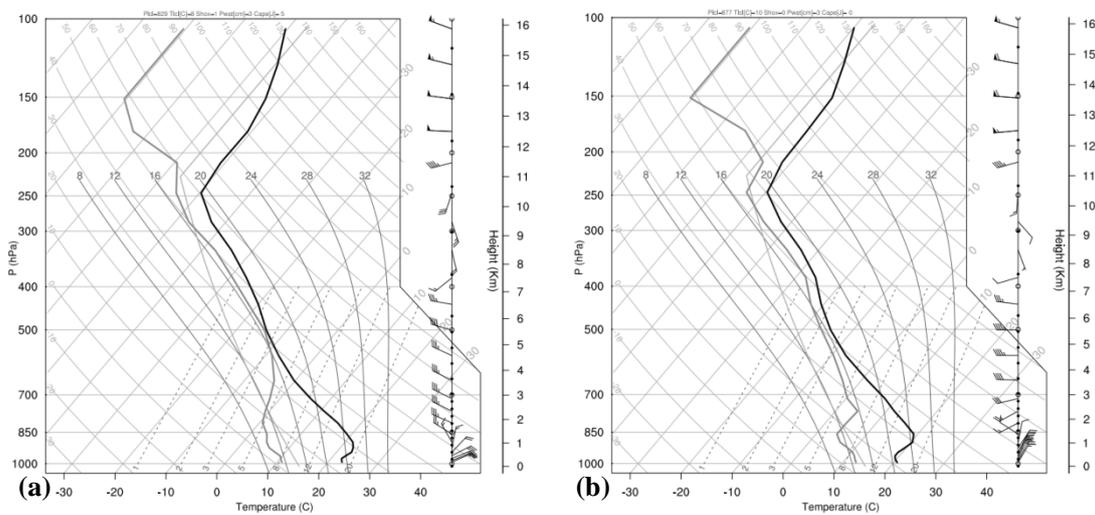


图 4.15 同图 4.4c 但时次为 2009 年 6 月 04 日 01LST, a)AB 剖面, b)CD 剖面, c) EF 剖面



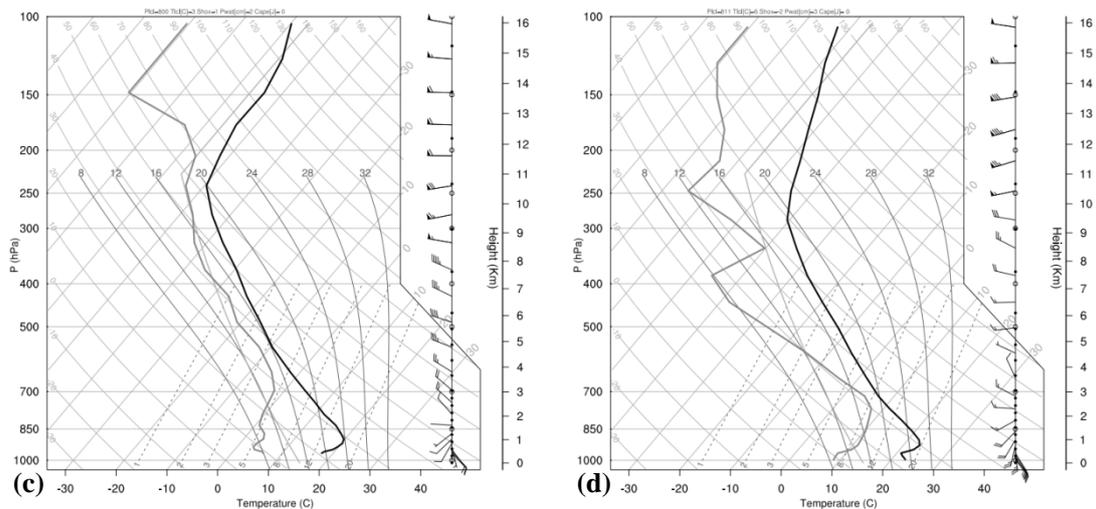
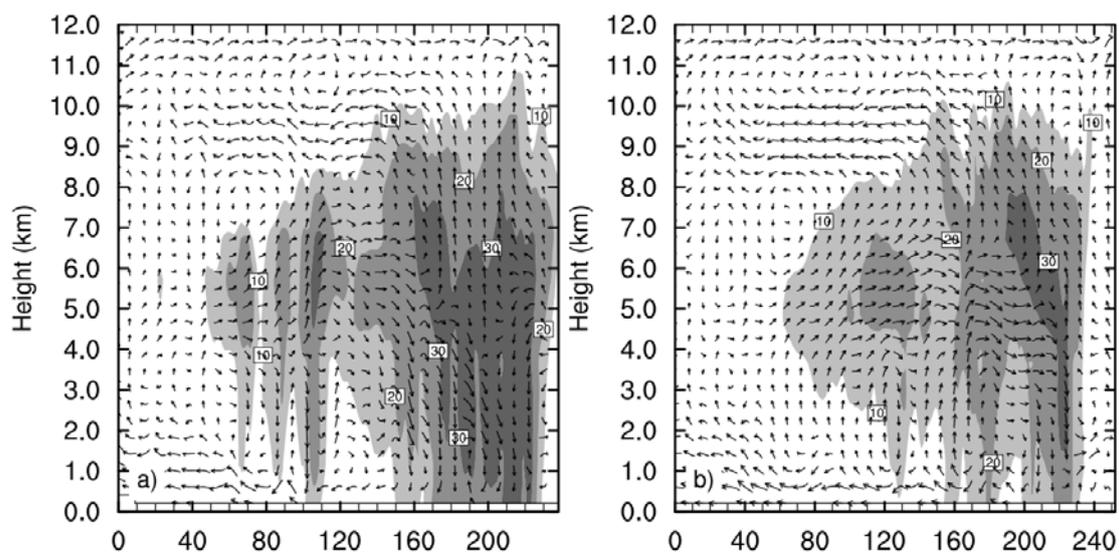


图 4.16 同图 4.8 但时次为 2009 年 6 月 04 日 01LST。(a)探空 1, (b)探空 2, (c)探空 3, (d)探空 4。



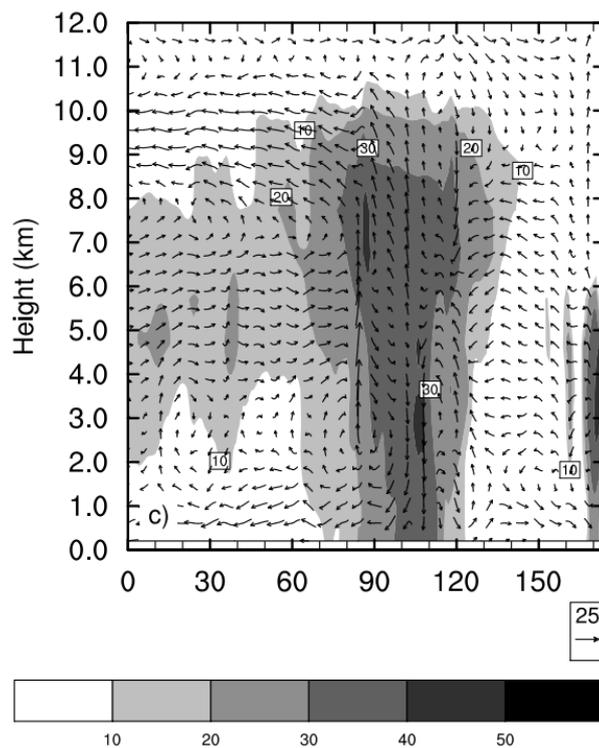
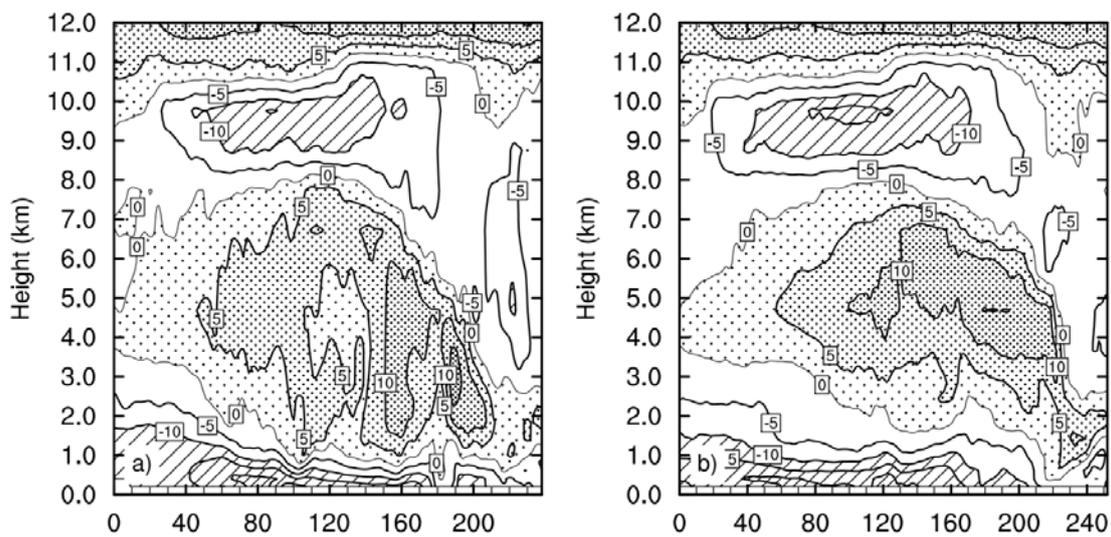


