

# 干谷和湿谷边界层气候差异的 数值模拟研究

王 浩 傅抱璞

(南京大学大气科学系)

**提 要:** 本文建立了一个采用地形坐标的、包含大气边界层湍流参数化方案, 大气辐射过程的参数化方案、陆-气-水相互作用的地面温 湿度 预报方案等物理过程的非静力近似中 小尺度数值模式, 用这个模式试验研究了在气候平均值的背景下谷底水体的有无对山地气候影响的一般情况。模拟结果表明: 由于水体的存在, 夜间谷底气温较干谷情况有较大的升高, 山谷逆温受到破坏; 白天谷底气温则有降低。湿谷中的地湿一般都较干谷中大, 尤其是夜间更为明显。无论白天还是夜间, 由于山谷风和湖陆风共同作用的结果, 湿谷中的风速都比干谷中大, 湿谷中的局地环流比干谷中的更为明显。

**主题词:** 湿谷 干谷 气候差异 数值模拟

山地气候已有很多研究, 但几乎所有的研究工作仅考虑山谷为干的情况; 水体气候方面近几十年来开展了很多观测和评估研究, 已有长足的进步。但自然界中有很多是有水有山的情况, 到目前为止对这种情况的研究极少。特别是山区气候资源开发利用, 国土整治和兴建水库等必然涉及到山地下垫面的改变, 而对气候有最显著影响的下垫面变化是山谷中水体的变化。对这个问题的研究不仅具有较高的论理意义, 而且还有很大的实用价值。引起了一些学者的关注。虽已有零星的研究成果, 但由于没有一种恰当有效的研究方法, 在理论上很不完善, 经验成分很多。过去在山区水库环境影响评价中主要使用二种方法: 一是资料对比分析法, 即通过水库建成前后的短期观测资料进行对比分析, 这种方法往往受资料的限制和气候振动的影响使所得结果的可靠性差, 二是水库类比法(移置法), 即在两个水库下垫面大致相似条件下, 建立两者气象要素之间的统计关系, 这个方法往往受两个水库不完全相似的下垫面条件的影响。由于大气现象复杂、重复性差, 仅根据观测很难理清多个因子之间的变化规律。因此必须在理论上寻求新的方法。数值模拟方法易于对多种参数进行控制。本文是在作者以前有关水体气候研究的基础上<sup>[2,4,5]</sup>, 发展一个包含地面温度和水温预报方案。边界层湍流参数化方案和辐射过程参数化方案等物理过程, 采用地形坐标的非静力近似中小尺度数值模式; 尝试着用这个模式来试验山谷中无水体情况的气候差异, 初步说明山谷中水体对局地气候的影响。

国家自然科学基金资助项目(49175243)。

本文1991年10月26日收到, 1992年4月20日收到修改稿。

## 一、模式简介

### (一) 基本方程组

考虑狭长的山谷情况, 谷宽 5 公里, 深 1 公里。设  $x$  轴垂直于山谷方向,  $y$  轴沿着山谷方向,  $z$  轴为铅直方向。设  $Z_c$  为地形高度, 有:

$$Z_c = \begin{cases} |x + 2500| \cdot \operatorname{tg} 11.31^\circ & -7500 \text{ m} \leq x < -2500 \text{ m} \\ 0 & -2500 \text{ m} \leq x \leq 2500 \text{ m} \\ |x - 2500| \cdot \operatorname{tg} 11.31^\circ & 7500 \text{ m} \geq x > 2500 \text{ m} \\ 1000 & x > 7500 \text{ m 或 } x < -7500 \text{ m} \end{cases} \quad (1)$$

采用地形坐标  $z^*$ , 在  $z$  方向作如下的坐标变换:

