

# 地表拖曳对斜压波地面锋生的影响<sup>\*</sup>

张 熠 谈哲敏<sup>\*\*</sup>

(南京大学大气科学系中尺度灾害性天气教育部重点实验室, 南京 210093)

**摘要** 利用三维非静力中尺度数值模式 MM5 模拟了干湿大气条件中纬度典型斜压波及其锋面系统的生成与演变过程, 重点讨论地表拖曳对干、湿大气中地面锋结构、锋生过程的影响作用. 研究结果表明, 在干大气中, 地表拖曳力对地面锋锋生具有双向作用, 一方面是锋消作用, 主要体现在地表拖曳力减慢地面锋锋生、地面斜压波系统发展; 另一方面, 地表拖曳力导致强的非地转流形成, 从而延长了冷锋锋生过程维持时间, 有利于冷锋强度增大. 同时地表拖曳力可以造成边界层内锋面近乎垂直于地面, 导致锋前垂直运动增强, 这些结果进一步推广了谈哲敏和伍荣生的理论结果.

在湿大气中, 地表拖曳过程对锋面雨带分布有重要的影响作用, 地表拖曳力可减缓对流上升, 从而导致地表能量的耗散减缓. 当大气低层湿度较小时, 对流不是很强, 地表拖曳力可减缓地表水汽、能量的迅速耗散, 且在锋后边界层中产生摩擦辐合上升区, 这些上升区可逐渐东移到冷锋前, 补偿了锋前上升带的强度, 有利于冷锋降水的维持. 当大气低层湿度场很强时, 对流发展比较旺盛, 此时地表拖曳对低层水汽与能量的束缚作用相对较弱, 相应地表拖曳对锋面及其降水系统影响较小.

**关键词** 地表拖曳 斜压波 锋生 非绝热加热 锋面雨带

斜压波及其锋面系统是中纬度的最重要天气系统, 其演变与发展动力学过程一直是大气动力学重要研究问题 [1-3], 特别是斜压波发展导致的锋面系统的动力学研究更是受到关注, 成为一个热点问题 [4,5]. 中纬度锋面系统的结构及其动力学特征依赖于斜压波的演变特征. 位于大气低层的锋面一般称为地面

锋或低层锋, 与位于对流层中上层的锋面系统相比较, 地面锋具有明显不同的动力学特征. 地面锋除了受到高空大尺度过程强迫的影响作用外, 还要受到与地面有关的过程如边界层摩擦、非绝热加热、湍流动量与热量通量、地形等的影响作用 [6,7]. 到目前为止关于地面锋的研究已取得了不少进展, 揭示出许

收稿日期: 2005-08-01; 接受日期: 2005-12-05

<sup>\*</sup> 国家重点基础研究发展规划项目(批准号: 2004CB18301)、国家自然科学基金项目(批准号: 40325014, 40333031)、高等学校优秀青年教师教学科研奖励计划(批准号: 11999)和高等学校博士点专项科研基金项目(批准号: 20030284019)联合资助

<sup>\*\*</sup> 联系人, E-mail: [zmtan@nju.edu.cn](mailto:zmtan@nju.edu.cn)

多与经典锋面结构理论明显不同的观测事实, 如发现锋面有重力流特征, 锋面的多尺度特征等, 但由于边界层过程对锋面结构的影响非常复杂, 尚没有一个能完全反映观测事实的研究工作 [8-10]. 20 世纪 70 年代由 Hoskins 及其合作者提出的半地转锋生模式 [1,11,12] 能较好地描述非地转作用对于大气锋生的影响作用, 但利用此类锋生动力学模式无法详细考虑边界层物理过程对锋生的影响效应.

地表拖曳对锋面动力学结构的影响作用主要包括: 地面摩擦拖曳对锋面结构的影响, 及其对锋生过程的影响. Eliassen [13] 通过锋面次级环流的分析, 指出低层湍流摩擦可以加强近地面的锋面环流, 这一确定性结果为 Bond 和 Fleagle [9] 的观测分析所证实. Becker 等 [14] 认为边界层 2 km 内的跨锋面次级环流主要取决于摩擦和大尺度强迫, 而下垫面可以进一步增强边界层摩擦诱导出次级环流. Rotunno 等 [15] 认为, 边界层过程的加入影响了 Ekman 抽吸的强度, 由于冷、暖锋附近的 Ekman 抽吸强度不同, 从而冷、暖锋的结构发生不同程度的改变. 谈哲敏和伍荣生 [6,7] 利用一个包含边界层摩擦二层浅水锋面模型, 解析地研究了定常地面冷、暖锋的结构和环流动力学特征, 结果显示边界层摩擦作用导致冷锋在大气低层具有较大锋面坡度以及强水平辐合, 从而导致在地面锋线处出现强垂直运动. 显然, 边界层摩擦导致低层锋面结构及其周围的垂直运动发生改变.

对锋生过程的影响, 许多研究工作表明边界层过程能够减弱线性斜压不稳定 [16-19]. Hoskins [11] 考虑了边界层摩擦的耗散作用, 认为地面摩擦是一种锋消作用, 然而 Keyser 和 Anthes [4] 在数值模式中比较详细地考虑了边界层过程对锋生、锋面环流的影响作用, 结果指出边界层摩擦可以加强低层锋面环流, 导致锋生作用. 谈哲敏等 [20] 研究提出边界层摩擦拖曳对锋生过程的作用具有两重性观点: 一方面, 边界层摩擦具有耗散作用, 主要表现在湍流摩擦对较强锋面的耗散作用, 这种作用随着锋面水平温度的增加而增大; 另一方面, 边界层摩擦拖曳可以造成跨越等压线的非地转流动, 这种非地转流动可以导致一定的辐合, 从而产生锋生效应.

另外, 研究表明边界层摩擦拖曳对冷锋和暖锋

的作用也不同. Fischer [21] 认为许多地表拖曳参数化方案模拟的冷锋比暖锋强. Levy [22] 将观测、数值模拟及理论分析结果结合起来分析认为, 相对于暖锋而言, 边界层流更有利于冷锋锋生. 而许多数值模拟结果发现, 暖锋对于地表拖曳力的变化较敏感, 而冷锋相应地受地表拖曳力影响较小 [15,23]. Hines 和 Mechoso [23] 曾对此现象给出解释, 他们认为考虑地表拖曳力作用后, 近地层低压系统由于 Ekman 抽吸效应而减弱, 相应近地层风速减小, 在暖区中尤为明显, 这直接减弱了暖锋锋生. 与此同时又增强了如下正反馈过程: 由于暖平流减弱造成上升运动及低层辐合减小, 使得暖区中的变形场及涡度场亦减弱, 从而导致地表拖曳力最终在暖锋区起了锋消的作用, 当地表拖曳力很大的时候, 这种反馈过程可以阻止暖区的独立暖心的形成.

在真实大气中, 低层存在大量水汽, 相应在这种湿环境下锋生环流将激发对流产生, 导致云和降水的形成. Bernard 等 [24] 通过位涡收支对锋面宽雨带的成因进行了分析, 其结果表明边界层摩擦诱发出的低层正位涡异常将加速沿锋面低空急流, 它对地面锋前 300 km 的暖区宽雨带形成有重要影响作用. Lafore 等 [25] 在此基础上分析了非热成风平衡条件下的锋面雨带特征, 其结果认为非地转余差是锋面雨带形成的关键, 在锋面暖区中宽雨带强度的 25% 与窄冷锋雨带强度的 60% 是由非地转余差贡献的. 由此表明, 边界层摩擦在冷锋降水形成过程中起着重要作用. 然而 Baldwin 等 [26] 分析显示地面冷锋锋前大的垂直运动在干大气中主要由形变及摩擦过程造成, 但在湿大气中主要由非绝热加热过程决定. 显然, 相对于干大气情况, 在湿情况下地表摩擦拖曳对锋面结构、锋生及其降水的影响作用同样存在不确定性, 该问题需要进一步研究.

由于在谈哲敏等 [20] 工作中利用了一个简单斜压 Eady 波解进行理论分析, 其理论结果在一个完整物理过程的模式中该理论结论是否仍然成立? 需要进一步研究. 本研究将利用斜压波发展中锋面形成一个比较完整过程, 重点研究地表拖曳对于地面锋生过程的影响作用, 希望进一步推广谈哲敏等 [20] 关于边界层摩擦对锋生影响的两重性观点, 提出更完

整物理图像. 同样, 对于湿大气情况下, 由于存在锋面降水, 从而导致非绝热加热作用, 此时地表拖曳的作用又将如何? 在此前尚未有研究进行讨论, 本文将对此问题进一步讨论.

本文选用 PSU-NCAR 中尺度数值模式 MM5, 考虑完整的边界层物理过程, 讨论典型中纬度斜压波发展与演变、地面锋生与演变一个完整过程中地表拖曳的影响作用. 具体讨论地表拖曳对干大气中地面锋结构、锋生过程的影响, 并对非绝热加热与地表拖曳效应在锋生不同阶段的相对重要性进行讨论.

## 1 数值模式与试验设计

本文采用三维非静力的原始方程中尺度数值模式 MM5, 该模式是由美国宾州大学 (PSU) 和美国国家大气研究中心 (NCAR) 联合发展的一个有限区域的中尺度数值天气预报模式 [27]. 模式在垂直方向采用地形跟随坐标, 水平网格系统采用“Arakawa B”网格. 模拟选取的水平网格距为 60 km, 垂直分层 60 层, 模拟区域为一带状区域, 东西向取 350 个格点, 南北向取 140 个格点. 为了简单起见, 模式选用笛卡儿坐标, 柯氏参数取为常值  $f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ . 本文模拟选用的物理过程为: Grell [28] 积云对流参数化方案; Mixed-Phase (Reisner [29]) 水汽处理方案; MRF 行星边界层方

案 [30].

