

地形的动力作用与冷锋锋生研究

肖庆农 伍荣生 张 颖

(南京大学大气科学系中尺度灾害性气象开放实验室, 南京 210093)

摘 要 本文建立了一个考虑天气尺度水平变形场的二维、滞弹性、非静力平衡锋生模式, 对冷锋过山时的锋生锋消机制进行了数值研究。试验结果表明: 当无地形影响时, 由于变形场的锋生作用与摩擦等因子的锋消作用相互抵消, 冷锋最终达到其强度的准定常状态; 当考虑地形影响时, 地形强迫环流与锋面环流相互作用, 使得锋面强度在山前和山后发生变化。在冷锋开始爬坡时锋生, 爬过山山腰后开始锋消, 过山顶后锋面强度变化不明显或者有微弱锋生, 到达山脚后开始强烈锋生, 并在地形下游其强度达到最大; 总之, 冷锋在翻越山脉或从高原移到平原之后, 锋面发展的强度比冷锋不遇到地形时的更大。

关键词 锋生 地形影响 数值研究

1 引言

地形对锋面的作用一直是天气学上的一个重要研究课题, 就地形对锋面的动力影响而言不外乎如下两个方面, 其一是地形对冷锋形状及结构的影响, 包括冷锋的变形、锢囚、地形对冷锋的阻挡以及山后加速等问题的研究^[1,2]; 其二是对地形到底是一个锋生因子还是锋消因子的研究, 即地形影响下的锋生动力学问题。

Bannon^[3]曾用准地转理论研究地形对锋生的影响, 然而, 准地转理论无论对地形上空的气流, 还是锋面环流本身都不是一个很好的近似, 也无法表达地形对锋面的非线性作用, 事实上, 非地转效应在锋生问题的研究中是非常重要的。为了克服准地转理论的不足, Bannon^[4]以及 Blumen 和 Gross^[5,6]等又相继用半地转理论进行了研究, 但是, 半地转理论在从物理空间转化到地转空间之后, 地形会随时间变化, 因此用半地转理论进行地形影响下的锋生动力研究仍然存在一定缺陷。

1988年, Zehnder 和 Bannon^[7]利用半地转方程, 但不进行坐标转换, 通过物理空间中求数值解的方法, 分析了锋面过山时的生消规律, 结果发现: 在冷锋过山时, 其强度在山前减弱, 在山后加强, 即山前鋒消、山后鋒生, 这一结论后来又被 Kerkmann^[8]和 Williams 等^[9]所证实。在我国, 有些研究者认为^[10], 冷锋在山前强度增强, 在下坡时强度减弱, 但最近赵思雄在对高原东侧一次锋生过程的模拟时发现^[11], 高原东侧锋生自西向东移动并加强, 最大值集中于华北。为了对锋面过山时的锋生、锋消特征进一步进行研究探讨, 本文建立了一个考虑天气尺度水平变形场的二维非静力平衡模式对这一问题进行数值研究。

2 锋生模式

考虑绝热、滞弹性非静力平衡大气, 其控制方程组为

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - f v = -\frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial x} + D_u, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + f u = -\frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial y} + D_v, \quad (2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial z} + \frac{g}{\theta_s} \tilde{\theta} + D_w, \quad (3)$$

$$\frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial t} + u \frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial x} + v \frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial y} + w \frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial z} = -w \frac{\partial \theta_s}{\partial z} + D_\theta, \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho_s u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho_s v) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho_s w) = 0, \quad (5)$$

式中 D_u, D_v, D_w 代表大气的湍流粘性项, D_θ 是大气热力扩散项, $\rho_s(z)$ 、 $\rho_s(z)$ 和 $\theta_s(z)$ 为静止大气的气压、密度和位温, $\tilde{p}, \tilde{\rho}, \tilde{\theta}$ 为其偏差量, $\tilde{\phi} = \tilde{p}/\rho_s$, 其它为气象常用符号。