图 4.17 同图 4.4a 但时次为 2009 年 6 月 04 日 02LST, a)AB 剖面, b)CD 剖面, c) EF 剖面



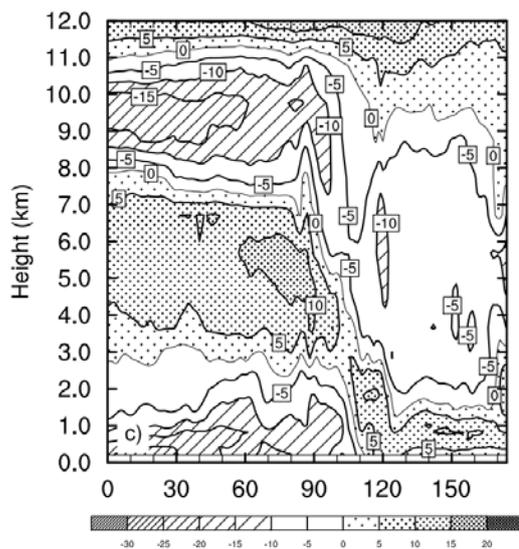
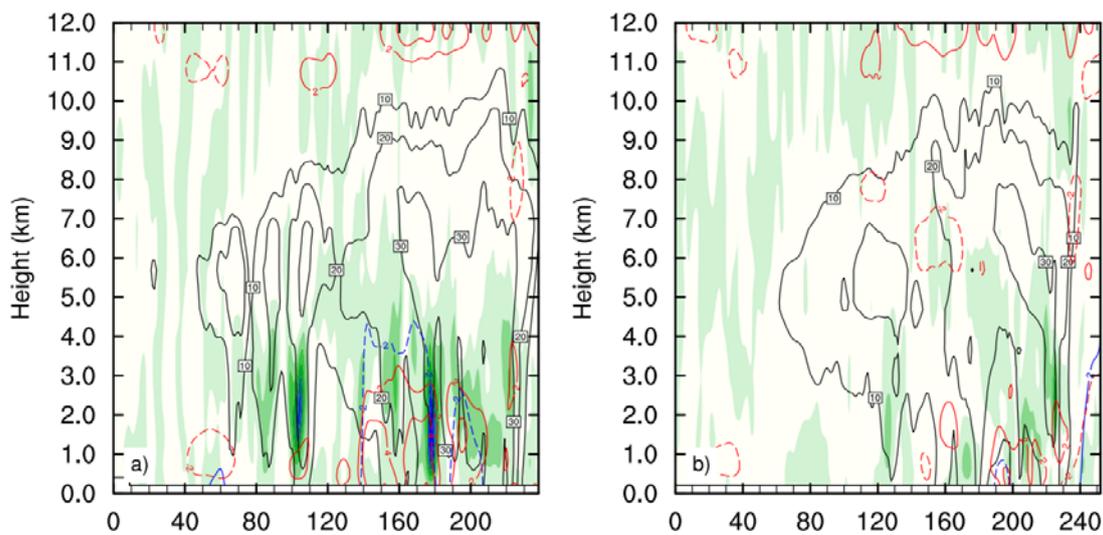


图 4.18 同图 4.4b 但时次为 2009 年 6 月 04 日 02LST, a)AB 剖面, b)CD 剖面, c) EF 剖面



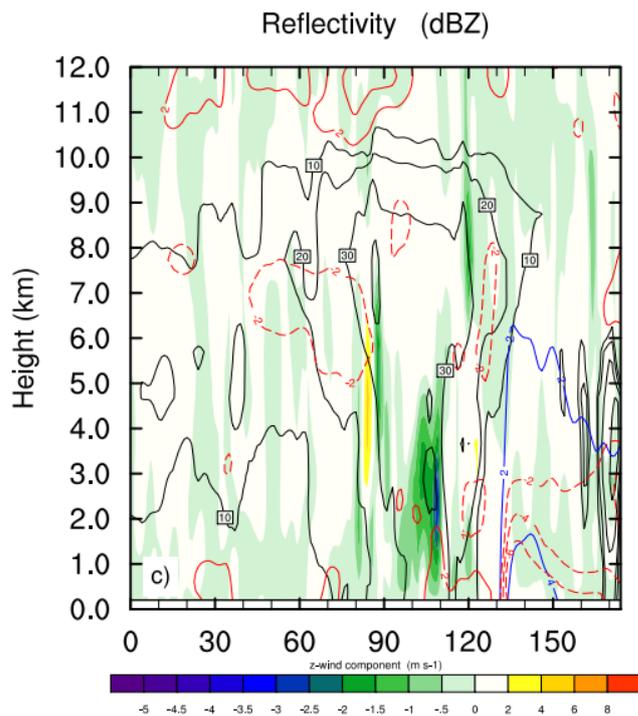
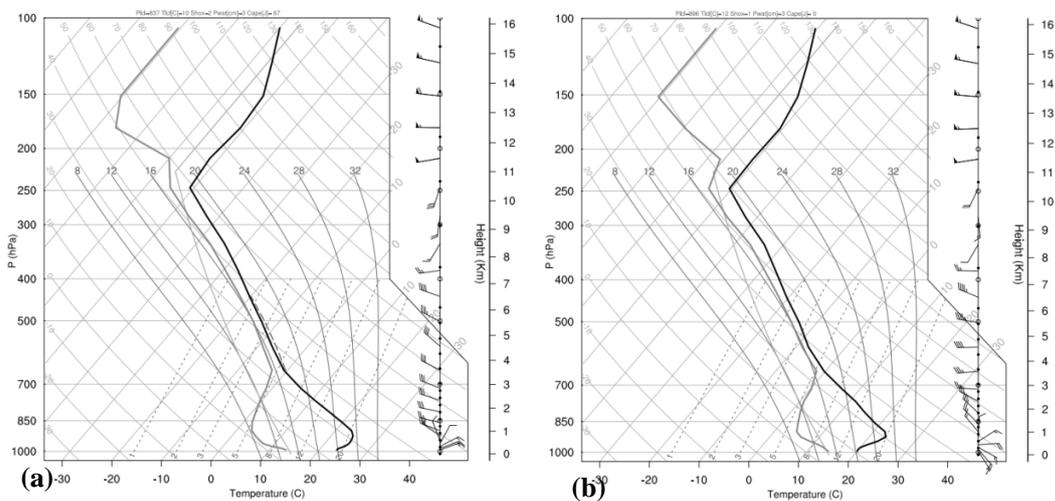


图 4.19 同图 4.4c 但时次为 2009 年 6 月 04 日 02LST, a)AB 剖面, b)CD 剖面, c) EF 剖面



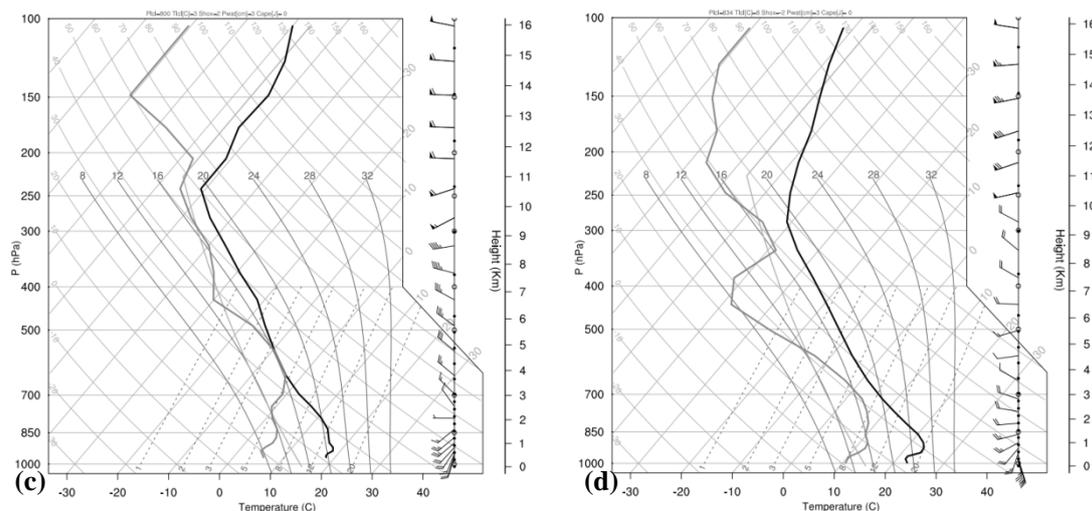


图 4.20 同图 4.8 但时次为 2009 年 6 月 04 日 02LST。(a)探空 1, (b)探空 2, (c)探空 3, (d)探空 4。

4.5 飊线成熟阶段的三维结构流场分析

流场往往决定了飊线的其他要素的分布。因为飊线是三维结构的，剖面不能完全地反映飊线的不均匀性。因此，对各个高度的系统的水平速度，垂直速度，水平速度散度的分析能够揭示出飊线的三维流场特征。孙虎林等（2011）利用风场反演对本次例子成熟阶段做了散度和垂直速度的分析。本文利用类似的思路，但采取的是模式结果，做类似的分析，看看模式的结果与反演结果是否一致。根据对成熟阶段飊线系统的区域划分（图 4.1d），在各个高度上分析这些区域所对应的的特征以揭示成熟期飊线的流场特征。