采用 Tan 等 [31] 一文方法, 在非线性平衡条件 [32] 背景下, 利用一个理想的二维斜压基本流叠加上一个三维平衡扰动场构成模式初始场, 这种理想的初始场, 可以模拟出斜压波快速发展. 具体处理思路为, 首先给定一个二维平均位涡与三维扰动位涡分布, 然后利用位涡反演方法 [33] 反演出其二维平衡的斜压纬向流场、位温场以及三维平衡的扰动风场与位温场, 将两个平衡场累加作为模式的初始场, 这种初始场非常有利于中纬度斜压波的快速发展.

对于二维平均位涡场, 假定其对流层中的位涡为常值 0.4 PVU ( $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K} \cdot \text{kg}^{-1}$ ), 平流层中位涡为常值 4.0 PVU, 两层之间平滑过渡, 相应定义 1.5 PVU 为动力对流层顶 (见图 1), 这种设置类似于 Rotunno 等 [5]. 一个三维扰动位涡叠加在斜压的纬向流上, 从而导致地面的气旋快速发展, 三维扰动位涡表达式为

$$q'(x, y, z) = -\hat{\eta} \frac{a^2}{(x-x_c)^2 + a^2} \frac{\partial Q(y, z)}{\partial y} \sin \frac{\pi y}{Y} \cos \frac{2\pi(x-x_c)}{\lambda}, \quad (1)$$

$$|x-x_c| < \frac{3\lambda}{4}.$$

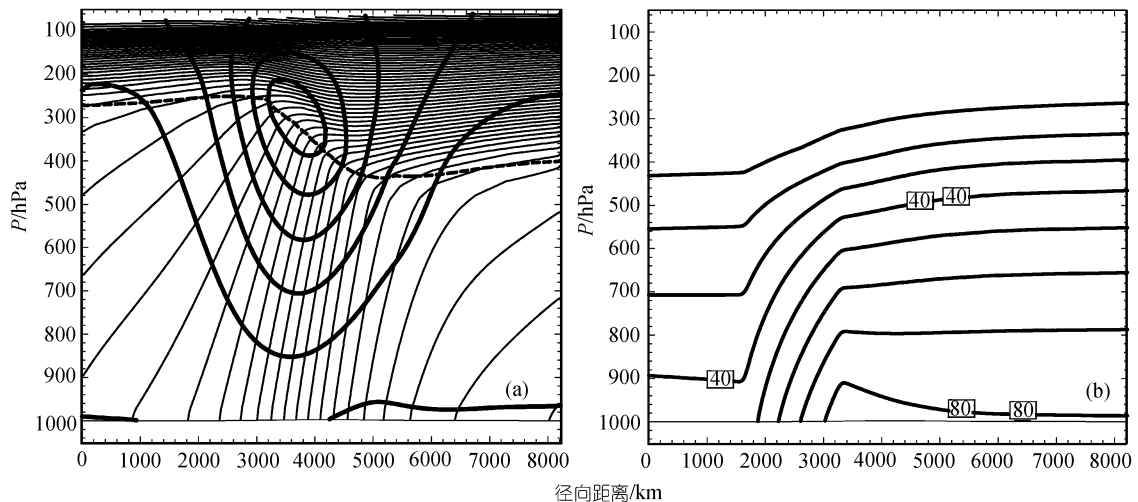


图 1

(a) 模式初始场, 其中粗实线所示为纬向风场 ( $c_i = 10 \text{ ms}^{-1}$ ), 最大值中心为  $56 \text{ ms}^{-1}$ ; 粗点线所示为对流层顶, 定义为  $\text{PV} = 1.5 \text{ PVU}$  的等值线; 细实线为位温场 ( $c_i = 4 \text{ K}$ ). (b) 初始相对湿度场垂直剖面图, 对应于  $\text{RH}_0 = 80\%$  情形. 图中横坐标为径向距离, 纵坐标为气压

在此基础上, 得到总的位涡场, 利用位涡反演技术 [33] 反演总位涡场, 得到三维平衡的风场与位温场, 具体详细反演方法及其参数见 Tan 等 [31].

模式初始湿度场同样采用 Tan 等 [31] 的表达式, 它在东-西方向(x)均匀分布, 南-北方向(y)呈阶梯函数分布, 具体表示式为

$$RH(y, z) = RH_0 * R_1(z) * R_2(y), \quad (2)$$

其中,  $R_1(z), R_1(y)$  分别为初始湿度场在垂直方向与南北向的分布函数:

$$R_1(z) = \begin{cases} \left[ 1 - 0.9 \left( \frac{z}{z_{rh}} \right)^\delta \right] & z < z_{rh} \\ 0.1 & z \geq z_{rh} \end{cases},$$

$$R_2(y) = \begin{cases} L_1 & y < y_1 \\ L_1 + \frac{y - y_1}{y - y_2} (L_2 - L_1) & y_1 \leq y \leq y_2 \\ L_2 & y \geq y_2 \end{cases}, \quad (3)$$

其中,  $z_{rh} = 8 \text{ km}$ ,  $\delta = 1.25$ ,  $L_1 = 0.5$ ,  $L_2 = 1.0$ ,  $y_1 = 0.4 y_c$ ,  $y_2 = 0.8 y_c$ ,  $y_c = 4170 \text{ km}$ .

为了更好地理解地表拖曳对于中纬度斜压波发展、地面锋锋生的影响作用, 首先在干环境下考察地表拖曳作用, 主要讨论地表拖曳的动力学作用, 在此基础上进一步讨论在湿条件下, 主要是存在湿对流条件下地表拖曳作用, 此时地表拖曳除了动力学作用外, 同时对对流及锋面降水产生影响. 具体试验见表 1, 其中, DryNoD 与 DryD 分别为干条件下无、有地表拖曳力的情形; WetNoD 与 WetD 表示湿大气条件下(初始相对湿度  $RH_0 = 80\%$ , 图 1(b))无、有地表拖曳力的情形; WetNoD95 与 WetD95 为敏感性试验, 其中初始相对湿度  $RH_0 = 95\%$ , 用以分析地面锋生过程中地表拖曳效应对初始湿度场的敏感性.

类似于 Rotunno 等 [15], 无地表拖曳情况下, 关闭

表 1 数值实验方案

个例	地表拖曳过程	初始相对湿度 $RH_0/\%$
DryNoD	无	0
DryD	有	0
WetNoD	无	80
WetD	有	80
WetNoD95	无	95
WetD95	有	95

MRF 边界层物理方案中关于地表动量、热量及水汽通量的计算, 同时令地表摩擦速度为零, 但保留边界层中的动量与热量的垂直耗散作用.

## 2 地表拖曳对地面锋的影响作用: 干大气情况

### 2.1 中纬度斜压波演变与地面锋锋生

近年来利用原始方程模式模拟斜压波的结果表明, 无论是否考虑地表拖曳力 [3,5,15,23], 也无论基本态选取何种形式 [23,34], 都存在一种温、压场的基本特征: 低压区深厚但范围狭窄, 高压区浅薄但范围宽广; 暖锋形成于低压中心附近且不同程度地沿着低压中心呈气旋性卷曲, 而冷锋在低压系统与高压系统之间形成, 随着时间发展向西南方横向伸展并逐渐向南弯成拱形.

图 2(a) 为干大气无地表拖曳情形下(DryNoD) 0.5 km 高度处气压及位温随时间变化图. 由图 2(a) 可知, 本文模拟结果能够较好反映斜压波发展及其地面锋锋生过程的特征: 至 24 h, 由于斜压波的发展, 出现了一个典型的宽广斜压区, 随着时间增加, 该斜压区不断加深并向东移动. 至 48 h 已形成明显的冷、暖锋区, 同时冷、暖锋相互正交, 构成“T-bone”结构. 地面暖锋在 24~48 h 的一天中锋区很快变窄, 并围绕低压中心气旋性地弯曲伸长, 逐渐形成“bent-back”结构. 暖空气沿着暖锋向低压中心方向推移, 逐渐收缩为一条伸向低压中心的暖舌, 至 60 h 暖舌在低压中心附近断裂, 出现了一个孤立的暖心. 地面冷锋在 48~60 h 期间迅速加强, 锋生的速度比暖锋快, 并逐渐向东南方移动. 这些结果与 Shapiro 和 Keyser [35], Rotunno 等 [15] 工作相类似, 同时表明本文选取的理想初始场配合中尺度数值模式 MM5 能够有效地模拟斜压波的基本结构及其演变特征.

