

冷 迳 流 的 理 论 研 究*

王 浩 傅抱璞

(南京大学大气科学系)

提 要

本文研究了在 Y 方向无限伸展的斜坡上冷迳流的形成和特征。在一般的条件下,通过数值求解大气运动方程、连续方程、热力学方程和地表热量平衡方程、土壤热传导方程,得出了冷迳流的时空变化规律;并试验了不同土壤热力特性、热含量、云量、湍流交换强度、斜坡的坡度和长度下冷迳流的变化。计算的结果与观测数据相比较,基本是符合的。

一、引 言

我国幅员辽阔,绝大部分是山区。在夜间,特别是在晴天夜间因重力作用而形成的沿坡面下滑的冷空气对山区污染物的扩散、农作物及森林的低温冷害有重要的作用。冷迳流的研究也有很大的理论意义,它是斜面区别于开阔平坦地区的一种对气候有最显著影响的现象,是研究复杂地形下夜间的风场和温度场所必须考虑和弄清的一个重要因子。

许多人^[1-6]对冷迳流现象作了观测研究。也有人^[7-8]总结了冷迳流的理论研究,这些理论研究大多数是考虑冷气块沿坡面的运动或把运动方程和热力学方程线性化,并假定下垫面的温度变化给定来求解。本文考虑了平流项,用热量平衡方程来求温度,土壤热通量采用 Blackar 的参数化方案,差分格式能滤掉冷迳流的阵性造成的不稳定,收敛也较快。

二、方 程

如图 1,有坡度为 α 的斜坡。设 x 轴平行于斜坡向上, z 轴垂直于斜坡向上。由于冷迳流的尺度不大,科里奥里力可以忽略。因此粘性可压缩空气的运动方程、连续方程和热传导方程可简化为:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \beta g \sin \alpha \cdot \theta' - u \frac{\partial u}{\partial x} - w \frac{\partial u}{\partial z} \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) - u \frac{\partial \theta}{\partial x} - w \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (3)$$

式中 u 为平行于坡面向上的风速, w 为垂直于坡面向上的风速, θ 为位温, θ' 为扰动大气位温与未扰动大气位温之差, K_z 为 z 方向的湍流交换系数, K_x 为 x 方向的湍流交换系数, g 为重力加速度, $\beta = 1/\theta (\approx 1/273)$ 为空气的热膨胀系数。

* 本文于 1986 年 9 月 7 日收到, 1987 年 6 月 5 日收到最后修改稿。本文为中国科学院科学基金资助课题。

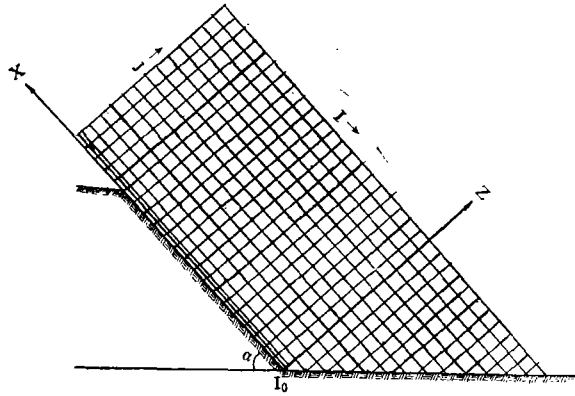


图 1 坐标与网格的选取示意图

在开阔平坦地区

$$\frac{\partial \theta_0}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial \zeta} \left(K \frac{\partial \theta_0}{\partial \zeta} \right) \tag{4}$$

式中 θ_0 为开阔平坦地区(未受坡面影响)的位温, ζ 为平坦开阔地区的垂直坐标变量, K 为 ζ 方向的湍流交换系数。因此

$$\theta' = \theta - \theta_0 \tag{5}$$

三、格点与差分方案

如图 1, 在 x 方向每隔 100 m 进行划分, 过山顶再划分 4 个格点, 以最上面那点为 $I = 0$ 向下起算。在 z 方向, 从坡面向上划分的间隔列在表 1。

表 1 Z 方向格点的选取

I	C	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
$Z(m)$	0	0.5	1	1.5	2	5	10	15	25	50	80	110	140	170	200	230	260	290	320	350	380	410	440	470	500	530

