

大气层结和中尺度位温扰动对锋区多重垂直运动带形成的影响*

吕克利

(南京大学大气科学系)

H. R. Cho

(加拿大多伦多大学物理系)

提 要

文中利用半地转锋生模式讨论了大气层结, 天气尺度位温场和中尺度位温扰动对锋区多重垂直运动带形成的影响, 给出了垂直运动场的演变图。结果显示, 大气层结和中尺度位温扰动对锋区垂直运动带的形成有重要影响, 在合适的大气层结下, 垂直伸展较高的低空中尺度位温扰动是形成锋前暖区多重雨带的可能驱动机制之一; 不同高度上的中尺度位温扰动以低层扰动影响最大, 中层次之; 天气尺度位温扰动场的水平温差对锋生速度和锋区垂直运动带都有重要影响; 中尺度位温扰动对锋生速度没有什么作用。

一、引 言

锋区有时会出现多重垂直运动带(多重雨带), 图 1 是观测到的锋区多重雨带的雷达回波图。是什么机制造成这些多重雨带的形成, 无疑是个重要问题。很多作者在理论上对此作过研究, 有把这种雨带的形成归因于包括凝结加热的对称不稳定(湿对称不稳定或称条件对称不稳定)^[2,3], 也有人认为锋生期间在冷锋上因种种原因(如动量不平衡, 对流潜热释放, 浮力振荡等等)产生的重力内波向暖区的传播也是造成锋前暖区雨带的一种可能机制^[4], 重力内波和对流相互作用即波-CISK 也可能对雨带的形成维持起作用^[5,6], 此外, 也有用重力密度流理论来解释锋面窄雨带的成因, 或用锋后不稳定条件下产生的垂直切变, 波-CISK 以及混合动力不稳定来说明锋后雨带的形成。

Hoskins 等^[7]利用半地转锋生模式模拟了位于边界附近的中尺度波形扰动对锋区雨带形成的作用, 得到了波形垂直运动场分布, 但所得垂直速度很小, 并且限于下边界附近, 因此认为, 中尺度扰动是导致锋前多重雨带的可能触发机制之一, 但只能造成锋前低层浅薄雨带。

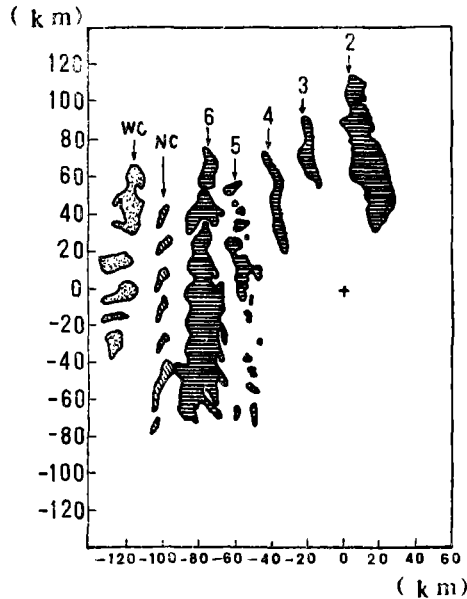


图 1 锋区多重雨带的雷达回波图
(标以数字的是暖区雨带, NC 是窄的冷锋雨带, WC 为宽的冷锋雨带^[12])

* 本文于 1989 年 3 月 26 日收到 1989 年 10 月 4 日收到最后修改稿。

后来 Cho 和 Chan^[8]进一步讨论了从下边界伸展到大气中层的中尺度位温扰动的作用, 虽然上升运动伸展较高, 但数值仍然很小, 多重垂直运动带并不明显。在这些计算中, 大气层结都是用 $N^2 = \text{常值}$ 来代替, 这种情况过于简单, 结果也不甚满意。此外, 他们给出的是中尺度位温扰动, 不如位温扰动来得简单明确。天气观测指出, 大的降水往往与中低空小的静力稳定度相联系, 这表明大气层结对大气运动特别是垂直运动有重要影响。为此, 我们考虑大气层结(以 N^2 代表)为高度的函数, 讨论它们对锋生和垂直运动带形成的影响, 这是我们讨论的问题之一。天气尺度位温场在 Hoskins 和 Bretherton^[9] 的锋生模式中起着重要作用, 当天气尺度位温场具有不同水平温差时, 垂直运动场会发生什么变化, 它们对锋生和多重垂直运动带的形成又有什么作用, 这是我们所考虑的问题之二。中尺度位温扰动在实际大气中常可产生, 不仅限于下边界上, 不同高度上产生的中尺度位温扰动, 其影响如何, 又有什么不同, 这也是我们所讨论的问题。

