

# 有地形存在时对流云发展的数值模拟研究\*

谷国军 王昂生 许焕斌\*\*

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

## 提 要

本文通过应用地形转换坐标, 建立了一个能够模拟复杂地形上对流云发展的二维非静力的弹性模式, 并对以下几个方面进行了模拟实验:

首先对初始环境场的调整适应过程进行了模拟研究, 得到: 在有对流云发展的情况下, 只要调整适应时间大于一个浮力振荡周期(即  $2\pi/N$ ), 则此时间尺度的大小只对对流云的发展强度产生影响, 而对其发展的趋势影响不大。然后我们对下述过程进行了模拟: ①地形抬升对积云的触发作用; ②上坡环流对已发展对流云的加强; ③下坡环流对已发展对流云的减弱。

模拟结果表明, 模式是稳定的、可靠的。上述模拟研究为我们今后深入开展强对流云数值模拟工作打下了基础。

关键词: 地形坐标, 对流云, 数值模拟。

## 1 引 言

近年来, 随着计算机能力的提高和数值技术的发展, 对流云的数值模拟工作得到了很大的发展, 国内外建立了许多对流云模式(包括二维的、三维的以及弹性的和滞弹性的), 但是大多数模式都将下垫面处理为均匀, 忽略了各种不同的地形条件对积云发展的影响(包括热力的和动力的影响)。为此, 我们以许焕斌等建立的三维云尺度模式<sup>(1)</sup>为基础建立了一个带地形处理的二维弹性对流云模式。

模式中地形的处理一般有两种方法: 第一种方法是在直角坐标系中, 将地形作为下边界条件进行处理<sup>(2)</sup>。第二种方法是对控制方程进行坐标变换, 将不规则的、复杂的区域变换成直角区域。但变换方法有许多种, 我们采用 Sigma-z 变换方法, 在中小尺度动力学模拟中, 这种方法比较常见, Gal-Chen 和 Sommerville 曾经证明过这种方法的可行性<sup>(3,4)</sup>。

应用中小尺度数值模式模拟地形上的气象系统及成因, 过去主要局限于模拟干的过程和系统, 如背风波、山波、下坡风暴及各种地形环流等<sup>(5,7)</sup>, 而对复杂地形条件下积云的

\* 1991 年 6 月 29 日收到原稿, 1992 年 3 月 5 日收到最后修改稿。该文得到 LASG 资助。

\*\* 现在地址: 北京应用气象研究所。

发展,研究得比较少。因此,我们通过建立的数值模式,对这方面的问题作些初步工作。

## 2 模式介绍

### 2.1 地形坐标以及各种微商转换关系

非正交的地形坐标系:

$$\bar{x} = x, \bar{z} = H(z - z_s(x))/(H - z_s(x))$$

其中H是积分区域的高度, $z_s(x)$ 是地形变化函数,它的一阶导数连续。

坐标转换需要用到的关系为:

$$G = \frac{\partial \bar{z}}{\partial x} = \frac{H}{H - z_s(x)} \cdot \left[ \frac{\bar{z}}{H} - 1 \right] \cdot \frac{dz_s(x)}{dx}$$

$$Gz = \frac{\partial \bar{z}}{\partial z} = \frac{H}{H - z_s(x)}$$

在由 $(x, z)$ 坐标系转换成 $(\bar{x}, \bar{z})$ 的过程中,各种微商的转换表达式如下:

$$\left( \frac{\partial}{\partial x} \right)_z = \left( \frac{\partial}{\partial \bar{x}} \right)_{\bar{z}} + \frac{\partial \bar{z}}{\partial x} \cdot \frac{\partial}{\partial \bar{z}} = \left( \frac{\partial}{\partial \bar{x}} \right)_{\bar{z}} + G \cdot \frac{\partial}{\partial \bar{z}},$$

$$\left( \frac{\partial}{\partial z} \right)_x = \frac{\partial \bar{z}}{\partial z} \cdot \frac{\partial}{\partial \bar{z}} = Gz \cdot \frac{\partial}{\partial \bar{z}},$$

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} \right)_x = \left( \frac{\partial}{\partial t} \right)_{\bar{z}} + \frac{\partial \bar{z}}{\partial t} \cdot \frac{\partial}{\partial \bar{z}} = \left( \frac{\partial}{\partial t} \right)_{\bar{z}}$$