若 H 代表 u 或 θ , 则

$$\left[\frac{\partial H}{\partial t} \right]_{i,j}^n = \frac{H_{i,j}^{n+1} - H_{i,j}^n}{\Delta t} \tag{6}$$

$$\Delta z_j = z(j) - z(j-1), \Delta x_i = x(i-1) - x(i) \tag{7}$$

$$\begin{aligned} \left[-w \frac{\partial H}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial H}{\partial z} \right) \right]_{i,j}^n = & \alpha \left\{ -w_{i,j}^n \frac{H_{i,j+1}^{n+1} - H_{i,j-1}^{n+1}}{\Delta z_{j+1} + \Delta z_j} \right. \\ & + \frac{2}{\Delta z_{j+1} + \Delta z_j} \left[K_{z(i,j+1/2)}^n \frac{H_{i,j+1}^{n+1} - H_{i,j}^{n+1}}{\Delta z_{j+1}} - K_{z(i,j-1/2)}^n \frac{H_{i,j}^{n+1} - H_{i,j-1}^{n+1}}{\Delta z_j} \right] \Big\} \\ & + (1-\alpha) \left\{ -w_{i,j}^n \frac{H_{i,j+1}^n - H_{i,j-1}^n}{\Delta z_{j+1} + \Delta z_j} + \frac{2}{\Delta z_{j+1} + \Delta z_j} \left[K_{z(i,j+1/2)}^n \right. \right. \\ & \left. \left. \frac{H_{i,j+1}^n - H_{i,j}^n}{\Delta z_{j+1}} - K_{z(i,j-1/2)}^n \frac{H_{i,j}^n - H_{i,j-1}^n}{\Delta z_j} \right] \right\} \tag{8} \end{aligned}$$

$$\left[\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) \right]_{i,j}^n = \frac{2}{\Delta x_{i+1} + \Delta x_i} \left[K_{x(i+1/2,j)}^n \frac{H_{i+1,j}^n - H_{i,j}^n}{\Delta x_{i+1}} - K_{x(i-1/2,j)}^n \frac{H_{i,j}^n - H_{i-1,j}^n}{\Delta x_i} \right] \quad (9)$$

对于平流项，应沿风向差分：

$$\left[-u \frac{\partial H}{\partial x} \right]_{i,j}^n = \begin{cases} -\frac{u_{i,j}^n}{\Delta x_i} (H_{i,j}^n - H_{i-1,j}^n), & \text{对 } u_{i,j} \geq 0 \\ -\frac{u_{i,j}^n}{\Delta x_{i+1}} (H_{i+1,j}^n - H_{i,j}^n), & \text{对 } u_{i,j} < 0 \end{cases} \quad (10)$$

把上述方案代入方程中，进行如下的整理：把 n 时步的值放到方程的右边作为常数项 $S_0(i, j)$ ，方程右边放 $n+1$ 时步的值（即未知量）按 $(i, j-1)$ 、 (i, j) 和 $(i, j+1)$ 合并同类项，其系数可分别记为 $S_1(i, j)$ 、 $S_2(i, j)$ 和 $S_3(i, j)$ 。

则

$$S_1(i, j)H_{i,j-1}^{n+1} + S_2(i, j)H_{i,j}^{n+1} + S_3(i, j)H_{i,j+1}^{n+1} = S_0(i, j), \quad j=1 \sim (N-1) \quad (11)$$

但 $H_{i,0}^{n+1}$ 和 $H_{i,N}^{n+1}$ 作为边界条件已知。

$$J=1 \text{ 时, 令 } S_0(i, 1) = S_0(i, 1) - S_1(i, 1)H_{i,0}^{n+1}$$

$$J=N-1 \text{ 时, 令 } S_0(i, N-1) = S_0(i, N-1) - S_3(i, N-1)H_{i,N}^{n+1}$$

此时得到了含有 $N+1$ 个未知数的 $N+1$ 个方程组。用追赶法解这个方程组。取 $\alpha = 0.85$ ，积分时间 $\Delta t = 120 \text{ s}$ 。