二、模 式

根据 Hoskins 和 Bretherton^[9], 准静力 Boussinesq 的二维绝热无摩擦的半地转锋生模式可以写为

$$\begin{cases} \frac{d\theta}{dt} = 0 \\ \frac{dq}{dt} = 0 \\ \frac{g}{f\theta_0} \frac{\partial}{\partial X} \left(q \frac{\partial \psi}{\partial X} \right) + f^2 \frac{\partial^2 \psi}{\partial Z^2} = -2\alpha \left(\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial X} \right) \\ w = -\frac{1}{f} \frac{q}{\partial \theta} \frac{\partial \psi}{\partial Z} \end{cases} \quad (1)$$

式中 $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} - \alpha X \frac{\partial}{\partial X} + w \frac{\partial}{\partial Z}$ 。其中

$$X = x + v_g/f, \quad Z = z \quad (2)$$

是所谓地转坐标, v_g 是沿锋面(y 方向)的地转风, x, z 为直角坐标, α 是变形因子, θ 是位温, q 是绝对位涡度, ψ 是流函数, w 为垂直速度。

假定初始位温场由三部分组成, 即层结 N^2 造成的位温场 θ_N , 天气尺度位温扰动场 θ_i , 中尺度位温扰动场 θ_m , 如此, 初始位温场 $\theta(t=0) = \theta_0 + \theta_N + \theta_i + \theta_m$, 其中 $\theta_0 = 300 \text{ K}$, $\theta_N, \theta_i, \theta_m$ 将在后面给出。给定初始位温场后, 由热成风关系式

$$\frac{\partial v_g}{\partial Z} = \frac{g}{f\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial X} \quad (3)$$

得到 v_g , 再由绝对涡度关系式

$$\xi = f / \left[1 - \frac{1}{f} \frac{\partial v_g}{\partial X} \right] \quad (4)$$

得出 ξ , 最后由绝对位涡定义式

$$q = \xi \frac{\partial \theta}{\partial Z} \quad (5)$$

得到初始位涡度,再由(1)可以积分得到所需的不同时刻的位温场和垂直运动场。

为了讨论不同大气层结的作用,考虑三种理想的大气层结:

$$a) N^2 = N_1^2 (\text{常值}) \quad (6)$$

$$b) N^2 = N_1^2 \left[\frac{A^2}{A^2 + (Z - Z_0)^2} \right] \quad (7)$$

$$c) N^2 = N_1^2 \left[1 - 0.9 \frac{B^2}{B^2 + (Z - Z_1)^2} \right] \quad (8)$$

本文限于冷锋锋生及其垂直运动带的形成问题,因此作为天气尺度位温扰动我们可取如下形式:

$$\theta_i = \Delta\theta_i \tanh\left(\frac{X}{L_i}\right) \quad (9)$$

这样在水平均匀的 θ_N 场中产生了大尺度的冷锋锋区,在变形因子作用下,将形成冷锋。作为中尺度位温扰动,我们取

$$\theta_m = \sum_{i=1}^N \Delta\theta_{mi} \exp\left[-\left(\frac{Z - Z_{0i}}{A_r}\right)^2\right] \exp\left[-\left(\frac{X - X_{0i}}{L_m}\right)^2\right] \quad (10)$$

与文献[7]相同,取天气尺度位温场的空间特征尺度 $L_i = 1000$ km,中尺度位温扰动 $L_m = 200$ km。

计算是在半地转空间 (X, Z) 中进行的,水平方向范围取 6300 km,垂直方向范围为 10 km,空间格矩 $\Delta X = 25$ km, $\Delta Z = 0.5$ km,时间积分步长 $\Delta t = 5$ min,计算结果最后返回物理空间 (x, z) 。

三、例子

由上述给定的三种大气层结和天气尺度位温场,对不同中尺度位温扰动进行了计算。计算中取

$N_1^2 = 10^{-4} \text{S}^{-2}$, $\alpha = 10^{-5} \text{S}^{-1}$, $A = 5$ km, $B = 2$ km, $Z_0 = 10$ km, $Z_1 = 1.5$ km, $f = 10^{-4} \text{S}^{-1}$, $|\Delta\theta_{mi}| = 1^\circ\text{C}$, $A_r = 2$ km。

为考虑天气尺度位温场水平温差的作用,我们计算了 $\Delta\theta_i = 8^\circ\text{C}$, 12°C 和 16°C 三种情况。对中尺度位温扰动,分别考虑 Z_{0i} 为 1 km, 5 km 和 9 km 处的扰动。 X_{0i} 分别取 0 km, ± 1000 km 和 ± 2000 km。同时还计算了在背景物中加入一个中尺度扰动,两个中尺度扰动和四个中尺度扰动的情况。下面是计算结果。

