第58卷 第3期
2000年6月

气 象 学 报
ACTA METEOROLOGICA SINICA

Vol. 58, No. 3
Jun., 2000

地形上空边界层流中低层锋面结构的理论研究 II：暖锋、均匀地转流*

谈哲敏　　伍荣生

（南京大学大气科学系，南京，210093）

摘　要

利用一个有地形、边界层摩擦作用、简化的二层浅水锋面模型，在理论上研究了地形上空边界层流动中地面暖锋的结构及环流分布特征问题。暖锋的坡度主要取决于其暖域地转流、锋面移速，它随锋面移速增大而减小，这与冷锋特征相反。地形对暖锋坡度的影响作用较小。与无地形作用时相比，静止性暖锋冷域中，位于锋面界面附近的闭合正环流系，当暖锋位于地形上游，其伸展范围增大；当暖锋位于迎风坡时，其伸展范围缩小，中心位置上抬；锋面移至背风坡时，其伸展范围重新增大。对于冷域中远离地面暖锋的另一支正环流系来说，当暖锋位于地形上游或迎风坡时，它可被地形完全阻塞于背风侧，地形高度越高，地形阻塞作用越大。在暖锋锋区附近主要存在三支垂直上升运动带：(a)由于边界层摩擦辐合作用，导致在地面暖锋后缘暖区中形成一支水平尺度较小、强度较大的垂直运动带，它随着暖锋移速增大而减弱。该垂直运动带，当暖锋位于地形迎风侧，强度增加；暖锋位于地形背风侧，其强度减弱。(b)在锋区暖域沿锋面存在均匀的上升运动，(c)在冷域远离地面暖锋处，存在一支水平范围较宽，其中心位于边界层顶部附近的垂直运动带，当暖锋位于迎风坡时，这支垂直运动带可被地形阻塞于地形背风侧。

关键词：暖锋结构，地形，边界层，动力学。

1　引　言

一些观测分析和数值模拟结果表明地形、边界层过程是影响大气低层锋面移动、结构及发展的两个重要因素[1]。到目前为止，锋面动力学中关于该问题的研究大部分仅限于单独物理过程影响作用的讨论。在地形对锋面影响作用的理论研究中，主要研究了地形对锋面的锋生及移动的影响作用[2~5]。Davies[6]利用一个简化的浅水锋面模型，在半地转假定及锋面冷域位势涡度为常值的条件下，讨论了地形对锋面移动的阻挡作用，其解的特征主要由旋转 Froude 数、锋面与地形高度比两个无量纲参数决定，发现锋面在山前被阻挡，而在背风坡要加速。尽管其模式在理论上非常简化，但仍反映出地形对锋面影响的主要动力特征，该模式受到许多学者的关注[7]。Schumann[8]用一个完全的浅水模型，克服了半地转模式的缺点，进一步研究了地形对冷锋移动及锋生的影响作用，发现锋面前侧的水跃及重力波沿锋面向上游传播的现象。

Ball[9]利用二层锋面模式，讨论摩擦影响下的大气低层锋面的分类及形状，指出大气中可能存在5类锋面：深型上滑冷锋、浅型上滑冷锋、浅型下滑冷锋、浅型下滑冷锋、深型

* 初稿时间：1997年9月19日；修改稿时间：1999年1月15日。
资助课题：国家重点基础研究发展规划项目(G1998040907)和国家自然科学基金重点项目(49735180)。

上滑暖锋、浅型下滑暖锋，但仅考虑了锋面冷域的摩擦作用，且锋面冷域流动不存在垂直切变。Kalazhokov 和 Gutman[10]利用一个线性边界层模式，进一步讨论边界层摩擦对大气锋面的垂直结构及环流分布的影响作用。Egger[11]利用二层锋面模式进一步讨论了定常冷锋的摩擦强迫环流分布，但以上所有工作中，都没有讨论地形与边界层摩擦共同作用对锋面结构及环流的影响作用。

对于大气低层锋面来说，其垂直方向伸展尺度与边界层特征厚度相当，且要受到下垫面过程的影响，显然如何考虑边界层与地形共同作用对锋面的影响是一个十分重要的问题。谈哲敏、伍荣生[12]利用一个有地形、边界层摩擦作用的二层锋面浅水模型，讨论了地形、边界层摩擦共同作用对冷锋锋面的形状及环流分布的影响问题。结果表明，地形、边界层摩擦对冷锋的倾斜，跨锋的环流分布有重要的影响作用。冷锋位于山地迎风坡时，其坡度要减小，而位于背风坡时则坡度增大，另外地形可以明显地改变冷锋的锋面环流强度和分布。本文在前文的基础上，着重讨论地形和边界层摩擦作用对低层地面暖锋（下简称SWF）的结构和环流的影响问题，并比较了地形边界层流动中的低层暖锋和冷锋之间在其环流和结构等特征上的差异。

2 模式及其解

与前文相类似，将锋面看成为个不同密度 ρ_1，$\rho_2(\rho_1<\rho_2)$ 的冷、暖空气相隔的界面，锋面沿 x 轴以常速 C 移动，沿 y 轴为平直的。这样锋区附近的流动可以简化为一个二维问题。锋面的高度为 $h(x)$，地形高度为 $h_s(x)$（如图1示）。这里没有考虑地形对锋面移速的影响，事实上 Daives[6]理论结果表明，当地形坡度不是很大时，地形对锋面移动速度影响较小。

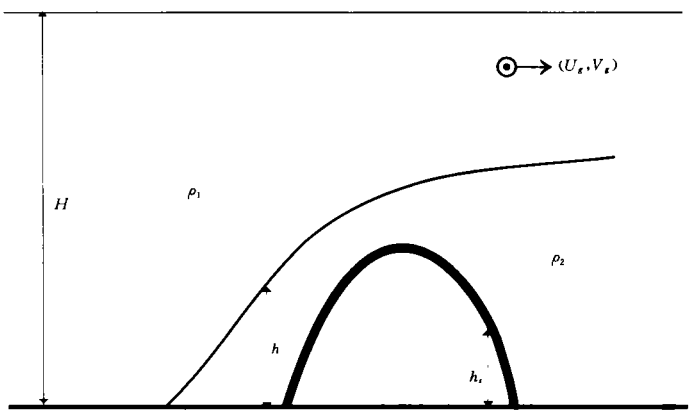

图1 地形与暖锋模型结构

地形、边界层流动中的二维锋面运动的无量纲控制方程为

$$-v_k = -\alpha_k v_g - \mu_k \frac{\partial \eta_f}{\partial x} + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 u_k}{\partial \eta^2} \tag{1}$$

$$u_k = \alpha_k u_g + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 v_k}{\partial \eta^2} \tag{2}$$

$$\frac{\partial u_k}{\partial x} + \frac{\partial \tilde{w}_k}{\partial \eta} = 0 \tag{3}$$