垂直于坡面的速度 w 是用连续方程诊断出来的。在近地层，方程中的 θ, θ_0 和 θ' 可分别改为 T, T_0 和 T' 。

四、初始条件和边界条件

设初始状态，扰动位温差 $\theta' = 0^\circ\text{C}$ ，开阔平坦地区的地表温度 $T_{0g} = 1.5^\circ\text{C}$ ，气温的直减率 $\tau = 0.65^\circ\text{C}/100\text{m}$ 。地转风速、坡面和坡底的风速都为 0，则

$$u_{i,N} = 0, w_{i,N} = 0, \theta'_{i,N} = 0; u_{0,j} = 0, w_{0,j} = 0, \theta'_{0,j} = 0; u_{i,0} = 0, w_{i,0} = 0 \quad (12)$$

当 I' 和 J' 满足关系：

找到某个 \bar{J} ，使得

$$z(\bar{J}) \leq [x(I_0) - x(I')] \operatorname{tg} \alpha < z(\bar{J} + 1) \quad (13)$$

若 $[x(I_0) - x(I')] \operatorname{tg} \alpha - z(\bar{J}) \leq z(\bar{J} + 1) - [x(I_0) - x(I')] \operatorname{tg} \alpha$ ，取 $J' = \bar{J}$ ；

若 $[x(I_0) - x(I')] \operatorname{tg} \alpha - z(\bar{J}) > z(\bar{J} + 1) - [x(I_0) - x(I')] \operatorname{tg} \alpha$ ，取 $J' = \bar{J} + 1$ ，式中 I_0 为坡限的格点数。

考虑蒸发耗热量与感热通量成正比的地表热量平衡方程为

$$B = H + \gamma_a H + Q_s \quad (14)$$

式中 B 为辐射净通量， H 为感热通量， γ_a 为比例系数， Q_s 为土壤热通量。开阔平坦地区的有效辐射可表示为

$$F = \sigma T_{0g}^4 f(e) g(N) \quad (15)$$

式中 σ 为斯蒂芬-玻尔茨曼常数， T_{0g} 为地表温度， e 为空气的水汽压， $f(e) = 0.38 - 0.59 \sqrt{e}$ ， $g(N) = 1 - 0.75 N$ ， N 为总云量。在天空逆辐射各向同性的假定下，斜坡上

的有效辐射为

$$F_{\alpha} = 4 \sigma \beta T_{0g}^3 (T_g - T_{0g}) \sin^2(\alpha/2) + \sigma T_{0g}^4 f(\epsilon) g(N) \cos^2(\alpha/2) \quad (16)$$

设坡底距坡脚 m 远处对山顶的仰角为 α' , 则

$$\alpha' = \arctg[H/(H \operatorname{ctg} \alpha + m)] \quad (17)$$

H 为斜坡的高度, 把 α' 代入(16)式中的 α 就可以近似地得到坡底的有效辐射。取 $\beta=1$, T_g 为受山坡影响的地表温度。感热通量可写为

$$H = -c_p \rho K_{z(1/2)} \cdot \partial \theta / \partial z \quad (18)$$

式中 $K_{z(1/2)}$ 为地面上的格点与地面向上一格点 K_z 的平均值, ρ 为空气密度, c_p 为空气定压比热。

张大林^[16]沿用了 Blackar 对土壤热通量的做法, 引入了一个土壤“薄层”的概念, 得到

$$Q_s = -C_g K_m (T_g - \bar{T}_g), \quad K_m = 1.18 \omega, \quad C_g = 0.95 (\lambda C / 2 \omega)^{1/2} \quad (19)$$

式中 C_g 为“薄层”土壤的热容量, K_m 为比例系数, \bar{T}_g 为地表日平均温度, ω 为地球自转角速度, λ 为下垫面物质的导热率, C 为其容积热容量。