对于天气尺度变形场引起的锋生问题, 假设

$$u = u_0 - \alpha x + u'(x, z), \quad (6)$$

$$v = \alpha y + v'(x, z), \quad (7)$$

$$w = w'(x, z), \quad (8)$$

$$\tilde{\phi} = \alpha u_0 x - f u_0 y + f \alpha x y - \frac{1}{2}(\alpha^2 x^2 + \alpha^2 y^2) + \phi'(x, z), \quad (9)$$

$$\tilde{\theta} = \theta'(x, z), \quad (10)$$

式中 u_0 是基本平移场, α 为变形场的变形系数。将(6)~(10)式代入控制方程(1)~(5), 并引入非地转流函数 ψ' , 再经过一定变换, 则得到用于研究锋生问题的二维模型

$$\frac{D\zeta}{Dt} - J\left(\psi', \frac{\zeta}{\rho_s}\right) = f \frac{\partial v'}{\partial z} - \frac{g}{\theta_s} \frac{\partial \theta'}{\partial x} + \alpha \zeta + \frac{\partial D_u}{\partial z} - \frac{\partial D_w}{\partial x}, \quad (11)$$

$$\frac{Dv'}{Dt} - \frac{1}{\rho_s} J(\psi', v') = -\frac{f}{\rho_s} \frac{\partial \psi'}{\partial z} - \alpha v' + D_v, \quad (12)$$

$$\frac{D\theta'}{Dt} - \frac{1}{\rho_s} J(\psi', \theta') = \frac{1}{\rho_s} \frac{\partial \psi'}{\partial x} \frac{\partial \theta_s}{\partial z} + D_\theta, \quad (13)$$

$$\zeta = \frac{1}{\rho_s} \left[\frac{\partial^2 \psi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi'}{\partial z^2} - \frac{1}{\rho_s} \frac{\partial \rho_s}{\partial z} \frac{\partial \psi'}{\partial z} \right]. \quad (14)$$

方程(11)~(13)中, 定义

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + (u_0 - \alpha x) \frac{\partial}{\partial x}. \quad (15)$$

模式方程(11)~(13)在求数值解时, 变量按 Winninghoff^[12]提出的 C 型格点配置,

空间差分采用中央差, 时间差分采用 Euler 后差格式; (14)式是一椭圆形方程, 通过逐次超松弛迭代法 (SOR) 求解非地转流函数 ψ' 。模式中地形的处理引用了 Mason 和 Sykes^[13]提出的方法, 试验表明, 该方法处理地形能够得到令人满意的结果^[14]。

3 初始条件和试验方案

试验中, 选取如下 Gauss 地形分布:

$$h(x) = h_0 \exp[-(x/L)^2]. \quad (16)$$

式中 h_0 是山脉的最大高度, L 是山脉半宽度。

初始时, 假设一理想的锋面位于地形上游 x_F 处, 初始锋面扰动位温场取为

$$\theta'_F(x, z) = \frac{\Delta\theta}{\pi} \arctan[\delta_1(x - x_F) + \delta_2 z], \quad (17)$$

显然其锋面的轴线即 $\delta_1(x - x_F) + \delta_2 z = 0$ 线, $\Delta\theta$ 为 $\pm\infty$ 处的位温差。根据天气学分析, 一般情况下, 锋面强度约 $1\text{ K}/100\text{ km}$, 坡度约 $1/100\text{ km}$, 因此在本文的研究中, 我们取初始冷锋强度 $(\partial\theta/\partial x)_{\max} = 1\text{ K}/100\text{ km}$, 坡度 $\partial z/\partial x = \delta_1/\delta_2 = 1/100$ 。根据这些特征参数, 得到

$$\delta_1 = \frac{\pi}{\Delta\theta} \times 10^{-5}, \quad \delta_2 = 100\delta_1. \quad (18)$$

初始 v' 场按热成风关系给出, 由于

$$f \frac{\partial v'}{\partial z} = \frac{g}{\theta_s} \frac{\partial \theta'}{\partial x}, \quad (19)$$

所以, 假设在锋面上有 $v' = 0$, 那么可以得到初始锋面扰动 v' 场是

$$v'_F = \frac{g}{f\theta_s} \frac{\Delta\theta}{\pi} \frac{\delta_1}{\delta_2} \arctan[\delta_1(x - x_F) + \delta_2 z]. \quad (20)$$

初始地形扰动场按定常、无摩擦、滞弹性、半地转过山气流的解确定 (即假设模式方程 (1)~(5) 在定常、无摩擦和半地转的条件下求解), 根据 Robinson^[15]的方法, 通过引进流函数坐标转换, 该定常模型可以转化为一椭圆形方程, 求解此椭圆形方程从而得到初始地形扰动场^[16]。

