

用三维大气-土壤耦合模式进行 山地小气候模拟*

张洪涛** 傅抱璞

(南京大学大气科学系, 210008)

提 要

本文在地形坐标系中建立了一个准静力平衡的三维大气-土壤耦合模式, 模式中大气、土壤的耦合通过山地的能量平衡方程来实现, 其中考虑了坡地对日照以及日出日没时角的影响。为了增加模式的稳定性, 上边界采用了海绵边界条件, 侧边界输入端采用了海绵辐射边界条件, 输出端采用辐射边界条件。为了提高模拟精度, 模式中还采用了静力扣除法。

用本模式对南京方山小气候进行模拟, 各坡向的地表温度、1.5 m 高空气温度模拟结果与观测值吻合良好。此外, 还对方山进行了阻塞、冷迳流、山谷环流现象的一系列数值试验, 得出了一些有意义的结论。

一、引 言

大量的有关山地气候的理论研究开始于二次大战以后。Roger A. Pielke 和 Ytzhak Mahrer^[1]在 1977 年提出了一个描述海陆环流的二维不定常准静力平衡模式。由于采用了地形坐标系, 使该项研究更具有普遍性。模式合理地解释了由于海陆温度差异造成的热力环流。但由于对坡地上的日照处理过于粗糙, 致使东、西坡地表温度日变化相差甚微, 与实际不符, 并且, 当去掉海洋, 单纯模拟孤立山体的热力环流时, 所得结果是关于山顶对称的所谓“山谷环流”。一度时期, 这个结论曾被一般人所接受, 但越来越多的事实证明山谷风存在着许多变化, 其中最明显的是瑞士 Engadine 和 Bergell 之间的马罗贾风 (Malaja Wind)。这种谷风在晴朗和无扰动的天气条件下产生, 但其风向不朝着河谷上方吹, 而是朝着下方吹。为了解释这个现象, 联邦德国的 G. Gross^[2]1985 年建立了一个三维非静力平衡、考虑坡地影响的模式, 该模式成功地模拟了马罗贾怪风的生成。随后, Gross 增加考虑了土壤、森林冠层、成云过程的影响, 分别对海陆风、冷迳流进行了卓有成效的研究。

尽管如此, 以上这些模式都存在一个共同的弱点: 在研究山地时, 用了平地的能量平衡方程; 仅在太阳直达辐射及大气长波逆辐射中增加了坡地的影响; 并且由于在计算坡地上的太阳直达辐射时采用 Kontralyer 公式所带来的固有弱点, 使计算坡地上的日出日没时角变得极为困难, 因而模式中并没有考虑坡地对日出日没时角的影响, 这样也就使模拟结果可靠性降低。

* 本文于 1990 年 9 月 23 日收到, 1991 年 2 月 20 日收到最后修改稿。

** 现在山西省气象科学研究所工作。

本文在地形坐标系中建立了一个准静力平衡的三维大气-土壤耦合模式, 模式中大气、土壤的耦合通过山地能量平衡方程来实现。其中山地的辐射收支各项采用傅抱璞推导的表达形式, 坡地上日出日没时角的计算采用傅抱璞导出的简洁方法, 从而提高了辐射收支各项计算的精确度。

二、基本方程组

引入垂直坐标 z^* , 定义为:

$$z^* = H[z - z_g(x, y)] / [H - z_g(x, y)] \quad (1)$$

式中 H 为模式顶高度, $z_g(x, y)$ 为地表海拔高度。通过坐标变换, 得到 z^* 坐标系方程组:

$$\frac{du}{dt} = -\theta \frac{\partial \Pi}{\partial x} + fv + g \frac{z^* - H}{H} \frac{\partial z_g}{\partial x} + F_u \quad (2)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\theta \frac{\partial \Pi}{\partial y} - fu + g \frac{z^* - H}{H} \frac{\partial z_g}{\partial y} + F_v \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w^*}{\partial z^*} - \frac{u}{H - z_g} \frac{\partial z_g}{\partial x} - \frac{v}{H - z_g} \frac{\partial z_g}{\partial y} = 0 \quad (4)$$

