

# 中尺度地形背风波的作用及其应用\*

朱民 余志豪 陆汉城

(南京大学大气科学系, 南京, 210093)

## 摘 要

文中探讨了中尺度地形背风驻波及对天气系统发生发展的影响问题, 通过建立一个含类似大别山地形作用的简化数学模型并进行了数值计算, 结果表明, 当过山气流  $U$  取  $10^1$  m/s 量级, 层结参数  $N$  取  $10^{-3}$  s $^{-1}$  量级, 其比值  $U/N$  约为  $3 \times 10^3 \sim 4 \times 10^3$  时可出现一种相当正压的地形背风波, 其波长近于  $U/f \sim 10^2$  km ( $f$  为柯氏参数)。结合上述理论结果和实际暴雨两个例, 分析指出在江淮梅雨期间, 当有移动性的暴雨区移至大别山定常背风波的适当位置时, 暴雨会得到增幅。

**关键词:** 中尺度地形背风波, 相当正压, 雨团, 增幅。

## 1 引 言

随着气象学中地形作用研究的发展, 已越来越深刻地认识到山脉对于天气有显著影响<sup>[1,2]</sup>。一般认为<sup>[3]</sup>地形的迎风坡具有动力及屏障作用, 可以使得气流绕地形流动和被迫爬升, 这就在很大意义上解释了为什么暴雨多发生于山脉迎风坡的气候统计事实。而另一方面, 地形的背风面也同样对天气系统的发生发展乃至大气环流有重要影响。对此, 因空间尺度不同, 以往的研究可分为两类<sup>[1]</sup>: 一类是大尺度地形, 在这一类地形中最引人注意的便是亚洲的青藏高原和北美洲的洛基山脉, 众多研究表明<sup>[4~6]</sup>, 其显著的热力和动力作用是西风带常定槽脊(即大地形 Rossby 驻波)形成的重要原因, 且中纬度气旋发生发展的高值区也往往位于大地形的背风侧, 杜俊等<sup>[7]</sup>通过数值模式计算指出, 当中国东部气旋入海后经过青藏高原地形的驻波低槽位置附近时可以发生突发性的发展。另一类是小尺度地形(可不计地球自转作用), 这类问题往往是非线性的, 但在复杂的运动中有两种有规则的现象, 一个是涡旋运动; 另一个是背风波<sup>[1]</sup>。观测结果指出<sup>[8]</sup>, 小地形山脊背风面所出现的驻波乃是在稳定层结大气中, 一定强度的气流(通常风速  $\geq 10$  m/s, 风速随高度不变或增加), 在垂直于山脊走向  $30^\circ$  内, 越过山脊后所形成的重力波波动。运用这种小尺度的定常背风波通常可以解释地形背风面的波状云等现象, 至于它对背风下游地区的局地暴雨增幅和强对流天气的增强, 究竟有何影响? 在这方面, 以往的研究并不多见<sup>[9~11]</sup>。因此文中主要分析和讨论中尺度地形(取  $f$ -平面近似)背风波区对暴雨和强对流的局地影响。

\* 初稿时间: 1998 年 5 月 15 日; 修改稿时间: 1998 年 11 月 12 日。

资助课题: 国家自然科学基金。

图1是长江下游河谷附近的地形概况<sup>[12]</sup>,从中可以看到长江经过江西的湖口以后折向东北方向流去,它的西面是大别山,东面是黄山和天目山。大别山呈WNW-ESE走向,长约400 km。山脉的西段高度较低,宽度也较窄,东段较高、较宽,1000 m以上的山地连绵成小片,主峰白马尖高1774 m。黄山与天目山互连,构成了皖南和浙西北山区,部分山的高度也在1000 m以上。黄山主峰高1840 m,天目山主峰高1787 m。在这两个山区之间是狭窄的长江河谷,长约200 km,宽约80 km,呈SW-NE走向,两岸为山区所夹。河谷的南面与鄱阳湖和赣北平原相接,河谷的出口是广阔的苏皖平原,除了在沿江有一些丘陵山地以外(山高300~400 m),海拔高度普遍在50 m以下。就地形尺度而言,大别山和黄山、天目山两个区域地形属中尺度区域地形。在每年春末夏初的梅雨期间,其迎风坡1000~400 hPa之间盛行深厚而强劲的西南暖湿季风气流,850 hPa还常伴有低空急流,因而气流的过山运动非常显著,而其背风面的下游又是大气准常定切变线的位置所在。华东中尺度试验结果<sup>[12]</sup>表明这里不仅是各类中小尺度天气系统生成和发展的重要源地,而且也是雷暴、暴雨等对流天气的多发区。例如图1中所示A,B和C3个中心,分别是该地雷暴21 a平均值的地理分布。中心A是黄山、天目山的SW气流迎风坡,中心值是61.8 d为最多。中心B是大别山的SW气流迎风坡,中心值是55 d是次极值。第3个中心C则位于大别山的SW气流迎风坡的下游400多km的洪泽湖周围地区,中心值为39 d。其中,环位于大别山区的多雷暴中心B的35 d等值线的脊线一直可延伸至大别山背风下游100多km处(图1未标出)。此外,实际天气分析还表明<sup>[8]</sup>,在大别山地形的背风面的年降水量比迎风面(SW坡)还要多,而冰雹现象又往往产生在地形的背风面。这就启发笔者思考在这类中尺度地形的背风面是否确实存在某种有意义的常定扰动,从而对暴雨、雷暴系统的发生发展产生影响的问题。