其中，$k=1,2$ 分别表示暖锋的暖、冷域中的运动变量，u_k，v_k 分别表示沿 x，y 轴的无量纲速度分量，(u_g,v_g)为暖域中的无量纲地转流，本文设为均匀常数。$\alpha_k=\frac{\rho_1}{\rho_k}$，$\rho_1$，$\rho_2$ 分别为暖、冷空气的密度。$\frac{\partial\eta_f}{\partial x}$ 为锋面坡度，$\eta_f=\frac{H_F}{H_B}h$ 为变形锋面高度，h 为无量纲的锋面高度，H_F，H_B 分别为锋面高度、边界层厚度的特征尺度，其中 $H_B=\sqrt{\frac{2K}{f}}$，K 为湍流交换系数。$\mu_k=RoFr^{-2}\delta_k$为锋面特征参数，$Ro=\frac{V}{fL}$为 Rossby 数，$Fr=\frac{V}{\sqrt{g^*H_F}}$为锋面 Froude 数，$L$，$V$ 分别为长度尺度、速度尺度，$g^*=g\frac{\rho_2-\rho_1}{\rho_1}$为约化重力加速度，$\eta=\frac{H}{H_B}z$ 为边界层的伸展坐标，H 为垂直尺度，z 为无量纲高度，$\widetilde{W}_k=\frac{H_B}{H}w_k$，$w_k$ 为无量纲垂直速度。在以下讨论中，取 $L\sim300$ km，$V\sim10$ m s^{-1}，$H\sim10$ km，$H_B=2$ km，$g^*=0.3$，相应有 $Ro=0.3$，$Fr=0.3$，$\mu_k\sim0(1)$，$w\sim7$ cm s^{-1}。有关方程(1)～(3)的详细讨论见文献[12]。

方程(1)～(3)的下边界条件为：

$$\eta=\eta_s,\ u_2=0,\ v_2=0,\widetilde{w}_2=0 \tag{4}$$

其中，$\eta_s=\frac{H_s}{H_B}h_s$，$h_s$ 为无量纲的地形高度，$H_S\sim H_B\sim1$ km。

方程(1)～(3)的上边界条件为：

$$\eta\to\infty,\ u_1,\ v_1,\text{为有界} \tag{5}$$

锋面两侧连接条件为：

$$\begin{cases}\eta=\eta_f,\ u_1=u_2,\ v_1=v_2,w_1=w_2\\ \frac{\partial u_1}{\partial\eta}=\frac{\partial u_2}{\partial\eta},\ \frac{\partial v_1}{\partial\eta}=\frac{\partial v_2}{\partial\eta}\end{cases} \tag{6}$$

方程(6)表示锋面两侧的风速和湍流应力在锋面界面上是连续的。

方程(1)、(2)和其边界条件(4)～(6)构成了定解问题，可求得其解为：

$$\begin{aligned}u_k=&\ \alpha_2u_gP(\beta)-\alpha_2v_gQ(\beta)+\frac{1}{2}\Delta\alpha u_gL_P(\beta)-\\&\frac{1}{2}\Delta\alpha v_gL_Q(\beta)-\mu_2\frac{\partial\eta_f}{\partial x}[Q(\beta)+\frac{1}{2}L_Q(\beta)]\end{aligned} \tag{7}$$

$$\begin{aligned}v_k=&\ \alpha_2u_gQ(\beta)-\alpha_2v_gP(\beta)+\frac{1}{2}\Delta\alpha u_gL_Q(\beta)+\\&\frac{1}{2}\Delta\alpha v_gL_P(\beta)-\mu_2\frac{\partial\eta_f}{\partial x}[P(\beta)+\frac{1}{2}L_P(\beta)]\end{aligned} \tag{8}$$

其中：

$$\begin{cases}\beta=\eta-\eta_s\\ \beta_f=\eta_f-\eta_s\\ P(\beta)=1-e^{-\beta}\cos\beta\\ Q(\beta)=e^{-\beta}\sin\beta\\ L_P(\beta)=P(\beta+\beta_f)+\mathrm{sng}(\beta-\beta_f)P(|\beta-\beta_f|)\\ L_Q(\beta)=Q(\beta+\beta_f)+\mathrm{sng}(\beta-\beta_f)Q(|\beta-\beta_f|)\end{cases} \tag{9}$$

上式 sng 表示符号函数，$\Delta\alpha=1-\alpha_2$，对于 Boussinesq 近似，$\alpha_2=1$，$\Delta\alpha=0$。

方程(7)，(8)即为地形、边界层摩擦作用下暖锋冷、暖域中的水平流动解。由此解可知，锋面冷、暖域的流动与暖域的地转风分布及锋面坡度有关。

利用地面锋在地面处通量为零假定，该假定在锋面接地或锋面离地，但地面处的通量与总体通量相比仍较小时可以较好地得到满足[9]，积分连续方程(3)可得

$$\int_{\eta_s}^{\eta_f}(u_2-C)\mathrm{d}\eta=0 \tag{10}$$

其中 C 为无量纲锋面移速，设为常数。

将方程(7)代入上式，可得锋面的坡度表达式，

$$\frac{\mathrm{d}\eta_f}{\mathrm{d}x}=\frac{B}{A} \tag{11}$$

其中：

$$\begin{cases} A=\mu_2[-2M(\beta_f)+\frac{1}{2}M(2\beta_f)] \\ B=\alpha_2u_gN(\beta_f)+\alpha_2v_gM(\beta_f)-\frac{1}{2}\Delta\alpha u_g[2N(\beta_f)-N(2\beta_f)]+ \\ \qquad \frac{1}{2}\Delta\alpha v_g[2M(\beta_f)+M(2\beta_f)]+2(C-\alpha_2u_g)\beta_f \\ M(\beta)=P(\beta)-Q(\beta) \\ N(\beta)=P(\beta)+Q(\beta) \end{cases} \tag{12}$$