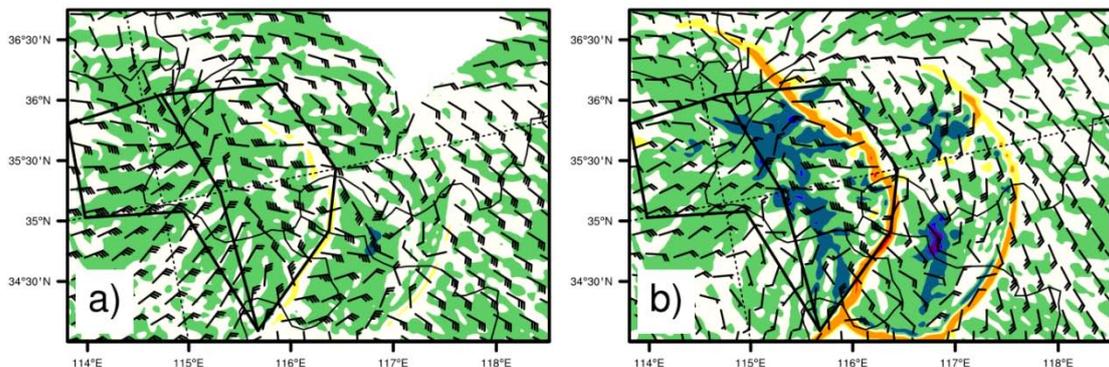
250 m 高度上（图 4.21a, 4.22a），P 区是辐合区域，有较弱的上升气流（ <1 m/s）。水平风场为东风为主，即与飊线的移动方向相反，为相对飊线的入流，这种入流与飊线内部的出流形成辐合区域，加强上升运动，有利于飊线的发展。飊线的强对流区域 C 区，水平风速非常大，较大的风速集中在飊线的中部及前沿区域，达到 20 m/s 以上。飊线的中部在大风的影响下移动速度较快，形成了弓状回波。此外，飊线的北部有气旋式的环流，这个环流在 250m 到 8 km 以下的高度都能看到，不过位置有所改变（图 4.21a~e），该气旋环流在很多飊线例子上都存在（Fujita 1978; Atkins 和 Laurent, 2009）。一般的，这种气旋是环流被命名为 MCV。气旋式环流的南端往往还存在着较强的尾部入流（Brandes, 1989），

在本次过程中,尾部入流对地面的大风有贡献。强对流 C 区内以弱下沉气流为主 ($<0.5\text{m/s}$),大部分地区为辐散区域。层状云区(T 区)主要为下沉的辐散气流,下沉气流速度 $<0.5\text{m/s}$ 。在 1 km 的高度上(图 4.21b, 4.22b),P 区的垂直速度比近地面的增大,上升速度为 $1\sim 3\text{m/s}$,这里同时也是辐合区域。C 区以下沉气流为主,且比近地面(250 m)的下沉气流有所增强,水平风场为辐散气流。T 区为辐散下沉气流(散度 $<10\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$),且比 250 m 高度上对应的下沉气流稍强。

3 km 的高度(图 4.21c, 图 4.22c),P 区的垂直运动比在 1 km 的高度增强了($>3\text{m/s}$),辐合已经转为弱的辐散($<10\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$),即 P 区由较低层次的辐合气流占主导转变成辐散气流占主导。C 区仍以下沉运动为主,不过在中北部出现了上升运动的区域,而且与 1 km 的高度不同,大部分区域为辐合区。T 区以弱的下沉气流为主($<1\text{m/s}$),辐合较弱(绝对值 $<10\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$)。5 km 的高度(图 4.21d, 图 4.22d),P 区以上升运动为主,上升运动也比较强,为辐散气流。C 区以上升运动为主,辐合气流在这片地区占主导。T 区的下沉气流比低层小($<0.5\text{m/s}$),以弱的辐合为主。

对流层高层(图 4.21e, 图 4.22e),8 km 的高度上,P 区有弱的上升气流,C 区主要为上升气流,且强度达到最大,水平的辐合和辐散气流都较弱,T 区由 5 km 高度上的弱下沉气流转变为弱上升气流($<0.5\text{m/s}$),以辐散为主。10 km 的高度上(图 4.21f, 图 4.22f),C 区为上升气流为主,但是强度比 8 km 的高度要弱,大部分为弱的辐散区域。T 区上升气流和下沉气流,辐散和辐合都比较弱。

可以看到,利用模式结果分析系统成熟阶段的流场特征与利用雷达风场反演所得到的结果(孙虎林 2011),除了大小有所差别以外,本质上是类似的。



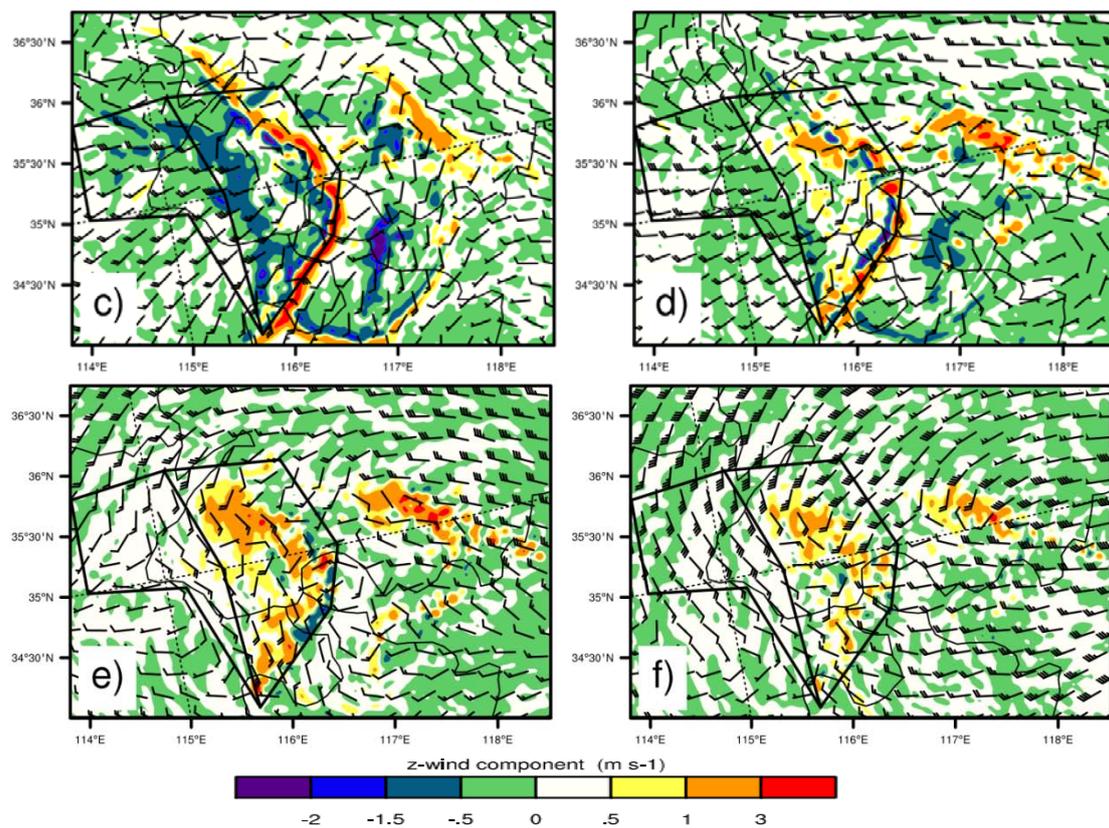
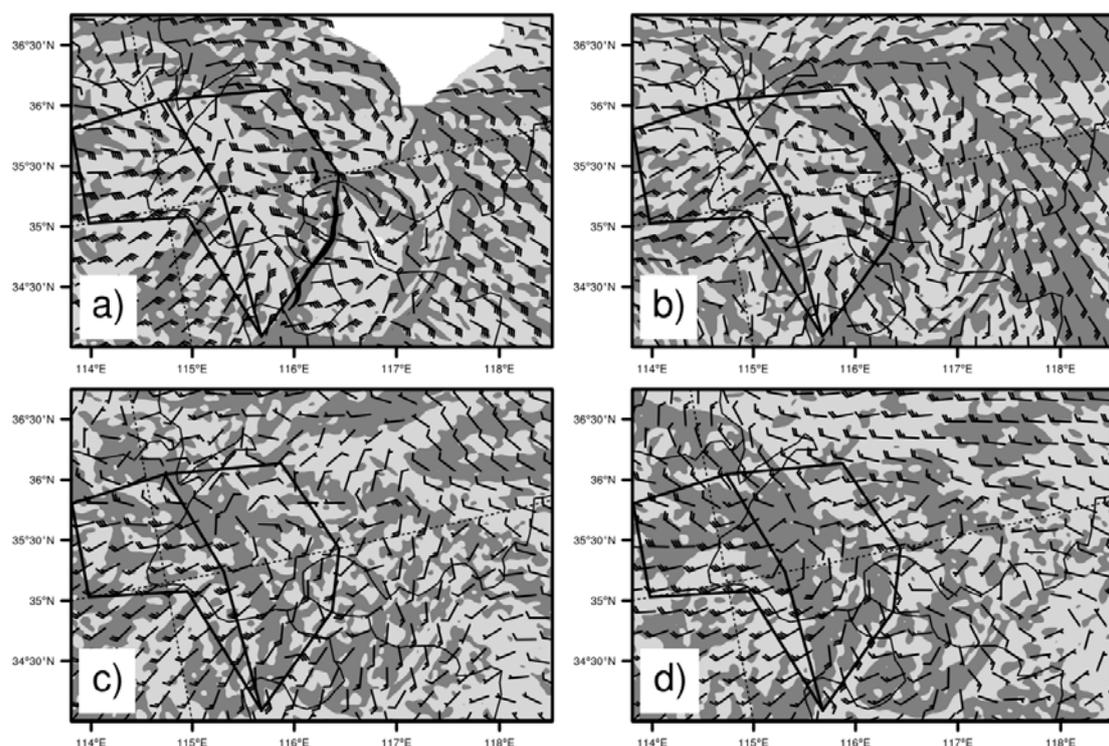