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

$$\frac{\partial \Pi}{\partial z^*} = -\frac{H - z_g}{H} \frac{g}{\theta} \quad (6)$$

式中 θ 为大气位温, Π 为 Exner 函数, 它们分别表示为:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{R/c_p} \quad (7)$$

$$\Pi = c_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/c_p} = \frac{c_p T}{\theta} \quad (8)$$

式中 p_0 为 1000 hPa。 w^* , F_v 分别为:

$$w^* = - \left(u \frac{H - z^*}{H - z_g} \frac{\partial z_g}{\partial x} + v \frac{H - z^*}{H - z_g} \frac{\partial z_g}{\partial y} \right) + \frac{H}{H - z_g} w \quad (9)$$

$$F_v = K_h \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} \right) + \left(\frac{H}{H - z_g} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_z \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \quad (10)$$

式中 K_h 为水平湍流交换系数, K_z 为垂直湍流交换系数。令垂直地表向下为正, 则土壤热传导方程为:

$$c \frac{\partial T^*}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda \frac{\partial T^*}{\partial z} \quad (11)$$

式中 T^* 为土壤温度, c 为土壤容积热容量, λ 为土壤导热率。土壤水份输送方程为:

$$\frac{\partial \theta_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta_s) \frac{\partial \theta_s}{\partial z} \right) - \cos \alpha \frac{\partial}{\partial z} K(\theta_s) \quad (12)$$

式中 θ_s 为土壤容积含水量, $K(\theta_s)$ 为导水率, $D(\theta_s)$ 为土壤水扩散率, α 为坡度。大气、土壤的耦合通过山地的能量平衡方程来实现:

$$(S_m + D_m + R_{s, \downarrow})(1 - \alpha_m) - F_m = P + LE + Q_s \quad (13)$$

式中 S_m 为坡地的直达太阳辐射, D_m 为坡地的散射辐射, $R_{s, \downarrow}$ 为来自周围地区的反射辐

射, a_m 为坡地反射率, F_m 为山地有效辐射, P 为感热通量, LE 为潜热通量, Q_s 为土壤热通量。 $S_m, D_m, R_{sk} \downarrow, F_m$ 的计算采用傅抱璞推导的公式^[3]。 P, Q_s 为别为:

$$P = -\rho c_p u_* \theta_* \quad (14)$$

$$Q_s = -\lambda \frac{\partial T^*}{\partial z} \quad (15)$$

式中 ρ 为空气密度, c_p 为定压比热, u_*, θ_* 分别为摩擦速度及通量位温。土壤蒸发随土壤含水量的减小分为三个阶段, 傅抱璞通过量纲分析, 引用 π 定理, 推导出土壤蒸发三个阶段的统一表达式^[4]:

$$E = \frac{E_0 \theta_s}{\theta_{c1} - \theta_f} \left[\frac{\theta_{c1}}{(\theta_{c1}^n + \theta_s^n)^{1/n}} + \frac{\theta_f}{(\theta_{c2}^n + \theta_s^n)^{1/n}} \right] \quad (16)$$

式中 θ_{c1} 为第一阶段转入第二阶段蒸发的临界湿度, θ_{c2} 为第二阶段转入第三阶段蒸发的临界湿度, θ_f 为土壤调萎湿度, E_0 为蒸发力。根据实测资料计算, $\theta_f = 0.119, \theta_{c1} = 0.22, \theta_{c2} = 0.152, n = 35$, 蒸发力的计算采用康士坦丁诺夫公式^[5]。

三、大气边界层及土壤参数化

模式中, 对大气边界层分三层进行参数化。贴地层^[6]:

$$\theta_{z_0} = \theta_G + 0.0962(\theta_*/k)(u_* z_0/\gamma)^{0.45} \quad (17)$$