数值试验中, 我们取 $u_0 = 21\text{ m/s}$, Brunt-Vaisala 频率 $N = 10^{-2}\text{ s}^{-1}$, Coriolis 参数 $f = 10^{-4}\text{ s}^{-1}$, 变形参数 $\alpha = 10^{-5}\text{ s}^{-1}$, 模式顶 D 取 8 km , 网格距取 50 km , 时间步长取 18 s , 格点数是 81×41 , 左边界位于 -2000 km , 右边界位置在 2000 km 。共做了 7 次试验, 试验方案及有关参数见表 1。

4 冷锋锋生及地形影响

为了研究地形对冷锋锋生的作用, 我们首先对无地形时的情况进行试验 (试验 1 和试验 2)。

表 1 试验方案及有关参数

试验	锋面强度参数 $\Delta\theta / \text{K}$	锋面类型	初始地面锋位置 x_f / km	山脊高度 h_0 / km	半山宽 L / km
1	12	冷锋	-1000	0	
2	24	冷锋	-1000	0	
3	0			1	300
4	0			2	300
5	12	冷锋	-1000	2	300
6	12	冷锋	-1000	1	300
7	24	冷锋	-1000	1	300

4.1 无地形时的锋生问题

当不考虑地形影响时，本模式成功地模拟出了冷锋的移动及其对应的锋生环流。为了对冷锋强度的演变进行分析，图 1a、b 分别给出了试验 1 和试验 2 的地面位温梯度 $\partial\theta / \partial x$ 的时间演变，图 1a 的结果表明：初始时位于 $x = -1000 \text{ km}$ 处的冷锋在向前移动的过程中移速逐渐减慢，所以最大 $\partial\theta / \partial x$ 线是一弧线，这是由于基本风场随 x 线性减小的缘故；初始地面锋强度 $(\partial\theta / \partial x)_{\text{max}} = 1 \text{ K} / 100 \text{ km}$ ，随着积分时间的增加，冷锋逐渐加强，第 14 小时左右，当冷锋移至 $x = 400 \text{ km}$ 时，达到最强，其地面位温最大梯度达 $(\partial\theta / \partial x)_{\text{max}} = 1.34 \text{ K} / 100 \text{ km}$ ，之后其强度略有减弱，但减幅很小，基本处于定常状态。当 $\Delta\theta = 24 \text{ K}$ 时（试验 2），按照 Wialliams 等^[9]定义的锋区宽度尺度

$$d = |\Delta\theta| / (\partial\theta / \partial x)_{\text{max}} \tag{21}$$

试验 2 的锋区宽度是试验 1 的 2 倍，对于这种锋区较宽的冷锋，地面位温梯度的变化如图 1b 所示，可见，初始时地面位温梯度最大值 $(\partial\theta / \partial x)_{\text{max}} = 1 \text{ K} / 100 \text{ km}$ ，随着冷锋向下游移动，冷锋强度加强，在 $x = 6500 \text{ km}$ 处达到最强，此时 $(\partial\theta / \partial x)_{\text{max}} = 1.97 \text{ K} / 100 \text{ km}$ ，之后锋强度进入一个准定常状态。同图 1a 进行比较可见，图 1b 中的锋区更宽，这种冷锋的锋生作用更加明显，持续时间更长，但冷锋也没有持续地加强下去，在摩擦的锋消作用影响下，冷锋最终要进入一种准定常的状态。

必须指出，对于冷锋的这种强度变化，我们的结果与 Zehnder 等^[7]的结果是不尽一致的，Zehnder 等指出冷锋在变形场的作用下一直处于加强状态，这个结果是在平地转假设下得到的，而我们的模式是一个非静力、非线性模式，非线性相互作用是冷锋不能线性增强下去的一个原因；其二，我们的模式中考虑了摩擦作用，这也是冷锋不能持续

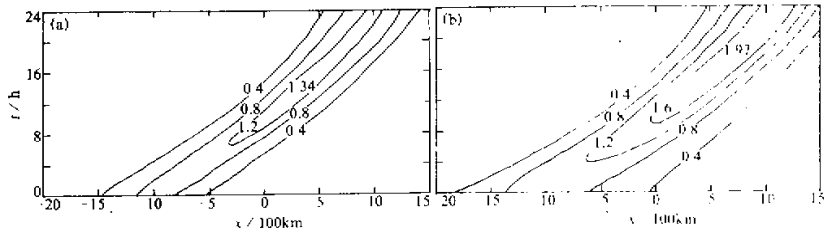


图 1 地面 $\partial\theta / \partial x$ 随时间的演变
(a) 试验 1, (b) 试验 2

加强的另一原因。事实上, 摩擦的考虑使得问题更加接近实际, 实际大气中冷锋是不可能持续加强的, 摩擦作用会使其强度减弱, 当减弱效应与变形场的锋生效应处于平衡时, 冷锋强度将处于一种准定常状态, 对此, Williams^[17]曾经进行过研究, 他在模式中考虑了变形场的锋生作用和摩擦的锋消作用, 最后得到了锋面的准定常状态。