图 4.21 2009 年 6 月 04 日 00 LST 不同高度上的模拟结果，垂直速度（阴影，单位：m/s）；相对系统的风场（全风向杆风速为 5 m/s）。黑色实线包围区域代表的意义同图 4.1d。(a) 250 m, (b) 1km, (c) 3km, (d) 5km, (e) 8 km, (f) 10 km。



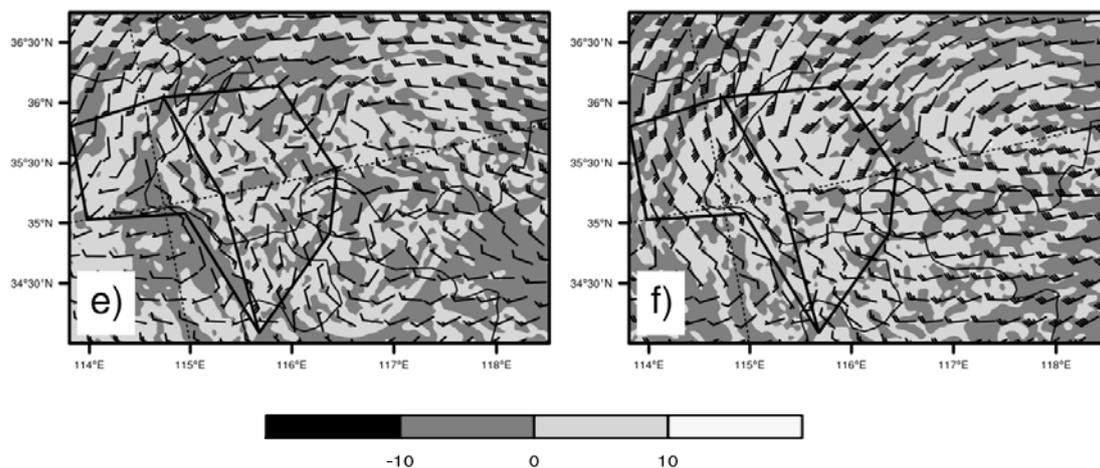


图 4.22 2009 年 6 月 04 日 00 LST 不同高度上的模拟结果，相对系统的水平风的散度（阴影，单位： 10^{-5} s^{-1} ）；相对系统的风场（全风向杆风速为 5 m/s ）。黑色实线包围区域代表的意义同图 4.1d。(a)250m, (b)1km, (c)3km, (d)5km, (e)8 km, (f)10 km。

4.6 飊线成熟阶段概念模型

根据以上对观测资料和数值模拟结果的分析，可以归纳出第一次过程的“人”字形系统的概念模型（图 4.23）。“人”字形回波的左半支的形成与前期冷池的出流与暖区的入流的辐合有关，而右半支与暖切变有关。“人”字形回波的左半支与 Houze (1989) 所提出的概念模型相似。系统成熟阶段地面存在雷暴高压、冷池、出流边界、尾流低压等系统，大风出现在“人”字形回波的左半支（图 4.23a）。

左半支的前方在各高度上均为上升气流，低层（ $<1 \text{ km}$ ）为辐合气流，中高层（ $3\sim 10 \text{ km}$ ）为辐散气流，这种配置有利于在飊线的前方触发新的对流，使得飊线更容易往前传播。在飊线的强对流区域，低层（ $<1 \text{ km}$ ）为下沉的辐散气流，是造成灾害性大风的下沉气流之一。对流区域在 $3\sim 10 \text{ km}$ 的高度由低层的下沉气流转变为上升的气流，水平风场在中层（ $3\sim 5 \text{ km}$ ）为较弱的辐合（图 4.23b），而在高层（ $>8 \text{ km}$ ）为较弱的辐散。

在强对流区的后部为层状云，层状云区的高层为较弱的上升气流，为弱辐散，飊线前方的入流往系统的尾部爬升，穿过对流区域并在层状云区域转变为风的水平分量比较大的弱上升气流（图 4.23b）。层状云对应的中层（ 5 km ）有相对飊线的尾部入流（图 4.23a），这股入流在中层以下均为下沉气流，但在 $1\sim 3 \text{ km}$ 的高度上下沉气流较其他高度强。从辐散场来看，风场在中层辐合，在 1 km 以

下的低层辐散，这种层状云对应的尾部入流、下沉气流也有助于加强强对流区域低层的下沉气流。

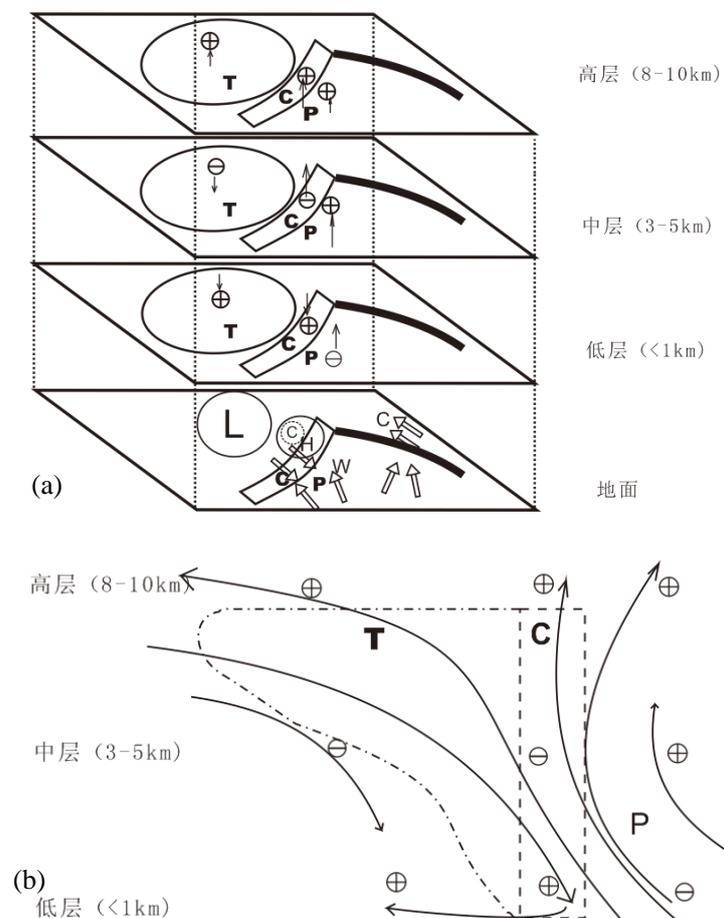


图 4.23 飊线系统的概念模型图。 \oplus 表示辐散， \ominus 表示辐合。 T, P, C 代表的意义同图 4.1d。
 (a) 各层的回波位置、散度及垂直速度分布，黑色细箭头代表速度， W 代表暖区， C 代表冷区， H 代表雷暴高压， L 代表尾流低压，空心箭头表示相对于系统的水平风速，(b) 垂直左半支的剖面，黑色细箭头代表速度流场。

第五章 结论和讨论

5.1 结论

本文首先对 2009 年 6 月发生的 2 次产生地面大风的飊线过程进行了观测资料的分析, 然后采用 WRF 模式成功地模拟了第一次过程(6 月 3 日)的人字形回波系统的触发过程, 演变过程, 并分析了飊线的结构和大风形成的机制。