利用方程(11)，假设当 $x=0$，$\eta_f=0$(假定锋面在 $x=0$ 处与地面相交)，采用数值积分方法可求得任意位置的锋面高度。

3 暖锋锋区环流分布

为了方便问题的讨论，在运动坐标系(随锋面一起沿 x 轴以速度 C 移动)中计算锋区的跨锋流函数、垂直运动等物理量的分布。

由方程(3)，可引入无量纲跨锋流函数 ψ，即有

$$u_k-C=\frac{\partial\psi}{\partial\eta},\ \tilde{w}_k=-\frac{\partial\psi}{\partial x} \tag{13}$$

利用上式及式(7)，(8)，可计算出跨锋流动的流函数及锋区垂直运动的分布。

下面计算中取暖域地转风为 $u_g=0.5$，$v_g=-2.5$，地形高度表达式为

$$h_s=\begin{cases} h_M\cos^2(\pi x), & -\frac{1}{2}\leqslant x\leqslant\frac{1}{2} \\ 0, & x\leqslant-\frac{1}{2}\ 或\ x\geqslant\frac{1}{2} \end{cases} \tag{14}$$

其中，h_M 为无量纲最大地形高度。

3.1 无地形作用

图 2 表示无地形作用 $C=0.0,0.2,0.5$ 情形下暖锋锋区的跨锋流函数分布。由图 2 可知，暖锋的坡度随锋面的移速 C 增大而减小，这与冷锋的特征相反。在暖锋暖域中均为沿锋面的上滑运动，而在冷锋暖域中可以出现上滑或下滑运动。

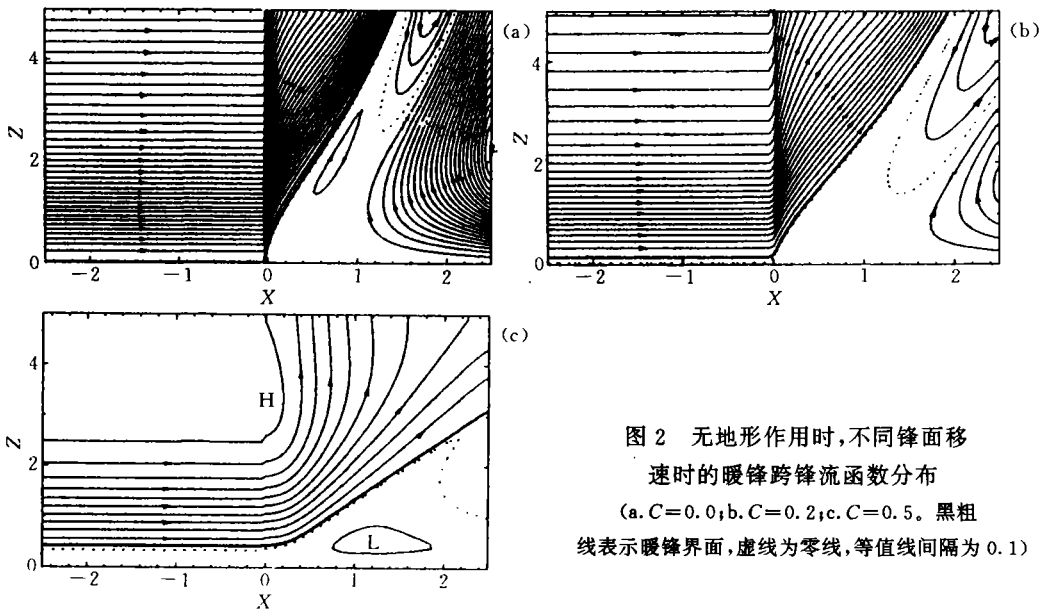

图 2　无地形作用时，不同锋面移速时的暖锋跨锋流函数分布

(a. $C=0.0$；b. $C=0.2$；c. $C=0.5$。黑粗线表示暖锋界面，虚线为零线，等值线间隔为 0.1)

对于静止暖锋($C=0.0$，图 2a)，其冷域可出现 3 支不同的环流系。在冷域下部、暖锋界面附近存在一个闭合的正环流圈(简称 A 型，下同)，它的形成与该位置的力的动力平衡有关，而相应在其上侧有一支反环流系存在(简称 B 型，下同)，该反环流系的特征与暖锋坡度随高度的变化特征有关，在远离地面暖锋处，有一支强度较强、垂直伸展范围大的正环流系(简称 C 型，下同)，在暖锋冷域、地面附近表现为一致的流向地面暖锋的运动。

对于移动性暖锋(图 2b，2c)，原位于图 2a 中冷域下部、暖锋界面附近的这支正闭合环流圈(A 型)消失，而原位于其上侧的反环流系(B 型)随着暖锋移速增大而范围变大，中心位置下移，而远离地面暖锋这支正环流系(C 型)强度减弱，伸展范围缩小。当 $C=0.5$ 时，在锋面冷域仅在底层出现一个弱闭合环流圈，但此时暖锋冷域地面附近仍表现为流向地面暖锋的运动(图 2c)。另外对于移动性暖锋(图 2b，2c)，在地面暖锋后侧存在一股较薄的冷空气，其厚度随暖锋移锋速增大而增加。Browning 和 Harrold[13]曾利用实际观测资料和雷达资料分析了实际大气中暖锋的结构和环流。其结果(见其文中图 9 和图 10)和图 2 中的暖锋环流结构非常相似。

图 3 给出了暖锋不同移速($C=0.0, 0.2, 0.5$)情形下，跨锋运动分量 $u-C$ 的垂直分布。由图 3 可知，在地面暖锋的后部边界层内出现一个流向 SWF 的 $u-C>0$ 跨锋运动分量大值区，其最大值的高度大约位于 500 m 左右，其值随暖锋的移速增加而减少。在暖锋的冷域，大气低层同样出现一致流向 SWF 的运动 $u-C<0$，这样在 SWF 附近可形成一个大的辐合运动，相应可以在 SWF 附近出现一个大的垂直运动，这种低层的辐合运动随 C 增大而减弱(图 3b，3c)。当 $C=0.5$ 时，在 SWF 的后部可出现一层薄的冷空气(图 3c)，此时在此薄层中、地面暖锋的两侧都出现 $u-C<0$ 跨锋分量的运动，相应 SWF 附近的辐合运动要明显减小。