图 2(b) 所示为干大气有地表拖曳(DryD) 情况下斜压波的演变与发展及其地面锋形成过程. 由于存在地表拖曳过程, 相应其斜压波发展、演变及其地面锋形成与无地表拖曳情况下(图 2(a)) 相比有较大的差异. 在此过程中暖锋出现时间比冷锋早, 在 48 h 已形成明显的锋区, 随后锋区围绕低压中心伸展, 在 84 h 前后形成了“bent-back”结构. 冷锋区在 60 h 逐渐形成,

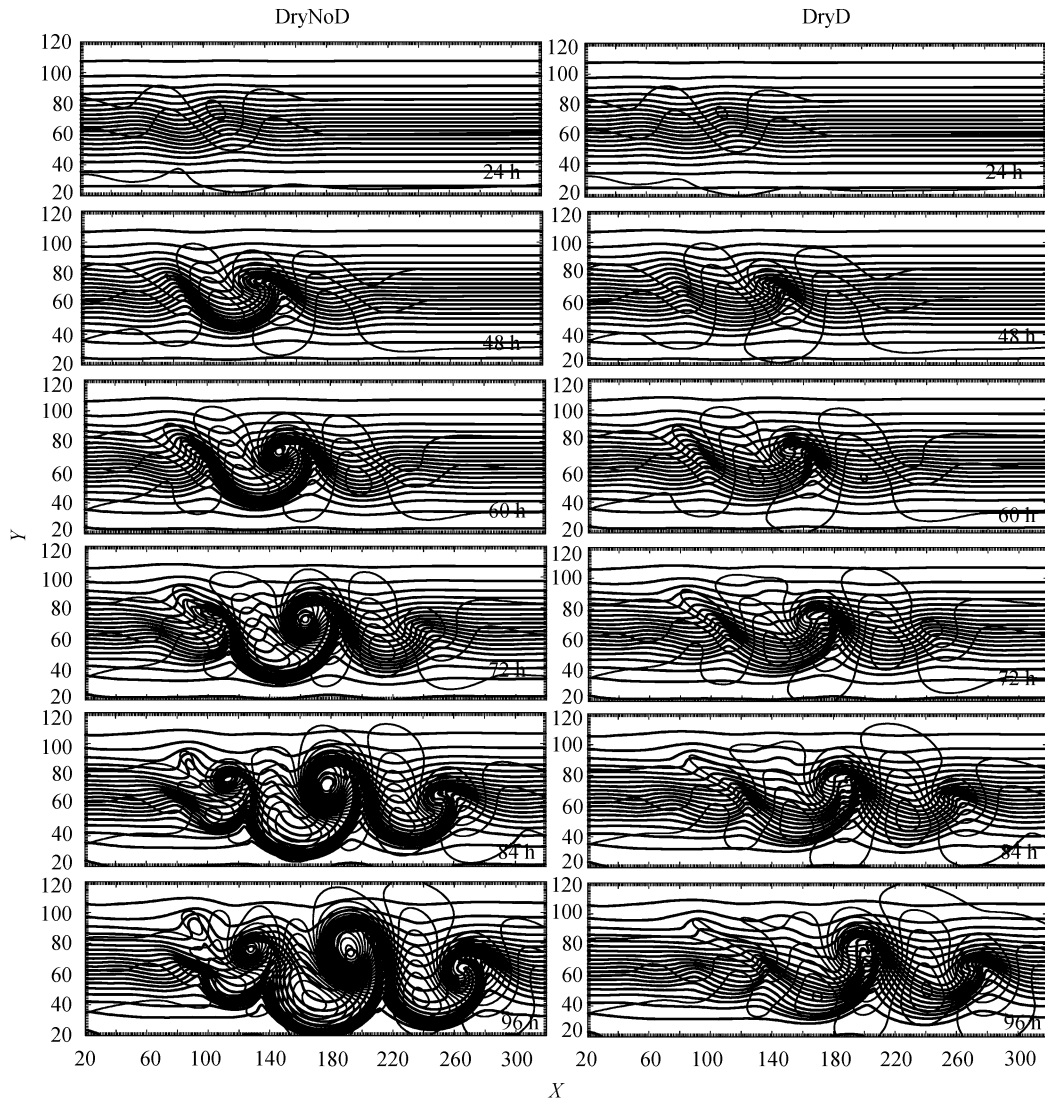


图 2 DryNoD 与 DryD 试验中 0.5 km 高度的等位温线( $c_i = 3 \text{ K}$ , 粗线)与等压线( $c_i = 5 \text{ hPa}$ , 细线)坐标轴标示为格点数

与暖锋相正交形成“T-bone”结构. 随着系统发展, 暖锋逐渐向东北方向移动, 冷锋向东南方向移动. 与无地表拖曳的 DryNoD 情况相比(图 2(a)), 冷锋在 DryD 中位移较小, 以至于 96 h 时冷暖锋相交组成的“T-bone”结构在 DryNoD 中已经消失, 但 DryD 中仍然维持. 在 48 h 暖区开始收缩形成一条沿暖锋向低压中心附近伸展的暖舌, 60 h 暖舌在低压中心附近出现气旋性弯曲, 但此后暖舌不再伸长, 至 96 h 仍未出现与 DryNoD 中类似的暖心.

图 3(a), (b)分别为 DryNoD 与 DryD 中 0.5 km 高度处 72 h 水平风速与温、压场的分布. 在图 3(a)中可见一支低空急流沿着暖锋由东南向西北方向运动, 最大风速可达  $65 \text{ ms}^{-1}$ , 随后风向逐渐由偏东转为偏南, 至“bent-back”部位转为偏北并达到最大值. 加入地表拖曳力后(图 3(b)), 气旋区域水平风速明显减小, 最大风速仅为  $20 \text{ ms}^{-1}$ . 这是由于考虑地表拖曳力作用后, 近地层低压系统由于 Ekman 抽吸效应而减弱, 相应近地层风速减小, 在暖区中尤为明显,

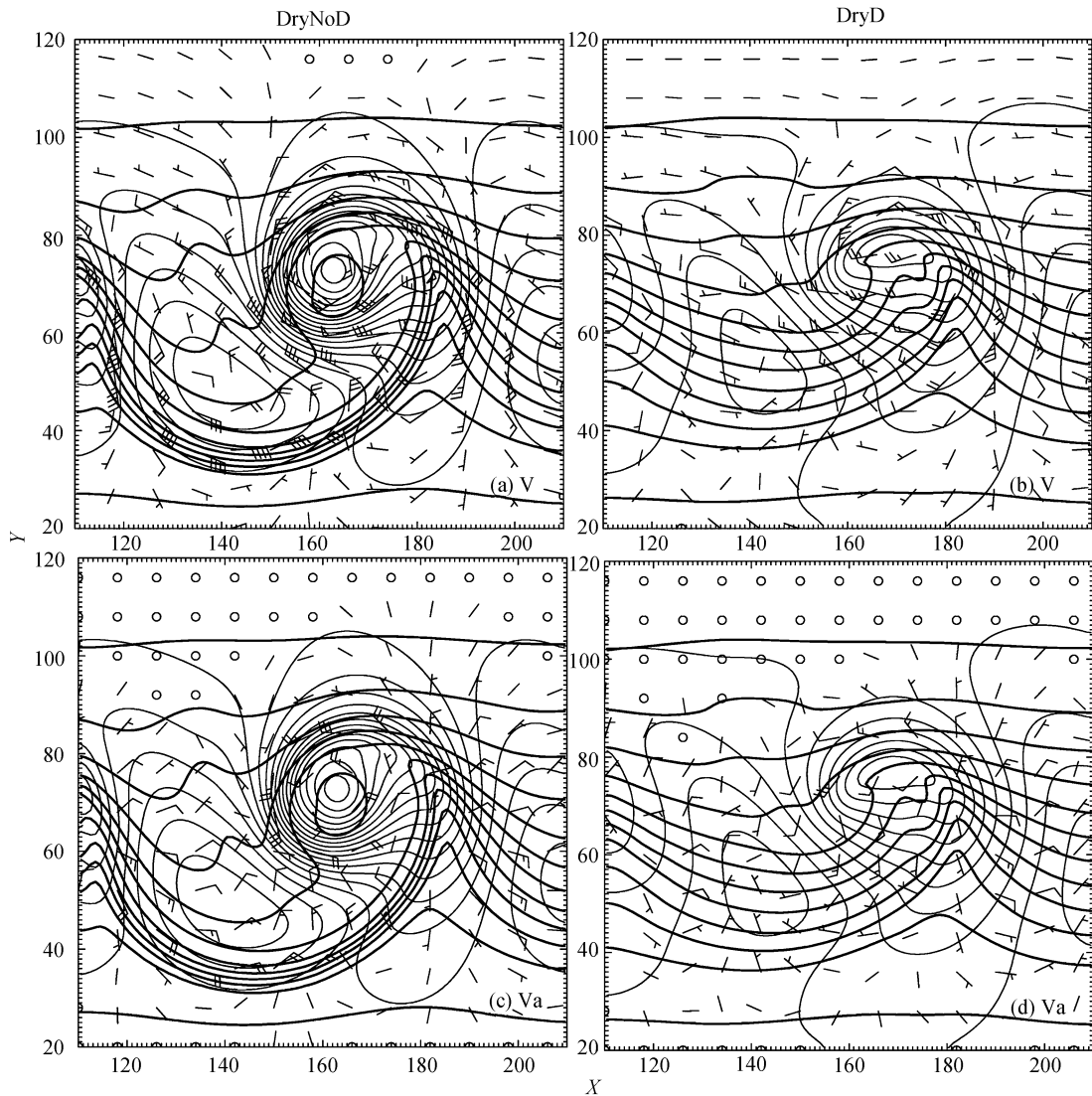


图 3 72 h DryNoD 与 DryD 中 0.5 km 高度水平风与水平非地转风  
 风速矢三角旗、横线、半横线分别代表 50, 10 及 5  $\text{ms}^{-1}$ , 中粗线为等温线( $c_i = 5 \text{ K}$ ), 细线为等压线( $c_i = 5 \text{ hPa}$ )

这直接减弱了暖锋锋生 [23]。至 72 h, 暖锋尚未形成“bent-back”结构, 气流沿着暖锋锋面运动至暖锋西侧时风向转为西北, 直接进入低压中心, 从而阻碍了暖舌延伸, 同时将暖舌分隔为两个顶端, 此后暖锋“bent-back”部位形成, 切断了西北方向的冷空气, 低压中心附近等温线又逐渐恢复为单暖舌的特征 (图略)。

由以上分析可知, 加入地表摩擦拖曳后, 整个斜压波系统发展变得缓慢, 同时锋生速度减慢, 从

而造成暖锋无法阻挡西北方向入侵的冷空气, 阻碍了低压中心附近孤立暖心的形成, 同时暖舌也被分隔为两个顶端。Hines 和 Mechoso [23] 及 Kuo 和 Low-Nam [36] 等认为冷锋的强度及加强的速率受地表拖曳力影响较小, 但由本文模拟结果可知, 干大气中地表拖曳对地面冷锋结构及锋生速度同样具有较大影响。图 3(c), (d) 为锋区附近的非地转风场, 分析可知, 非地转风场结构在有、无地表拖曳力情形下完全不同。当无地表拖曳力存在时, 非地转风由低压区向

高压区运动, 其纬向分量与地转风纬向分量风向相同, 且冷锋锋前风速小于锋后风速, 这有助于冷锋区等位温线密集, 相应增强了冷锋强度. 而在加入边界层地表拖曳力后, 非地转风的流向转为由高压区流向低压区, 且冷锋锋前的非地转风为偏北风, 而锋后为偏南风, 不利于等位温线密集及冷锋锋生.