式中 θ_{z_0}, θ_G 分别为贴地层顶和地表位温, z_0 为粗糙度, γ 为分子运动学粘性系数, k 为卡曼常数, 其余符号同前。

在近地层中, 由相似理论得:

$$u_* = k[V(z_2) - V(z_1)] / \{\ln(z_2/z_1) - [\psi_1(z_2/L) - \psi_1(z_1/L)]\} \quad (18)$$

$$\theta_* = k[\theta(z_2) - \theta(z_1)] / 0.74 \{\ln(z_2/z_1) - [\psi_2(z_2/L) - \psi_2(z_1/L)]\} \quad (19)$$

式中 z_2, z_1 为近地层中两个高度, L 为 MO 长度, $\psi_1(z/L), \psi_2(z/L)$ 分别为动量与热量的相似函数的积分。垂直湍流交换系数为:

$$K_m = kz u_* / \varphi_1(z/L) \quad (20)$$

$$K_\theta = kz u_* / \varphi_1(z/L) \quad (21)$$

式中 K_m, K_θ 分别表示动量和热量的垂直湍流交换系数, $\psi_1(z/L), \psi_2(z/L)$ 分别为动量、热量的相似函数。

Ekman 层参数化采用 O'Brien 的廓线法^[7]。

当不考虑土质对导热率的影响时, 土壤导热率可化成土壤含水率的单一函数^[8]:

$$\lambda \begin{cases} = \exp[-(P_f + 2.7)] & P_f \leq 5.1 \\ = 0.00041 & P_f > 5.1 \end{cases} \quad (?)$$

式中 $P_f = \log_{10} |\psi|$, ψ 为总土水势。

同样, 不计土质的影响, 土壤热容量也可以化成土壤含水量的单一函数:

$$C = (1 - \theta_0) C_i + \theta_s \quad (23)$$

式中 θ_0 为土壤饱和含水量, 对于粘土 $\theta_0 = 0.485, C_i = 1.09, \theta_s$ 为土壤含水量。

大气模式中为了提高分辨率及计算精度, 各变量的计算采用交叉网格形式。水平网格采用等距网格, 垂直网格划分如表 1:

表 1 网格划分

大 气 (m)										土 壤 (cm)				
10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	1	2	3	4	5
1 000	800	600	500	400	300	200	100	50	20	5	10	20	30	50

20 m 以下风速及空气温度可由相似理论求得。

为了增加模式的稳定性,大气上边界采用海绵边界条件,侧边界输入端采用海绵辐射边界条件,输出端采用辐射边界条件^[9,10]。

为了消除非线性不稳定,我们选择了用欧拉后差格式与中心差格式配合求解,此外,为了提高计算精度,还采用了静力扣除法。

四、结果分析

用本文建立的模式,模拟 1958 年 2 月 9 日南京方山的日变化,初始时刻 1000 m 地转风满足: $u_g=0.0, v_g=-6.0$ m/s,计算从早晨 7:00 开始,晴天。

风场按 1000 m 地转风指数律内插,然后代入模式,在下垫面无热量输送的情况下,计算半小时,作为初始场,其余按实测资料内插输入。

表 2 方山实测资料 (1958.2.9.)

时间	东 坡		南 坡		西 坡		北 坡		山 顶	
	1.5m气温	地表温度								
9	4.7	4.0	4.0	5.8	4.0	3.1	3.6	1.8	4.8	3.5
13	9.4	12.3	10.2	24.6	9.1	21.8	8.2	11.6	8.0	16.0
17	6.7	7.2	7.9	9.8	7.9	11.3	7.5	8.0	6.5	7.8
21	5.5	3.6	5.5	3.8	5.8	3.7	5.3	3.9	4.5	2.2

表 2 所示为方山地表温度、1.5 m 高度气温实测资料。

模式模拟结果与实测值吻合良好。晴天,由于各坡向坡地上接受的太阳辐射不同,向阳的坡面上地表温度增高较快,出现一个暖高值中心,背阳的坡面上出现一个冷低值中心。这两个中心基本关于山顶对称,它们的连线指向太阳略偏南。气温的分布与其相类似,但有趣的是,温度场的垂直结构是倾斜的,即气温的冷暖中心与地表温度冷暖中心不是重合的。由于近地面吹东北风,早上 9:00 的气温暖中心比地表温度暖中心偏西南位移了约 400 m。冷中心的位移,由于山顶的阻挡,相对小得多,但冷坡的影响能够越过山顶,在阳坡与暖气温中心之间形成很大的水平气温梯度。