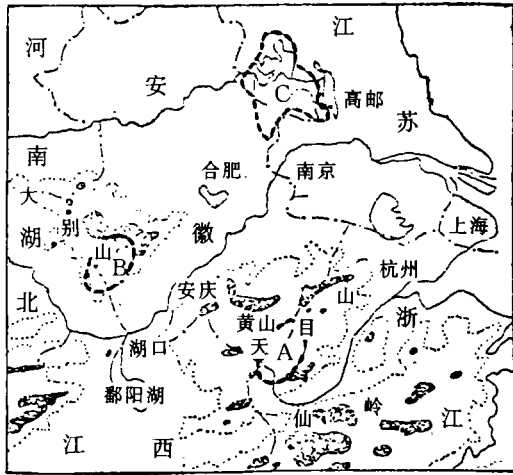


图1 长江河谷附近地形概况

(虚线表示地形轮廓线,黑色区域表示

地形高度 $\geq 1000$  m的区域,粗虚线为多雷暴中心区)

2 中尺度地形背风波形成的数值分析

根据对大气模式动力学性质的比较研究<sup>[13]</sup>,适用于讨论中尺度运动的是  $f$  平面内的非静力平衡滤声波模式,即采用非弹性假设。此时考虑非绝热加热的粘性大气运动完全方程组为<sup>[14]</sup>:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + F_x \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + F_y \quad (2)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + F_z \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = Q + F_\theta \quad (5)$$

其中  $Q$  是非绝热加热,  $(F_x, F_y, F_z)$  为涡动粘性项,  $F_\theta$  为热量扩散项。其它均为气象中常用物理量。

为了研究方便以及突出地形作用,必须对该问题进行简化,即设计建立一个含类似大别山地形作用的简单数学模型进行数值计算。根据以往的研究,对于沿基本气流的地形宽度在 100 km 以上的中尺度地形应计入地球自转作用<sup>[1,9~11]</sup>。另外西南气流翻越呈 WNW-ESE 走向的大别山暂当作是准二维问题来处理,为此针对方程组(1)~(5)作如下的处理和简化:(1)将通常意义下的地球局地直角坐标系进行水平旋转,即使  $x$  轴指向东北, $y$  轴指向西北,而  $z$  轴指向不变,这样方程组的形式将保持不变,只是风速的水平分量  $u, v$  有了变化;(2)考虑到所研究的是地形背风面的驻波问题,故所有物理量均设为定常,即与时间  $t$  无关;(3)只有  $x$  方向的基本气流  $\bar{U}$  即西南风,且设  $\bar{U}$  为高度  $z$  的函数;(4)取 NW-SE 走向山脊,地形高度只是  $x$  的函数;(5)所有扰动物理量与  $y$  无关;(6)平均位温场  $\bar{\theta}$  是水平坐标  $y$  和高度  $z$  的函数;(7)忽略粘性和非绝热加热项;(8)  $\rho' = -\rho_0 \theta' / \theta_0$  (Boussinesq 近似),  $\rho_0, \theta_0$  为大气参考态的常值密度和位温,并取  $u = \bar{U} + u', v = v', w = w', p = \bar{P} + p', \rho = \bar{\rho} + \rho', \theta = \bar{\theta} + \theta'$  代入式(1)~(5),其中带“ $-$ ”为平均场的量,带“ $'$ ”为扰动量,经线性化处理后,可得满足以下方程组的平均场:

$$f\bar{U} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{P}}{\partial y} \quad (6)$$

$$\frac{d\bar{U}}{dz} \approx -\frac{g}{f\theta_0} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} \quad (7)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{P}}{\partial z} - g \quad (8)$$

$$N^2 = \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (9)$$

以及扰动方程组为:

$$\bar{U} \frac{\partial u'}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} + f v' - w' \frac{d\bar{U}}{dz} \quad (10)$$

$$\bar{U} \frac{\partial v'}{\partial x} + f u' = 0 \quad (11)$$

$$\bar{U} \frac{\partial w'}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} + \frac{g}{\theta_0} \theta' = 0 \quad (12)$$

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial w'}{\partial z} = 0 \quad (13)$$

$$\bar{U} \frac{\partial \theta'}{\partial x} = -v' \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} - w' \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (14)$$

再将扰动方程组(10)~(14)化为含  $w'$  单变量的偏微分方程\*, 可得:

$$\frac{\partial^2 w'}{\partial x^4} + \frac{\partial^2 w'}{\partial x^2 \partial z^2} + \left( \frac{N^2}{\bar{U}^2} - \frac{1}{\bar{U}} \frac{d^2 \bar{U}}{dz^2} \right) \frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{f^2}{\bar{U}^2} \frac{\partial^2 w'}{\partial z^2} - \frac{f^2}{\bar{U}^3} \frac{d\bar{U}}{dz} \frac{\partial w'}{\partial z} = 0 \quad (15)$$