4.2 地形与锋生

试验 3 和试验 4 只考虑了地形的影响, 但是没有锋面, 这实际上是地形对气流的影响问题, 试验时的初始场是滞弹性、半地转大气在地形上空的定常解。以试验 3 为例, 积分 24 小时之后, 其位温场、垂直速度场的分布如图 2 所示, 可见, 积分得到的位温场出现背风波 (图 2a), 而半地转定常模型得到的位温场中是没有背风波的。在垂直速度 w 场上, 山前是上升运动, 山后是下沉运动, 上升与下沉的速度分别为 5.5 cm/s 和 -8.5 cm/s (图 2b), 垂直速度 w 上山后背风波结构比位温场表现得更明显, 出现了气流的下沉、上升、又下沉、又上升的交替分布特征, 背风波向下游传播, 但方向向上倾斜。

试验表明: 图 2 的结果接近定常解, 因为积分第 21 小时与第 24 小时的结果变化不大, 同半地转定常解的主要差别是地形背风波的出现, 当地形较高时 (图略), 背风波振幅增大, 甚至会出现下坡风, 这与实际是相符的, 而半地转定常解不包含背风波结构, 同 Zehnder 等^[7]的结果不同, 本文研究地形对冷锋的影响包含了地形背风波效应对锋面的作用, 从图 2 中看到, 背风波的存在使得地形背风坡上位温梯度增大。

试验 5、6、7 用以研究地形对冷锋的影响, 在这三次试验中, 既包括冷锋又包括地形, 因此初始场是锋面扰动与地形扰动的叠加。模式积分后, 随着时间的增加, 冷锋在平移场的推动下向前运动, 其锋面强度也经历一系列变化, 图 3 是试验 5 地面位温梯度

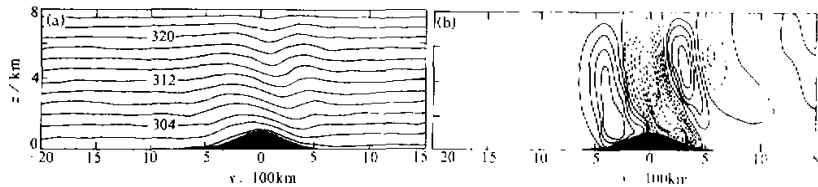


图 2 试验 3 第 24 小时
(a) 位温 θ 场, (b) 垂直速度 w 场

的变化, 可见: 冷锋锋消的最大值出现在地形迎风侧, 在地形背风侧位温梯度出现最大值, 最近的许多研究 (如文献[7]和[9]), 都证明冷锋在山前是锋消的, 而在山后是锋生的, 从我们试验得到的锋面位温梯度来看也表现了这种特征, 但应当看到, 图 3 中的这种特征是叠加有地形引起的位温分布的, 因此, 为了更详细地对这