$$z^* = S_T - \frac{Z - Z_c}{S_T - Z_c} \quad (2)$$

式中  $S_T$  为模式顶高度, 本文中取为 7500 m。在这样的地形坐标中, 运动方程, 连续方程, 热力学方程和比湿方程可写为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} = & -u \frac{\partial u}{\partial x} - w^* \frac{\partial u}{\partial z^*} - \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + g \frac{Z^* - S_T}{S_T} \cdot \frac{\partial Z_c}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_H^M \frac{\partial u}{\partial x} \right) \\ & + f(v - v_g) - f^* w - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P'_d}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K_z^M \frac{\partial u}{\partial z^*} \right) \cdot \left( \frac{S_T}{S_T - Z_c} \right)^2 \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} = & -u \frac{\partial v}{\partial x} - w^* \frac{\partial v}{\partial z^*} + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_H^M \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K_z^M \frac{\partial v}{\partial z^*} \right) \\ & \cdot \left( \frac{S_T}{S_T - Z_c} \right) - f(u - u_g) \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} = & -u \frac{\partial w}{\partial x} - w^* \frac{\partial w}{\partial z^*} + f^* u - \left( \frac{S_T}{S_T - Z_c} \right) \cdot \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho'}{\partial z^*} + \frac{\theta'}{\theta} g \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_H^M \frac{\partial u}{\partial z^*} \right) \cdot \left( \frac{S_T}{S_T - Z_c} \right) \end{aligned} \quad (5)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w^*}{\partial z^*} - \frac{1}{S_T - Z_c} \cdot u \frac{\partial Z_c}{\partial x} = 0 \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} = & -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - w^* \frac{\partial \theta}{\partial z^*} + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_H^M \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \left( \frac{S_T}{S_T - Z_c} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K_z^M \frac{\partial \theta}{\partial z^*} \right) \\ & - \frac{1}{C_p \rho} \cdot \frac{S_T}{S_T - Z_c} \cdot \frac{\partial R_L}{\partial z^*} \end{aligned} \quad (7)$$



在绘制计算结果图时,我们并不是按实际高度画的,而是假定各格点间在 $z^*$ 坐标中是等间距的情况再反映到 $z$ 坐标中作画的,这样可使得地面附近气候变化最剧烈部分突出,同样水平方向使得谷底和坡面的部分突出了。各格点的位置在图中用小圆点表示。实际的垂直高度 $z$ 应根据表1中给出的 $z^*$ 代入公式(2)算出。即:在谷底上方各层高度同表1中的 $z^*$ 值,两侧平台上方各层高度应按表1中的 $z^*$ 值乘以0.818,山坡上各层高度应在上述两者之间内插。尽管在判断距离方面麻烦一些,但把容易漏掉的在离地面100m以内的上、下坡风和温湿度的剧烈空间变化清楚地表示出来了。

### (三) 初边值条件和计算方法

采用500hpa图上我国 $30^\circ\text{N}$ 处典型的山区的气候平均值作为上边界层条件(在试验山谷风时假定了地转风为零)。在地面风速为零;地面温度是采用涉及到水体和土壤与大气耦合的计算方案算出,湿度根据地面情况预报出,在计算中用到地面的气候平均值,具体方法同文献[4]。在上述边值下,初始的风速分布按Ekman解析公式算出,初始的温度和比湿按随高度线性变化内插出,这样对模式进行积分,求在上下边界的强迫下的强迫解,大约积分48小时后会得到稳定的解,与假定的初始场关系不大,我们就分析这种达到稳定状况的解。

计算方法类似于文献[5],采用分解算出,平流项的计算采用三次样条插值的方法。

## 二、模拟结果

我们用上述模式进行了一系列的计算,试验了有和没有水体的山谷温湿风的差异。因图很多,受文章的篇幅限制,我们仅仅详细分析冬季的情况,其它季节与冬季情况相似,只在量的大小上有点差异。

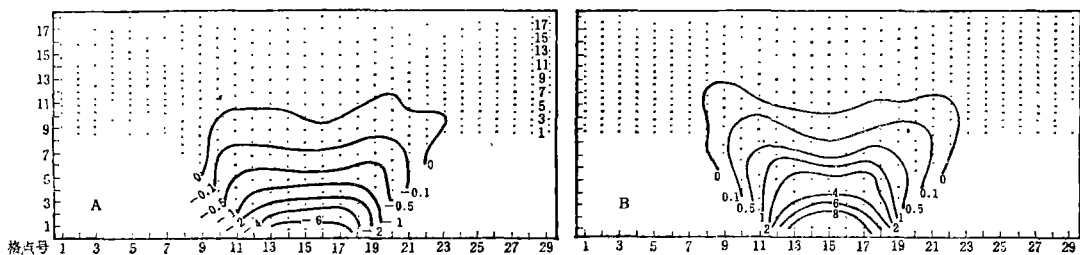


图1 白天(A)和夜间(B)有水体和没有水体山谷中的气温差( $^{\circ}\text{C}$ )

The difference of air temperature between over valley with waterbody and over valley with no waterbody in the daytime (A) and at night (B)

白天正午最大降温达 $6.3^{\circ}\text{C}$ ,夜间午夜时最大升温达 $8.7^{\circ}\text{C}$ 。各季夜间的升温大于白天的降温,日平均气温有所升高,但幅度比最高最低气温的变化要小得多;夏季的情况相反,白天的降温大于夜间的升温,日平均气温下降(图略)。水体影响的高度只有1000m左右,并