1. 不同大气层结的情况

图 2-4 分别给出了 $\Delta\theta_i = 8^\circ\text{C}$ 时层结为 a, b, c 情况下的垂直速度场的时间演变图(限于篇幅没有给出位温场的演变图,垂直速度场也各缩减为三张图)。计算显示,对层结 a, 锋面完全形成约为 21 个小时,对层结 b 和 c, 约为 20 个小时,层结对锋面形成时间的影响,与前文^[10]中没有中尺度扰动的情况相同,就是说,中尺度位温扰动对锋面形成速度关系不大,锋面向西倾斜的情况也是如此。但是大气层结和中尺度位温扰动对垂直速度场却有很大影响。计算指出,垂直速度场对中尺度位温扰动有即时响应效应,在中尺度扰动所在地区,产生新的垂直速度相对大的区域,但数值很小,随时间增大,垂直速度逐步增大,在层结 b 和 c 下,能形成较强的多重垂直速度增大区,或者说多重可能降水区。

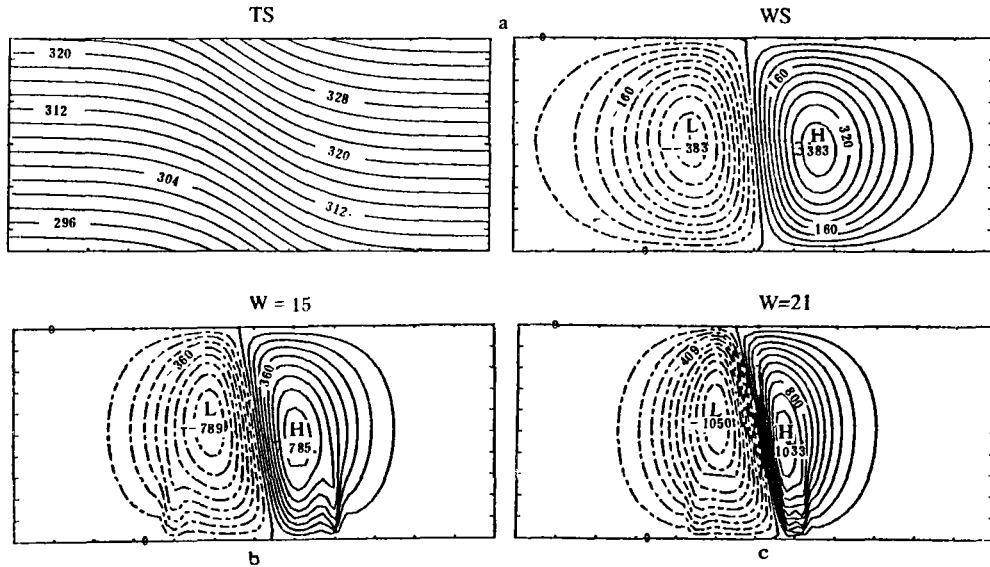


图2 层结 a 时的垂直速度场的时间演变图

$$(\Delta\theta_1=8^\circ\text{C}, \Delta\theta_{m_1}=1^\circ\text{C}, \Delta\theta_{m_2}=-1^\circ\text{C},$$

$$Z_{01}=Z_{02}=1\text{ km}, X_{01}=2000\text{ km}, X_{02}=-2000\text{ km};$$

图中 TS 表示背景位温场 θ_s , ($\theta_s=\theta_0+\theta_N+\theta_1$), WS 是背景场垂直速度, $W=15$ 表示第 15 小时的垂直速度场, 余类推;

图中 w 的数值为乘以 10^3 后的数值, 单位 cm/s , 等值线间隔 a) 为 0.04 cm/s , b) 为 0.09 cm/s , c) 为 0.1 cm/s , 实线为上升运动, 虚线为下沉运动)

图2与层结 a 相对应。图中横坐标为 X , 纵坐标为 Z , 横坐标间距为 500 km , 纵坐标间距为 1 km 。图2显示, 背景场的垂直速度由初始时刻的 0.38 cm/s , 逐步增大到锋面形成时(第 21 小时, 由位温场定出)的 1.0 cm/s 。同时, 中尺度位温扰动造成的垂直速度也有缓慢的增长, 在第 3 小时约为 0.3 cm/s (图略), 到第 9 小时约为 0.38 cm/s , 到第 12 小时, 中尺度扰动造成的上升运动中心已不存在, 但仍存在波状中尺度上升运动区, 这种上升运动区到第 21 小时仍存在, 其水平尺度约为几十公里, 但这种上升运动区数值很小, 垂直伸展范围也不大, 只有 1 公里多一点。可见, 在这种层结下, 尽管中尺度扰动垂直范围较大(约为 3.5 km), 也只能产生浅的多重上升运动带, 这与 Hoskins 等^[7]的结果一致。

图3是层结 b 下的垂直运动场的演变图。与层结 a 的情况相比, 垂直速度场的差别就相当明显了。首先, 图3中的背景场垂直速度较大, 增大也较快, 从初始时刻的 0.43 cm/s , 到锋面形成的第 21 小时已达 1.8 cm/s 以上。其次, 背景场的上升运动中心位置下降更多, 到第 21 小时已降至 3.5 公里处, 上升运动区水平范围已变得更窄。第三, 中尺度位温扰动造成的垂直运动数值更大, 垂直伸展更高(超过 3 km), 维持更久(到第 18 小时仍明显存在两个上升运动中心), 可见, 在层结 b 下, 多重上升运动中心(或者说多重可能雨带)可以维持更久。