## 2.2 近地层锋生函数分析

为了进一步分析地表拖曳作用, 在本节将重点利用锋生函数来分析地表拖曳对地面锋生过程的影响.

锋生或锋消过程, 最重要的是表现为水平温度梯度  $|\nabla\theta|$  的变化, 当水平温度梯度随时间增大时, 称为锋生, 反之称为锋消.

根据 Miller<sup>[37]</sup> 的定义, 锋生函数可表示为下式:

$$\frac{d}{dt}|\nabla\theta| = \frac{\partial}{\partial t}|\nabla\theta| + \nabla|\nabla\theta| \cdot \mathbf{V} + \omega \frac{\partial}{\partial p}|\nabla\theta|$$

$$= -\frac{1}{2}(\nabla \cdot \mathbf{V})|\nabla\theta| + \frac{1}{2}\cos(2\delta)D|\nabla\theta| - \frac{1}{|\nabla\theta|} \frac{\partial\theta}{\partial p} \nabla\omega \cdot \nabla\theta + \frac{1}{|\nabla\theta|} \nabla\theta \cdot \nabla \frac{d\theta}{dt}, \quad (4)$$

其中,  $\theta$  表示位温,  $\mathbf{V}$  为水平风速,  $\omega$  为垂直速度 ( $dp/dt$ ),  $\delta$  为  $\nabla\theta$  与变形场收缩轴之间的夹角.  $D$  为运动水平分量的形变参数, 定义为

$$D = \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 \right]^{1/2}, \quad (5)$$

其中  $u, v$  为经向风的水平分量.

图 4(a), (b) 分别为 DryNoD 与 DryD 两试验中 900 hPa 等压面 72, 84, 96 h 锋生函数  $\frac{d}{dt}|\nabla\theta|$  的分布.

图 4(a) 为 DryNoD 试验中锋生函数分布, 从该图可知, 锋生区主要出现在暖锋与冷锋所在位置, 而在地面气旋的西北侧为锋消区. 随着时间增加斜压波加强,

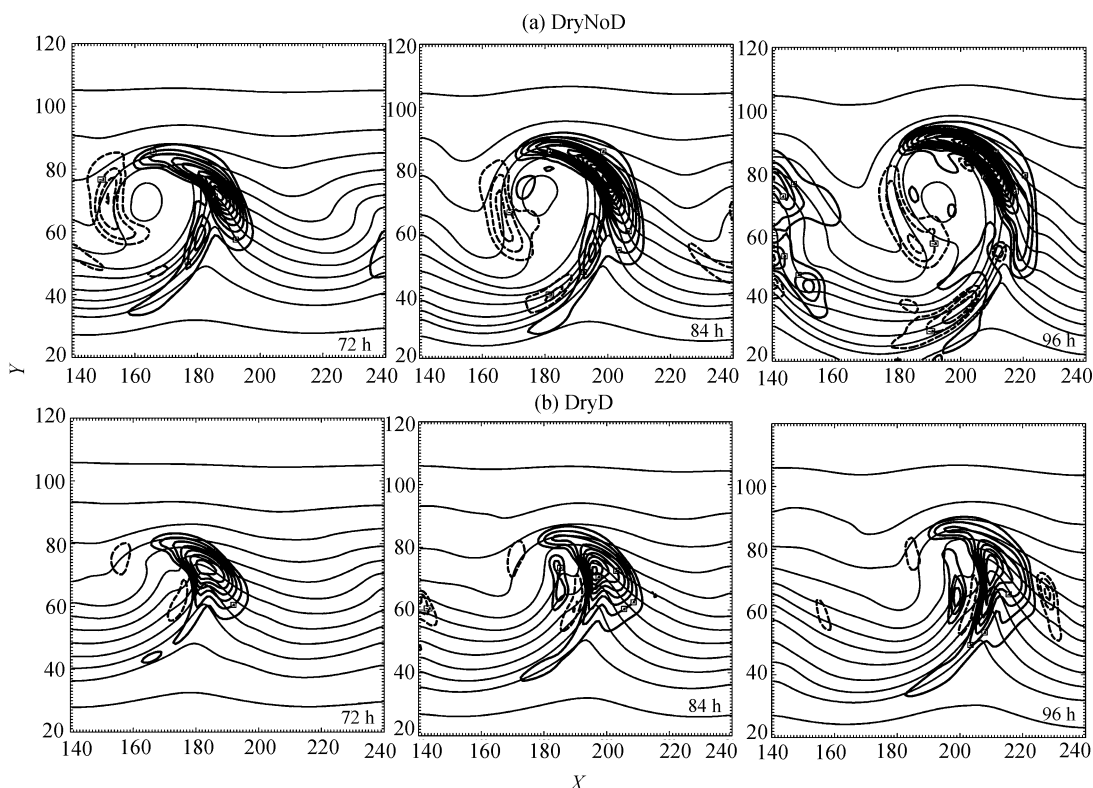


图 4 900 hPa 等压面 72, 84, 96 h 锋生函数 ( $ci = 0.1 \text{ K} (100 \text{ km} \cdot \text{h})^{-1}$ ) 与等位温线 ( $ci = 5 \text{ K}$ ) 锋生函数等值线中实线代表正值(锋生), 虚线代表负值(锋消)

气旋中心强度不断加深, 地面锋生范围不断扩大, 地面锋生区呈现明显的“T”形结构, 但由于冷锋区逐渐向东南方移动, 暖锋区向东北方移动, 至 96 h “T”型结构已基本消失. 暖锋区一直维持较大的锋生强度, 至 96 h 仍在暖区中形成强度为  $1.5 \text{ K} (100 \text{ km} \cdot \text{h})^{-1}$  的锋生中心. 与暖锋相比, 冷锋区锋生强度较弱, 至 96 h 冷锋区已逐渐转为锋消区.

在 DryD 试验中(图 4(b)), 与 DryNoD 试验基本相似, 冷锋区锋生强度较弱, 暖锋区锋生强度相对较强, 72 h 暖锋区出现  $0.7 \text{ K} (100 \text{ km} \cdot \text{h})^{-1}$  的锋生中心, 84 h 暖锋锋生中心强度达到最大, 而冷锋区南侧边缘此时形成一条锋生带, 同时在低压中心附近的暖舌顶点处出现了小的锋生中心, 这对应于图 2(b) 中内侧的平行冷锋. 至 96 h, 暖锋区锋生强度不再增大, 但冷锋的锋生强度仍在增加, 内侧平行冷锋区的锋生强度也在增大. 由此可知, 地表拖曳力虽减弱了冷、暖锋锋生强度, 但有利于冷锋锋生的长久维持.

由上述分析可知, 在干大气情况下, 地表拖曳力可减缓斜压波系统的发展, 从而导致锋生速度减慢, 且不利于暖锋“bent-back”结构形成. 正由于此, 暖锋无法阻挡西北方向入侵的冷空气, 阻碍了低压中心附近孤立暖心的形成, 同时暖舌也被分隔为两个顶端, 形成了两条平行冷锋. 显然在干大气情况下地表拖曳对地面冷、暖锋结构及锋生速度均有较大影响, 导致地面锋生速度减缓, 但有利于冷锋锋生过程维持, 这表明地表拖曳对冷锋锋生的作用是双向的.

### 3 地表拖曳对地面锋的影响作用: 湿大气情况

上一节重点分析了干空气情况下斜压波锋生的过程及地表拖曳对锋生及锋面结构的影响作用, 结果表明在干大气中, 由于地表拖曳作用引起地面非地转风作用加强, 抑制了地面锋发展及地面气旋加深, 但同时地表拖曳利于冷锋锋生过程维持, 对冷锋锋生起到双向效应. 然而真实大气中低层存在大量水汽, 在这种湿环境下, 锋生环流将激发对流运动并促使云和降水生成, 相应生成的非绝热加热又

可以反过来作用于锋面, 同时对地表拖曳的锋生效应产生影响. 在本节中将对湿大气中地表拖曳力与非绝热加热相互作用下的锋生过程进行讨论.