### 2.2 基本方程组在地形坐标系 $(x, \bar{z})$ 中的表达形式<sup>(1,3,4,8,9,10)</sup>

#### 2.2.1 动力学预报方程:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial u}{\partial \bar{z}} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P'}{\partial x} - \frac{1}{\rho} G \frac{\partial P'}{\partial \bar{z}} + D_u$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial w}{\partial \bar{z}} = -\frac{1}{\rho} Gz \frac{\partial p'}{\partial \bar{z}} + \left[ \frac{T'_v}{T_0} - \frac{P'}{P_0} - q_l \right] g + D_w$$

$$\frac{\partial p'}{\partial t} + u \frac{\partial p'}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial p'}{\partial \bar{z}} + P_0 \left[ \frac{\partial u}{\partial x} + G \frac{\partial u}{\partial \bar{z}} + Gz \frac{\partial w}{\partial \bar{z}} \right]$$

$$+ wGz \frac{\partial P_0}{\partial \bar{z}} = \frac{P_0}{T_0} \left[ \frac{\partial T_v}{\partial t} + u \frac{\partial T_v}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial T_v}{\partial \bar{z}} \right] D_p$$

#### 2.2.2 热力学预报方程:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial T}{\partial \bar{z}} = \frac{1}{\rho_0 c_p} \left[ \frac{\partial p'}{\partial t} + u \frac{\partial p'}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial p'}{\partial \bar{z}} \right] - r_d w + \frac{L_v C}{c_p} + D_T$$

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} + u \frac{\partial q_v}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial q_v}{\partial \bar{z}} = -C_1 + C_2 + P_3 + D_{q_v}$$

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} + u \frac{\partial q_c}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial q_c}{\partial \bar{z}} = C_1 - C_2 - P_1 - P_2 + D_{q_c}$$

$$\frac{\partial q_r}{\partial t} + u \frac{\partial q_r}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial q_r}{\partial \bar{z}} = P_1 + P_2 - P_3 + \frac{1}{\rho} Gz \frac{\partial}{\partial \bar{z}} (\bar{\rho} v_T q_r) + D_{q_r}$$

$$\bar{w} = u \cdot G + w \cdot Gz$$

其中 $u, v, w$ 为风速的三个分量, $P'$ 为扰动气压, $P_0, \rho_0, T_0$ 为基本状态下的气压、密度、温度,它们满足静力平衡关系: $\partial P_0 / \partial z = -\rho_0 g$ , $q_l$ 为凝结总量: $q_l = q_c + q_r$ , $C_1, C_2, P_1,$

$P_2, P_3$  为各类微物理转换项,  $v_T$  为水滴的下降末速, 各方程中的  $D$  项表示次网格的湍流混合。

2.3 微物理参数化方案<sup>[11]</sup>

我们仅考虑暖云过程,  $C_1$  表示水汽的凝结率,  $C_2$  表示云水的蒸发率,  $P_1$  表示云水到雨水的自动转换率,  $P_2$  表示云水到雨水的碰并转换率,  $P_3$  表示雨水的蒸发率。  $C_1, C_2$  按照平衡法(即牛顿迭代)算出,  $P_1, P_2$  按 Kessler 的暖云参数化方案给出,  $P_3$  类似于 Ogura 和 Takshashi 给出的雨水蒸发公式。

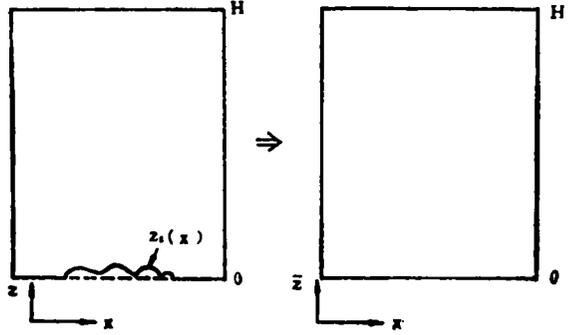


图 1 由  $(x, Z)$  转换为  $(\bar{x}, \bar{Z})$  的图示

$$P_1 = k_1(q_c - a), \quad P_2 = k_2 q_c q_r^{0.875}$$

$$P_3 = \frac{1}{\rho} \frac{(1 - q_v/q_w)C(\rho q_r)^{0.525}}{5.4 \times 10^5 + 2.55 \times 10^6/(\bar{P}q_{vs})}, \quad C = 1.6 + 124.9(\bar{\rho}q_r)^{0.2046}$$

$$k_1 = 0.001s^{-1}, \quad a = 0.001g/g, \quad k_2 = 2.2s^{-1}$$

$$v_T = 3634(\bar{\rho}q_r)^{0.1346} \left(\frac{\bar{\rho}}{\rho_0}\right)^{-1/2}$$