图4是层结 c 下的垂直速度场的演变图。由图4显见, 背景场上升运动中心位置下降迅速, 从初始时的 5 公里高度处, 迅速下降到 2 公里高度处。中尺度位温扰动造成的上升速度数值更大, 增大更快, 而且具有跳跃性。从初始时刻的 0.4 cm/s , 到第 3 小时已达

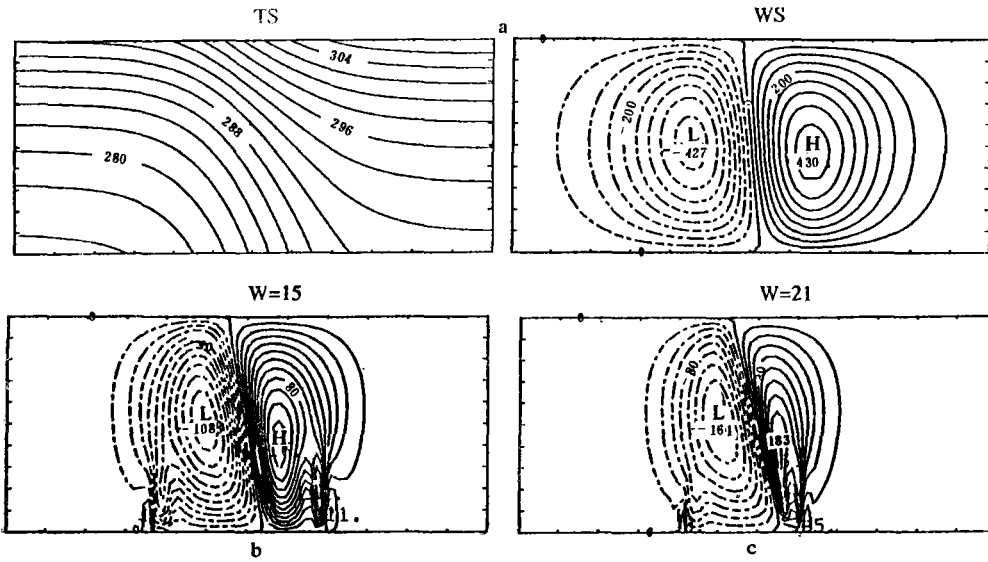


图3 层结b时的垂直速度场的时间演变图
(w的数值为乘以 10^2 后的值,等值线间隔a)为0.05 cm/s, b)为0.1 cm/s, c)为0.2 cm/s,其余同图2)

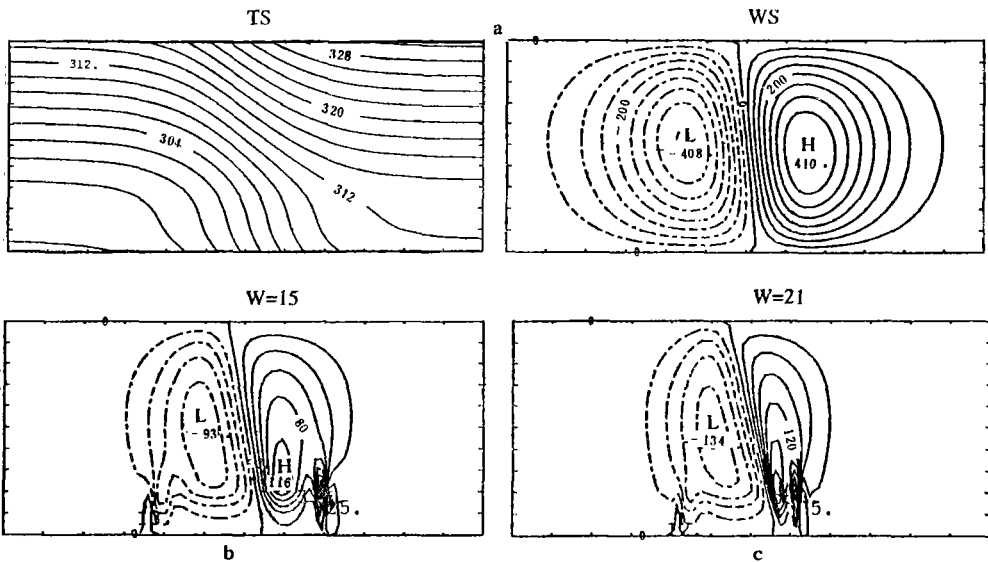


图4 层结c时的垂直速度场的时间演变图
(w的数值a为乘以 10^3 后的值,其余为乘以 10^2 后的值,等值线的间隔a为0.05 cm/s, b为0.2 cm/s, c为0.3 cm/s,其余同图2)