夜晚气温等值线基本沿地形等高线分布。由于冷迳流作用,如图 2 a 所示,第二天凌晨 5:00,1.5 m 气温在山坡上已经形成了一圈“暖带”。

对于山坡暖带的形成原因,经典理论认为主要是山坡上辐射冷却的结果。夜间,贴地气层逐渐变冷,沿山坡下滑,冷空气在山谷汇集形成“冷湖”,冷湖的上方相对温暖,存在一个逆温层,逆温层顶对应山坡暖带。在这一高度以上,气温按正常的直减率降低。

图 2 b 是根据模拟结果绘出的第二天 5:00 南北剖面冷迳流环流图。图中在山坡的

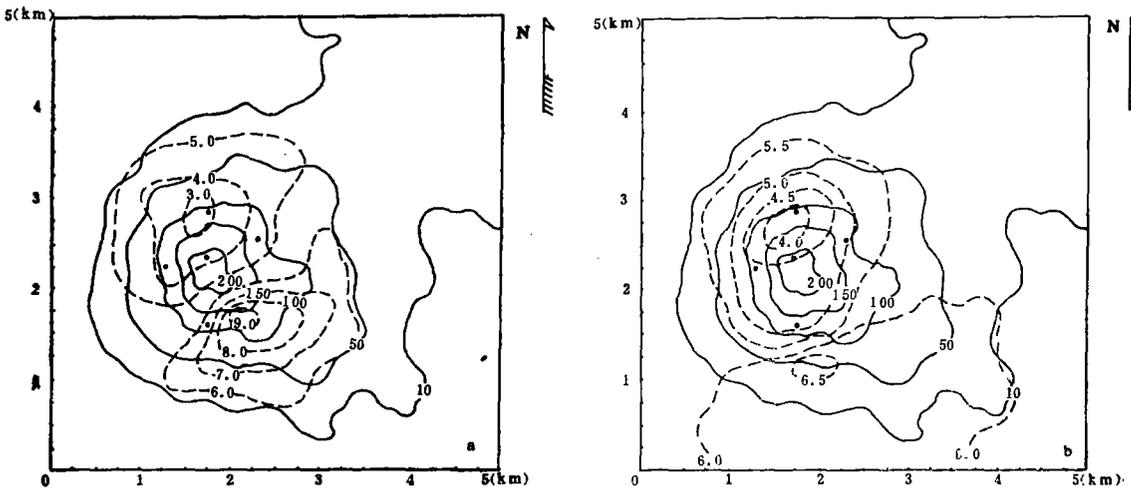


图 1 9:00 温度分布模拟结果
(a. 地温, b. 1.5m 气温, 实线为地形等高线, 虚线为等温线, 点为测点)