$\bar{P}$  的单位为 hPa, 其余全为 cm. g. s 制单位。

2.4 次网格湍流参数化:<sup>[8,9,11]</sup>

$$D_u = \frac{\partial}{\partial x}(k_M A) + G \frac{\partial}{\partial z}(k_M A) + Gz \frac{\partial}{\partial z}(k_M B)$$

$$D_w = \frac{\partial}{\partial x}(k_M B) + G \frac{\partial}{\partial z}(k_M B) - Gz \frac{\partial}{\partial z}(k_M A)$$

$$A = \frac{\partial u}{\partial x} + G \frac{\partial u}{\partial z} - Gz \frac{\partial w}{\partial z}, B = Gz \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} + G \frac{\partial w}{\partial z}$$

$$D_\varphi = \frac{\partial}{\partial x} \left[ k_H \left( \frac{\partial \varphi}{\partial x} + G \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) \right] + G \frac{\partial}{\partial z} \left[ k_H \left( \frac{\partial \varphi}{\partial x} + G \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) \right] + Gz \frac{\partial}{\partial z} \left[ k_H \cdot Gz \cdot \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right]$$

$$\varphi = T, q_v, q_c, q_r, \quad k_M = k^2 \Delta x \Delta z \text{Def}[\max(0, 1 - 3Ri)]^{1/2}$$

$$k = 0.21, \quad \text{Def}^2 = A^2 + B^2, \quad k_H = 3k_M$$

$$Ri = \left[ -\frac{\partial T'_v}{\partial z} / T_{v0} + \frac{\partial P'}{\partial z} / P_0 + \frac{\partial q_l}{\partial z} \right] \cdot g \cdot Gz / \text{Def}^2$$

2.5 数值计算简介<sup>[1,8,11]</sup>

网格结构见图 2。

由于我们所用的动力学方程没有滤去声波, 因此限制了积分的时间步长, 我们采用分离时间积分法, 即对动力学方程采用较小的时间步长积分, 而对热力学方程采用较大的时间步长积分, 本文中所用的大小时间步长为 10s, 1s。

$u, w, P'$  等量的积分采用时间前差, 热力学各量采用时间中央差即跳蛙格式, 各变量

的空间差分为四阶中央差,各项至少到二阶精度。

边界条件:

①侧边界:  $u, w$  等变量采用悬浮边界,热力学变量一律采用等水平通量,即  $x = 0, L_x, \frac{\partial}{\partial x} = 0, L_x$  为水平边界的范围。

②上、下边界:

$$\bar{z} = 0, \quad \bar{w} = 0, \quad w = u \frac{dz_s(x)}{dx}, \quad \frac{\partial \bar{\rho} u}{\partial z} = 0;$$

$$\bar{z} = H, \quad \bar{w} = w = 0, \quad \frac{\partial \bar{\rho} u}{\partial z} = 0.$$

为了区除地形激发的非线性波在上边界处的反射,我们在最上面五层建立了一个吸收层,即逐渐增大这五层的湍流交换系数。

为了消除跳蛙格式引起的奇偶次积分值的离散,我们采用了如下平滑方案:

$$\varphi_i^{t+\Delta} = \varphi_i^{t-\Delta} + 2\Delta t \cdot F_i^t, \quad \varphi_i^t = \varphi_i^t + 0.1(\varphi_i^{t+\Delta} - 2\varphi_i^t + \varphi_i^{t-\Delta})$$

带“\*”的量为未平滑量。

另外为了抑制非线性不稳定增长,在每个预报方程中引入一个四阶衰减项和一个二阶项,

$$-r_1[\varphi_{i+2} + \varphi_{i-2} - 4(\varphi_{i+1} + \varphi_{i-1}) + 6\varphi_i] + r_2(\varphi_{i+1} + \varphi_{i-1} - 2\varphi_i),$$