1.1 cm/s,而后增大较慢,从第12小时到第15小时,上升速度加速增大,从1.8 cm/s增大到3.2 cm/s,到第18小时达到3.8 cm/s,而后开始减小,到第21小时变为3.3 cm/s。这种跳跃性在 $\Delta\theta_1=12^\circ\text{C}$ 和 16°C 时更为明显,后面我们将给出计算结果。层结c下,中尺度扰动造成的垂直运动维持更久,到第21小时,两个上升运动的闭合中心仍很明显,到

第24小时仍可见到两个闭合中心(图略)。显见,层结c情况下更容易产生多重上升运动区,产生多重雨带的可能性更大,维持也可能更久。比较图2—图4显见,大气层结对锋区垂直运动有重要影响,静力稳定度的减小有利于锋前暖区上升运动的增大,对锋后下沉运动影响不大,中低空小的静力稳定度(例如层结c)可能是驱动锋前暖区阵性降水的机制之一。此外,上升运动趋向于静力稳定度小的区域的倾向十分明显,这与Thorpe和Emanuel^[11]的结论一致。另外,由图2-4不难发现,上升运动区的水平范围和间距随时间增大而迅速缩小,水平范围由初期的几百公里缩小到锋面形成时的几十公里,水平间距也由初期的1千公里以上缩小到几十公里,这与观测到的锋前暖区雨带(图1)范围和间距(20—30 km)相近,这说明,变形场中较为深厚的中尺度位温扰动,在合适的大气层结下,确有可能是造成冷锋前暖区多重雨带的机制之一。

此外,图还显示,随着时间的增大,垂直运动区范围逐渐缩小,这显然是由于在变形场作用下,锋区逐步变窄所致,而上升运动区明显较下沉运动区缩小更多,是因为冷锋向暖区移动的缘故。

2. 不同的天气尺度位温场水平温差的情况

为考虑不同天气尺度位温场水平温差的作用,我们还计算了 $\Delta\theta_i=12^\circ\text{C}$ 和 16°C 两种情况。温度场的计算结果显示(图略)随 $\Delta\theta_i$ 的增大,锋面形成时间缩短,当 $\Delta\theta_i=12^\circ\text{C}$ 时,锋面完全形成对层结a约为18小时,对层结b,c约为17个小时。当 $\Delta\theta_i=16^\circ\text{C}$ 时,锋面形成对层结a约为15个小时,对层结b,c约为14个小时。可见静力稳定度的减小使锋面形成时间稍有缩短,但影响远比 $\Delta\theta_i$ 的影响小。而中尺度位温扰动对锋面形成时间没有影响,并且对锋面的向西倾斜也没有什么作用。

图5给出了 $\Delta\theta_i=12^\circ\text{C}$ 时层结c的垂直速度场的演变图。比较图5与图4,显见垂直速度场的数值变化很大,随 $\Delta\theta_i$ 的增大,背景场的垂直速度增大不多,中尺度位温扰动造成的上升运动变化剧烈,数值更大,由初始时刻逐渐增大,到第12小时达到2 cm/s(图略),随后急速增大,到第13小时迅速增大到6.4 cm/s,以后到第14小时又减小到2 cm/s,到第15小时又急剧增大到16 cm/s,以后又开始逐渐减小,到锋面形成时的第18小时变为2.4 cm/s。在锋面形成前的几个小时内上升速度出现两次极大值的跳跃性变化,在 $\Delta\theta_i=16^\circ\text{C}$,层结c时也有类似的跳跃性变化(图略),这再一次说明,在锋生过程中,在合适的层结(例如c)下,锋前暖区有可能出现阵性降水。这种跳跃式变化只出现在w场的上升运动上,下沉运动场只是缓慢增大,温度场也是平稳变化,没有跳跃式的反映。上升运动的这种随时间跳跃式变化的机制是什么值得研究。可见,天气尺度位温场水平温差的增大,更有利于多重上升运动中心(多重可能雨带)的形成,有利于锋面的形成。这可能是由于 $\Delta\theta_i$ 的增大意味着锋区斜压性的增强,在这种高斜压性背景场中,锋区内的斜压不稳定迅速增长,在地转强迫下,锋前暖区产生强烈辐合上升,使上升速度迅速增大,并使等温线加速变密,有利于上升运动带和锋面的形成。

3. 不同高度上的中尺度位温扰动

我们仅以 $\Delta\theta_i=8^\circ\text{C}$ 为例讨论不同高度上中尺度位温扰动的影响。图6a,b分别为中尺度扰动在5公里和9公里高度上时的垂直速度场。图6是层结c下第15小时的计算结果。由图6a可见,中层中尺度扰动造成的垂直运动是很弱的,只有1.1 cm/s(而图4