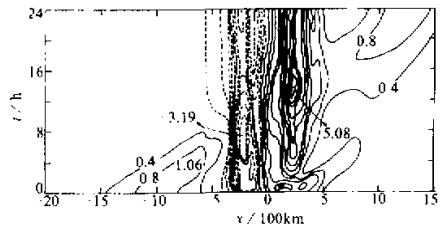


图 3 试验 5 地面 $\partial\theta/\partial x$ 随时间的演变

一现象进行分析,我们必须除去地形引起的位温分布来研究冷锋在迎风坡和背风坡的锋生锋消问题。

如果将地形对冷锋的作用仅仅看成是一种线性叠加,那么可以通过分析试验 5、6、7 的地面 $\partial\theta/\partial x$ 与仅考虑地形时(试验 3 和试验 4)地面 $\partial\theta/\partial x$ 的差值场来分析这种线性作用,如图 4 所示,其中图 4a 是试验 5 与试验 4 的地面 $\partial\theta/\partial x$ 差值场,图 4b 是试验 6 与试验 3 的地面 $\partial\theta/\partial x$ 差值场,图 4c 是试验 7 与试验 3 的地面 $\partial\theta/\partial x$ 差值场,从这三幅图中我们可以看到一个共同的特点就是:在迎风坡的半山腰处 $\partial\theta/\partial x$ 差值出现极大值,而在地形下游出现另一个极大值,这说明,在冷锋刚刚开始爬坡时是锋生的,当过半山腰时开始锋消;另外,从图 4 可见,冷锋过山后锋生锋消特征不明显或仅有缓慢的锋生,我们的试验结果不象 Zehnder 等^[7]的结果那样在背风坡出现剧烈锋生,但是,当冷锋移过山脚后锋生作用加强,在地形下游 11 km 左右达到极大值,图 4a、b、c 的地面 $\partial\theta/\partial x$ 差值场在地形下游的极大值分别是 1.26、1.30 和 1.99 K/100 km,同没有地形时的相应试验 1 和试验 2(图 1a、b)相比可以看出,有地形时,地形下游的锋生作用更强,许多观测也表明:当冷锋翻越山脉之后,或者从高原移向平原之后,冷锋的强度增加了,这一点,我们试验的结果与观测的结果是一致的。

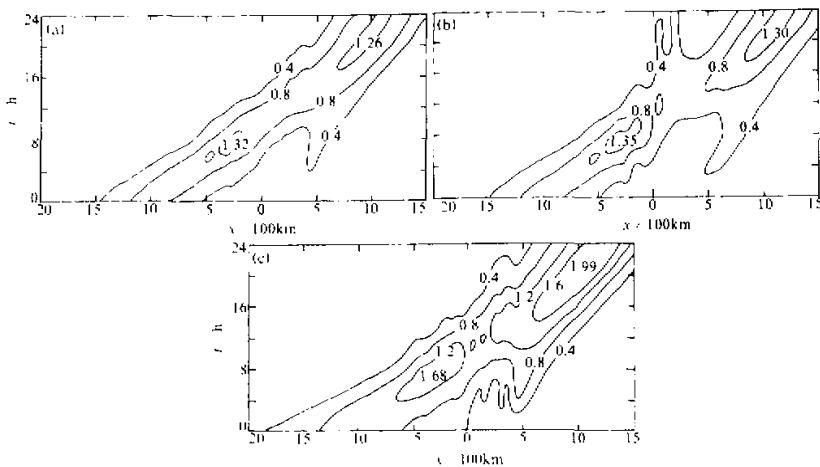


图 4 地面 $\partial\theta/\partial x$ 差值随时间的演变
(a) 试验 5 与试验 4, (b) 试验 6 与试验 3, (c) 试验 7 与试验 3

5 总结与讨论

本文应用二维、滞弹性、非静力平衡模式,通过对理想地形和理想锋面的数值模拟试验,得到了一些很有意义的结果。

当不考虑地形影响时,冷锋在天气尺度地转变形场的强迫下锋生,但其强度达到一定值时,变形场的锋生作用与摩擦扩散等因子的锋消作用相互抵消,从而使得锋的强度达到一种准定常状态;当考虑地形影响时,由于气流在迎风坡上升,在背风坡下沉,从

而使地形上空等 θ 面有沿地形廓线分布的趋势, 即地形的动力作用使迎风坡上 $\partial\theta/\partial x$ 减弱, 背风坡上 $\partial\theta/\partial x$ 增强, 因此, 当冷锋过山时, 必然引起锋区在迎风坡位温梯度 $\partial\theta/\partial x$ 减小, 在背风坡位温梯度 $\partial\theta/\partial x$ 加强, Zehnder 等^[7]和 Wialliams 等^[9]的研究, 将这种规律归结为冷锋在迎风坡锋消, 而在背风坡锋生。

然而, 要分析地形动力作用引起的锋面强度的变化, 必须除去地形本身造成的位温梯度分布, 这时模拟结果显示: 冷锋在刚刚开始爬坡时是锋生的, 过了半山腰之后开始锋消, 越过山顶之后, 锋面强度变化不太明显或仅有微弱的锋生, 只有锋面通过地形背风坡山脚之后, 锋生作用才明显加强, 且在地形下游的冷锋强度比不考虑地形时还要强。我国的许多观测研究表明, 冷锋过山后或者从高原移到平原之后, 锋面强度增强, 我们的模拟与此是一致的。至于冷锋在迎风坡和背风坡的锋生锋消规律, 还有待于观测的进一步证实。