其上、下边条件取为:

$$\begin{aligned} z = H, & \quad w' = 0 \\ z = h(x), & \quad w' = \bar{U} \frac{dh(x)}{dx} \end{aligned} \quad (16)$$

其中  $h(x)$  取钟型山脊, 即  $h(x) = h_t h_b^2 / [h_b^2 + (x - x_0)^2]$ ,  $h_t$  为山脊的最大高度,  $h_b$  为地形的半宽度尺度,  $x_0$  为山脊的  $x$  坐标。式(16)上边界条件表示用刚性平面来近似大气对流层顶。由式(15)和(16)可知扰动解  $w'$  与基本气流、基本气流的垂直切变、层结参数、柯氏参数以及山脊的高度、地形的宽度诸因子有关。

为了利用式(15), (16)求得  $w'$  的数值解, 先将偏微分方程(15)离散化写为差分方程, 令  $F_p = \frac{f^2}{\bar{U}^2}$ ,  $L_p = \frac{N^2}{\bar{U}^2}$ ,  $U_{1p} = -\frac{f^2}{\bar{U}^3} \frac{d\bar{U}}{dz}$ ,  $U_{2p} = -\frac{1}{\bar{U}} \frac{d^2 \bar{U}}{dz^2}$  得到,

$$\begin{aligned} & \frac{1}{\Delta x^2 \Delta z^2} w'(i-1, k-1) + \left( \frac{F_p}{\Delta z^2} - \frac{2}{\Delta x^2 \Delta z^2} - \frac{U_{1p}}{2\Delta z} \right) w'(i, k-1) + \\ & \frac{1}{\Delta x^2 \Delta z^2} w'(i+1, k-1) + \frac{1}{\Delta x^4} w'(i-2, k) + \\ & \left( -\frac{4.0}{\Delta x^4} + \frac{L_p + U_{2p}}{\Delta x^2} - \frac{2}{\Delta x^2 \Delta z^2} \right) w'(i-1, k) + \\ & \left( \frac{6.0}{\Delta x^4} - \frac{2F_p}{\Delta z^2} - \frac{2(L_p + U_{2p})}{\Delta x^2} + \frac{4}{\Delta x^2 \Delta z^2} \right) w'(i, k) + \\ & \left( -\frac{4.0}{\Delta x^4} + \frac{L_p + U_{2p}}{\Delta x^2} - \frac{2}{\Delta x^2 \Delta z^2} \right) w'(i+1, k) + \frac{1}{\Delta x^4} w'(i+2, k) + \\ & \frac{1}{\Delta x^2 \Delta z^2} w'(i-1, k+1) + \left( \frac{F_p}{\Delta z^2} - \frac{2}{\Delta x^2 \Delta z^2} + \frac{U_{1p}}{2\Delta z} \right) w'(i, k+1) + \\ & \frac{1}{\Delta x^2 \Delta z^2} w'(i+1, k+1) = 0 \end{aligned} \quad (17)$$

再将边界条件式(16)也作相应的离散化处理则可以得到关于  $w'$  的矩阵方程组, 进一步采用 Gauss 主元消去法直接求解即得离散化的  $w'$  场。在本文的计算中, 计算区域取  $x$ - $z$  平面上的长方形区域, 其中  $x$  方向取 1250 km, 水平格点数为  $M = 51$ , 格距为  $\Delta x = 25$  km,  $z$  方向取 10 km, 垂直格点数为  $K = 31$ , 格距为  $\Delta z = 0.333$  km。地球自转参数  $f$  取  $7.48 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$  (31°N 处), 地形参数取类似大别山区域地形的山脊高度  $h_t = 1$  km 和地形半宽度  $h_b = 75$  km, 山脊的  $x$  坐标  $x_0$  位于 625 km 处。

由方程(15)和(16)可知, 当地形参数(山脊高度、地形宽度)和纬度一定时, 扰动  $w'$  解主要取决于基本气流  $\bar{U}$  及其垂直分布和层结参数  $N$  的变化。为了使讨论更近于实际大气情况, 这里不妨假设基本气流  $\bar{U}$  取如式(18)的垂直廓线(参见图 5)分布, 其中大气低层的风廓线类似于实际的低空急流风速廓线分布, 以探讨不同的大气层结参数对地形扰动