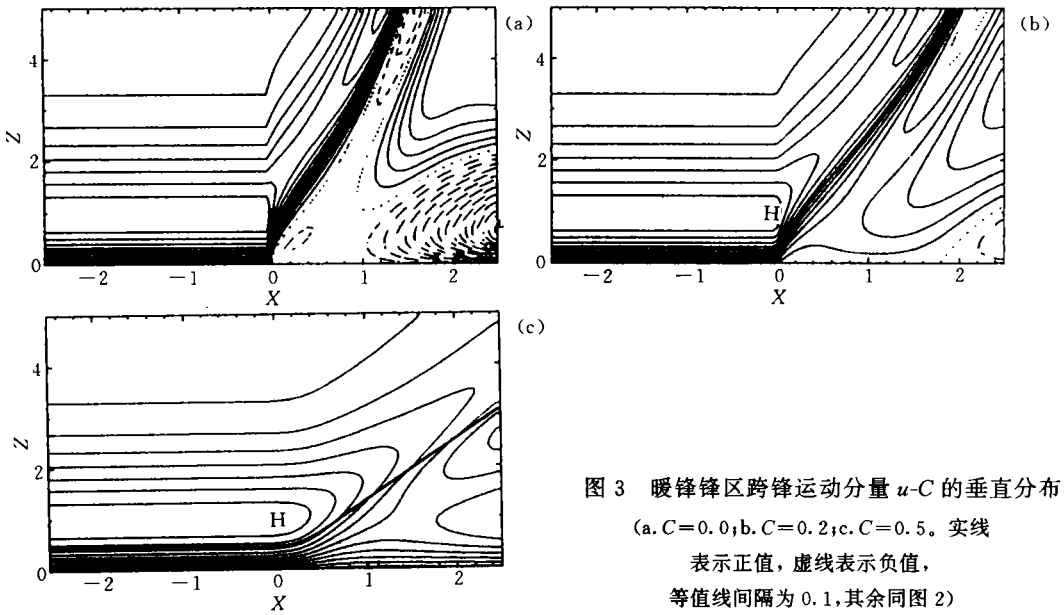

图 3 暖锋锋区跨锋运动分量 u-C 的垂直分布
(a. $C=0.0$;b. $C=0.2$;c. $C=0.5$。实线表示正值，虚线表示负值，等值线间隔为 0.1,其余同图 2)

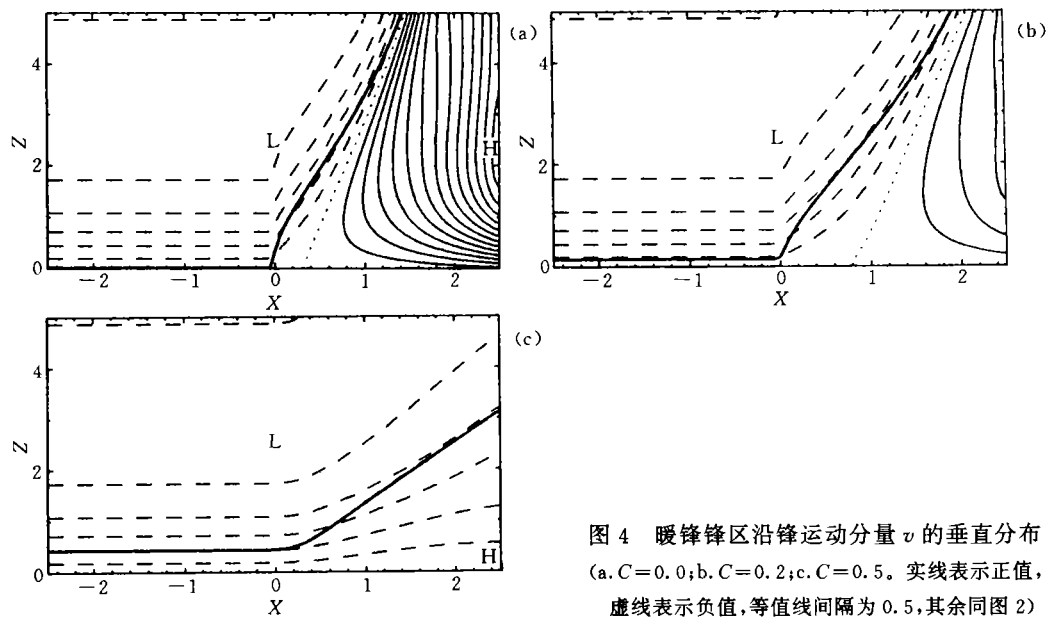

图 4 暖锋锋区沿锋运动分量 v 的垂直分布
(a. $C=0.0$;b. $C=0.2$;c. $C=0.5$。实线表示正值，虚线表示负值,等值线间隔为 0.5,其余同图 2)

图 4 给出了与图 2 相对应的暖锋沿锋速度分量 v 。由图 4 可知,在暖锋暖域存在一致的 $v<0$ 运动,而在冷域可出现 $v>0$ 的运动,但冷域中这种正的沿锋速度分量随着锋面移速的增大而减小(图 4b,c)。当 $C=0.5$ 时,整个冷域出现负沿锋速度分量(图 4c)。另外从

图 4 中沿锋风速分量的分布特征可知，在锋面界面附近存在一个气旋性切变（$\frac{\partial v}{\partial x} > 0$），此特征与冷锋特征相类似。