$i$  表示水平方向,  $k$  表示垂直方向。

$$r_1 \text{ 取 } 0.005, r_2 \text{ 取 } 0.01.$$

### 3 模式实验及分析

我们所选择的计算区域为  $60 \times 30$ , 水平和垂直格距分别为  $1\text{km}, 0.5\text{km}$ 。

首先将对初始场建立所需时间长短进行模拟分析,然后将地形对对流云发展的影响进行初步模拟,它包括:地形抬升所触发的对流云,其发展强度与地形高度和宽度的关系;地形抬升和下坡地形对发展着的积云的影响。

#### 3.1 初始适应时间的选择

对于考虑地形影响的有限区域的中小尺度模式,初始环境场的建立是一个必须考虑的问题。由于地形存在所造成的水平不均匀性,在初始环境场的建立过程中会产生许多高频瞬变波,因此需要一个适应过程,以消除或削弱这些噪音。

一般有两种办法来进行初始适应,第一种是所谓的“次临界 Froude 数初始法”,又称“地壳运动法”,它是将地形高度在一段给定的时间里慢慢增加到实际地形的高度,这种方法最先由 Deaven 提出并应用<sup>[12]</sup>。第二种是所谓的“超临界 Froude 数初始法”,它是在一段给定的时间里逐渐增大环境流场的风速,直到它的实际值。

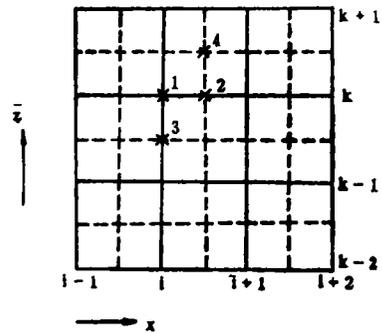


图2 交错网格结构

1. 热力学变量 ( $T, q_v, q_c, q_R$ ) 的位置;
  2. 水平风速的位置  $u(i, k)$ ;
  3. 垂直风速的位置  $w(i, k), \bar{w}(i, k)$ ;
  4.  $k_M$  的位置;
- 另外  $i$  处也计算  $k_M$ 。

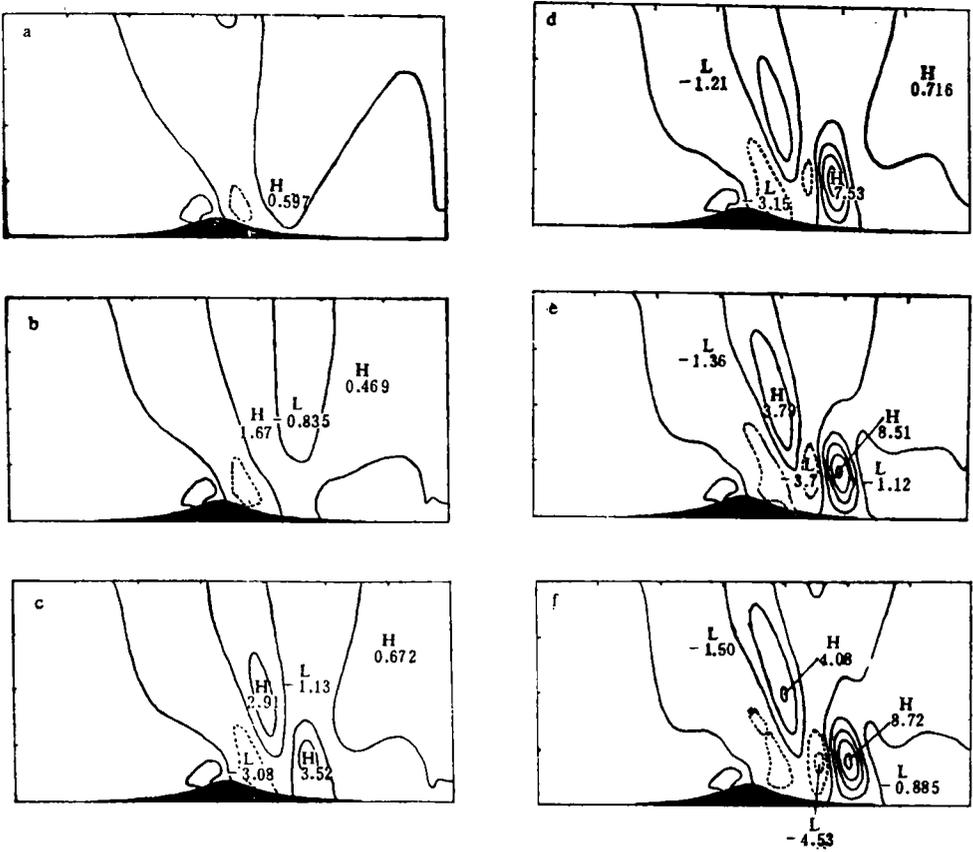


图3 经过6种不同的调整时间调整后五分钟时的垂直速度分布

(a,b,c,d,e,f 依次代表调整时间为0,5,10,15,20,25min,

虚线为负值区,实线为正值区,第一根实线表示零线,间隔为2.0m/s)