\* 注: 这里参照了文献[15]的方程组和推导方法, 并取  $N^2$  为常数。

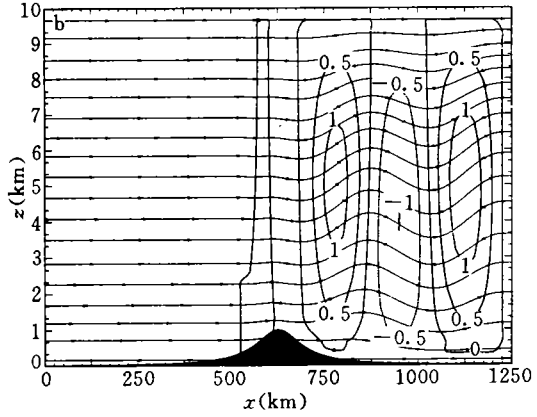
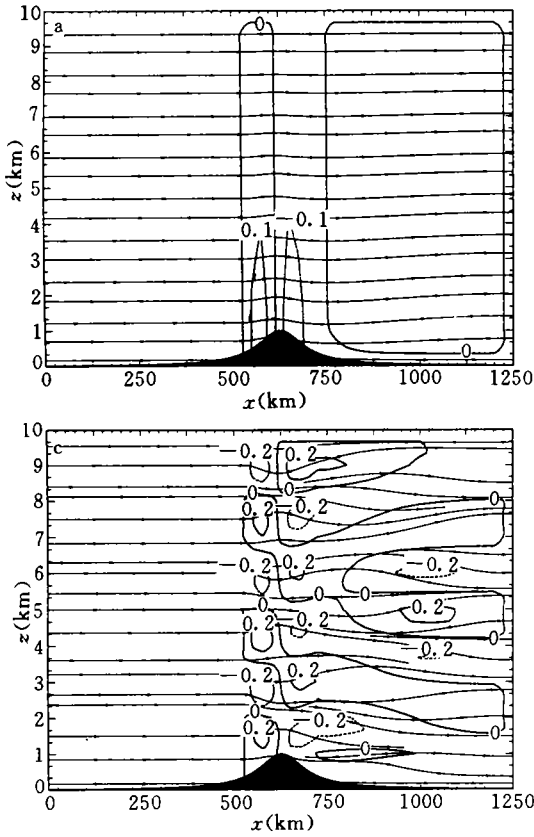


图 2 不同层结参数下的扰动垂直速度  $w'$  与流线分布情况

(箭头表示流线方向,等值线表示  $w'$  的分布,实线表示上升区,虚线表示下沉区,黑色区域表示地形。

a.  $N = 1.0 \times 10^{-4} s^{-1}$ , 等值线间隔为 0.1 m/s;

b.  $N = 6.2 \times 10^{-3} s^{-1}$ , 等值线间隔为 0.5 m/s;

c.  $N = 4.0 \times 10^{-2} s^{-1}$ , 等值线间隔为 0.2 m/s。

图中在绘制流线时,对垂直速度扰动  $w'$  均作了不同程度的放大)

的影响。图 2a,b,c 分别是  $N$  取 3 个不同量级

的特征值时扰动数值解的情况(图中假设了在地形的上风方没有扰动存在)。第 1 种情况当取  $N = 1.0 \times 10^{-4} s^{-1}$  即大气层结稳定度较小时,在地形的迎风坡基本气流由于受地形强迫抬升而产生上升的扰动气流,与之对应,在地形的背风坡有下沉的扰动气流出现,扰动垂直速度  $w'$  的正、负极值中心出现在大气底层的地形上方,量级为  $\pm 10^{-1} m/s$ ,且扰动强度随高度向上递减,流线接近平直且关于地形对称;第 2 种情况当取  $N = 6.2 \times 10^{-3} s^{-1}$  即层结参数较第 1 种情况增大一个量级时,与第 1 种情况类似的是在地形的迎风坡和背风坡分别有强迫上升扰动和下沉扰动存在,但同时在地形的背风面下游开始出现一系列波动,其水平波长约为 275 km,跟空间尺度  $\bar{U}_0/f$  接近,该类波动在大气对流圈中层约 5 km 处)最明显,最大  $w'$  扰动的量级为  $10^0 m/s$ ,并向对流层上层和下层减弱;第 3 种情况当取  $N = 4.0 \times 10^{-2} s^{-1}$  即层结参数较第 2 情况再增大一个量级时,扰动状态变得较为复杂,即在水平与垂直方向上均有波系存在,最大  $w'$  扰动量级为  $10^{-1} m/s$ 。由此可见,不同的层结稳定度,相应有不同的扰动模态。并且在这种简单模型下,通过数值计算得出在大别山这样的中尺度地形背风面可以产生一种扰动强度较大、具有深厚上升与下沉运动支、水平尺度在百公里量级的相当正压地形波。

$$\begin{aligned} \bar{U}(k) &= \bar{U}_0 \sqrt{1.0 - \left( \frac{(k-1) \times \Delta z - 5 \times \Delta z}{5 \times \Delta z} \right)^2} & 1 \leq k \leq 6 \\ \bar{U}(k) &= \bar{U}_0 & 7 \leq k \leq 31 \end{aligned} \quad (18)$$

$$\bar{U}_0 = 20.0 \text{ m/s}$$

当  $\bar{U}$  取如(18)的垂直风速廓线分布时,上述3种层结参数  $N$  下过山气流的扰动情况可分别认为是简单扰动、相当正压波动和多模态斜压波动(这里的模态系指地形上方垂直方向出现的波数)。如果确定  $N$  值,适当改变基本气流  $\bar{U}$  廓线式(18)中的  $\bar{U}_0$  值也可得到类似结果。这表明  $w'$  解的性质主要依赖于参数或比值  $N/\bar{U}_0$ , 给定流体特征厚度  $H$  后参数  $N/\bar{U}_0$  与 Froude 数即  $F_r = \bar{U}_0^2/NH$  有一定的关系。表1给出了取地形参数(山脊高度、地形宽度)和纬度一定时,扰动模态及最大扰动垂直速度  $w'$  的量级随层结参数  $N$  与基本气流  $\bar{U}$  廓线式(18)中  $\bar{U}_0$  的比值即  $N/\bar{U}_0$  变化的数值计算结果。