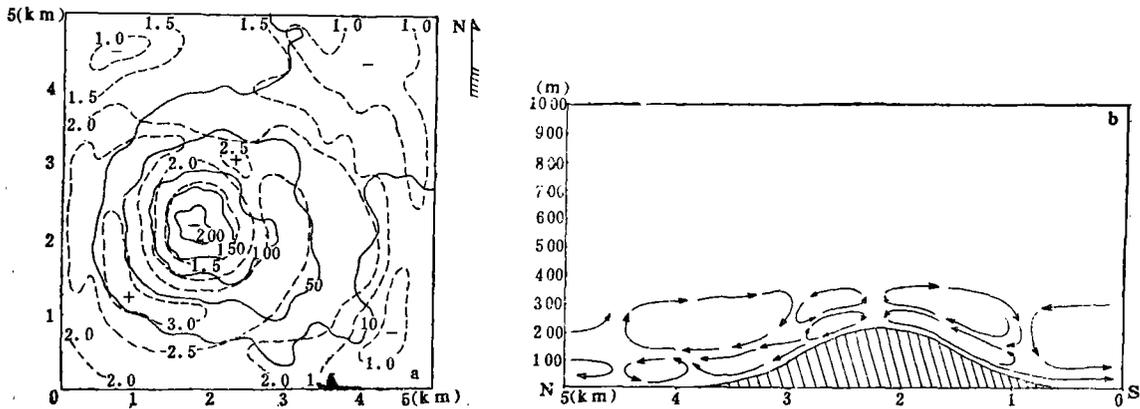


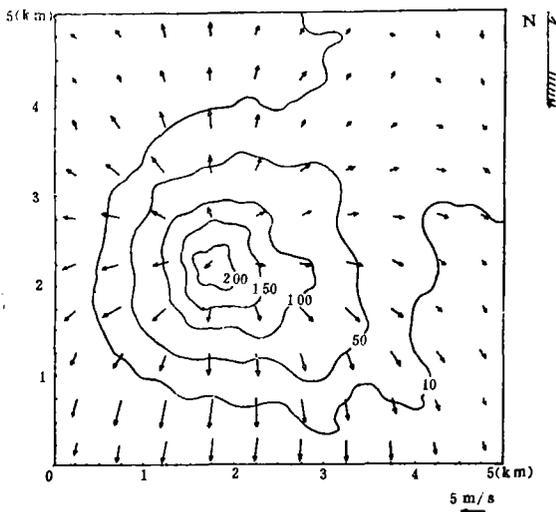
图 2 2月10日 5:00 气温及环流模拟结果
(a. 1.5m 气温, b. 环流图)

中下部靠近近地层以上存在一个约200m厚的下沉气流区,南坡的暖带较强,对应的下沉气流也较强,北坡的暖带不明显,对应的下沉气流则较弱,两者之间有很强的相关。该下沉区空气干绝热沉降引起的增温,可能是山坡暖带形成的重要热量来源。遗憾的是,当时没有配合进行低空风、温场探测,这一结论有待于山地气候工作者在今后的工作中加以证实。

阴天,由于各坡向坡面上的辐射差异基本消失,大气逆辐射增加,有效辐射减小。模拟表明,阴天方山地表温度日较差减小到6°C左右,气温日较差只有4—5°C。由于各坡向坡地土壤含水量不同,地表温度的坡向差异依然存在,但数值大为减小,只有1°C左右,气温则更小。

桑建国^[11]等人曾用一个二维模式研究过小地形的阻塞作用。那么方山这样的小山,是否也会发生阻塞现象呢?为此,我们做了以下数值试验。

图3是在假定初始时刻很稳定($\gamma=0.004$),令1000m地转风 $u_g=0.0, v_g=-6.0\text{m/s}$,

图 3 $Z=20$ m 平面风矢量图

得到的 9:00 $z^*=20$ m 风场平面矢量图。图 3 风场与冷迳流流场很相似。为了与冷迳流现象相区别,我们需要确切知道,在没有背景风场的影响下,上午 9:00 方山具有怎样的环流?

令初始场风速为零,地转风也为零,其余维持不变,积分到 9:00 得出结果如图 4。

从图 4 a 可以看出,9:00 的山谷环流很弱,而且此时的山谷风具有一种很有趣的结构,如图 4 b 所示。这种结构与传统理论认为的山谷环流结构不同,Pielke^[1]在 1977 年用二维模

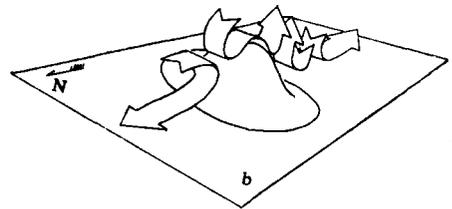
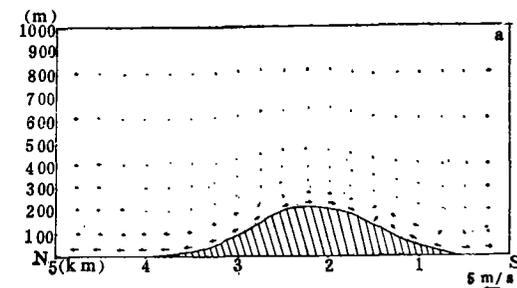