且愈靠近水体变化愈剧烈。夜间湿谷中因水体的升温作用使得山谷逆温破坏。

图 2 为模拟出的干谷和湿谷中空气比湿差异。由图看出：由于水体的存在使得白天和夜间比湿升高，在冬季正午和午夜时比湿最大可增加近  $2\text{ g/Kg}$ 。这是因为夜间水面温度比陆地高，水面又提供了无限制的水份来源供应蒸发，夜间水上大气层结又比较不稳定，这些因素都使得夜间湿谷中比湿增加。而白天，湿谷中水体能保证蒸发水汽来源，这个因素可造成湿谷中白天的比湿比干谷中大；另一方面，由于湿谷中的水体使白天的地面和空气温度都降低，不利于蒸发，使得湿谷中白天的比湿有可能比平谷低。白天湿谷中空气比湿是增加还是降低决定于两者作用的大小。一般来讲，冬季土壤比较干燥，而水体的降温作用较弱，空气比湿在湿谷中是增加的；夏季，因土壤比较湿润，白天水体又有很强烈的降温作用，湿谷中的空气比湿白天要比干谷中小（图略）。

用本文的模式假定上边界地转风为零，我们模拟出了相当好的山谷风环流。图 3 为冬季夜间湿谷和干谷上的下坡风，从这两幅图上可以看出很明显的差异：湿谷中水平风速和垂直速度都较干谷中大；特别是在谷底中干谷上方速度很小，而湿谷上方则相当大；湿谷中的环流更明显，而干谷中则以下坡风占主导地位。这是山谷风和湖陆风相迭加的结果：夜间湿谷中不仅有来自山上的下坡风，而且还有水陆差异形成的，下坡风和陆风风向相同，结果使湿谷中风加强；加上水上空气此时比较不稳定，在其上形成较大的上升速度，白天谷风和湖风方

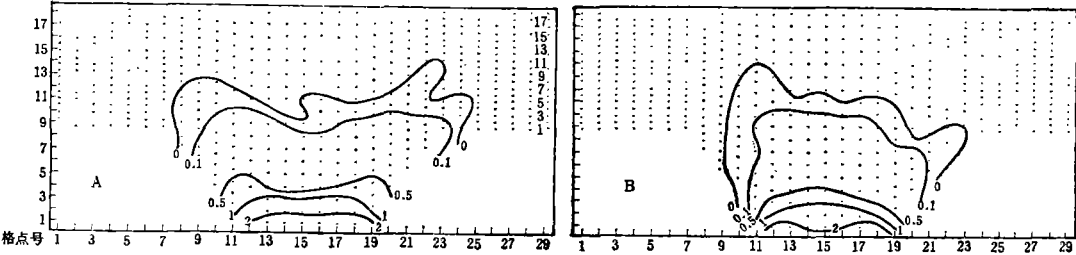


图 2 白天 (A) 和夜间 (B) 空气比湿在有、无水体山谷中的差异 ( $\text{g/Kg}$ )  
The difference of air specific humidity between over valley with waterbody and over valley with no waterbody in the daytime (A) and at night (B)

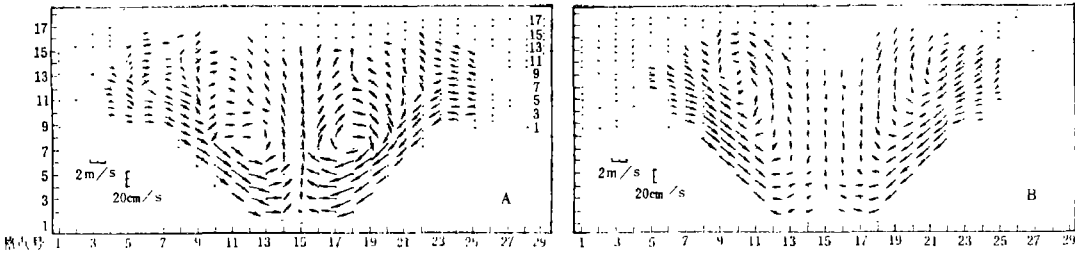


图 3 湿谷 (A) 和干谷 (B) 中下坡风环流  
The simulated down slope wind circulation in river valley (A) and in dry valley (B)

向一致,迭加的结果也使风速加强;加上白天水上温度较低,使得在水体上方产生较强的下沉气流。图4列出了水平风速和垂直风速在湿谷和干谷中的差值图,可以更明显地看出有无水体对速度影响的大小。从图上可以着出:无论白天还是夜间水平风速都是湿谷中比干谷中的要大,差值中心有两个,分别位于两个坡上,并且夜间大的差值中心更靠近于谷底。在冬季夜间的差值比白天要大,在南坡和北坡(考虑了坡向对辐射的影响)最大达 $+1.2\text{m/s}$ 和 $+1.4\text{m/s}$ ;白天南坡和北坡最大只有 $+0.8\text{m/s}$ 和 $+0.7\text{m/s}$ 。垂直速度白天有二正一负三个极值中心,表明在两个山坡上湿谷中的垂直上升运动加强;在谷底上,负的极值使垂直下沉运动加强;夜间二负一正极值中心说明坡地中的下沉运动和谷底的上升运动都得到加强。