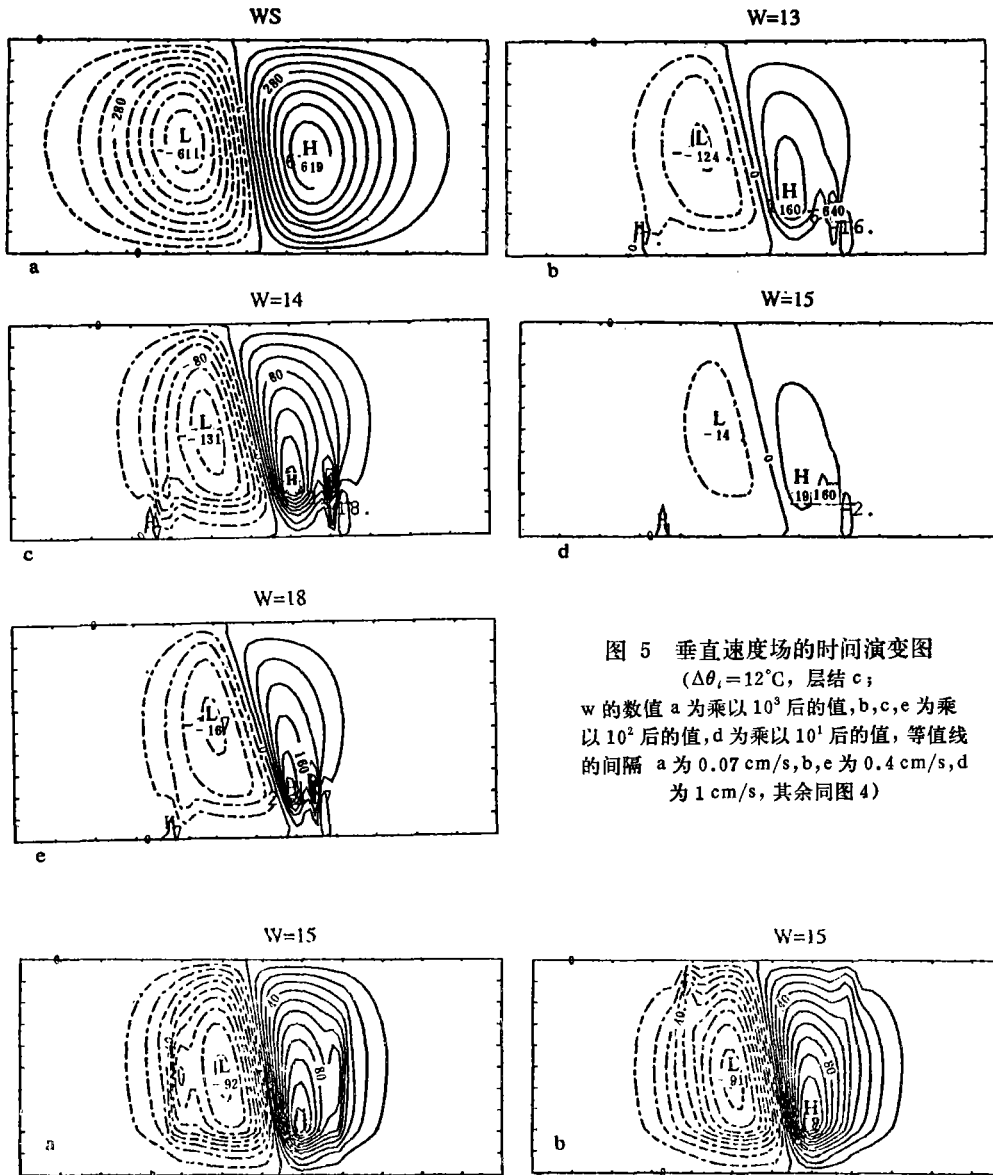


图 5 垂直速度场的时间演变图

($\Delta\theta_i = 12^\circ\text{C}$, 层结 c;
 w 的数值 a 为乘以 10^3 后的值, b, c, e 为乘以 10^2 后的值, d 为乘以 10^1 后的值, 等值线的间隔 a 为 0.07 cm/s , b, e 为 0.4 cm/s , d 为 1 cm/s , 其余同图 4)

图 6 不同高度上中尺度扰动产生的垂直速度场
 (层结 c, $\Delta\theta_i = 8^\circ\text{C}$;
 a $Z_{01} = Z_{02} = 5\text{ km}$, b $Z_{01} = Z_{02} = 9\text{ km}$,
 w 的数值为乘以 10^2 后的值, 等值线间隔为 0.1 cm/s , 其余同图 2)