对 2009 年 6 月两次过程的高空环流背景场分析表明, 东北冷涡能够为发生强对流提供动力和热力的条件。除此之外, 其他有利于飊线发生发展的背景信息不明显。这两次过程的高空形势类似丁一汇等(1982)提出的槽后型。在这种情形下, 中尺度的作用对雷暴的触发是很关键的。

通过对常规资料和雷达、卫星资料的分析表明, 2009 年 6 月 3~4 日影响河南的一次产生地面大风的“人”字形强飊线过程中, “人”字形回波系统的左半分支特征与传统意义上的飊线系统类似, 在系统成熟阶段地面存在明显的雷暴高压、冷池、出流边界、尾流低压等典型的特征。左半支的形成是在有利的环境条件下(尤其是风场的辐合)被触发出来的。它的强烈发展导致了冷池的形成, 而这个冷池有正反馈的作用, 它所产生的负涡度与环境风切变产生的正涡度的平衡是左半支移动及维持的机制。而相反的, 实况资料表明, “人”字形回波的右半分支则显示出与左半分支不同的特征, 尽管它的雷达回波反射率与左半支类似, 都比较高, 但是对应的地面上的风比右半分支弱, 无明显的雷暴高压及冷池区域, 附近没有大范围的层状云。它的最初形成原因也是风场的辐合。但是由于它的初始发展并不强烈, 没有形成强大的雷暴高压来维持它的发展, 它的发展与维持是靠风的暖切变, 从这个意义上来说, 类似于天气尺度上的暖锋的情况。由于右半支的前方没有强的入流, 因此没有形成明显的层状云, 而层状云的存在在本例子中对雷暴高压, 冷池的形成都有比较重要的作用。而地面大风的生成与雷暴高压, 层状云的后部入流有密切的联系。于是层状云对大风有直接和间接的影响。总之, 灾害性大风的产生主要由这个“人”字形系统的左半分支造成的。第二个例子发生在 2009 年 6 月 14 日, 本文对它做了观测上的分析。旧的雷暴移动增强的基础上, 与新形成的雷暴合并形成强烈的飊线。合并后这个飊线表现为经典的弓状回波的特征。从各气象要素上来看, 它的发展比第一个例子要强。

WRF 模式成功地模拟了 6 月 3 日 “人” 字形回波系统的触发及演变过程。利用高分辨率的模式资料证实了这个系统的左半分支与传统的飚线特征有类似之处。模拟再现了对流云，层状云，地面的雷暴高压，冷池，尾流低压，层状云下部的尾部入流，大风等与飚线相联系的特征都能够在 WRF 模拟结果中反映出来。在整个系统演变中，暖性的尾流低压从发展阶段开始就比较明显，而且能够看到随着系统的发展，它和层状云一样也是偏向于对流线的西北部的。这与以前研究过的很多飚线的发展情况类似。飚线的前方对流区有上升下沉运动，下沉运动导致了地面上雷暴高压，冷池的形成。层状云下部有暖性低压的存在。飚线的前方的对流线并不是均匀的，飚线的北部，中部的的发展过程类似，特征也类似，不过在成熟阶段，中部的尾部入流比较强烈，这是弓状回波形成的原因。而飚线的南部是另外一种情况：成熟阶段后期之前，相同的时间里它比北，中部都要弱，但是它的维持时间比较长，在消散阶段冷池还领先于系统，有利云在南方触发新的对流以及产生大风。

这两次过程中最重要的天气现象就是地面大风，大风造成了重大的损失，因此研究大风的产生机制以及大风相对飚线的部位是非常有意义的。利用观测资料对这两次过程的研究发现，地面上飚线前方的风的辐合线在飚线的发展过程中方向都发生了改变，由东北-西南向转变为南北向。这意味着风辐合线的右后方（面向系统移动方向）的风速比较大，并且移动速度比较快。从地面 3 小时大风观测的事实上也看到，大风在飚线发展的中后期集中在飚线的右侧。灾害性大风产生的系统主要由这个 “人” 字形系统的左半分支飚线造成的。系统的南部在发展过程中维持的时间比较长，从系统的剖面上看到，当系统的北部和中部的的发展开始减弱的时候，系统的南部并没有明显的减弱，冷池的移动还快于系统的移动，密度流集中于飚线的右前侧导致了大风在这些区域形成，这解释了观测的大风出现在系统的南部。在成熟阶段后期和消散阶段，层状云的后部入流对飚线前方的大风也有贡献，飚线北部及中部的层状云的入流到达对流区后，并没有到达地面上，而系统的南部的尾部入流则与对流区的出流连成一体，加强了冷池的向前移动，于是加强了飚线右前方的大风。

综合观测资料和模拟结果给出了第一个例子的强对流系统的成熟阶段的特征并总结出概念模型。冷池的出流与东南部的入流的辐合维持了有层状云的飚线

(左半分支), 该系统有从飑线前部向后的入流和从中层从后面到前部的入流, 以及前部的低层入流到高层出流, 气流倾斜较强, 在成熟期地面有清楚的雷暴高压、冷池、和尾流低压等。而在暖切变上形成了无层状云的对流线(右半分支), 无明显的层状云区。

5.2 讨论

数值模式有时候可以成功的再现强对流系统的发生发展过程, 即使发生的地点和时间与实况并不完全相符。由于实况资料在时间和空间上的分辨率都比较粗糙, 利用数值模拟来研究系统的结构特征是非常必要的, 也是非常有用的, 本文的第一个例子就是这样。但是, 模式也有很大的局限性, 例如第一个例子, 模式不仅不能够从时间和空间上准确的预报飑线的发生, 而且模拟的系统的右半支也很不真实。可能的原因如下: 观察模拟结果的系统的演变图发现, 右半支位于左半支的前面, 由于左半支前方的密度流带来的大风, 有利于在它的前面产生边界层辐合, 而碰巧右半支位于它的前面, 于是导致它的强度越来越强, 与实况的不同。模式里认为右半支是由于左半支的发展而加强的, 实际上也许不是这样。这是本文并没有对右半支做详细的模拟结果分析的原因。第二个例子模式完全没有模拟出来, 这是由于模式本身和初始条件的误差导致的, 再加上强烈的非线性的作用, 有时候这个误差增长过快以至于预报的失败。

传统业务上预报的关注点是大尺度, 天气尺度的背景场的变化。但是, 飑线这类系统属于中小尺度系统, 与大尺度也许有着本质的区别, 因此, 仅仅关注大尺度信息往往是不够的。而且数值模式目前也不能准确预报中尺度系统的发生发展, 在关注大尺度的形势场的前提下, 要密切关注中尺度的触发系统对预报强对流系统将更有帮助。

本文通过观测资料和模拟结果的分析给出了“人”字形回波的基本特征和地面大风形成的可能机制, 但还有一些问题有待深入研究(1) 环境风场的切变对对流的组织形势的具体影响是什么?(2) 层状云和后部的中层入流对地面大风形成的贡献有多大?(3) 这两次过程中大风区域随着时间的发展会往南偏移, 而大风又是造成此类灾害性事件的主要天气现象, 系统的强中心向南发展的原因是什么? 此外, 如果当系统发展的时候, 对未来提供飑线系统的大风预报也会有

较大的帮助。

参考文献

- 蔡则怡, 李鸿洲, 李焕安. 华北飊线系统的结构与演变特征. 大气科学, 1988, 12(2), 191-199.
- 丁一汇, 李鸿洲, 章名立, 李吉顺, 蔡则怡. 大气科学, 1982, 6(1), 18-27.
- 李鸿洲. 区域地面天气图上华北飊线的特征及其临近预报. 大气科学, 1988, 12(1), 42-48.
- 李鸿洲, 蔡则怡, 徐元泰. 华北强飊线生成环境与地形作用的数值试验研究. 大气科学, 1999, 23(6), 713-721.
- 刘勇, 刘子臣, 马廷标, 乔旭霞. 一次飊线过程中龙卷及飊锋生成的中尺度分析. 大气科学, 1998, 22(3), 326-335.
- 刘淑媛, 孙健, 杨引明. 上海 2004 年 7 月 12 日飊线系统中尺度分析研究. 气象学报, 2007, 65(1), 84-93.
- 孙虎林, 罗亚丽, 张人禾, 等. 2009 年 6 月 3~4 日黄淮地区强飊线成熟阶段特征分析. 大气科学, 2011, 35(1), 105-120.
- 吴海英, 裴海瑛, 沈树勤, 王卫芳. 飊线传播与发展及其引发地面强风过程个例分析. 大气科学, 2007, 35(5), 676-680.
- 王俊, 朱君鉴, 任钟冬. 利用双多普勒雷达研究强飊线过程的三维风场结构. 气象学报, 2007, 65(2), 241-251.
- 姚叶青, 俞小鼎, 张义军, 程华, 魏鸣, 李劲. 一次典型飊线过程多普勒雷达资料分析. 高原气象, 2008, 27(2), 373-381.
- 朱磊磊, 吴增茂, 邵庆国, 吴炜, 张京英. 山东 04. 28 强飊线过程重力波结构的分析. 热带气象学报, 2009, 25(4), 465-474.
- 翟国庆, 俞樟孝. 强对流天气发生前期地面风场特征. 大气科学, 1992, 16(5), 522-529.
- Augustine, John A., Kenneth W. Howard, 1988: Mesoscale Convective Complexes over the United States during 1985. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 685-701.
- Atkins, Nolan T., Christopher S. Bouchard, Ron W. Przybylinski, Robert J. Trapp, Gary Schmocker, 2005: Damaging Surface Wind Mechanisms within the 10 June 2003 Saint Louis Bow Echo during BAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 2275-2296.
- Atkins, Nolan T., Michael St. Laurent, 2009: Bow Echo Mesovortices. Part I: Processes That Influence Their Damaging Potential. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1497-1513.
- Atkins, N. T., and M. St. Laurent, 2009: Bow echo mesovortices. Part II: Their genesis. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1514-1532.
- Adams-Selin, Rebecca D., Richard H. Johnson, 2010: Mesoscale Surface Pressure and Temperature Features Associated with Bow Echoes. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 212-227.
- Burgess, D. W., and B. F. Smull, 1990: Doppler radar observations of a bow echo associated with a long-track severe windstorm. Preprints, 16th Conf. on Severe Local Storms, Kananaskis Park, AB, Canada, Amer. Meteor. Soc., 203-208.
- Bluestein, Howard B., Michael H. Jain, 1985: Formation of Mesoscale Lines of Precipitation: Severe Squall Lines in Oklahoma during the Spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1732.
- Bluestein, Howard B., Gregory T. Marx, Michael H. Jain, 1987: Formation of Mesoscale Lines of Precipitation: Nonsevere Squall Lines in Oklahoma during the Spring. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2719-2727.