#### 3.1 湿大气地面锋水平温、压场特征

图 5(a), (b) 分别为 WetNoD 与 WetD 试验中地面等位温线与等压线演变过程. 与干大气情况相比, 湿情况下斜压波发展、演变与锋生等主要特征仍然保持: WetNoD 中无地表拖曳力作用, 48 h 时刻已经有明显的锋区形成, 冷、暖锋在地面的锋线相互正交, 形成“T-bone”结构; 地面暖锋沿着低压中心呈现气旋性弯曲, 地面锋线出现“bent-back”部位; 在 60 h 前后, 伸向低压中心的暖舌断裂出孤立的暖心; 而在 WetD 个例中考虑了地表拖曳力的作用后, 地面锋生的速度明显减慢, 暖锋结构中并没有形成“bent-back”结构, 且向低压中心附近伸展的暖舌最终亦没有断裂出孤立的暖心. 但与干大气情形相比, 由于对流上升运动的作用, 地表温度场扰动增强, 锋面结构的组织化程度减弱, 且锋面强度发生了变化.

为分析锋面强度的变化, 在图 6 中给出 84, 96 h 两时刻四种试验下地面气压场、位温场及位温梯度  $|\nabla\theta| \geq 2.5 \times 10^{-2} \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$  区域的水平分布. 比较图 6(a) 与图 6(c) 可见, 在 84 h 时刻当仅考虑非绝热加热作用时, 等位温线密集区的范围在冷锋区明显缩小, 冷锋区  $|\nabla\theta|$  的最大强度在 DryNoD 中为  $0.08 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$ , 但 WetNoD 中减小为  $0.04 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$ . 暖锋区等位温线密集区的分布范围在 DryNoD 与 WetNoD 中差别不大, 最大中心均出现在冷暖锋交界处, 即向低压中心伸展的暖舌顶端, 但强度有所差别, 最大强度在 DryNoD 中为  $0.06 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$ , 而 WetNoD 中增大为  $0.09 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$ . 这表明湿度场对冷暖锋强度变化有较大影响, 同时对冷暖锋的作用是不同的, 有利于暖锋增强但导致冷锋减弱. 12 h 后, DryNoD 中(图 6(e)) 锋面结构及强度基本没有改变, 但 WetNoD 中(图 6(g)) 发生了很大变化, 以冷锋区变化最为强烈, 此时冷锋  $|\nabla\theta|$  大值区的范围明显缩小并与暖锋脱离, 冷、暖锋组成的“T”型结构消失.



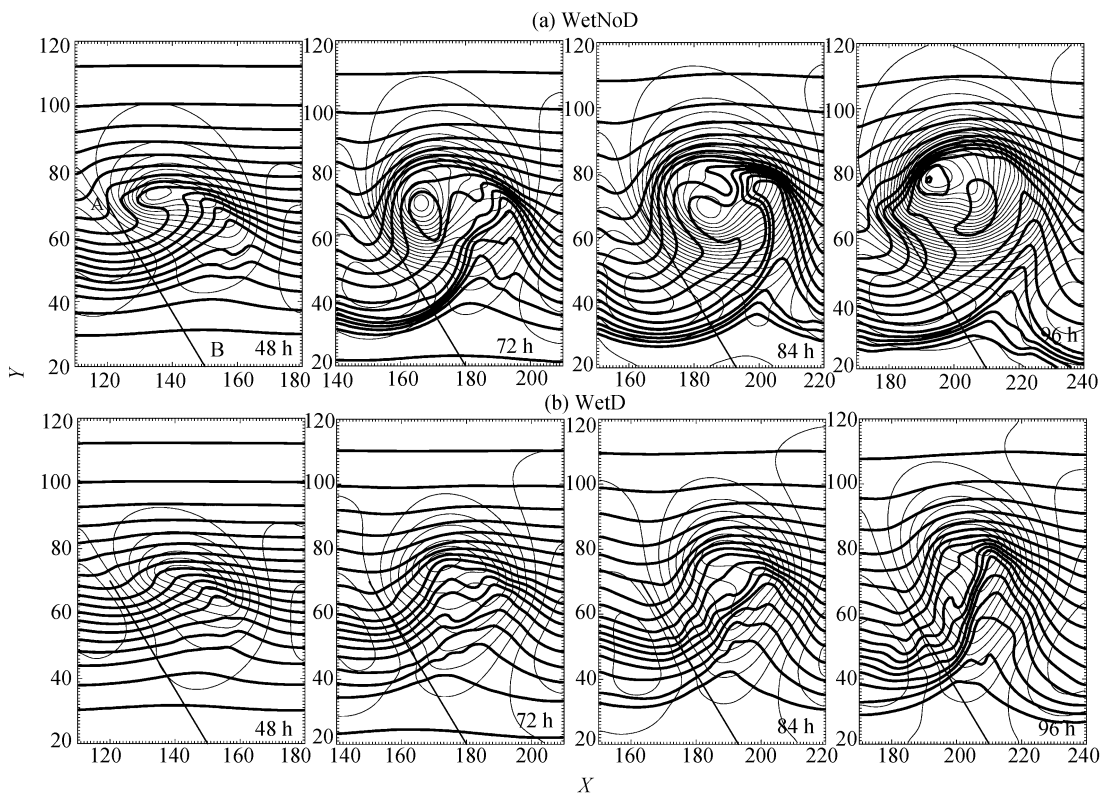


图 5 WetNoD 与 WetD 地表位温场(粗线,  $ci = 3 \text{ K}$ )与气压场(细线,  $ci = 5 \text{ hPa}$ )  
斜线 AB 所示为图 9 中垂直剖面位置

在湿大气中加入地表拖曳效应后, 对比图 6(d) 与图 6(b)可知, 虽然 WetD 中锋区范围比 DryD 减小但二者强度基本相同, 冷锋区最大  $|\nabla\theta|$  在 DryD 与 WetD 中分别为  $0.03$  与  $0.02 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$ , 暖锋区分别为  $0.05 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$ . 12 h 后 WetD 中的冷锋区并未出现 WetNoD 锋区范围缩小的现象, 反而组织为范围更大的冷锋区, 且  $|\nabla\theta|$  中心值增大为  $0.05 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$ , 强度增大的同时冷锋区的走向逐渐转为南北向, 与暖锋结合为明显的“T”型结构.

由以上分析可以看出, 无边界层地表拖曳作用时, 湿过程对冷、暖锋的作用是不同的, 湿过程产生非绝热作用有利于边界层内暖锋强度增大, 冷锋强度减弱, 而在湿大气中加入地表拖曳力后, 非绝热加热的作用受到抑制, 冷锋强度非但没有减弱反而不断增强. 这表明湿度场与地表拖曳二者对冷锋锋生起着相互制约的作用, 对流上升运动不断从近地

面层抽吸能量, 使得地表能量很快减少, 不利于地面锋的持久加强. 而地表拖曳减缓了能量抽吸, 造成地面锋生速度变得缓慢, 但有利于锋生周期延长. Levy<sup>[22]</sup>将观测、数值模拟及理论分析结果归纳分析认为, 相对于暖锋而言, 边界层过程更有利于冷锋锋生, 这与本节的结果一致.

### 3.2 锋面降水的水平分布

锋面附近降水特征主要决定于锋面附近空气垂直运动的特征、气团属性等因素. 图 7 所示为每 6 h 累计降水与 2 km 高度的垂直速度场的水平分布.

在 WetNoD 试验中, 阴影区所示 6 h 累计降水中心出现在锋生函数大值中心附近, 且与 2 km 等高面的垂直速度场分布相吻合, 在上升速度大值中心西侧对应着降水中心, 如在 60 h 出现垂直速度为  $16 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$  的上升中心, 相应地其西侧出现了 6 小时累计降水量超过 10 mm 的降水区. WetNoD 试验中冷锋