我们选择第二种方法,很明显,适应时间的长短对系统的发展是有影响的,所以这一时间长度的选择比较重要。Durrant 和 Klemp 曾经取适应过程的时间为  $4a/\bar{u}$ <sup>(7,8)</sup>, 其中  $a$  是山的半宽度,  $\bar{u}$  是垂直于山脊的上游流场速度; Peltier 和 Clark 取适应时间为大于  $2\pi/N$ <sup>(6)</sup>,  $N$  为浮力频率。他们以此值为阈值, 对其进行数值试验, 发现当适应时间  $t \gg 2\pi/N$  时, 高频噪音全部被消去, 而当  $t < 2\pi/N$  时, 存在着许多高频噪音, 它们的强度与该产生的系统的强度相当, 这说明了适应时间一般应大于  $2\pi/N$ , 即一个浮力振荡周期。

但是上面所谈到的两种适应时间阈值是模拟地形引起的各种波动情况时得到并应用的, 此时的温度层结是稳定的, 并没有湿对流参加。在对流云模拟中, 由于温度层结是潜不稳定型, 因此结论会有所不同。

我们选择六种情况进行比较, 它们的温度、湿度的分布全部相同, 地形也一样。地面(即山底)的温度和相对湿度分别为  $25^{\circ}\text{C}$  和  $80\%$ , 山顶以下区域的温度递减率为  $7.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , 平均相对湿度为  $82\%$ ;  $0-12\text{km}$  的平均递减率为  $7.15^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , 相对湿度从山顶处的  $80\%$  逐渐减到  $10\text{km}$  处的  $20\%$ ,  $10\text{km}$  以上的相对湿度为  $20\%$ 。初始湿湿在  $x-z$  坐标里

水平均匀。

按照 Peltier 和 Clark 给出的适应时间阈值,在此情况下,  $2\pi/N \sim 10\text{min}$ 。我们选择六种适应时间即 0, 5, 10, 15, 20, 25min 进行对比。

从图 3 可以发现, 6 种情况下在初始调整完成后 5 分钟的垂直速度分布是不一样的。随着适应时间的增加, 地形激发的山波和对流的强度增加。在适应时间分别为 10, 15, 20, 25min 四种情况下, 到调整完成后 5 分钟, 山的背风坡上已经产生凝结, 形成对流云, 它们产生的背风波型和对流发生的区域基本相同, 仅存在强度上的差异。而适应时间分别为 0, 5min 二种情况下, 背风坡上基本上仍受较弱的山波控制, 也没有在背风坡上空形成对流云, 与前 4 种情况形成明显的差异。

因此, 可以认为, 浮力周期(即  $2\pi/N$ ) 是调整适应时间选取的一个较好的参考值。

另外从图 3 可以发现, 随着适应时间分别取 10, 15, 20, 25min, 它们在调整完成后产生的对流云的最大上升速度分别为 3.52, 7.53, 8.51, 8.72m/s, 很明显 4 种情况下对流云的强度存在差异。适应时间为 10min 的情况与适应时间为 25min 的情况相比对流云强度的差为 5.2m/s, 而另二种情况下的对流云与适应时间为 25min 的对流云的强度差分别为 1.19 和 0.21m/s。可以看到, 后三种情况的差异比较小, 并且随着适应时间的增加, 对流云的最大强度会趋于某一固定值。

因此, 我们选择 15min 作为在模拟地形对流云中较好的调整适应时间。

从前面知道, 对于过程的模拟, 调整时间必须远大于  $2\pi/N^{(6)}$ , 而从我们的模拟结果可以发现, 有对流云参加的情况下, 调整时间只需略大于  $2\pi/N$ , 就能基本满足要求。