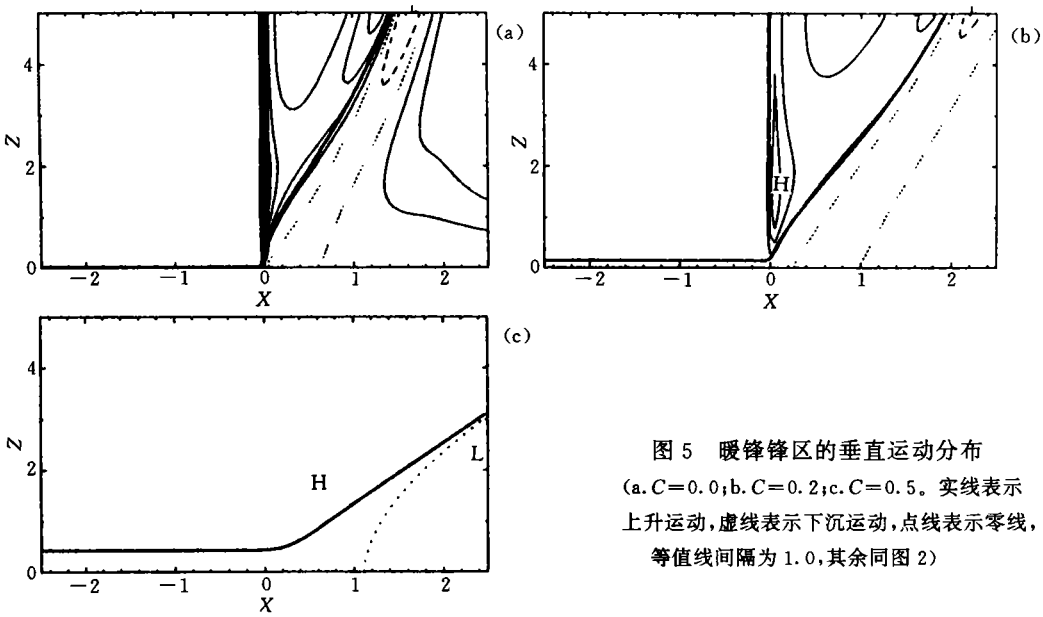

图 5　暖锋锋区的垂直运动分布

（a. $C=0.0$；b. $C=0.2$；c. $C=0.5$。实线表示上升运动，虚线表示下沉运动，点线表示零线，等值线间隔为 1.0，其余同图 2）

图 5 表示不同移速（$C=0.0, 0.2, 0.5$）情形下的暖锋锋区垂直运动分布。由图 5a，b 可知，在暖锋的暖域、地面暖锋附近出现一个水平范围较窄、强度较大的垂直运动，垂直运动最大中心位于边界层顶附近。这主要是由于边界层摩擦作用，在 SWF 附近形成了一个较强的辐合运动而造成的。图 2 的跨锋速度分量 $u-C$ 的垂直分布已清楚地反映出这一特征。在这一特征上暖锋与冷锋非常相似。随着暖锋的移速增加，地面暖锋附近的辐合运动减弱，该垂直运动带随之减弱。在暖锋界面的上部暖域中存在沿锋面均匀的上滑运动，同样它随暖锋移速增大而减弱。在静止暖锋的冷域中，紧靠锋界面附近为一致的下沉运动，而在远离地面锋处为上升运动（图 5a）。当 $C=0.2$ 时，冷域中的沿锋面的下沉运动减弱，范围增大（图 5b）。

图 6 表示暖域不同地转流分布情况下静止暖锋的跨锋流函数分布。从比较图 6a 与图 2a 可知，当跨锋地转风 u_g 减少时，暖锋的坡度减小，地面暖锋后侧暖区流向 SWF 的暖空气运动及暖区中沿暖锋界面的上滑运动减弱。此时，在其冷域中 A 型闭合环流系消失，而原位于其上侧的 B 型环流系的范围增大、中心位置下移而成为暖锋冷域的环流主体。当 u_g 增加时，暖锋的坡度增大（图 6b），特别是在其冷域中，A 型正环流系与 C 型正环流系相合并，地面附近的流向 SWF 的冷空气运动增强，而 B 型反环流系的位置上移，范围增大。当暖域沿锋面地转风 v_g 减少时（图 6c），锋面的坡度及暖域环流的变化与图 6a 中暖域结果相似，但冷域的环流分布的变化与图 6b 冷域的结果相似，即 A 型环流系与 C 型环流系相合并，B 型环流系的位置上移。当 v_g 增加时（图 6d），暖锋坡度增大，冷域中 A 型环

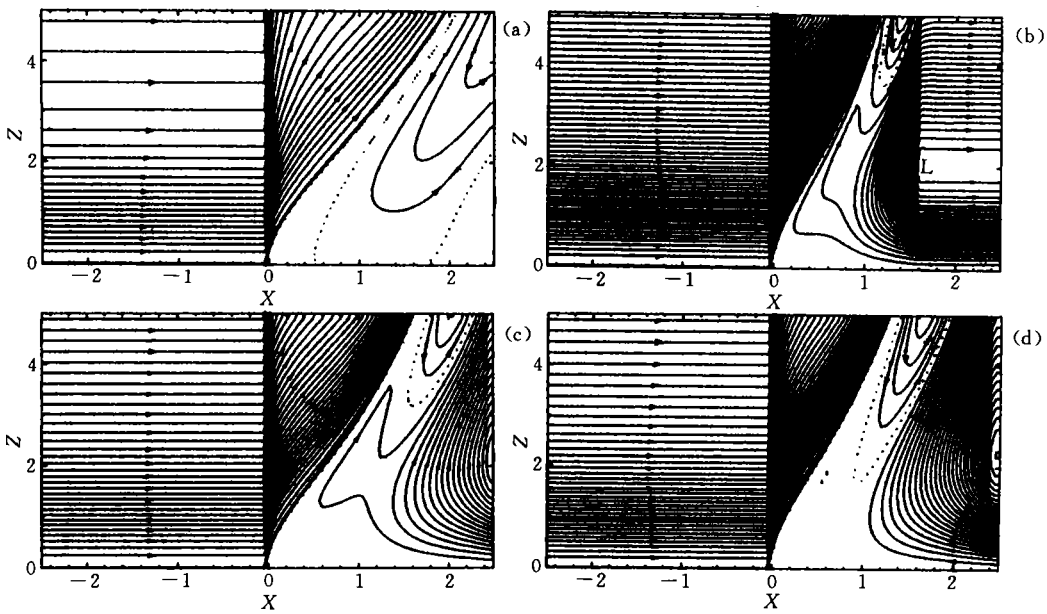

图 6 不同暖域地转流情况下静止暖锋的跨锋流函数分布，其余同图 2

(a. $u_g=0.5$, $v_g=-2.5$; b. $u_g=0.8$, $v_g=-2.5$; c. $u_g=0.5$, $v_g=-2.0$; d. $u_g=0.5$, $v_g=-3.0$)