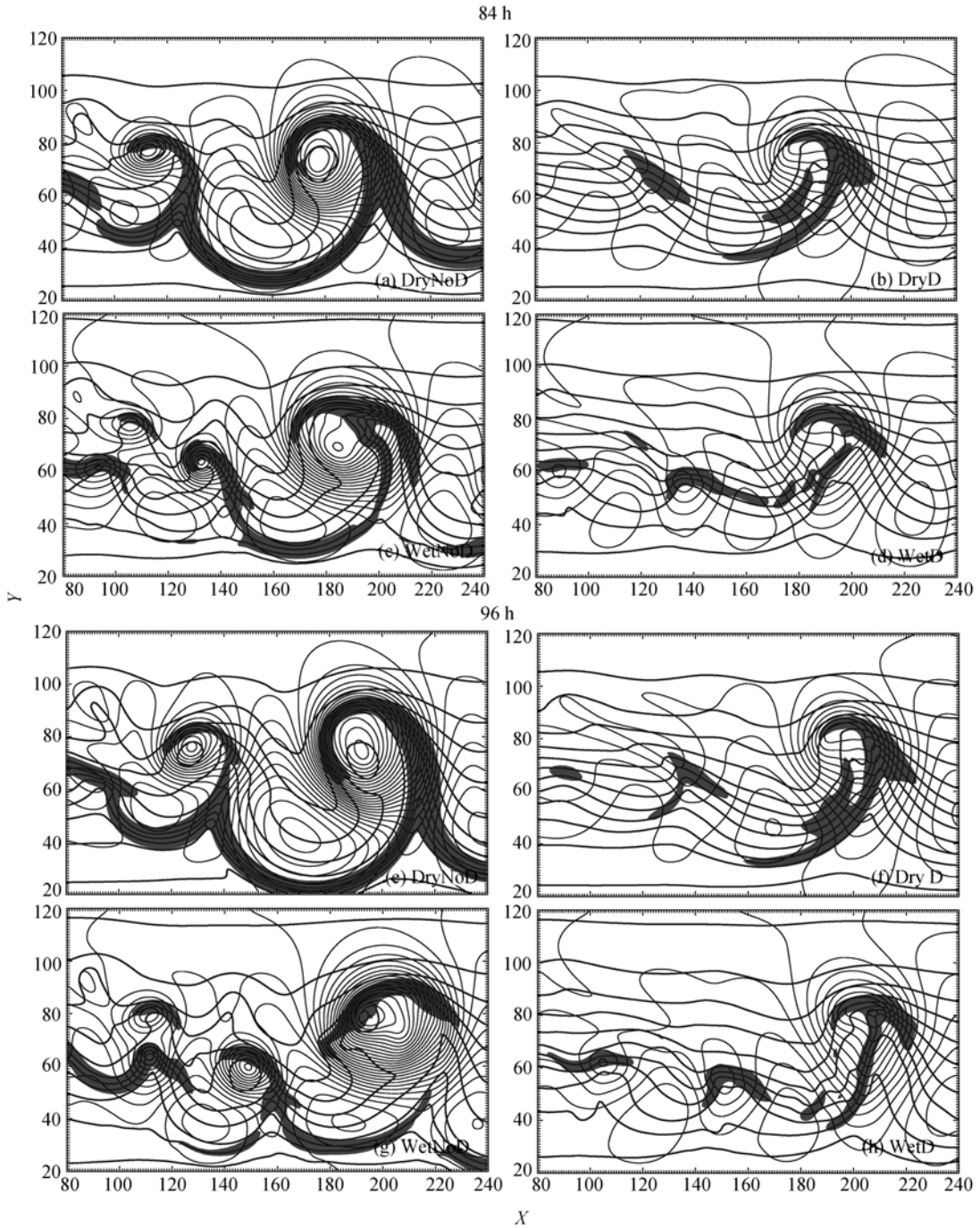


图 6 84, 96 h 0.5 km 位温场(粗线,  $ci = 5 \text{ K}$ )与气压场(细线,  $ci = 5 \text{ hPa}$ )及位温梯度  $|\nabla\theta| \geq 2.5 \times 10^{-2} \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$  区域(阴影区)

雨带强度较弱, 在整个降水周期中冷锋区没有形成大片雨区, 这与图 6 所分析的该试验中冷锋锋生较早结束有关. 60 h 时刻在暖锋区 6 h 累计降水中心强

度约 11 mm, 雨区一端沿着暖锋向西北方伸展, 另一端与冷锋雨带相连接; 84 h 暖锋区 6 h 累计降水中心强度达到最大约 25 mm, 而冷锋区的降水区域逐

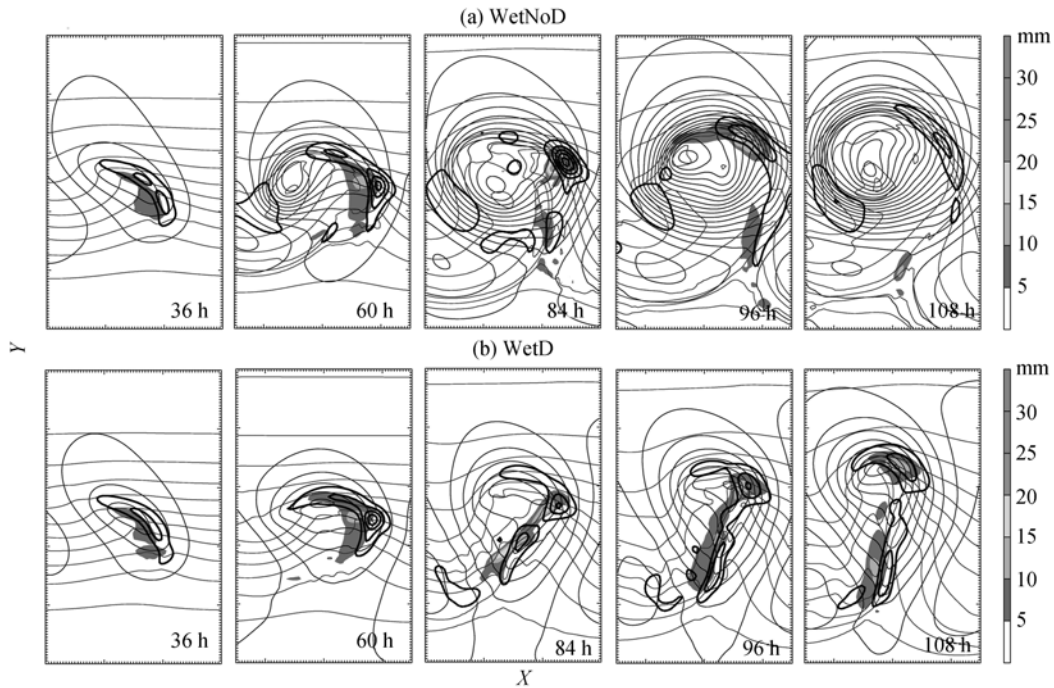


图 7 6 h 累计锋面降水与 2 km 高度处垂直运动的水平分布

(a) WetNoD; (b) WetD. 细线为地表等温线( $c_i = 5 \text{ K}$ )、中粗线表示地表等压线( $c_i = 8 \text{ hPa}$ )、阴影区所示为每 6 h 降水量,粗线所示为 2 km 等高面的垂直速度( $c_i = 4 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ )

渐缩小,仅维持着强度 5 mm 左右的小片降水;96 h 最大降水中心仍得以维持,6 h 累计降水量最大值约 15 mm,同时冷、暖锋区降水区域均达到最大;108 h 锋面降水过程基本结束.在锋面雨带发展过程中,在暖舌与北方冷空气交汇处,温度及湿度对比强烈,该雨区中心维持的时间最久,强度最大.

在 60 h 之前, WetD 与 WetNoD 两者的锋面降水分布非常类似,表明地表拖曳过程在此前并没有起主要作用.但在 60~84 h 时段内,两者的降水分布有较大不同,在此期间暖锋区没有降水维持,但沿着冷锋出现了连续的降水区,且 6 h 降水中心强度超过 15 mm;96 h 前后冷锋降水区继续扩大,并逐渐转为南北走向,暖锋降水区域再次出现向西北方向延伸的现象;至 108 h 降水过程仍在维持,雨带断裂并分别在冷、暖锋区形成两个中心,中心强度均约 10 mm.

以上两试验中,暖锋降水的分布均呈现出周期变化的现象,84 h 前后降水区范围最小,此后范围逐

渐扩大直至锋消.两试验中雨区分布的位置特征类似,均沿着锋区的走向分布在上升运动大值区西侧,这表明雨区的位置主要由锋面性质决定,但地表拖曳力对雨带分布特征仍有影响:无地表拖曳时降水范围小,强度大但维持时间短,降水区多集中于冷、暖锋交界区附近,在此降水中心周围,沿着冷、暖锋区分布着弱降水区.而地表拖曳力的加入导致雨区中心集中于低压槽附近的冷锋区中,并逐渐由东北-西南走向转竖为南北走向,且降水过程维持的时间加长.由此可见,地表拖曳对雨带的形成及维持的影响作用是明显的,导致地表附近锋区特征及垂直运动特征发生变化,雨带的分布及强度也出现相应变化.

为了进一步验证当湿度场强度增大后地表拖曳过程对地面锋区降水特征的影响程度如何,设计了 WetNoD95 与 WetD95 两试验,在这两试验中初始最大相对湿度增大为 95%.