### 3.2 地形抬升所触发的对流云

对流云的启动和发展, 既需要一定的环境温湿条件, 也需要触发机制。自然界存在的触发机制多种多样, 如冷暖平流、锋面抬升等。在这些触发机制中, 地形抬升即气流爬坡是一个重要的并且总是存在的机制。当空气流经一个上坡区时, 只要温湿条件合适, 能够越过自由对流层, 就能形成对流云, 释放不稳定能量。

在对流云的数值模拟中, 一般都采用热泡、冷堆及给出上升气流区的办法触发对流云, 而对一般的地形抬升作用研究得不多。我们应用建立的二维地形模式对地形抬升启动的对流云进行模拟。地形上坡区的作用一般有两种, 第一是热力作用, 即它本身就可以是一个热源; 第二是动力抬升作用。为了突出动力抬升的作用, 并且由于地形不太高, 所以忽略其热力作用, 将温湿的初始状态处理为水平均匀。

模拟区域中的地形为: 以积分区的中部即 30km 处为界, 当  $x < 30\text{km}$  时,  $z_s = ha^2/[a^2 + (x - x_0)^2]$ ,  $h = 1.2\text{km}$ ,  $a = 5\text{km}$ ,  $x_0 = 30\text{km}$ ; 当  $x \geq 30\text{km}$  时,  $z_s = h$ 。即在 30km 以左为一斜坡区, 而在 30km 以右是高 1.2km 的小高原。

温湿层结为潜不稳定型, 为了有利于对流云的形成, 我们适当增加了低层的温度递减率和相对湿度。1.2km 以下的温度递减率为  $8.0^\circ\text{C}/\text{km}$ , 平均相对湿度为 85%; 1.2km 以上的温度平均递减率为  $7.0^\circ\text{C}/\text{km}$ , 相对湿度从 1.2km 处的 80% 逐渐减到 10km 处及以上区域的 20%。初始环境风为单向无切变风, 风速为 12.5m/s。

模拟的结果见图 4, 可以看到, 只要温湿条件合适, 地形抬升就能触发对流云。最大垂直速度的时间变化情况见图 5a, b 中的曲线 2。

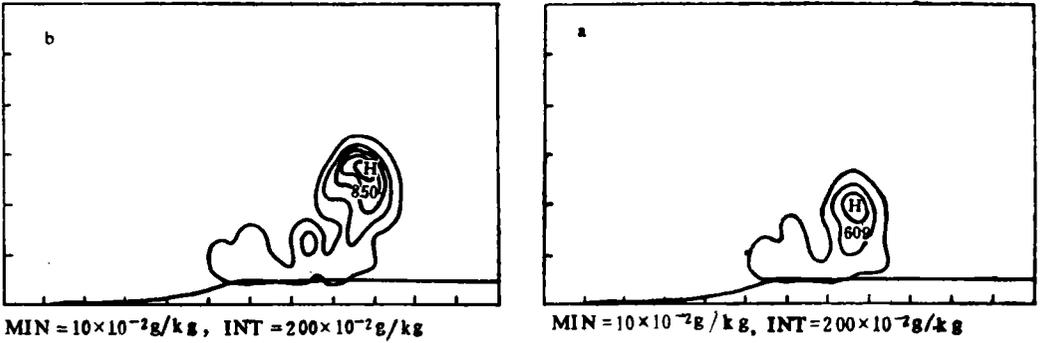


图 4 25(a)和 35(b)分钟时的液态水分布(以调整完成作为零时刻,以下同)

为了进一步研究地形的触发强迫作用,我们对斜坡的高度和宽度进行敏感性试验。

(1)我们将斜坡高度分别改为 1km 和 1.5km。从图 5a 可以看出,当高度增加到 1.5km 时,对流发展的强度增加,最大垂直速度增加了 5m/s 以上,并有第二次发展即出现双峰;当高度降低到 1km 时,对流明显减弱。另外,从经过初始适应后所得到的爬坡风风速看,它们也存在着差异。

(2)我们将斜坡的半宽度即 a 值分别变为 2km, 3km, 8km。从图 5b 可以看到,当 a 值减小(即斜坡变陡)时,最大上升速度的变化曲线出现双峰结构,它们的极大值明显增加;当 a 值增加(即斜坡变缓)时,对流减弱。