- Businger, Steven, Thomas Birchard, Kevin Kodama, Paul A. Jendrowski, Jian-Jian Wang, 1998: A Bow Echo and Severe Weather Associated with a Kona Low in Hawaii. *Wea. Forecasting*, **13**, 576–591.
- Bentley, Mace L., Thomas L. Mote, 1998: A Climatology of Derecho-Producing Mesoscale Convective Systems in the Central and Eastern United States, 1986–95. Part I: Temporal and Spatial Distribution. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 2527–2540.
- Blanchard, David O., 1990: Mesoscale Convective Patterns of the Southern High Plains. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 994–1005.
- Brown, John M., 1979: Mesoscale Unsaturated Downdrafts Driven by Rainfall Evaporation: A Numerical Study. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 313–338.
- Bonner, William D., 1968: CLIMATOLOGY OF THE LOW LEVEL JET. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 833–850.
- Bryan, George H., Michael J. Fritsch, 2000: Moist Absolute Instability: The Sixth Static Stability State. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 1207–1230.
- Biggerstaff, M. I., and R. A. Houze, Jr., 1991: Midlevel vorticity structure of the 10–11 June 1995 squall line. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 3066–3079
- Biggerstaff, M. I., and R. A. Houze, 1993: Kinematics and Microphysics of the Transition Zone of the 10–11 June 1985 Squall Line. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3091–3110.
- Brandes, Edward A., 1990: Evolution and Structure of the 6–7 May 1985 Mesoscale Convective System and Associated Vortex. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 109–127.
- Charba, Jess, 1974: Application of Gravity Current Model to Analysis of Squall-Line Gust Front. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 140–156.
- Corfidi, S. F., J. H. Meritt, J. M. Fritsch, 1996: Predicting the Movement of Mesoscale Convective Complexes. *Wea. Forecasting*, **11**, 41–46.
- Cunning, John B., 1986: The Oklahoma-Kansas. Preliminary Regional Experiment for STORM-Central. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **67**, 1478–1486.
- Cotton, William R., Ming-Sen Lin, Ray L. McAnelly, Craig J. Tremback, 1989: A Composite Model of Mesoscale Convective Complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 765–783.
- Chong, Michel, Paul Amayenc, Georges Scialom, Jacques Testud, 1987: A Tropical Squall Line Observed during the COPT 81 Experiment in West Africa. Part 1: Kinematic Structure Inferred from Dual-Doppler Radar Data. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 670–694.
- Eom, Jae Kyung, 1975: Analysis of the Internal Gravity Wave Occurrence of 19 April 1970 in the Midwest. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 217–226.
- Evans, Jeffrey S., Charles A. Doswell, 2001: Examination of Derecho Environments Using Proximity Soundings. *Wea. Forecasting*, **16**, 329–342.
- Fovell, Robert G., Yoshi Ogura, 1988: Numerical Simulation of a Midlatitude Squall Line in Two Dimensions. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3846–3879.
- Fritsch, J. M., C. F. Chappell, 1980: Numerical Prediction of Convectively Driven Mesoscale Pressure Systems. Part I: Convective Parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1722–1733.
- Fritsch, J. M., R. A. Maddox, 1981: Convectively Driven Mesoscale Weather Systems Aloft. Part I: Observations. *J. Appl. Meteor.*, **20**, 9–19.
- Fortune, Michael A., William R. Cotton, Ray L. McAnelly, 1992: Frontal-Wave-like Evolution in Some Mesoscale Convective Complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1279–1300.

- Fawbush, E.J.,and R.C.Miller,1954:A basis for forecasting peak wind gusts in nonfrontal thunderstorms.*Bull.Amer.Meteor.Soc.*,35,14-19
- Foster,D.S.,1958:Thunderstorm gusts compared with computed downdraft speeds.*Mon.Wea.Rev.*,86,91-94
- Foster,D.S.,1964:Relationship among tornadoes ,vorticity acceleration and air mass stability.*Mon.Wea.Rev.*,92,339-343
- Fujita,T. T.,1955: Results of detailed synoptic studies of squall lines.*Tellus*,7,405-436
- Fujita,T. T., 1959: Precipitation and cold air production in mesoscale thunderstorm systems. *J. Meteor.*, 16, 454-466
- Fujita,T.T.,H.Newstein and M.Tepper,1955:Mesoanalysis ,and important scale in the analysis of weather data. USWB Res.Paper No.39,83 pp.
- Fujita,T.T.,1963: Analytical mesometeorology. A review.*Meteor.Monogr.*,5,77-125/
- Fujita,T. T., 1978:Manual of downburst identification for project Nimrod. Satellite and Mesometeorology Research Paper 156,Dept. of Geophysical Sciences, University of Chicago,104pp.[NTIS PB-286048]
- Fujita,T.T.,1981:Mesoscale aspects of convective storms. SMRP Res, Paper 191,Dept.of Geophysical Science, University of Chicago,8pp.
- Fujita,T.T., Roger M. Wakimoto, 1981: Five Scales of Airflow Associated with a Series of Downbursts on 16 July 1980. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1438–1456.
- Fujita,T.T.,1985:The Downburst :Microburst and Macrobust. Satellite and Mesometeorology Research Project, University of Chicago,122 pp.
- Gallus, William A., 1996: The influence of Microphysics in the Formation of Intense Wake Lows: A Numerical Modeling Study. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2267–2281.
- Galway,J.G.,1956:The lifted index as a predictor of latent instability.*Bull.Amer.Meteor.Soc.*,37,528-529
- Grim, Joseph A., Robert M. Rauber, Greg M. McFarquhar, Brian F. Jewett, David P. Jorgensen, 2009: Development and Forcing of the Rear Inflow Jet in a Rapidly Developing and Decaying Squall Line during BAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1206–1229.
- Houze, Robert A., 1977: Structure and Dynamics of a Tropical Squall–Line System. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1540–1567.
- Houze, Robert A., M. I. Biggerstaff, S. A. Rutledge, B. F. Smull, 1989: Interpretation of Doppler Weather Radar Displays of Midlatitude Mesoscale Convective Systems. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **70**, 608–619.
- Houze, Robert A., Bradley F. Smull, Peter Dodge, 1990: Mesoscale Organization of Springtime Rainstorms in Oklahoma. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 613–654.
- Houze, Robert A., 2004: Mesoscale Convective Systems. *Reviews of Geophysics*,42,1-43.
- Hoxit, Lee Ray, Charles F. Chappell, J. Michael Fritsch, 1976: Formation of Mesolows or Pressure Troughs in Advance of Cumulonimbus Clouds. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1419–1428.
- Hamilton,R.E.,1970: Use of detailed intensity radar data in mesoscale surface analysis of the 4 July 1969 storm in Ohio. Preprints,14th Conf. on Radar Meteorology , Tucson,AZ,Amer.meteor.Soc.,339-342.
- Hinrichs,G.,1888:Tornadoes and derechos,Amer.Meteor.J.,5,306-317,341-349.
- Jirak, Israel L., William R. Cotton, Ray L. McAnelly, 2003: Satellite and Radar Survey of Mesoscale Convective System Development. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2428–2449.