流系消失，B 型环流系位置下移。从上述分析可知，暖锋的倾斜、跨锋环流分布特征与暖域地转风有着密切的关系，但跨锋和沿锋的地转风分量的作用并不一样。

3.2 地形作用

图 7 表示静止性暖锋在不同地形位置的跨锋流函数分布。由图 7 可知，地形对静止暖

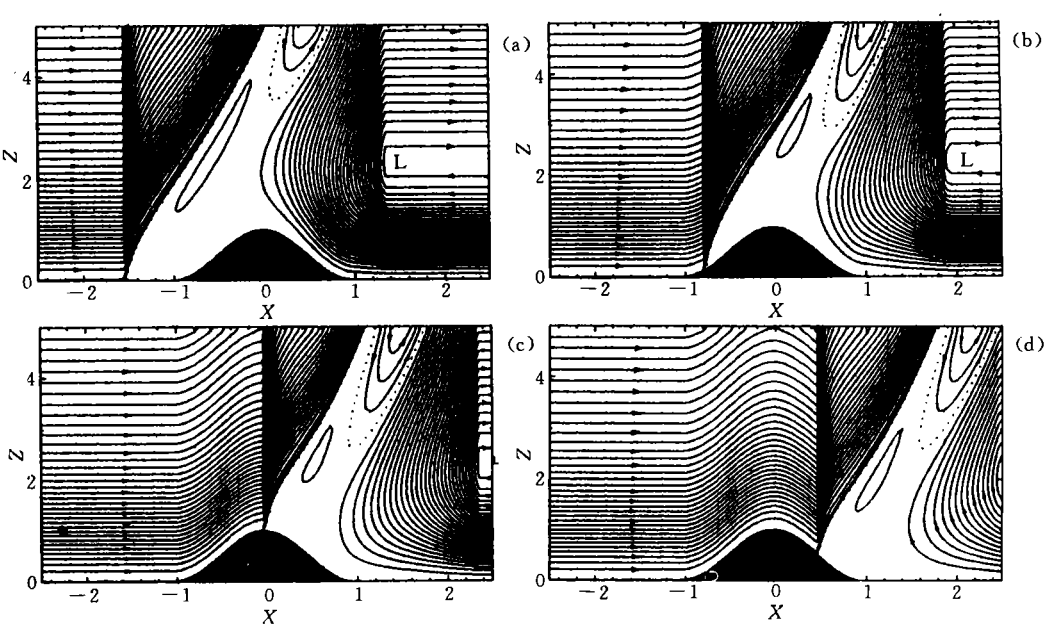

图 7 静止性暖锋在地形不同位置时的跨锋流函数分布，其余同图 2

锋的坡度的影响较小。与无地形作用时的结果相比较(图 2a),当暖锋位于地形上游时(图 7a),冷域中靠近暖锋界面这支闭合环流圈(A 型)范围增大,而位于其上则反环流圈(B 型)中心位置上抬,而另一支远离暖锋界面的正环流(C 型)被地形阻挡在背风侧,强度增强。此时,由于位于背风侧前的低层冷空气运动是流向背风坡的,这样可导致山地背风侧的上升运动的形成。对于位于暖锋冷域中的 A 型闭合环流圈,当暖锋位于迎风坡时,其伸展范围缩小(图 7b),当暖锋位于山顶时,其伸展范围达到最小(图 7c),当暖锋位于背风坡,其位置上移、范围又重新增大(图 7d)。另外从图 7 可知,地形对暖锋冷区低层环流系的影响要大于对上层环流系的影响。

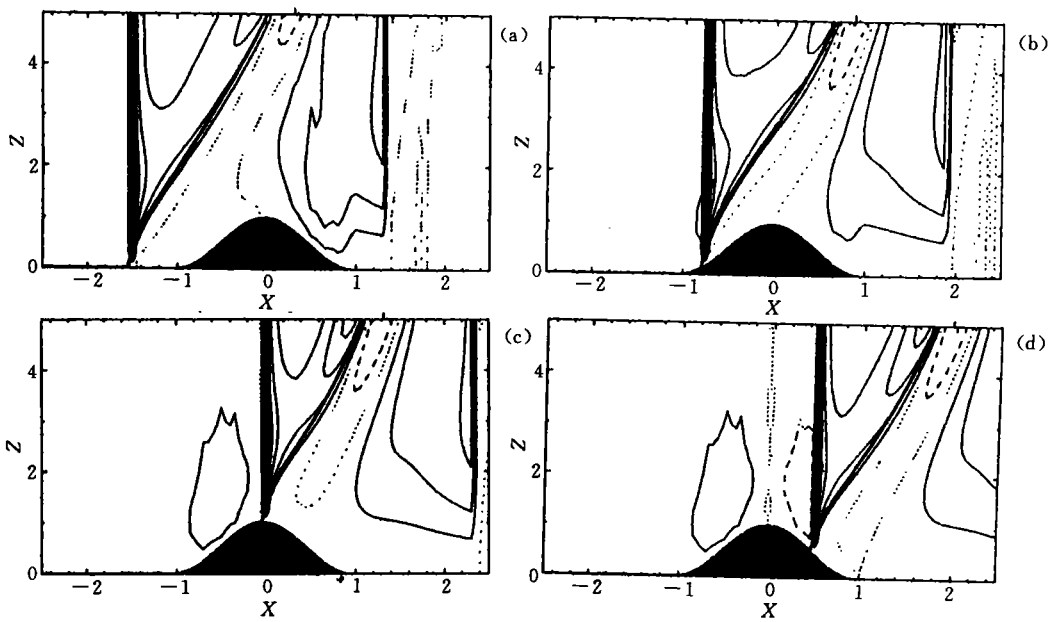

图 8　静止性暖锋在地形不同位置时的垂直运动分布,其余同图 5

图 8 表示与图 7 相对应的静止暖锋在地形不同位置的垂直运动的分布。图 8a 表明,当暖锋位于山地上游时,位于暖域 SWF 附近的垂直运动带及暖域沿暖锋的上升运动,此时尚未受到地形的明显影响。位于冷域靠近暖锋界面、迎风坡一侧的下沉运动的水平范围在低层增大,而其中心位置,因受地形抬升作用而上移。在背风坡一侧,由于地形对暖锋冷区低层冷空气的阻挡和抬升作用使原位于锋区冷域的垂直运动带的水平范围缩小。当地面暖锋移至山地上空时,位于 SWF 附近的这支强上升运动带,在迎风坡得到加强(图 8b),而在背风坡相应要减弱(图 8c)。冷域中靠近暖锋界面的下沉区,当暖锋位于山顶及背风坡时,由于地形作用被迫上移(图 8b,8c)。