由表1可见,当地形参数(山脊高度、地形宽度)和纬度一定时,当基本气流  $\bar{U}$  廓线式(18)中  $\bar{U}_0$  与层结参数  $N$  的比值在  $3 \times 10^3 \sim 4 \times 10^3$  时,可以在地形的背风面出现相当正压波动,其波长近于  $\bar{U}_0/f$ , 但计算同时表明若  $\bar{U}_0$  较小即基流较弱时,将只能产生简单扰动模态。此外,当改变山脊高度  $h_s$  时,随着  $h_s$  的增大或减小,该种相当正压扰动的强度也发生相应的增大或减小。

表1 扰动模态及最大扰动垂直速度  $w'$  的量级随  $N/\bar{U}_0$  ( $N > 0$ ) 的变化:

$N/\bar{U}_0$ 的大小 ( $\text{m}^{-1}$ )	$2.5 \times 10^{-4}$ 以下	$2.5 \times 10^3 \sim 3.5 \times 10^{-4}$	$3.5 \times 10^{-4}$ 以上
扰动模态	简单扰动	相当正压波动, 波长等于 $\bar{U}_0/f$	多模态斜压波动
最大 $w'$ 量级 ( $\text{ms}^{-1}$ )	$10^{-1}$	$10^0$	$10^{-1}$

根据以上的计算分析,笔者认为应注意以下几点:

(1)对于大别山这类的中尺度区域地形而言,当过山气流  $\bar{U}$  取  $10^1 \text{ m/s}$  量级,层结参数  $N$  取  $10^{-3} \text{ s}^{-1}$  量级,其比值  $\bar{U}/N$  约为  $3 \times 10^3 \sim 4 \times 10^3$  时可出现一种相当正压的地形背风波,其波长近于  $\bar{U}/f$  ( $f$  为地球自转参数)。有趣的是,这与赵瑞星等<sup>[10]</sup>得到的华东梅雨区湿大气层结参数  $N_{se}$  的典型值  $2.77 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  在量级上非常接近,再加上梅雨期间深厚而有利的西南气流条件,在大别山背风面出现定常的相当正压波动是完全可能的,但同时需要指出背风波动的强度一般是向下游迅速减小的,但文中的计算结果即图2b中并未表现出这种趋势,这可能是由于在本模式中未计入大气粘性应力及热力扩散项造成的。进一步的计算分析表明,若在方程组(10)~(14)中部分地计入粘性应力可以使得理论计算的背风波强度呈现向下游逐渐减小的趋势(具体的计算结果略)。

(2)在我们的计算中采用了线性化小扰动假设,即没有考虑波与波之间的非线性相互作用。过去在研究大地形对西风带常定扰动的问题时,朱抱真<sup>[5]</sup>和巢纪平<sup>[6]</sup>就分别采用了对青藏高原大地形的线性化小扰动方法和有限振幅扰动动力学方法进行数值计算,两者的结果并未有本质的不同。王兴宝等<sup>[16]</sup>在对地形激发斜压扰动问题的讨论中分别应用了准地转线性模式和半地转模式进行计算,也发现从扰动的结构看,半地转的非线性结果与准地转的线性结果相比并没有本质的不同。另外文献[15]在未考虑地球自转作用的情况

下使用了二维有限振幅扰动方法,所得到的结果为:在过山的基本气流一定的情况下,随着层结稳定度  $N(N > 0)$  的增大,相应的 Froude 数 ( $F_r = U^2/NH$ ,  $H$  为大气的垂直特征厚度)减小时,受扰气流的形态也经历了与图 2 所示的相类似变化,这些均表明线性化模式结果可以反映出地形扰动问题的实质,因而仍然是十分有效的数学工具。

(3)巢纪平<sup>[6]</sup>曾经指也大、小地形对于越山气流在垂直方向上的影响是截然不同的,小地形在垂直方向上一般可以产生波系,而决定这两种地形的不同影响的主要因子是地形的尺度和地球的自转,当地形尺度大时,地球的自转起着重要的作用,在这种情况下可以得到扰动向上递减的解答,当地形的尺度小时,地球自转比较不重要,这时扰动的垂直方向上可以产生波系,亦即扰动的强度可以向上增加。文中的计算结果还表明,对于中尺度地形而言,若过山的基本气流一定,伴随层结稳定度  $N(N > 0)$  的增大,扰动在垂直方向上产生的波系也越多,因此其扰动形态更接近于一般的小尺度地形扰动,但我们的数值结果同时表明地球的自转作用对于在中尺度地形背风面产生波动有重要影响。