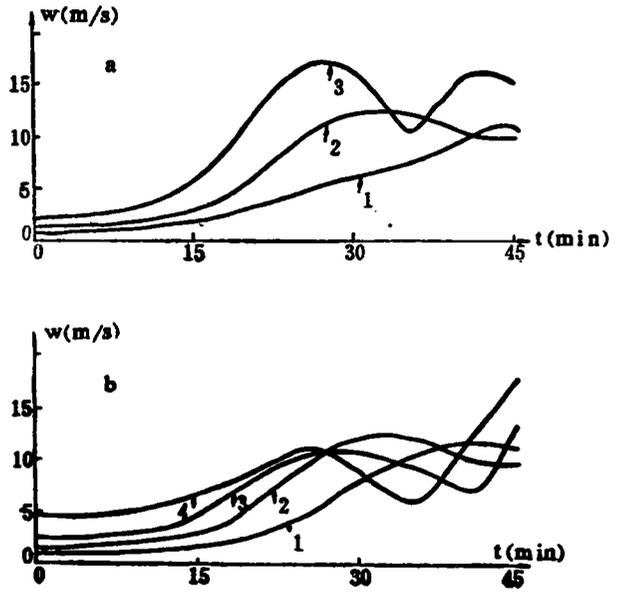


图 5 地形对流云的最大垂直速度的时间变化图

(a 1.  $h = 1\text{km}$ , 2.  $h = 1.2\text{km}$ , 3.  $h = 1.5\text{km}$ , 斜坡半宽度  $a = 5\text{km}$ ;  
b 1.  $a = 8\text{km}$ , 2.  $a = 5\text{km}$ , 3.  $a = 3\text{km}$ , 4.  $a = 2\text{km}$ , 斜坡高度  $h = 1.2\text{km}$ )

因此我们可以发现,斜面的陡度对对流云的强度和发展有重要的影响。

### 3.3 地形所形成的局地环流对对流云发展的影响

上面我们模拟了地形对流云的发展情况,现在来看看地形对对流云发展的动力影响。1.2km 以上区域的温湿分布与上节相同,1.2km 以下的温度递减率和相对湿度变为  $7.5\text{C}/\text{km}$  和  $80\%$ ,对流云采用热泡起动,  $T = T_0 + 1.5(K) \cdot \sin[\pi(1-10)/10]$ ,扰动区域为一个长 10km 厚 2.5km 的矩形区。

#### 3.3.1 上坡环流的影响

我们采用同第二部分一样的斜坡地形,当  $x < 30\text{km}$  时,  $z_s = ha^2/[a^2 + (x - x_0^2)]$ ;当  $x \geq 30\text{km}$  时,  $z_s = h, x_0 = 30\text{km}, a = 5\text{km}, h = 500\text{m}$ 。环境风速为  $15\text{m/s}$ 。

将模拟结果与平坦地面上相同初始环境条件和扰动的对流云发展情况进行比较(6a), 可以发现, 经过一个斜坡抬升后, 对流的强度增加得非常明显, 上升速度的最大值差不多增加了10m/s。因此, 可以认为, 当一个较弱的积云经过斜坡的强迫抬升作用后能发展成比较强的对流云。从图6a 可以看到, 平坦地面上, 此积云的最大上升速度只能达到15m/s, 而经过斜坡爬升后, 上升速度达到25m/s。这与观测事实也是一致的。

### 3.3.2 下坡环流的影响

具体的地形为: 当  $x > 30\text{km}$  时,  $z_s = ha^2/[a^2 + (x - x_0)^2]$ ; 当  $x < 30\text{km}$  时,  $z_s = h, h = 1.2\text{km}, a = 5\text{km}, x_0 = 30\text{km}$ 。环境风速为10m/s。对流云在斜坡左面的小高原上形成。

与平坦地形条件下的情况相比较

(6b), 可以发现, 下坡环流的影响是非常明显的。在对流云中心到达下坡区以前, 由于局地下坡环流形成的上方上升区的影响, 最大上升速度比平坦地面上发展着的对流云的上升速度略大; 而当对流云的中心到达下坡区以后, 对流明显减弱; 越过下坡区以后, 上升速度又有增加。但从总的变化看, 下坡环流对对流云发展起减弱作用, 从图6b 可以看出, 最大垂直速度的峰值减小了7m/s左右。

## 4 结 语

通过上述数值模拟试验, 证明模式的结构是合理的, 满足计算稳定性要求, 得到了一些有益的结论, 模拟出的结果与实际的观测事实一致。

上述模拟试验也证明我们采用的地形坐标, 对于对流云数值模拟中地形的处理非常有效, 并且比较方便。

## 参考文献

- [1] 许焕斌, 王思微. 三维可压缩大气中的云尺度模式. 气象学报, 1990, 48(1): 80-90.
- [2] Orville H D. A numerical study of the initiation of cumulus clouds over the mountainous terrain. J Atmos Sci, 1965, 22: 684-699.
- [3] Gal-chen T, Somerville R C J. On the use of a coordinate transformation for the simulation of the Navier-Stokes equations. J comput phys, 1975, 17: 209-228.
- [4] Gal-chen T, Somerville R C J. Numerical solution of the Navier-Stokes equations with topograph. J comput phys, 1975, 17: 276-310.