图 8 为地面每 6 h 累计降水并叠加了 2 km 高

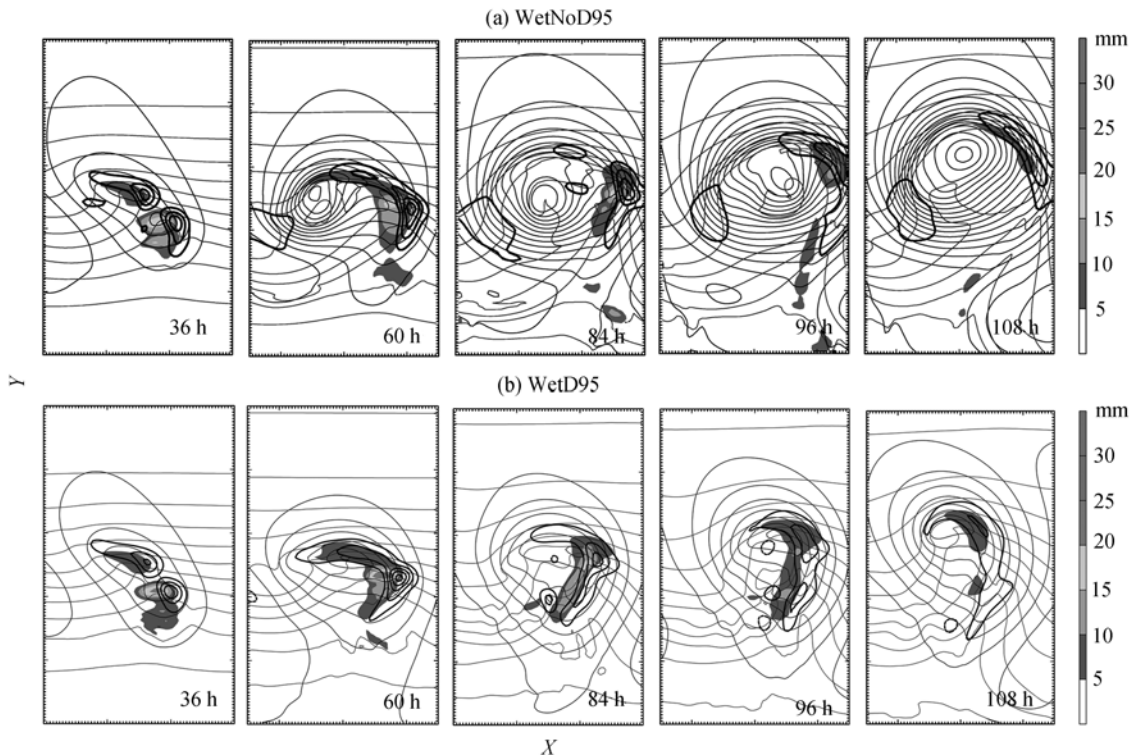


图 8

说明同图 7, 但为大气湿度增加后雨带的水平分布变化

度的垂直速度场分布. 与图 7 比较可知由于低层湿度增大, 导致温、压场扰动增强, 斜压波东移速度增加, 84 h 时刻前低压中心迅速加深, 如 60 h 时刻 WetNoD95 中低压中心强度为 928 hPa, 而 WetNoD 中为 944 hPa, 但锋区结构没有大的改变. 增加初始湿度后, 降水过程发生时间提前, WetNoD95 中 24 h (图略) 已出现小片降水区, 36 h 每 6 h 累计降水量中心值为 15 mm, 明显大于 WetNoD 中的情形. 图 7 中有、无地表拖曳力作用时冷锋降水分布特征存在明显的差别, 但 WetD95 与 WetNoD95 之间的差别不如图 7 中明显, 如: 84 h 在 WetNoD 中降水区发生断裂, 冷锋区降水减弱, 但 WetNoD95 中雨带没有出现断裂, 到 96 h 出现冷锋降水与雨区中心脱离的现象, 这表明冷锋雨带在 WetNoD95 中维持的时间增加. 在 108 h, WetD 中仍维持着 6 h 降水强度 10 mm 的降水中心, 但 WetD95 中的冷区降水已基本消失. 由以上分析可见, 增大低层湿度场强度后 WetNoD95 试验冷锋雨带维持的时间增加, 而 WetD95 中冷锋雨带维持的时间

反而缩短. 这表明高湿度环境中地表拖曳力对雨带水平分布的影响程度减小.

由以上分析可见, WetNoD95 试验由于仅考虑了湿度场的作用, 故低层湿度增大后仅造成对流期提前出现与结束, 对流强度增大, 但对垂直风场的结构没有大的改变. 但 WetD95 试验中, 地表拖曳过程与边界层内增大的湿度场相互作用, 导致地表拖曳力对冷锋雨带的影响程度受到低层湿度场强度的制约, 当低层湿度较大时对流活动旺盛, 此时地表拖曳力对低层水汽的束缚作用不明显, 相应地面雨区的分布对有、无地表拖曳过程不敏感. 对流活动逐渐减弱后地表拖曳力的作用逐渐显现, 减缓了地表水汽与能量的迅速耗散, 有利于冷锋雨带的维持.

### 3.3 低层冷锋垂直结构与冷锋附近垂直运动

由上节分析可见, 锋面降水主要集中在与锋面平行的垂直上升区附近. 地面冷锋上空风场的垂直结构与锋面的强度及结构之间存在着密切的相互作

用,这种相互作用通过锋面次级环流实现,而次级环流上升支附近常伴有剧烈的中尺度天气系统<sup>[38,39]</sup>.本节将对锋附近垂直风场做进一步分析.

跨越地面冷锋作垂直剖面,剖面位置如图 5 中斜线 AB 所示,方向由冷区(A)指向暖区(B),即西北-东南向,剖面的长度约为一个最不稳定性波的波长.图 9 为 84 h 前、后不同时次跨冷锋锋区的垂直速度场,左列为 WetNoD 试验,右列为 WetD 试验.根据冷锋周围垂直运动场结构和强度,可将雨带的发展阶段划分为对流期与非对流期,对流期将出现尺度相对减小但强度增大的垂直上升带.

比较WetNoD与WetD可知,与 3.1 节的分析相一致,WetD中锋生速度减慢,在 60h时刻,锋区的等位温线仍较稀疏,而此时WetNoD中已形成明显的等位温线密集区.大气低层冷锋的垂直结构由于地表拖曳力的作用发生了很大改变,在WetD中边界层中的冷锋几乎垂直于地面,自由大气中锋区的斜率增加.谈哲敏和伍荣生<sup>[6,7]</sup>利用包含边界层摩擦的二层浅水锋面简化模型求得了锋面边界层流动的解析解,结果表明边界层摩擦导致冷锋在大气低层具有较大锋面坡度及水平辐合,本文模拟结果验证了该结论.

与干大气中的垂直风场结构相比(图略),由于非绝热作用,可导致湿大气中锋面附近的上升区的水平尺度缩小、强度增加.在WetNoD试验中60h前冷锋锋前主要为大尺度上升区,且上升速度较小,在60h后锋前大尺度上升区逐渐收缩为特征尺度100 km的垂直上升区,中心速度约 $3 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ,这标志着对流期开始,此时锋前云水与雨水混合比强度最强,分别为 $0.26$ 与 $0.037 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图略);至72h时锋前出现三个上升运动中心,但上升区强度没有变化;在84h前后上升运动中心水平尺度逐渐增大,强度减弱;三个微弱上升区于96h时刻前后在锋前结合为宽上升带,并形成中心值 $2 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 的上升中心,此时锋前雨水混合比为零,云水混合比仅在边界层顶附近存在中心值为 $0.14 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的小区域.由此可见,WetNoD试验中虽然锋前宽雨带结构出现,但对流强度较弱,且维持时间短,这也是本试验中冷锋雨带降水量小且难以维持的原因.

在WetD中,60h冷锋前上升运动的结构及强度

与WetNoD类似,说明此时地表拖曳的作用没有显现出来,这与上节分析相一致.随后一天中上升中心强度逐渐增强,至72h对流中心垂直速度达到 $7 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ;84h锋前上升带强度突然减弱,但锋后边界层中形成了交替出现的上升一下沉区;最早形成于锋后的上升区在96h时刻逐渐移至锋前,中心强度达 $7 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ,补充了在锋前逐渐减弱的上升带的强度,使得锋前对流得以维持,冷锋雨带相应地分布范围广且维持时间长.锋前的云水、雨水混合比强度在60h分别为 $0.2$ 与 $0.048 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,72h达到最强,至96h仍维持在 $0.32$ 与 $0.077 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的强度.

由此可见,地表拖曳力改变了边界层内风场的结构,是冷锋锋前对流维持的重要原因,在无地表拖曳作用时,锋前对流仅维持了12h且强度较弱,在地表拖曳力的作用下,边界层内不断有新的对流带生成,新生成的对流带逐渐向锋前移动,使锋前对流得以维持,进而促使冷锋雨带维持较长时间.

## 4 结论

本文利用三维非静力中尺度模式MM5,成功地模拟了干、湿大气情况下中纬度斜压波发展、演变及其相伴随锋面的锋生过程,在此基础上重点讨论了地表拖曳对地面锋结构及锋生过程的影响作用,以及湿大气情况下此作用的特征.

研究结果表明,一方面地表拖曳力减缓斜压波系统的发展,从而导致地面锋锋生速度减慢,且不利于暖锋的“bent-back”结构形成,减弱了暖锋对西北方向入侵的冷空气的阻挡作用,不利于气旋低压中心附近的孤立暖心形成,同时暖舌也被分隔为两个顶端,形成了两条平行冷锋,从此意义而言,地表拖曳具有锋消效应.另一方面,从锋生函数特征来看,地表拖曳力可以导致非常强的非地转流,从而能够延长冷锋锋生过程维持时间,有利于冷锋强度增大.这表明地表拖曳对冷锋锋生的作用是双向的.同时,边界层地表拖曳也能够改变锋区的垂直结构,造成边界层内锋面垂直于地面,自由大气中的锋区斜率增大,这些结果从更完整过程推广了谈哲敏和伍荣生<sup>[6,7,20]</sup>的理论结果.