### 3 中尺度地形背风波作用的实际应用

既然已经得到在一定的条件下类似大别山的中尺度区域地形的背风面可以发生一种常定的相当正压波动,那么其在实际大气中是否确实存在以及如何影响其它天气系统的发生发展仍然是值得关注的问题,下面将通过实际个例进行分析研究。

由于受 1991 年 7 月 4~7 日的一次 850 hPa 低涡-切变线系统发展和东移的影响,江淮流域发生了特大暴雨,其中 12h 累计降水(7 月 6 日 08~20 时)中心位于皖东五河和苏北阜宁分别达 206 mm 和 156 mm。研究表明 850 hPa 低涡的发展与降水增幅之间有密切的相关性<sup>[17]</sup>,但是暴雨的产生不仅与低涡相联系,更由于低涡内降水分布还呈现波列特性(图略),所以也与低涡区中更次一级的中尺度系统有关。为了能够揭示出暴雨过程中一些中尺度系统活动的特征,将收集到的较稠密的 7 月 6 日苏、皖两省境内共 137 个地面测站(平均站距约 50 km)逐时的降水资料进行处理,即绘出逐时的雨量等值线,以便分析中- $\beta$  尺度暴雨雨团(降水量  $\geq 10$  mm/h)发展和移动的轨迹<sup>[18]</sup>。

在 10~11 时的雨量等值线图上(图 3a)可以看到在 33°N 附近有一个中- $\beta$  尺度暴雨

雨团 A 在活动,其雨量轴线与纬向近乎平行位于安徽的阜阳—寿县一线,中心在阜阳,雨量为 27.3 mm/h;至 11~12 时(图 3b),A 雨团东移到阜阳—淮南—肥东一线,中心在淮南,雨量达 32.0 mm/h;通过对比图 3a, b 可以发现 A 雨团在 11~12 时有两个比较

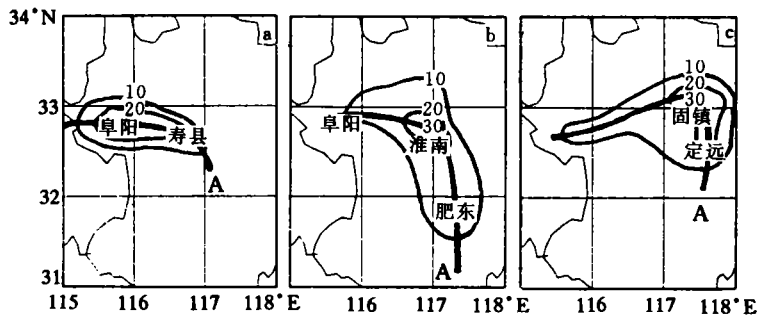


图 3 实测 1h 雨量分布

(a. 10~11 时; b. 11~12 时; c. 12~13 时。

等值线为间隔 10 mm, A 表示雨团标号,粗实线为雨团轴线)

明显的变化,一是雨团的雨量轴线的东段从原先近于纬向顺时针转变为近于经向平行,其中雨团东段的经向度明显加大,由 $32.5^{\circ}\text{N}$ 一直伸展至 $31.5^{\circ}\text{N}$ 附近;二是暴雨发生增幅,A雨团的中心降水量增加了 $4.7\text{ mm/h}$ 。在以后的 $12\sim 13$ 时,A雨团继续向东北方向移动至固镇—定远一线,中心位于固镇,雨量为 $30.0\text{ mm/h}$ ;至此一次暴雨的增幅过程结束。

为了说明暴雨雨团的增幅与以上第2部分数值计算的大别山区域地形背风波的关系,有必要先考虑本个例中当时的过山气流与大气层结条件,由于缺乏 $11,12$ 时实际大尺度探空观测资料,故只能用 $08$ 时的情况来说明。图4是7月6日 $08$ 时沿 $850\text{ hPa}$ 低空急流轴线垂直剖面上的假相当位温和风场分布,可以看到从南宁站到汉口站 $850\sim 400\text{ hPa}$ 均为一致的深厚西南气流,其中位于 $850\text{ hPa}$ 低空急流中心的汉口(风速达 $36\text{ m/s}$ ), $850\sim 400\text{ hPa}$ 平均风速也在 $20\text{ m/s}$ 以上,故基本气流条件与第2部分中进行数值计算时所取的过山气流风速廓线式(18)是接近的。当时的暴雨中心阜阳位于 $850\text{ hPa}$ 西南风和东风的暖式切变线处。假相当位温的3个最小值分别位于南宁站 $700\text{ hPa}$ 上空、长沙站 $850\text{ hPa}$ 上空和徐州站 $700\text{ hPa}$ 上空,表明这些站的大气低层层结是最不稳定的。而从位于大风中心的汉口到位于暴雨区的阜阳,由于强对流上升混合,等 $\theta_{se}$ 线几乎与地面垂直,因此由地面至大气上层,层结是弱稳定的。表2给出了7月6日 $08$ 时阜阳单站的湿层结稳定度 $N_{se}$ 随高度的变化情况。表明在 $08$ 时,位于大别山背风面下游的阜阳除了地面 $\sim 850\text{ hPa}$ , $400\sim 300\text{ hPa}$ 两气层出现了弱的层结不稳定,其它气层内的 $N_{se}$ 值的量级均为 $10^{-3}\text{ s}^{-1}$ ,与文中第2部分中所讨论的出现相当正压的背风波扰动的层结稳定度 $N$ 值的量级较符合。由此,可利用大别山背风波扰动气流分布的数值结果(图2b)来解释图3b中A雨团的强度增幅。为了使分析更直观,把数值计算的垂直