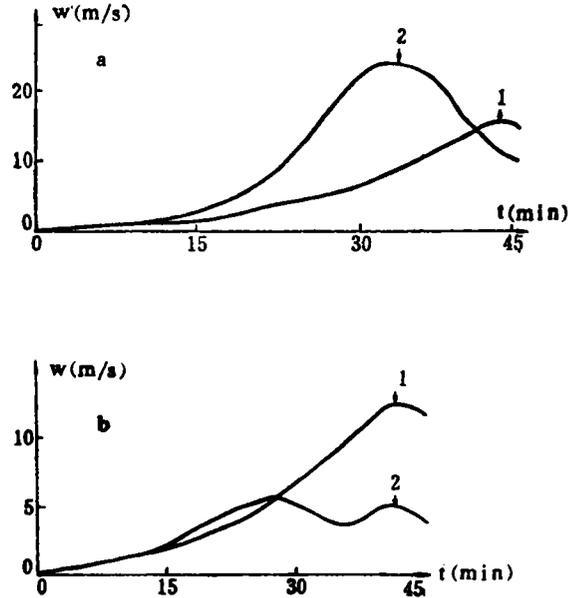


图6 对流云的最大上升速度的时间变化图  
(a 1. 平坦地面, 2. 存在上升斜坡; b 1. 平坦地面, 2. 存在下坡)

- [5] Clark, T L, Peltier W R. On the evolution and stability of finite-amplitude mountain waves. *J Atmos Sci*, 1977, 34: 1715—1730.
- [6] Peltier W R, Clark T L. Nonlinear mountain waves in two and three spatial dimensions. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1983, 109: 527—548.
- [7] Durran D R, Klemp J B. The effects of moisture on trapped mountain lee waves. *J Atmos Sci*, 1982, 39: 2490—2158.
- [8] Durran D R, Klemp J B. A compressible model for the simulation of moist mountain waves. *Mon Wea Rev*, 1983, 111: 2341—2361.
- [9] Clark T L. A small-scale dynamic model using a terrain-following coordinate transformation. *J comput phys*, 1977, 24: 186—215.
- [10] Tripoli G J, Cotton W R. The CSU three-dimensional cloud/mesoscale model, Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *J Rech Atmos*, 1982, 16: 185—219.
- [11] Klemp J B, Wilhelmson R B. The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J Atmos Sci*, 1978, 35: 1070—1096.
- [12] Deaven D G. A solution for boundary problems in isentropic coordinate models. *J Atmos Sci*, 1976, 33: 1702—1713.

## NUMERICAL SIMULATION OF THE DEVELOPMENT FOR CONVECTIVE CLOUDS OVER TERRAIN

Gu Guojun Wang Angsheng Xu Huanbin\*

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica, Beijing 100029*)

### Abstract

This paper describes a two-dimensional elastic cloud model by using a terrain-following coordinate transformation, which can be used to simulate the development of convective cloud over irregular lower surface. The model is tested from two aspects.

First, the initialization or start-up procedure is tested. The results indicate: as long as the initialization time scale is larger than  $2 * PAI/N$  ( $PAI=3.14156$ ,  $N$  the Brunt-Vaisala Frequency), this time scale only affects the strength of the convective cloud, and doesn't affect the developing trend of the convective cloud.

Second, the influence of upslope and downslope on the development of convective cloud is simulated. It is found that: 1. An upslope can promote the development of cloud validly, and can produce convective cloud as long as the temperature and humidity condition is adaptable; 2. A downslope can restrain the development of convective cloud.

The results prove: the model is stable and reliable, and is our work base for simulating convective cloud in future.

**Key words:** Terrain-following coordinate, Convective clouds, Numerical simulation.

---

\* Present affiliation: Beijing Institute of Applied Meteorology.