- Johns, Robert H., 1982: A Synoptic Climatology of Northwest Flow Severe Weather Outbreaks. Part I: Nature and Significance. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1653–1663.
- Johns, Robert H., William D. Hirt, 1987: Derechos: Widespread Convectively Induced Windstorms. *Wea. Forecasting*, **2**, 32–49.
- Johns, Robert H., Charles A. Doswell, 1992: Severe Local Storms Forecasting. *Wea. Forecasting*, **7**, 588–612.
- Johns, Robert H., 1993: Meteorological Conditions Associated with Bow Echo Development in Convective Storms. *Wea. Forecasting*, **8**, 294–299.
- Johns, 1984: A Synoptic Climatology of Northwest-Flow Severe Weather Outbreaks. Part II: Meteorological Parameters and Synoptic Patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 449–464.
- Johnson, Brenda Chester, 1983: The Heat Burst of 29 May 1976. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1776–1792.
- Johnson, Richard H., Paul J. Hamilton, 1988: The Relationship of Surface Pressure Features to the Precipitation and Airflow Structure of an Intense Midlatitude Squall Line. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1444–1473.
- Johnson, Richard H., Diana L. Bartels, 1992: Circulations Associated with a Mature-to-Decaying Midlatitude Mesoscale Convective System. Part II: Upper-Level Features. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1301–1321.
- Johnson, Richard H., 2001: Surface Mesohighs and Mesolows. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 13–31.
- Johnson, R. H., S. L. Aves, et al. 2005: Organization of oceanic convection during the onset of the 1998 East Asian summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **133**(1), 131–148
- Koch, Steven E., Robert E. Golus, 1988: A Mesoscale Gravity Wave Event Observed during CCOPE. Part I: Multiscale Statistical Analysis of Wave Characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2527–2544.
- Koch, Steven E., Robert E. Golus, Paul B. Dorian, 1988: A Mesoscale Gravity Wave Event Observed during CCOPE. Part II: Interactions between Mesoscale Convective Systems and the Antecedent Waves. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2545–2569.
- Koch, Steven E., Charles A. Ray, 1997: Mesoanalysis of Summertime Convergence Zones in Central and Eastern North Carolina. *Wea. Forecasting*, **12**, 56–77.
- Koch, Steven E., Leanne M. Siedlarz, 1999: Mesoscale Gravity Waves and Their Environment in the Central United States during STORM-FEST. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2854–2879.
- Kreitzberg, Carl W., H. Albert Brown, 1970: Mesoscale Weather Systems within an Occlusion. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 417–432.
- Klimowski, Brian A., 1994: Initiation and Development of Rear Inflow within the 28-29 June 1989 North Dakota Mesoconvective System. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 765–779.
- Klimowski, Brian A., Matthew J. Bunkers, Mark R. Hjelmfelt, Josiah N. Covert, 2003: Severe Convective Windstorms over the Northern High Plains of the United States. *Wea. Forecasting*, **18**, 502–519.
- Knievel, Jason C., Richard H. Johnson, 1998: Pressure Transients within MCS Mesohighs and Wake Lows. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1907–1930.
- Leary, Colleen A., Robert A. Houze, 1979: Melting and Evaporation of Hydrometeors in Precipitation from the Anvil Clouds of Deep Tropical Convection. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 669–679.

- Leary, Colleen A., 1979: Behavior of the Wind Field in the Vicinity of a Cloud Cluster in the Intertropical Convergence Zone. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 631–639.
- Leary, Colleen A., Edward N. Rappaport, 1987: The Life Cycle and Internal Structure of a Mesoscale Convective Complex. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1503–1527.
- Leary, C.A., and T.M.Bals, 1989: Evolution of the 3-4 June PRE-STORM mesoscale convective system. Preprints, 24th Conf. Radar Meteor., Tallahassee, Florida, Amer. Meteor. Soc., 471-474
- Loehrer, Scot M., Richard H. Johnson, 1995: Surface Pressure and Precipitation Life Cycle Characteristics of PRE-STORM Mesoscale Convective Systems. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 600–621.
- Lafore, Jean-Philippe, Mitchell W. Moncrieff, 1989: A Numerical Investigation of the Organization and Interaction of the Convective and Stratiform Regions of Tropical Squall Lines. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 521–544.
- Maddox, Robert A., 1980: Mesoscale Convective Complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1374–1387.
- Maddox, Robert A., Charles A. Doswell, 1982: An Examination of Jet Stream Configurations, 500 mb Vorticity Advection and Low-Level Thermal Advection Patterns During Extended Periods of Intense Convection. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 184–197.
- Molinari, John, Michael Dudek, 1992: Parameterization of Convective Precipitation in Mesoscale Numerical Models: A Critical Review. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 326–344.
- McAnelly, Ray L., William R. Cotton, 1986: Meso- β -scale Characteristics of an Episode of Meso- α -scale Convective Complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1740–1770.
- Nolen, R.H., 1959: A radar pattern associated with tornadoes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **49**, 277-279
- Nicholls, Melville E., Roger A. Pielke, William R. Cotton, 1991: Thermally Forced Gravity Waves in an Atmosphere at Rest. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1869–1884.
- Newton, Chester W., James C. Fankhauser, 1964: On the Movements of Convective Storms, with Emphasis on Size Discrimination in Relation to Water-Budget Requirements. *J. Appl. Meteor.*, **3**, 651–668.
- Ostby, Frederick P., 1992: Operations of the National Severe Storms Forecast Center. *Wea. Forecasting*, **7**, 546–563.
- Przybylinski, and W.J. Gery, 1983: The reliability of the bow echo as an important severe weather signature. Preprints, 13th Conf. on Severe Local Storms, Tulsa, OK, Amer. Meteor. Soc., 270-273.
- Przybylinski, and D.M. DeCaire, 1985: Radar signatures associated with the derecho, a type of mesoscale convective system. Preprints, 14th Conf. on Severe Local Storms, Indianapolis, IN, Amer. Meteor. Soc., 228-231.
- Przybylinski, Ron W., 1995: The Bow Echo: Observations, Numerical Simulations, and Severe Weather Detection Methods. *Wea. Forecasting*, **10**, 203–218.
- Powers, Jordan G., 1997: Numerical Model Simulations of a Mesoscale Gravity Wave Event: Sensitivity Tests and Spectral Analyses. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1838–1869.
- Parker, M. D. and R. H. Johnson. 2000: Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, **128**(10), 3413–3436.
- Rotunno, Richard, Joseph B. Klemp, Morris L. Weisman, 1988: A Theory for Strong, Long-Lived Squall Lines. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 463–485.

- Raymond, David J., 1975: A Model for Predicting the Movement of Continuously Propagating Convective Storms. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 1308–1317.
- Raymond, D. J., H. Jiang, 1990: A Theory for Long-Lived Mesoscale Convective Systems. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 3067–3077.
- Rutledge, Steven A., Robert A. Houze, Michael I. Biggerstaff, Thomas Matejka, 1988: The Oklahoma–Kansas Mesoscale Convective System of 10–11 June 1985: Precipitation Structure and Single-Doppler Radar Analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1409–1430.
- Rasmussen E. N., Rutledge S. A. 1993: Evolution of Quasi-Two-Dimensional Squall Lines. Part I: Kinematic and Reflectivity Structure. *J. Atmos. Sci.*, **50** (16), 2584 – 2606.
- Showalter, A.K., 1953: A stability index for thunderstorm forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **34**, 250–252
- Smull, Bradley F., Robert A. Houze, 1985: A Midlatitude Squall Line with a Trailing Region of Stratiform Rain: Radar and Satellite Observations. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 117–133.
- Smull, Bradley F., Robert A. Houze, 1987: Rear Inflow in Squall Lines with Trailing Stratiform Precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2869–2889.
- Smull, Bradley F., Robert A. Houze, 1987: Dual-Doppler Radar Analysis of a Midlatitude Squall Line with a Trailing Region of Stratiform Rain. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2128–2149.
- Smull, Bradley F., John A. Augustine, 1993: Multiscale Analysis of a Mature Mesoscale Convective Complex. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 103–132.
- Schmidt, Jerome M., William R. Cotton, 1990: Interactions between Upper and Lower Tropospheric Gravity Waves on Squall Line Structure and Maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1205–1222.
- Schmocker, G.K., R.W. Przybylinski, and Y.J. Lin, 1996: Forecasting the initial onset of damaging downburst winds associated with a mesoscale convective system (MCS) using the midlatitude radial convergence (MARC) signature. Preprints, 15th Conf. on Weather Analysis and Forecasting, Norfolk, VA, Amer. Meteor. Soc., 306–311.
- Schultz, David M., W. James Steenburgh, 1999: The Formation of a Forward-Tilting Cold Front with Multiple Cloud Bands during Superstorm 1993. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1108–1124.
- Schultz, David M., Clifford F. Mass, 1993: The Occlusion Process in a Midlatitude Cyclone over Land. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 918–940.
- Stoelinga, Mark T., John D. Locatelli, Peter V. Hobbs, 2002: Warm Occlusions, Cold Occlusions, and Forward-Tilting Cold Fronts. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 709–721.
- Stumpf, Gregory J., Richard H. Johnson, Bradley F. Smull, 1991: The Wake low in a Midlatitude Mesoscale Convective System Having Complex Convective Organization. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 134–158.
- Simpson, J. E., 1969: A comparison between laboratory and atmospheric density currents. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **95**, 758–765.
- Simpson, J. E., 1972: Effects of the lower boundary on the head of a gravity current. *J. Fluid Mech.*, **53**, 759–768
- Skamarock, William C., Morris L. Weisman, Joseph B. Klemp, 1994: Three-Dimensional Evolution of Simulated Long-Lived Squall Lines. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2563–2584.
- Stensrud, D. J., Robert A. Maddox, 1988: Opposing Mesoscale Circulations: A Case Study. *Wea. Forecasting*, **3**, 189–204.