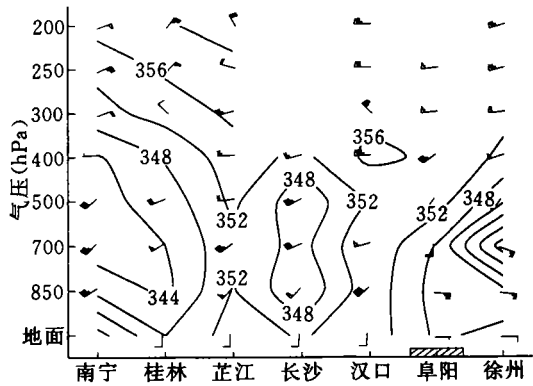


图4 7月6日 $08$ 时沿低空急流轴线垂直剖面的假相当位温 $\theta_{se}$ 和风场分布(实线为 $\theta_{se}$ 等值线,间隔 $4^{\circ}\text{C}$ 。)

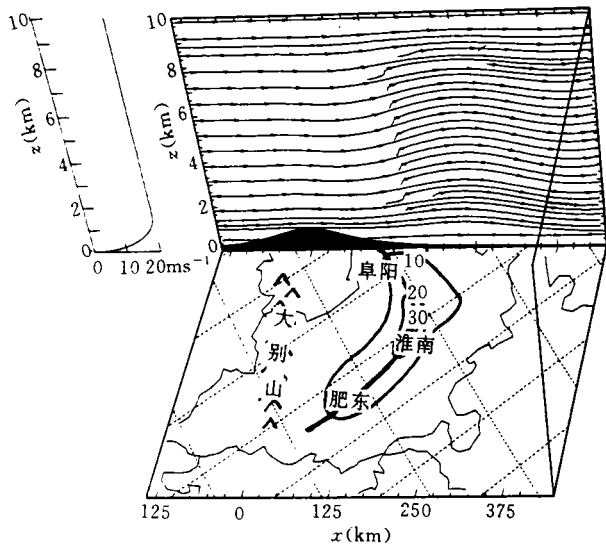


图5 数值计算结果图2b与实际观测图3b的叠加(图中左上方为理论计算所取的水平基本气流的垂直分布廓线)

数值计算结果(图2b)来解释图3b中A雨团的强度增幅。为了使分析更直观,把数值计算的垂直



剖面图(图 2b)和实例的水平分布图(图 3b)重叠在一起(图 5)。由图 5 可见,在 1991 年 7 月 6 日江淮特大暴雨过程中,暴雨区随 850 hPa 低涡一齐东移,当暴雨区中的中- $\beta$  尺度雨团 A 在 11~12 时移到大别山 SW 气流背风波扰动区即距大别山约 175 km 处,因受到背风波扰动上升作用,雨团 A 的强度得到增幅。

表 2 7 月 6 日 08 时阜阳站的湿层结稳定度 ( $N_{se}$ ) 随高度的变化

气层(hPa)	地面~850	850~700	700~500	500~400	400~300	300~250
$N_{se}(s^{-1})$	弱不稳定	$4.9 \times 10^{-3}$	$8.1 \times 10^{-3}$	$6.1 \times 10^{-3}$	弱不稳定	$1.5 \times 10^{-3}$

综上所述,在 1991 年 7 月 6 日的江淮特大暴雨过程中,伴随低涡一齐移动,其东南部暴雨区还呈现更次一级的波列状特征,当该移动性波列状暴雨区移至大别山定常背风波的适当位置(即波动的上升运动支)时,波列状暴雨区将会得到增幅。

#### 4 小 结

文中探讨了中尺度地形背风驻波及其对天气系统发生发展的影响问题,通过选取位于长江中下游河谷附近的大别山区域地形为研究对象,得到了一些有意义的结果:

(1)运用动力学线性化小扰动方法建立了一个含类似大别山地形作用的简化数学模型,指出中尺度地形扰动主要受基本气流、层结稳定度、柯氏参数以及山脊的高度、地形的宽度等诸因子的影响。同时运用该模型进行了数值计算,计算表明当过山气流  $\bar{U}$  取  $10^1$  m/s 量级,层结参数  $N$  取  $10^{-3}s^{-1}$  量级,其比值  $\bar{U}/N$  约为  $3 \times 10^3 \sim 4 \times 10^3$  时可出现一种相当正压的地形背风波,其波长近于  $\bar{U}/f$  ( $f$  为柯氏参数),其最大垂直速度扰动  $w'$  位于大气中层,量级可达  $10^0$  m/s。