本文尝试着用数值模拟的方法来研究干谷和湿谷中边界层的气候差异,从计算结果来看是成功的。因为一方面没有系统的水库建成前后的立体观测资料,另一方面我们主要研究在典型气候平均值背景下水体与地形强迫达到稳定状态的一般情况,而不是研究某个特例,所以我们没有模拟个例来与实测资料进行对比。但是,我们的模式在模拟其它情况时得到了与实际相当吻合的结果[2,4,5],有理由说明本文的模拟结果有一定的可靠性。另外,本文的模拟结果与一般概念是一致的。因此,数值模拟方法可能是一种研究山区气候资源,特别是研究通常观测研究方法难以分析清楚的山区下垫面改变的气候效应的有效的方法。

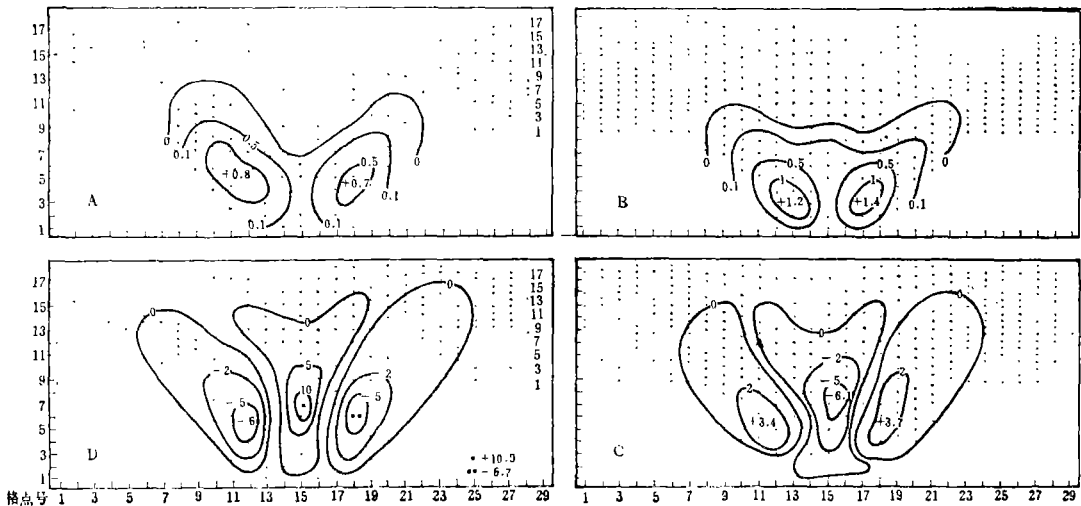


图4 湿谷和干谷中风速的差值图

A—白天的水平风速, B—夜间的水平风速

C—白天的垂直风速, D—夜间的垂直风速

The difference of wind speed between over river valley and over  
dry valley

A—horizontal wind speed in the daytime,

B—horizontal wind speed at night,

C—vertical speed in the daytime,

D—vertical speed at night.

### 参 考 文 献

- (1) Pielke, R.A. 著 (张杏珍等译). 中尺度气象模拟. 气象出版社, 北京: 1990, 1—677.
- (2) 王浩、傅抱璞. 水体对湍流交换系数的影响. 地理研究, 1991, 10(3): 1—10.
- (3) Sasamori T A linear harmonic analysis of atmospheric motion with radiative disipation. J Meteor Soc. Jap., 1972, 50: 505—518.
- (4) 王浩、傅抱璞. 水体的温度效应. 气象科学, 1991, 11(3): 233—243.
- (5) 王浩. 湖陆风演变过程的数值模拟. 南京大学学报 (自然科学), 1991, 27(2): 383—395.

## A STMULATION OF CLIMATIC DIFFERENCES BETWEEN DRY VALLEY AND RIVER VALLEY

Wang Hao

Fu Baopu

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing Uneversity)

**Subject terms:** Wet Valley, Dry Valley, Climatic Differences,  
Numerical Simulation

### Abstract

In this paper, a two-dimensional non-hydrostatic numerical model is developed. Using this model, we examine the climatic differences between river valley and dry valley under general background of the averaged climatic condition over a typical mountainous region on 30°N in China. The results show that the waterbody may make air temperature in valley increase at night and decrease in the daytime, air specific humidity increase, esp. at night. Due to the joint action of mountainvalley breezes and land-lake breezes, the wind speed over river valley is always larger than that over dry valley, the local circulations over river valley are more obvious than that over dry valley. This study also shows that the numerical simulation method is effective in the study of climatic resources in mountainous region.