图 9 表示移动性暖锋($C=0.2,0.5$) 位于迎风坡和背风坡时的跨锋流函数分布。对于 $C=0.2$,当暖锋位于山前时(图 9a),锋区的环流分布与静止性暖锋的结果(图 7a)相似,位于锋区冷域上层的 B 型环流系被地形抬升,而远离地面暖锋的这支 C 型环流系被地形阻挡在山后而加强,而锋区暖域沿锋面的上滑运动减弱。当暖锋移至山后时,见图 9b,冷域中的 B 型环流系又重新下移。对于 $C=0.5$,当暖锋位于山前(图 9c),受地形影响作用在

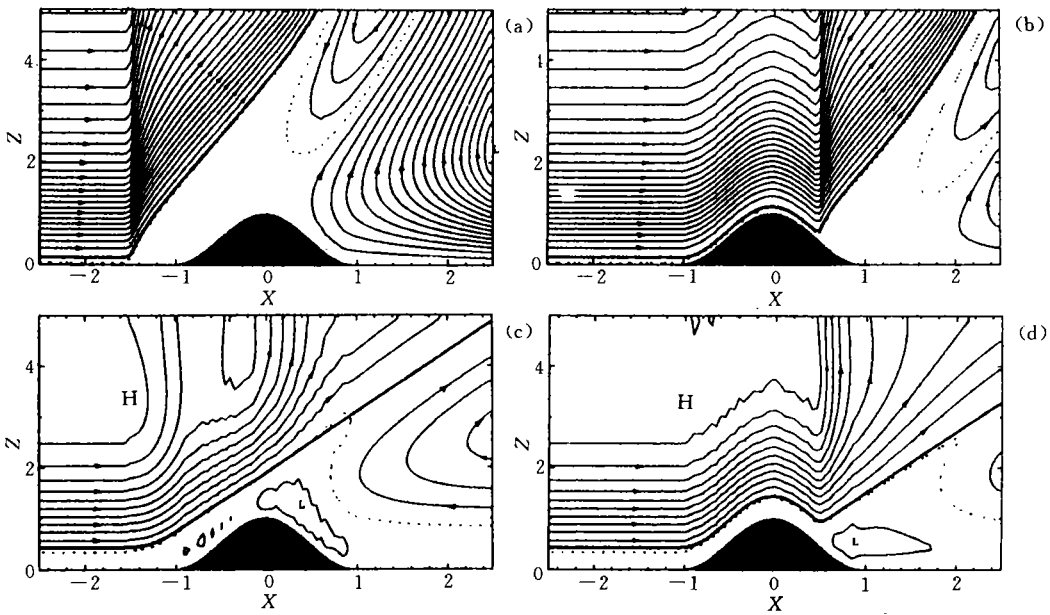

图 9 移动性暖锋在地形不同位置时的跨锋流函数分布，其余同图 2

(a. $C=0.2$；b. $C=0.2$；c. $C=0.5$；d. $C=0.5$)

其暖域出现一个闭合环流，这是前面讨论的情形中没有出现的现象。当暖锋移至背风坡时(图 9d)，这个闭合环流又消失。

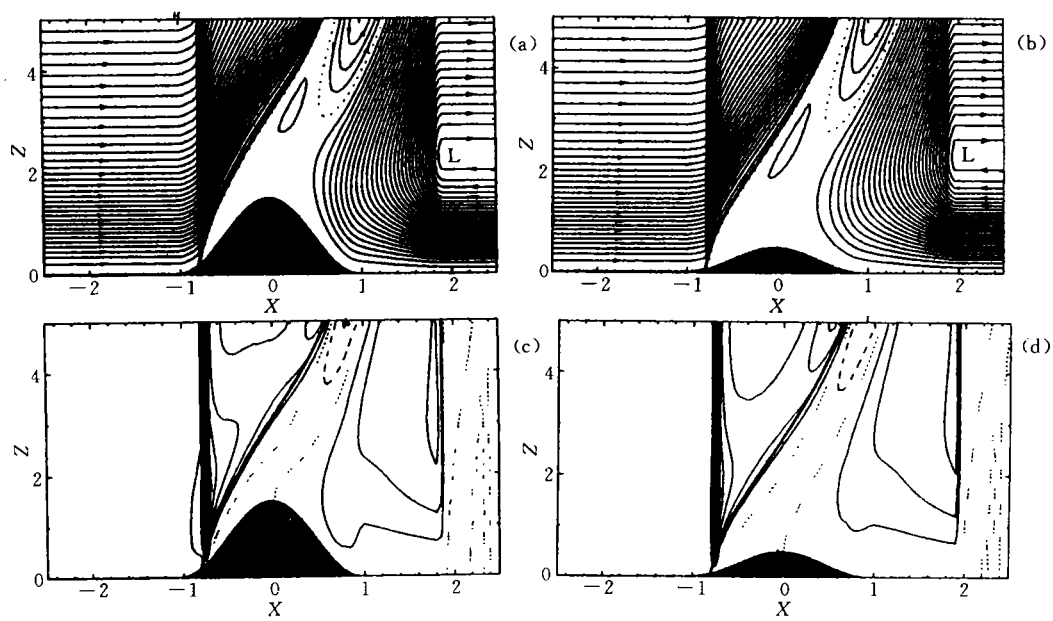

图 10 不同地形高度下暖锋的跨锋流函数分布

(a. $h_M=1.5$；b. $h_M=0.5$，其余同图 2，及锋区垂直运动；c. $h_M=1.5$；d. $h_M=0.5$，其余同图 5)

图 10 表示不同地形高度（坡度）对静止暖锋跨锋环流及垂直运动分布的影响作用。图 10a 表示最大地形高度 $h_M=1.5$ 情况下的跨锋流函数分布。与图 7b 相比较可知，地形高度（坡度）变化对暖锋的倾斜影响较小，主要是影响锋面冷域的 3 支环流系的位置。地形高度增高（坡度增大）时，冷域中位于暖锋界面附近的 A 型闭合环流系，范围变小，位置上抬，而地形对远离暖锋界面这支正环流系（C 型）的阻塞作用更明显。当地形高度（坡度）减小时，结果相反（图 10b）。图 10c，d 分别表示这两种情况下相应的锋区的垂直运动分布。与图 9a 相比可知，在地形高度增高时，位于 SWF 附近的垂直运动增强（图 10c），而地形高度降低时，结果相反（图 10d）。