(2)在各种尺度地形背风驻波问题的研究中,一定强度的过山气流是前提条件。每年的梅雨季节,江淮流域以南盛行西南季风,且常伴有低空急流,最大风速常在 20 m/s 上下,因此气流翻越呈 WNW-ESE 走向的大别山的效应非常显著,并且以往的研究也指出<sup>[10,20]</sup>,低空急流大风中心附近通常层结为接近中性,  $N$  的量级也在  $10^{-3}s^{-1}$ ,因此在大别山的背风面存在一个常定的波扰动,当有移动性的暴雨区移至大别山定常背风波的适当位置(即波动的上升运动支)时,暴雨会得到增幅。这已由本文的个例研究得到证明。同时这也从一定意义上解释了位于大别山区的背风面多雷暴、暴雨的气候统计事实。

最后应当指出由于受到缺乏中尺度加密观测资料的限制,文中的结论只是初步的,数学模型的进一步改进、个例研究的丰富等工作将是今后要努力的方向。

致谢:本文承南京气象学院寿绍文教授提供了宝贵的中尺度观测资料,在此深表谢意。

#### 参考文献

- 1 叶笃正.小地形对于气流的影响.气象学报.1956.26(3):243~262
- 2 Smith R B. Mesoscale mountain meteorology in the Alps. Scientific Results of the Alpine Experiment (ALPEX). GARP Publication Series No. 27. WMO/TD No. 108
- 3 陶诗言等.中国之暴雨.北京:科学出版社.1980.13~23
- 4 朱抱真.大尺度热源、热汇和地形对西风带的常定扰动(一).气象学报.1957.28(2):122~139

- 5 朱抱真. 大尺度热源、热汇和地形对西风带的常定扰动(二). 气象学报, 1957, 28(3): 198~221
- 6 巢纪平. 斜压西风带中大地形有限扰动的动力学. 气象学报, 1957, 28(4): 303~313
- 7 杜俊. 中国东部入海气旋突发性发展的数值试验: [学位论文]. 南京: 南京大学大气科学系, 1988
- 8 杨国祥, 何齐强, 陆汉城. 中尺度气象学. 北京: 气象出版社, 1991. 144~154
- 9 Queney P. The problem of air flow over mountains: A summary of theoretical studies. Bull Amer Meteor Soc, 1948, 29: 16-26
- 10 赵瑞星, 翟宇梅. 地形对对称不稳定的影响. 大气科学文集, 北京: 科学出版社, 1990. 112~121
- 11 吴池胜. 地形对重力惯性波发展的影响. 大气科学, 1994, 18(1): 81~88
- 12 杨国祥. 华东对流天气的分析预报. 北京: 气象出版社, 1989. 8~18
- 13 张可苏. 大气动力学模式的比较研究. 中国科学, 1988, 22(3): 277~287
- 14 沈新勇. 对称不稳定与波一流相互作用理论研究: [学位论文]. 北京: 北京大学地球物理系, 1994
- 15 伍荣生, 党人庆, 余志豪等. 动力气象学. 上海: 上海科学技术出版社, 1983. 274~285
- 16 王兴宝, 张维桓. 地形激发斜压波动的数值研究. 热带气象学报, 1995, 11(2): 150~161
- 17 朱民, 陆汉城, 余志豪. 梅雨锋  $\alpha$  中尺度气旋发展中的正反反馈机制. 大气科学, 1998, 22(5): 763~770
- 18 余志豪, 陆汉城. 梅雨锋暴雨的中尺度带和雨锋团. 中国科学 B 辑, 1988, 9: 1002~1010
- 19 李麦村. 重力波对特大暴雨的触发作用. 大气科学, 1978, 2(3): 201~209
- 20 赵淑凤, 陆汉城, 唐奎高等. 致洪暴雨时伴随低空急流的中尺度扰动的分析. 空军气象学院学报, 1993, 14(3): 31~37

## THE EFFECT OF MESO-SCALE LEE WAVE AND ITS APPLICATION

Zhu Min Yu Zhihao Lu Hancheng

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

### Abstract

In this paper, the influence of meso-scale stationary lee wave on the genesis and development of synoptic system is discussed. A simplified mathematical model including the role of Dabieshan is established for numerical calculation, the result indicates: when basic flow  $\bar{U}$  equals to  $10^1$  m/s, stratification parameter  $N$  equals to  $10^{-3}\text{s}^{-1}$  and the ratio of  $\bar{U}$  to  $N$  approximates  $3 \times 10^3 \sim 4 \times 10^3$ , a kind of equivalent-barotropic lee wave could appear, its wavelength approximates  $\bar{U}/f$  ( $f$  is Coriolis parameter  $\sim 10^{-4}\text{s}^{-1}$ ). Then a practical case of heavy rain is analysed by using above conclusion to point out during Jianghuai meiyu period, when migrating rainstorm moves to certain position of Dabieshan's stationary lee wave, the precipitation could intensify.

**Key words:** Meso-scale lee wave, Equivalent barotropy, Rainstorm, Intensification.