五、湍流交换系数

湍流交换系数的研究, 至目前为至, 仅限于平坦开阔地区。国内和国外一些学者把从开阔平坦地区得到的湍流交换系数的关系式用到背风坡上来研究大气的污染扩散问题, 据他们声称结果还是比较好的。至于对局地环流, 我们认为从平地上得出的湍流交换系数与风速、温度梯度的关系还是难以接受的。有的学者假定

$$K_z = k_1 z^{1-\epsilon} \quad (20)$$

式中 k_1 为 1 m 高度的湍流交换系数, ϵ 为与大气层结有关的参数。考虑到冷迳流是一个浅薄层, 这样用的结果误差不会太大。

沿坡面的湍流交换系数, 我们取为常数

$$K_x = 5 \text{ m}^2/\text{s} \quad (21)$$

六、计 算 参 数

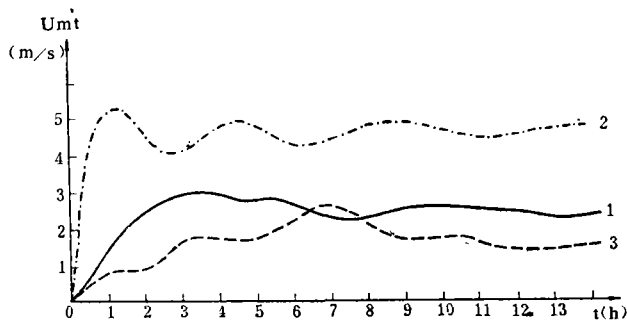
1. 基本参数 $\epsilon = 0.25$; $\alpha = 20^\circ$; $N = 0$; $\gamma_a = 0$; $(T_g - \bar{T}_g)|_{z=0} = 3^\circ\text{C}$; $L = 1000\text{m}$; $k_1 = 0.15 \text{ m}^2/\text{s}$; $C = 2.083 \text{ J}/(\text{cm}^3 \cdot \text{K})$, $\lambda = 0.0125 \text{ J}/(\text{cm} \cdot \text{K} \cdot \text{s})$ (相当于土壤)。

2. 调试参数 $\epsilon = 0.1, 0.5$; $\alpha = 10^\circ, 30^\circ$; $N = 0.3, 0.8$; $\gamma_a = -1, -0.5, -0.1, 0.2$; $(T_g - \bar{T}_g)|_{z=0} = 0.5^\circ\text{C}, 5^\circ\text{C}$; $L = 500\text{m}, 1500\text{m}$ 。 $C = 0.833 \text{ J}/\text{cm}^2 \cdot \text{K}$, $\lambda = 0.00292 \text{ J}/(\text{cm} \cdot \text{K} \cdot \text{s})$; $C = 2.083 \text{ J}/(\text{cm}^3 \cdot \text{K})$, $\lambda = 0.0404 \text{ J}/(\text{cm} \cdot \text{K} \cdot \text{s})$ (前者相当于雪, 后者相当于岩石)。

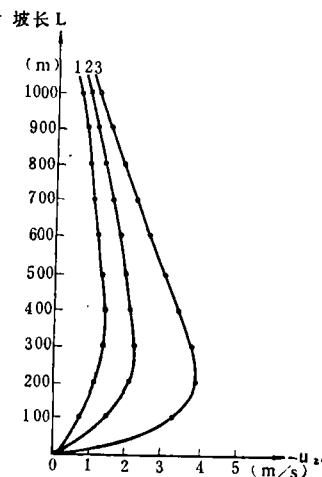
我们首先在基本参数下进行计算, 然后分别以每个调试参数代替与基本参数相对应的那个物理量进行试验。