总之，由上述分析可知，地形对暖锋冷域中低层的环流系的影响作用最为明显，而且这种影响作用随着暖锋移速的增加而减弱。

4　结　论

本文利用前文建立的考虑地形、边界层摩擦作用的二层锋面模型，着重讨论了地形边界层流动中的低层暖锋结构特征问题。总的来说地形边界层流动中低层暖锋垂直结构及环流分布要较冷锋情形简单。暖锋的倾斜主要与其暖域中地转流、锋面移速有关，它随其移速增加而减小，而地形对暖锋坡度的影响作用相对来说较小。在暖锋的暖域中为一致沿锋面的上滑运动，它随锋面移速增大而减小。在静止性暖锋的冷域中存在 3 支不同的环流系，即位于暖锋界面附近、锋区低层的一支闭合正环流，在其上侧的一支反环流系及远离地面暖锋的一支正环流系。在移动性暖锋中，原位于锋区低层、锋界面附近的这支闭合正环流消失，在其上侧的反环流系范围变大。对于静止暖锋冷域中位于锋界面附近的这支闭合环流，当锋面移至地形迎风一侧时，它的范围缩小，位置上抬，而当锋移至地形背风一侧时，它位置下移，范围变大。地形高度越高，这个闭合环流的范围愈小，中心位置愈高。对于冷域中远离地面暖锋的这支正环流，可被地形完全阻塞于背风一侧，地形高度愈高，这种阻塞作用愈大。

由于边界层摩擦的作用，造成在地面暖锋的两侧均为流向暖锋的运动，这样在地面暖锋的附近，可形成一个狭窄的、强的上升运动带，这特征与冷锋相类似，它可触发出暖锋锋后的对流系统，但这种垂直运动随着暖锋的移速增大而减小。在暖锋的暖区中为均匀上升运动，事实上，在暖锋暖域中经常可观测到的均匀雨带。在暖锋的冷域中，沿锋面界面为一下沉运动，而远离地面暖锋处，有一支水平范围相对较宽的垂直上升运动带，在暖锋冷域中的一些强雨带形成可能与此有关。地形对锋区这 3 类上升运动带及冷域中沿锋面的下沉运动都有明显的影响作用。

从上述分析可知，虽然本文所用模型相对简单，但却能反映出有地形、边界层摩擦共同作用下暖锋的一些基本特征，这些基本特征有待进一步的实际观测资料的验证。当然，由于模型的局限，暖锋的有些动力特征，例如暖锋三维结构、非线性作用等尚未能反映出来，有待更进一步的讨论。另外，许多物理过程，例如地面加热、云过程、实际地形等都需要进一步的研究。

参考文献

1 Egger J,Hoinka K P. Fronts and orography. Meteor Atmos Phys, 1992, 48:3—36

2 Bannon P. Quasi-geostrophic frontogenesis over topography. J Atmos Sci, 1983, 40:2266—2277

3 Bannon P. A semi-geostrophic model of frontogenesis over topography. Contrib Atmos Phys, 1984, 57:309—408

4 Zehnder J,Bannon P. Frontogenesis over a mountain ridge. J Atmos Sci,1988, 45,628—645

5 Williams R T, Peng M,Zankofski D. Effects of topography on fronts. J Atmos Sci, 1992, 49:287—305

6 Davies H. On the orographic retardation of a cold front. Contrib Atmos Phys, 1984, 57:409—418

7 Blumen W. Propagation and frontogenesis versus frontolysis over orography. Meteor Atmos Phys, 1992, 48:37—50

8 Schumann U. Influence of mesoscale orography on idealized cold front. J Atmos Sci, 1987, 44:3423—3441

9 Ball F K. A theory of fronts in relation to surface stress. Qurat J. Roy Meteor Soc, 1960, 86:51—56

10 Kalazhokov K H,Gutman L N. Dynamic structure of front. Bull Acad Sci USSR Geophys,Ser,1964,1:74—79

11 Egger J. Frictionally induced circulation in fronts. Contrib Atmos Phys, 1988, 61:140—142

12 谈哲敏，伍荣生. 地形上空边界层流中低层锋面结构的理论研究 I:冷锋、均匀地转流. 气象学报，2000,58(2):137～150

13 Browning K A,Harrold T W. Air motion and precipitation growth in a wave depression. Quart J Roy Meteor Soc, 1969,95:288—309

A THEORTICAL STUDY OF LOW-LEVEL FRONTAL STRUCTURE IN THE BOUNDARY LAYER OVER OROGRAPHY, PART II: WARM FRONT AND UNIFORM GEOSTROPHIC FLOW

Tan Zhemin Wu Rongsheng

(*Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing*,210093)

Abstract

A simplified two-layer shallow frontal model which including the effect of orography and boundary layer friction is incorporated to study theoretically the vertical structure and circulation of low-level warm front in the boundary layer flow over orography. The inclination of surface warm front (SWF) chiefly depends on the frontal moving speed and the geostrophic flow in the warm sector that is decreased with the frontal speed increasing. The feature is opposite to that of cold fronts. The effect of orography on the slope of warm front is relative smaller than that on the cold front.

Comparing with the features of flat case shows that the closed circulation near the SWF in the cold sector for stationary warm front is enlarged when the SWF locates the upstream of orography and contracted on the upslope. However, it will be expanded again when the SWF moving to the leeside. The clockwise circulation away from the

SWF in the cold side may be blocked in the leeside whose blocking will be increased when the orography height increasing. There are three different vertical zones in the warm front. (a) A small horizontal scale and strong vertical motion in the vicinity of SWF due to the convergence induced by boundary layer friction that decreased with the increasing of frontal moving speed. Moreover the vertical motion related to the SWF will be increased in the upside, and decreased in the leeside that is associated with the orography dynamic effect. (b) A uniform upwarding motion along the frontal interface in the warm sector that is related to the lifting effect of frontal inclination. (c) A wide vertical motion zone is away from the SWF in the cold side whose center is placed the top of boundary layer and will be blocked in the leeside when the SWF located the upslope.

Key words: Warm frontal structure, Orography, Boundary layer, Dynamic.