同一时刻的低空扰动造成的上升速度达到 3.2 cm/s 以上), 以后逐渐消失。图 6 b 给出了位于高层(9 公里高空)的中尺度扰动的情况, 垂直速度场明显地更弱。这显然是静力稳定度在我们模式中上中层比下层为大, 从而抑制中上层垂直运动的发展的缘故。可见, 位于中层和高层的中尺度位温扰动对多重上升运动中心的形成影响不大。

4. 不同水平距离上的中尺度位温扰动

图7给出了位于1公里高度上的四个中尺度位温扰动的计算结果,它们分别位于 ± 1000 km, ± 2000 km的水平位置上,为节省篇幅我们只给出层结c情况下第9, 15, 21小时三个时刻的垂直速度场。由图显示,多个中尺度位温扰动对多重垂直运动中心的形成有重要作用。计算指出,层结a的上升运动中心在第9小时已经没有闭合中心,变成浅的

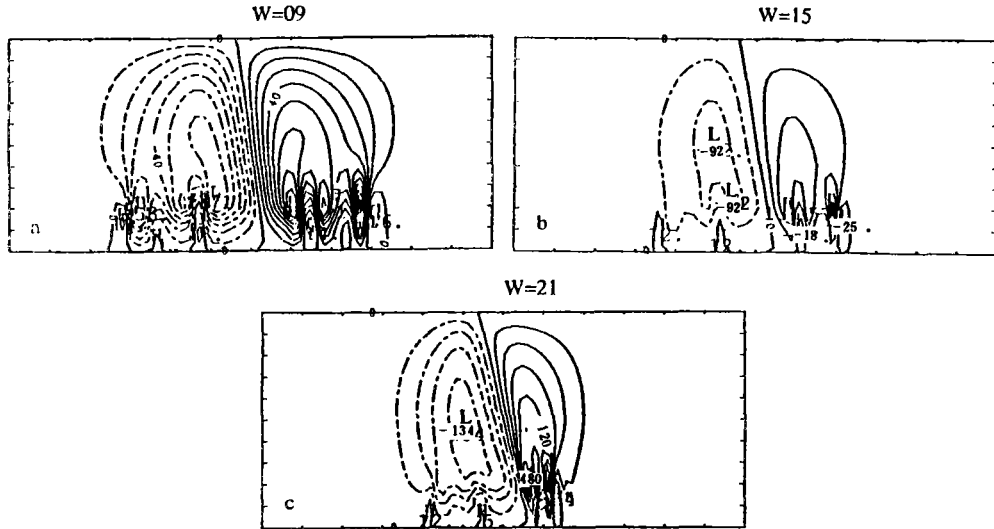


图7 层结c时多个中尺度位温扰动造成的垂直速度场

$$(\Delta\theta_{m3} = -1^\circ\text{C}, \Delta\theta_{m4} = 1^\circ\text{C};$$

$$Z_{03} = Z_{04} = 1 \text{ km}, X_{03} = 1000 \text{ km}, X_{04} = -1000 \text{ km},$$

w的数值为乘以 10^4 后的值,等值线间隔 a为0.1 cm/s, b为0.4 cm/s, c为0.3 cm/s,其余同图2)

波形垂直运动带,扰动造成的上升运动数值很小,只达到0.3 cm/s。对层结b,扰动造成的上升速度在这时达到1.6 cm/s以上。对层结c(图7),上升速度在第15小时达5.6 cm/s,在第21小时为4.8 cm/s,也出现跳跃式变化。从图上显见,锋前暖区出现明显的3个上升运动中心带,水平范围约为几十公里,垂直伸展约为3公里,这与观测到的锋前暖区的雨带^[1]更加相似,这进一步证明,在合适的大气层结下,锋前暖区较为深厚的中低空中尺度位温扰动,确实与那里的多重雨带的形成至少有某种程度的关联。本文计算得到的上升速度偏小,可能是由于本模式是干模式,没有包括凝结加热,也可能是由于 N^2 在中低层还不够小。但是,正如Hoskins等所指出过的,中尺度位温扰动作为锋前暖区多重雨带形成的启动机制之一似乎是可以接受的。

计算得到的温度场还显示,多个中尺度位温扰动也对锋生速度没有影响,锋面形成仍在第21小时左右。我们还计算了位于1公里高度上锋区中心($X=0$)处的中尺度扰动,结果显示,位于锋区中心的位温扰动有利于加快锋生,在这种情况下,锋面形成约在第18小时,而不是第21小时,这可能是由于扰动的加入,促使锋区等位温线变密,加速锋生。

四、结 语

就计算结果而论,我们可以得到如下一些结论。

1. 大气层结对锋生过程中垂直速度场有重要影响。层结 a ($N^2 = \text{常值}$) 只能形成小的垂直速度场, 在这种情况下, 中尺度位温扰动也只能形成数值小的上升运动中心, 而且维持时间短, 不足以形成多重雨带一类中尺度天气系统。层结 b 和 c (特别是层结 c) 能形成数值大的垂直速度场, 中尺度扰动造成的上升运动中心要比层结 a 大得多, 而且维持长得多的时间, 中尺度扰动造成的上升运动带的宽度和间距为几十公里, 与观测相近, 这说明在合适层结下, 中尺度位温扰动有可能促使暖区多重雨带的形成。在层结 c 下, 中尺度位温扰动引起的速度场在锋生过程中出现两次大的上升运动, 这说明锋面形成过程有出现阵性降水的可能, 这与锋生过程中的天气现实是否一致, 还有待于分析。