图 4 稳定层结山谷环流
(a. 垂直矢量剖面图, b. 环流示意图)

式模拟出具有对称结构的山谷环流,当然,他对坡地上日照的处理是粗糙的,并且,为了使问题简单化,他取东西剖面为模拟剖面,有意迴避了这一问题。

那么,是否各种情况下,山谷环流都具有这种结构呢?改变层结稳定度,令初始时刻 $\gamma=0.009$,其余维持不变,积分到 9:00,结构表明此时环流具有准对称的结构,并且环流系统要深厚得多。

通过模拟研究得出,山谷环流随层结稳定度的不同,具有不同的形状。层结稳定时,山谷环流是一个浅薄系统,且形状很复杂,具有不对称结构。当层结稳定度降低后,山谷环流逐渐变得深厚,且具有准对称的形状。

以上分析表明,9:00 方山的山谷环流已经具有谷风的性质,且强度很弱,这就排除了图 3 为冷迳流的可能性。

设 $z=H_a$ 处,风速 $u=u_0$,在爬越山脊时,出现阻塞的高度为^[11]:

$$H_a = h \left(1 - \frac{u_0}{N h} \right) \quad (24)$$

式中 h 为山体高度, N 为浮力振荡频率。按图 3 当时的资料,由式 (24) 算得阻塞高度为

58 m, 即 $z^* = 20$ m 处出现阻塞, 与图 3 相符。

当地温升高后, 层结稳定性降低, 11:00 的模拟结果显示阻塞已经消失。由式(24)算得当时的阻塞高度为负值, 即无阻塞现象出现, 理论结果与模拟结果完全一致。

致谢: 本文工作得到钱永甫教授、虞静明老师的大力帮助, 表示衷心感谢。

参 考 文 献

- [1] Pielke, R. A., & Ytzhag Mahrer, The effects of topography on sea and land breezes in a two-dimensional numerical model, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1151—1162, 1977.
- [2] Gross, G., An explanation of the Maloja-Serpent by numerical simulation, *Beitr. Phys. Atmos.*, **58**, 441—457, 1985.
- [3] 傅抱璞, 山地气候, 1—43, 科学出版社, 1983.
- [4] 傅抱璞, 土壤蒸发研究, *气象学报*, **39**, 2, 162—171, 1981.
- [5] 高国栋, 物理气候, 372—402, 气象出版社, 1987.
- [6] Pielke, R. A., *Mesoscale Meteorological Modeling*, 273—327, Academic Press, 1984.
- [7] O'Brien, J. J., A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **27**, 1213—1215, 1970.
- [8] Al Nakshabandi, G., & H. Kohnke, Thermal conductivity and diffusivity of soils as related to moisture tension and other physical properties, *Agric. Meteor.*, **2**, 271—279, 1965.
- [9] Davies, H. C., Limitations of some common lateral boundary schemes used in regional NWP models, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1002—1012, 1983.
- [10] Perkey, D. J., & C. W. Kreitzberg, A time-dependent lateral boundary scheme for limited-area primitive equation models, *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 744—755, 1976.
- [11] 桑建国、龚威, 小尺度地形阻塞作用的数值试验, *大气科学*, **72**, 2, 131—139, 1988.

A NUMERICAL STUDY OF MOUNTAIN MICROCLIMATE BY USING A 3-DIMEN- SIONAL AIR-SOIL COUPLING MODEL

Zhang Hongtao Fu Baopu

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210008)

Abstract

Presented in this paper is a 3-dimensional air-soil coupling model in which the assumption of static equilibrium is applied, where the air and soil are related through the mountain energy balance equation and that the effect of slope on sunshine and sunrise-sunset hour angles is taken into account. To promote model stability, sponge boundary condition and radiative boundary condition are adopted. Static deductive method is used to increase the model accuracy, too. The model is used to simulate the microclimate in Fangshan. The model result of the surface temperature and the air temperature of 1.5m height fit into the observed data very well. Moreover, the model is also used to simulate blocking, drainage flow, mountain and valley breeze, etc. And the several significance conclusions are obtained.