另外, 本模式是一个二维、滞弹性、非静力平衡锋生模式, 同 Zehnder 等^[7]的二维、半地转、Boussinesq 近似和静力平衡近似锋生模式以及 Wialliams 等^[9]的二维、静力平衡原始方程模式相比更加全面, 由于模式是针对变形场锋生而设计的, 其模拟的锋面结构、移动及强度变化比较清晰。但是应该看到, 本模式没有考虑大气边界层过程以及大气的湿过程, 模拟结果仍然有一定的局限性, 这一课题有待于今后的进一步研究。

参 考 文 献

- 1 Egger, J., and K. P. Hoinka, 1992. Fronts and orography. *Meteor. Atmos. Phys.*, **48**, 3~36.
- 2 Gu Wei and Wu Rongsheng, 1992. The theory study of the influence of the topography on the cold frontal motion. *Adv. Atmos. Sci.*, **9**, 167~172.
- 3 Bannon, P., 1983. Quasi-geostrophic frontogenesis over topography. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2256~2277.
- 4 Bannon, P., 1984. A semi-geostrophic model of frontogenesis over topography. *Beitr. Phys. Atmos.*, **57**, 393~408.
- 5 Blumen, W. and B. Gross, 1987a. Advection of a passive scalar over a finite-amplitude ridge in a stratified rotation atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1696~1705.
- 6 Blumen, W. and B. Gross, 1987b. Semi-geostrophic flow over orography in a stratified rotating atmosphere. Part I: Steady three-dimensional solution over finite ridge. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3007~3019.
- 7 Zehnder, J. A. and P. R. Bannon, 1988. Frontogenesis over a mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 628~644.
- 8 Kerkmann, J., 1990. Simulation Orographisch Beeinflusster Fronten mit einem Front-Skala Modell. Teil 2: Tests des Modells und Ergebnisse der Frontensimulationen. *Bonner Met. Abhandlg.*, **38**, 171pp.
- 9 Wialliams, R. T. et al., 1992. Effects of topography on fronts. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 287~305.
- 10 朱锐根、林锦锐、寿绍文, 1981. 天气学原理和方法, 北京: 气象出版社.
- 11 赵思雄, 1991, 用 10 层准拉格朗日有限区域模式对高原东侧锋生过程的数值模拟, 大气科学, **15**, 40~49.
- 12 Winninghoff, F. J., 1968. On the adjustment toward a geostrophic balance in a simple primitive equation model with application to the problem of initialization and objective analysis. Ph. D. Thesis, University of California, Los Angeles. 161pp.
- 13 Mason, P. J. and R. I. Sykes, 1978. On the interaction of topography and Ekman boundary layer pumping in a stratified atmosphere. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **104**, 475~490.
- 14 肖庆农、伍荣生, 1994, 地形对于气流运动影响的数值研究, 气象学报, **53**, 38~49.
- 15 Robinson, A. R., 1960. On two-dimension inertial flow in rotating stratified fluid. *J. Fluid. Mech.*, **99**, 321~332.
- 16 肖庆农, 1994, 地形对干大气中锋面动力影响的研究, 南京大学博士论文.
- 17 Wialliams, R. T., 1974. Numerical simulation of steady-state front. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1226~1246.

Dynamic Influence of Orography on Frontogenesis

Xiao Qingnong, Wu Rongsheng and Zhang Ying

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

Abstract In this paper, a two dimensional, anelastic non hydrostatic frontal model including synoptic horizontal deformation wind fields is developed to study frontogenesis over orography. It indicates that the model can simulate the frontal development and its corresponding circulation vividly. If there is no orography, frontogenesis of deformation fields and frontolysis effects of friction can reach quasi-equilibrium and hence the front is in a steady state. If orography is existed, its circulation interacts with the frontal circulation and the frontal intensity changes on the upwind and downwind side. On the upslope side of the orography, a cold front is first in frontogenesis state and then in frontolysis after passes the mid- upslope. The frontal intensity varies slowly or only slight frontogenesis is on the downslope side of orography. After the front passes through the mountain foot, frontogenesis is obvious and reaches a maximum point in far downstream of orography. The intensity with orography is much greater than that without orography.

Key words frontogenesis orography numerical study