在此基础上,进一步考虑湿物理过程作用后的

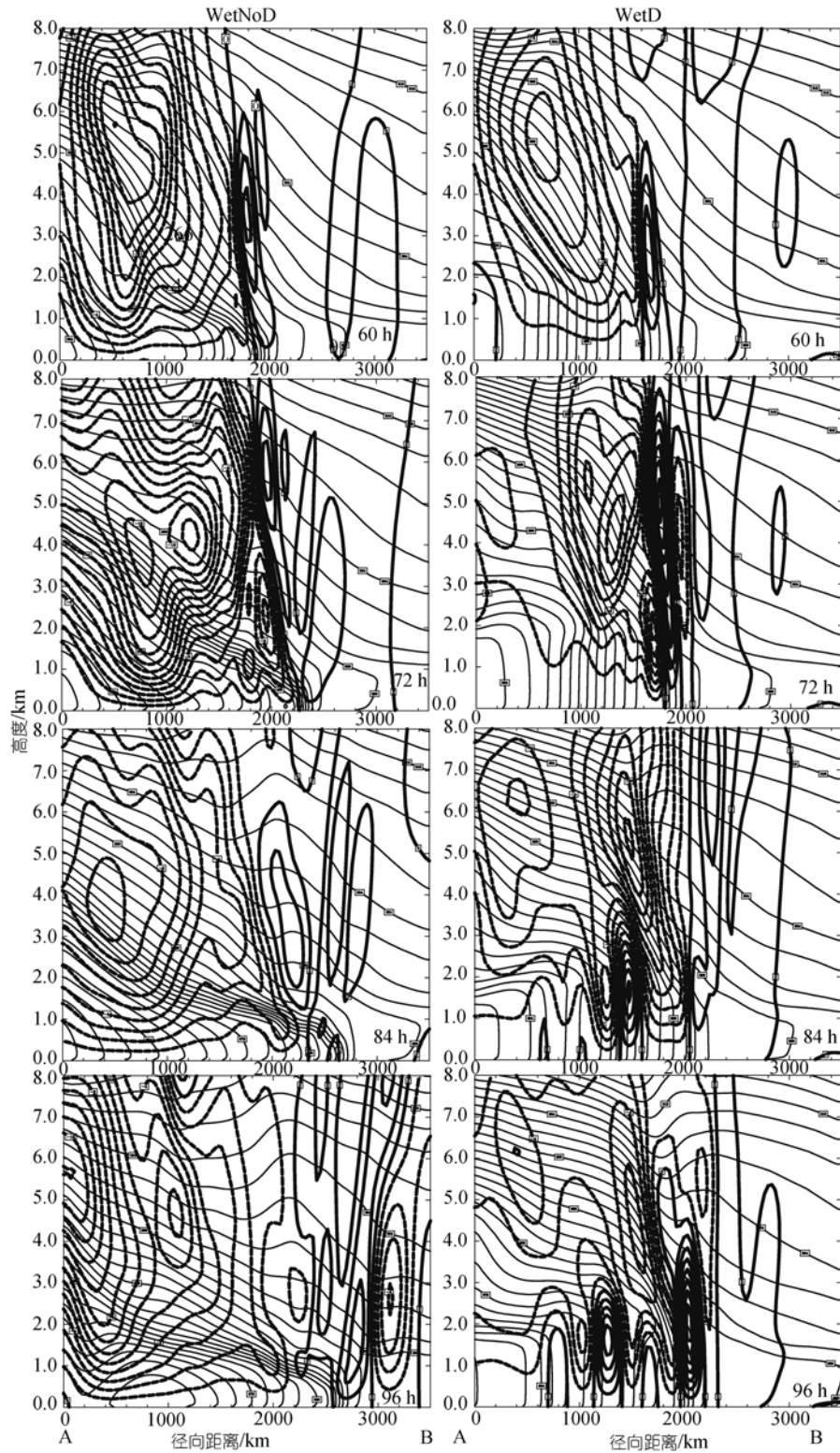


图 9 不同时次跨冷锋锋区的垂直速度剖面图  
粗线代表垂直速度  $w$  ( $ci = 1 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ), 细线为等温线 ( $ci = 2 \text{ K}$ ). 剖面位置 AB 如图 5 中所示

地表拖曳对锋面结构与锋生影响作用. 湿大气中产生的非绝热加热过程可加速地面锋的锋生过程, 尤其利于暖锋锋生速度的加强. 地面雨带分布在地面锋区周围, 无论有无地表拖曳力的影响, 降水最大中心都出现在上升区西侧. 雨带的分布受到地表拖曳过程的影响, 地表拖曳力能够减缓对流上升运动导致的地表能量的迅速耗散, 当大气低层湿度场很强并伴随着上升带出现时, 对流发展旺盛, 此时地表拖曳对低层水汽与能量的束缚作用相对较弱, 表现为雨带水平分布在有无地表拖曳力时类似. 当低层湿度场减弱, 则地表拖曳力的作用逐渐体现, 表现为减缓了地表水汽与能量的迅速耗散, 并且在锋后边界层中产生摩擦辐合上升区, 这些小的上升区逐渐东移到冷锋前, 补偿了锋前上升带的强度, 有利于冷锋降水的维持.

### 参 考 文 献

- Hoskins B J, Bretherton F P. Atmospheric frontogenesis models: Mathematical formulation and solution. *J Atmos Sci*, 1972, 29: 11–37
- Mudrick S E. A numerical study of frontogenesis. *J Atmos Sci*, 1974, 31: 869–892
- Snyder C, William C S, Rotunno R A. Comparison of primitive-equation and semigeostrophic simulations of baroclinic waves. *J Atmos Sci*, 1991, 48: 2179–2194[DOI]
- Keyser D, Anthes R A. The influence of planetary boundary layer physics on frontal structure in the Hoskins–Bretherton horizontal shear model. *J Atmos Sci*, 1982, 39: 1783–1802[DOI]
- Rotunno R, William C S, Snyder C. An analysis of frontogenesis in numerical simulation of baroclinic waves. *J Atmos Sci*, 1994, 51: 3373–3398[DOI]
- 谈哲敏, 伍荣生. 地形上空边界层流中底层锋面结构的理论研究 I: 冷锋、均匀地转流. *气象学报*, 2000, 58: 137–150
- 谈哲敏, 伍荣生. 地形上空边界层流中底层锋面结构的理论研究 II: 暖锋、均匀地转流. *气象学报*, 2000, 58: 265–277
- Shapiro M A. Frontogenesis and geostrophically forced secondary circulations in the vicinity of jet steam-frontal zone systems. *J Atmos Sci*, 1981, 38: 954–973[DOI]
- Bond N A, Fleagle R G. Structure of a cold front over the ocean. *Quart J Roy Meteorol Soc*, 1985, 111: 739–759[DOI]
- Bond N A, Shapiro M A. Research aircraft observations of Mesoscale and microscale structure of a cold front over the eastern pacific ocean. *Mon Wea Rev*, 1991, 119: 3080–3094[DOI]
- Hoskins B J. Atmospheric frontogenesis models: Some solutions. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1971, 97: 139–153
- Hoskins B J. The geostrophic momentum approximation and the semi-geostrophic equations. *J Atmos Sci*, 1975, 32: 233–242
- Eliassen A. On the Formation of Fronts in the atmosphere. In: Bolin B, ed. *The Atmosphere and the sea in motion*. Rockefeller Institute Press, 1959. 277–287
- Becker A, Kraus H, Ewenz C M. Frontal substructures within the planetary boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol*, 1996, 78: 165–190[DOI]
- Rotunno R, William C S, Snyder C. Effects of surface drag on fronts within numerically simulated baroclinic waves. *J Atmos Sci*, 1998, 55: 2119–2129[DOI]
- Haltiner G J, Caverly D E. The influence of friction on the growth and structure of baroclinic waves. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1965, 91: 209–214
- Card P A, Barcilon A. The Charney stability problem with a lower Ekman layer. *J Atmos Sci*, 1982, 39: 2128–2137[DOI]
- Farrell B. Transient growth of damped baroclinic waves. *J Atmos Sci*, 1985, 42: 2718–2727[DOI]
- Valdes P J, Hoskins B J. Baroclinic instability of the zonally averaged flow with boundary layer damping. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 1548–1593[DOI]
- 谈哲敏, 伍荣生. Ekman 动量的动力特征与锋生. *中国科学 B 辑*, 1990, (12): 1322–1332
- Fischer G. The effect of various surface friction formulations on the development of cyclone waves and fronts. *Beitr Phys Atm*, 1977, 50: 71–77
- Levy G. Surface dynamics of observed maritime fronts. *J Atmos Sci*, 1989, 46: 1219–1232[DOI]
- Hines K M, Mechoso C R. Influence of surface drag on the evolution of fronts. *Mon Wea Rev*, 1993, 121: 1152–1175[DOI]
- Benard P, Lafore J P, Redelsperger J L. Nonhydrostatic simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. Part II: Moist vorticity budget and wide rainbands. *J Atmos Sci*, 1992, 49: 2218–2235[DOI]
- Lafore J P, Redelsperger J L, Cailly C, et al. Nonhydrostatic simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. Part III: Thermal wind imbalance and rainbands. *J Atmos Sci*, 1994, 51: 3467–3485[DOI]
- Baldwin D G, Hsie E Y, Anthes R A. Diagnostic studies of a two-dimensional simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. *J Atmos Sci*, 1984, 41: 2686–2700[DOI]
- Dudhia J. A nonhydrostatic version of the Penn State/NCAR Mesoscale Model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon Wea Rev*, 1993, 121: 1493–1513[DOI]
- Grell G A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon Wea Rev*, 1993, 121: 5–31
- Hong, S Y, Pan H L. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon Wea Rev*, 1996, 124: 2322–2339[DOI]
- Reisner J, Rasmussen R J, Bruintjes R T. Explicit forecasting of

- supercooled liquid water in winter storms using the MM5 Mesoscale Model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1998, 124B: 1071—1107[DOI]
- 31 Tan Z M, Zhang F, Rotunno R, et al. Mesoscale predictability of moist baroclinic waves. *J Atmos Sci*, 2004, 61: 1794—1804[DOI]
- 32 Charney J G. The use of primitive equations of motions in numerical predictions. *Tellus*, 1955, 7: 22—26
- 33 Davis C A, Emanuel K A. Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon Wea Rev*, 1991, 119: 1929—1953[DOI]
- 34 Thorncroft C D, Hoskins B J, McIntyre M E. Two paradigms of baroclinic life-cycle behavior. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1993, 119: 17—55[DOI]
- 35 Shapiro M A, Keyser D. Fronts, jet streams, and the tropopause. *Extratropical Cyclones, The Erik Palmén Memorial Volume*. In: Newton C W, Holopainen E, eds. *Amer Meteor Soc*, 1990, 167—191
- 36 Kuo Y H, Low-Nam S. Effects of surface friction on the thermal structure of an extratropical cyclone. *Proc Int Symp on the Life Cycles of Extratropical Cyclones. Vol II*, Bergen, Norway: University of Bergen, 1994. 129—134
- 37 Miller J E. On the concept of frontogenesis. *J Meteor*, 1948, 5: 169—171
- 38 Houze R A Jr. Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Mon Wea Rev*, 1977, 105: 1540—1567
- 39 Hobbs P V, Persson P O G. The mesoscale and microscale structure of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. V: The structure of narrow cold-frontal rainbands. *J Atmos Sci*, 1982, 39: 280—295[DOI]