- Stensrud, D. J., J. Michael Fritsch, 1993: Mesoscale Convective Systems in Weakly Forced Large-Scale Environments. Part I: Observations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3326–3344.
- Stensrud, D. J., 1994: Mesoscale Convective Systems in Weakly Forced Large-Scale Environments. Part II: Generation of a Mesoscale Initial Condition. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2068–2083.
- Stensrud, D. J., 1994: Mesoscale Convective Systems in Weakly Forced Large-Scale Environments. Part III: Numerical Simulations and Implications for Operational Forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2084–2104.
- Schaefer, Joseph T., 1986: Severe Thunderstorm Forecasting: A Historical Perspective. *Wea. Forecasting*, **1**, 164–189.
- Smith, B. E., 1990: Mesoscale structure of a derecho-producing convective system: The southern Great Plains storms of May 4, 1989. Preprints, 16th Conf. Severe Local Storms, Kananaskis Park, Alberta, Canada, Amer. Meteor. Soc., 455–460
- Schumacher, R.S. and R. H. Johnson. 2005: Organization and Environmental Properties of Extreme-Rain-Producing Mesoscale Convective Systems. *Mon. Wea. Rev.*, **133**(4), 961–976.
- Trapp, Robert J., Morris L. Weisman, 2003: Low-Level Mesovortices within Squall Lines and Bow Echoes. Part II: Their Genesis and Implications. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2804–2823.
- Vescio, Michael D., Richard H. Johnson, 1992: The Surface-Wind Response to Transient Mesoscale Pressure Fields Associated with Squall Lines. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1837–1850.
- Wakimoto, Roger M., 1982: The Life Cycle of Thunderstorm Gust Fronts as Viewed with Doppler Radar and Rawinsonde Data. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1060–1082.
- Wakimoto, Roger M., 1985: Forecasting Dry Microburst Activity over the High Plains. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1131–1143
- Wakimoto, Roger M., Hanne V. Murphey, Albert Nester, David P. Jorgensen, Nolan T. Atkins, 2006a: High Winds Generated by Bow Echoes. Part I: Overview of the Omaha Bow Echo 5 July 2003 Storm during BAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2793–2812.
- Wakimoto, Roger M., Hanne V. Murphey, Christopher A. Davis, Nolan T. Atkins, 2006b: High Winds Generated by Bow Echoes. Part II: The Relationship between the Mesovortices and Damaging Straight-Line Winds. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2813–2829.
- Wilson, James, Richard Carbone, Harold Baynton, Robert Serafin, 1980: Operational Application of Meteorological Doppler Radar. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1154–1168.
- Wilson, James W., Wendy E. Schreiber, 1986: Initiation of Convective Storms at Radar-Observed Boundary-Layer Convergence Lines. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2516–2536.
- Wilson, James W., Roger M. Wakimoto, 2001: The Discovery of the Downburst: T. T. Fujita's Contribution. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 49–62.
- Wilson, James W., Rita D. Roberts, 2006: Summary of Convective Storm Initiation and Evolution during IHOP: Observational and Modeling Perspective. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 23–47.
- Weisman, M. L., J. B. Klemp, 1982: The Dependence of Numerically Simulated Convective Storms on Vertical Wind Shear and Buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504–520
- Weisman, Morris L., Christopher A. Davis, 1998: Mechanisms for the Generation of Mesoscale Vortices within Quasi-Linear Convective Systems. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2603–2622.
- Weisman, Morris L., 1992: The Role of Convectively Generated Rear-Inflow Jets in the Evolution of Long-Lived Mesoconvective Systems. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1826–1847.

- Weisman, Morris L., 1993: The Genesis of Severe, Long-Lived Bow Echoes. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 645–670.
- Weisman, Morris L., Robert J. Trapp, 2003: Low-Level Mesovortices within Squall Lines and Bow Echoes. Part I: Overview and Dependence on Environmental Shear. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2779–2803.
- Weisman, Morris L., Richard Rotunno, 2004: “A Theory for Strong Long-Lived Squall Lines” Revisited. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 361–382.
- Wheatley, D. M., R. J. Trapp, and N. T. Atkins, 2006: Radar and damage analysis of severe bow echoes observed during BAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 791–806.
- Williams, D. T., 1963: The thunderstorm wake of May 4, 1961. Natl. Severe Storms Project Rep. No. 18, U.S. Dept. of Commerce, Washington DC, 23pp. [NTIS PB 168223].
- Williams, D. T., 1963: The thunderstorm wake of May 4, 1961. Tech Memo. ERL NSSL-18, National Severe Storms Laboratory, Norman, 23pp
- Wyss, Jonathan, Kerry A. Emanuel, 1988: The Pre-storm Environment of Midlatitude Prefrontal Squall Lines. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 790–794.
- Warner, Thomas T., Ralph A. Peterson, Russell E. Treadon, 1997: A Tutorial on Lateral Boundary Conditions as a Basic and Potentially Serious Limitation to Regional Numerical Weather Prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2599–2617.
- Xue, Ming, William J. Martin, 2006: A High-Resolution Modeling Study of the 24 May 2002 Dryline Case during IHOP. Part I: Numerical Simulation and General Evolution of the Dryline and Convection. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 149–171.
- Young, G. S., J. M. Fritsch, 1989: A Proposal for General Conventions in Analyses of Mesoscale Boundaries. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **70**, 1412–1421.
- Zhang, Da-Lin, J. Michael Fritsch, 1988: A Numerical Investigation of a Convectively Generated, Inertially Stable, Extratropical Warm-Core Mesovortex over Land. Part I: Structure and Evolution. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2660–2687.
- Zhang, Da-Lin, Kun Gao, David B. Parsons, 1989: Numerical Simulation of an Intense Squall Line during 10–11 June 1985 PRE-STORM. Part I: Model Verification. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 960–994.
- Zhang, Da-Lin, Kun Gao, 1989: Numerical Simulation of an Intense Squall Line during 10–11 June 1985 PRE-STORM. Part II: Rear Inflow, Surface Pressure Perturbations and Stratiform Precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2067–2094.
- Zipser, E. J., 1969: The Role of Organized Unsaturated Convective Downdrafts in the Structure and Rapid Decay of an Equatorial Disturbance. *J. Appl. Meteor.*, **8**, 799–814.
- Zipser, E. J., 1977: Mesoscale and Convective-Scale Downdrafts as Distinct Components of Squall-Line Structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1568–1589.

致谢

3年的硕士生涯就要结束了，借此机会向曾经给予我帮助的人们最衷心的感谢。首先要感谢的是孙建华导师，您是我的良师益友，没有您的帮助，论文不可能完成。您为人正直，在学术上一丝不苟，曾多次为我的研究提供正确的方向。在为人处世方面，您一直是我的榜样。

感谢雷恒池，高守亭老师给予我的出国准备方面的帮助，虽然申请结果并不如意，但是你们的帮助我一直谨记在心。感谢赵思雄老师对于我的研究提供的建议，正是在这些有益的建议下，本论文才有了明确的方向。在文章投稿之前，许焕斌老师给了很多有用的建议，在此对您深表感激。

感谢研究生部的刘荣华，孙鹏宇，王英辉老师，你们在生活和学习上给予我的帮助是巨大的。

我的同班同学，08 硕的同学们也给予了我很多帮助，能够成为这个融洽集体的一份子，我很荣幸。感谢课题组成员对我的无私帮助。傅慎明师兄提供给我很多有用的建议，并提供了服务器的账号，没有这个账号，本论文的模拟工作不可能完成。感谢李博师兄，孟庆涛师兄，于翡师兄，崔丽梅师姐，汪汇洁师姐。感谢课题组的郑淋淋，张元春。还要感谢办公室的罗菲菲，卞洁，Rashed 的帮助。感谢我的室友陈国森，和你的讨论总是受益颇多。感谢室友祖子清，谢东东。

感谢 Oklahoma 大学的 Stensrud, Richman, Biggerstaff 等教授对我的帮助，正是在和他们的交流中，我找到了科研上的兴趣。本论文的一些工作也是在他们的建议下进行的。

最后，要感谢我的母亲，您对我的支持是我一直以来的精神支柱。在完成论文过程中，我多次遇到挫折，在生活上，不如意的事情也不少，但每次和妈妈通话的时候，您总是很乐意的倾听我的言语并时时给予我安慰。

资助课题

本课题由：国家自然科学基金项目 41075032，中国气象局公益类行业专项 GYHY200906004 等项目资助。