2. 天气尺度位温场对锋面形成有重大影响, 随位温场水平温差的增大, 锋面形成所需时间减小, 计算例子中, $\Delta\theta_i$ 由 8°C 增大到 16°C 时, 锋面形成时间由 21 个小时左右缩短为 15 个小时左右。 $\Delta\theta_i$ 的变化对垂直速度场的影响也很大, 随天气尺度位温场 $\Delta\theta_i$ 的增大, 一般是使垂直速度增大。

3. 不同高度和不同水平位置上的中尺度位温扰动的影响是不同的, 低空扰动对多重垂直运动中心的形成作用最大, 中层次之, 高层最小, 似乎可以说, 中高层中尺度位温扰动对多重雨带的形成作用不大。锋区中心的中尺度位温扰动可能对锋面的形成有加速作用, 但它对多重上升运动带的形成作用不大, 影响大的是离锋区中心 1000—2000 km 的中尺度扰动。

4. 中尺度位温扰动一般对锋生速度没有什么影响。

由于文中用的是简单的干模式, 所得结果可能与实际的伴有降水的中尺度系统有出入, 在这种情况下, 应用湿模式, 考虑相变潜热是必要的。本文的结果作为不伴有降水的锋生或者作为中尺度雨带的驱动机制可能是有用的。关于湿模式的锋生问题, 我们将另文讨论。

参 考 文 献

- [1] Parson, D. B., and P. V. Hobbs, The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones, XI: Comparisons between observational and theoretical aspects of rainbands, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2377-2397, 1983.
- [2] Bennetts, D. A., and B. J. Hoskins, Conditional Symmetric instability—a possible explanation for frontal rainbands, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **105**, 945-962, 1979.
- [3] Emanuel, K. A., A variational theorem for circulation integrals applied to inviscid symmetric flows with variable stability and shear, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **108**, 825-832, 1982.
- [4] Lindzen, R. S., and K. K. Tung, Banded convective activity and ducted gravity waves, *Mon. Wea. Rev.* **104**, 1602-1617, 1976.
- [5] Lindzen, R. S., Wave-CISK in the tropics, *J. Atmos. Sci.* **31**, 156-179, 1974.
- [6] Raymond, D. J., A model for predicting the movement of continuously propagating convective storms, *J. Atmos. Sci.* **32**, 1308-1317, 1975.
- [7] Hoskins, B. J., E. C. Neto and H. R. Cho, The formation of multiple fronts, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **110**, 881-896, 1984.
- [8] Cho, H. R., and D. S. T. Chan, Mesoscale atmospheric dynamics and modeling of rainfall fields, *J. Geophys. Res.*, **92**, 9687-9692, 1987.
- [9] Hoskins, B. J., and F. P. Bretherton, Atmospheric frontogenesis models: mathematical formulation and solution, *J. Atmos. Sci.* **29**, 11-37, 1972.
- [10] 吕克利, 大气层结和天气尺度位温扰动对锋生的作用 (待发表)。
- [11] Thorpe, A. J., and K. A. Emanuel, Frontogenesis in the presence of small stability to slantwise

convection, *J. Atmos. Sci.* **42**, 1809-1824, 1985.

THE INFLUENCES OF STRATIFICATION AND MESOSCALE POTENTIAL TEMPERATURE DISTURBANCES ON THE FORMATION OF MULTIPLE BAND OF VERTICAL MOTION IN THE FRONTOGENESIS AREA

Lü Keli

H. R. Cho

(*Department of Atmospheric Sciences,
Nanjing University*)

(*Department of Physics, University
of Toronto, Canada*)

Abstract

A frontogenesis model is studied, which includes three kinds of stratification profiles and synoptic-scale potential temperature field with different amplitudes, as well as mesoscale potential temperature disturbances fields placed at different heights. The time changes of vertical motion field are shown. The results show that atmospheric stratification and mesoscale potential temperature disturbances play important roles in the formation of multiple band of vertical motion. The mesoscale disturbance which has considerable vertical extent and is located at lower-level has the most important influence, and may be a possible mechanism triggering the formation of multiple rainbands in the warm-sector ahead of the cold front if the stratification is suitable, and that located at upper-level is unimportant. The amplitude of synoptic-scale potential temperature field is of great importance to the speed of frontogenesis and vertical motion field, but the effect of mesoscale disturbance on the speed of frontogenesis is very little.