七、计算结果¹⁾与分析

冷迳流从坡面顶部流下,气流辐散,有下沉气流补偿;流至坡的中下部产生辐合,形成上升气流。但垂直于坡面的气流一般都比较弱。在坡面的上方存在反向气流。相应地,在坡的上部,靠近坡面的气温降低得慢些,形成所谓的“暖带”;在坡的下部,则降低得快些,形成所谓的“冷湖”(图略)。为了便于讨论,我们规定几个符号: U_m 为一夜中 $x-z$ 平面上冷迳流的风速 u 的最大值; U_{m_i} 为某一时刻 $x-z$ 平面上冷迳流的风速 u 的最大值; u_2 代表离坡面2 m 远的风速 u ; H_1 为冷迳流的风速 u 的最大值离坡面的距离; H_2 为 u 的风向转换点离坡面的距离,即冷迳流的厚度; δ 为 u_m 出现点到坡脚的距离与整个坡长 L 之比。由图2可见, U_{m_i} 随时间的变化呈波浪型,这是由于冷空气下滑的间隔性造成的,文献[7]得到了同样的观测事实。 U_m 的出现时间与下垫面的性质有关。在下垫面为土壤的情况下, U_m 出现在山谷风转换后的3—4小时;在下垫面为岩石的情况下,相对来讲要晚一点,在山谷风转换后的6—8小时;在下垫面为雪被的情况下,相对来讲要早一些,在山谷风转换后的1—2小时。这与土壤的放热速度有关:从雪被到空气中的热量比从土壤到空气中的热量要少,气温下降得快;而岩石的情况正好相反。由图3可以看出: k_1 (很大程度上受下垫面粗糙程度的制约)对冷迳流的强弱和沿坡面的分布有较大的影响。 k_1 愈小, U_2 愈小, U_2 的最大值出现在坡上的位置愈低。由表2和表3可以看出: k_1 愈小,大气愈稳定,则 U_m 愈大, H_1 和 H_2 愈小。由表4可以看出:有云时比没有云时, U_m 要小得多;云量愈多,风速愈小。由表5可以看出:坡度愈大, U_m 愈大。 $(T_g - \bar{T}_g)|_{t=0}$ 为积分初始时刻(即山谷风转换时刻)地表温度与地表日平均温度之差,它随地理纬度、季节、坡地方

图2 U_{m_i} 随时间的变化

- (1: $C=2.083 \text{ J}/(\text{cm}^3 \cdot \text{K})$, $\lambda=0.0125 \text{ J}/(\text{cm} \cdot \text{K} \cdot \text{s})$;
 2: $C=0.833 \text{ J}/(\text{cm}^3 \cdot \text{K})$, $\lambda=0.00292 \text{ J}/(\text{cm} \cdot \text{K} \cdot \text{s})$;
 3: $C=2.083 \text{ J}/(\text{cm}^3 \cdot \text{K})$, $\lambda=0.0404 \text{ J}/(\text{cm} \cdot \text{K} \cdot \text{s})$)

图3 U_2 沿坡面的分布

- (1: $k_1=0.25 \text{ m}^2/\text{s}$, 2: $k_1=0.15 \text{ m}^2/\text{s}$,
 3: $k_1=0.05 \text{ m}^2/\text{s}$)

1) 图2, 3和表2至表9中所用参数除已列出外, 均为基本参数。

表 2 U_m 随 k_1 的变化

k_1 (m^2/s)	U_m (m/s)	H_2 (m)	H_1 (m)	δ
0.05	4.6	30	5	0.2
0.15	3.1	50	10	0.25
0.25	2.3	65	16	0.3

表 4 U_m 随 N 的变化

N	0	0.3	0.8
U_m (m/s)	3.1	2.1	1.2

表 6 U_m 随 $(T_g - \bar{T}_g)|_{z=0}$ 的变化

$(T_g - \bar{T}_g) _{z=0}$ ($^{\circ}C$)	0.5	3	5
U_m (m/s)	5.7	3.1	1.4

表 8 U_m 随 L 的变化

L (m)	500	1000	1500
U_m (m/s)	2.1	3.1	3.8

表 3 U_m 随 ε 的变化

ε	U_m (m/s)	H_2 (m)	H_1 (m)	δ
0.10	2.1	110	25	0.4
0.25	3.1	50	10	0.25
0.50	5.7	20	5	0.167

表 5 U_m 随 α 的变化

α	10°	20°	30°
U_m (m/s)	2.0	3.1	3.9

表 7 U_m 随下垫面热力特性的变化

下垫面热力特性 ¹⁾	$C=0.833$ $\lambda=0.00292$	$C=2.083$ $\lambda=0.0125$	$C=2.083$ $\lambda=0.0404$
U_m (m/s)	5.3	3.1	2.4

表 9 U_m 随 γ_a 的变化

γ_a	-1	-0.5	-0.1	0	0.2
U_m (m/s)	4.9	4.2	3.3	3.1	2.6

位和天气条件而变化。一般来讲,低纬大于高纬,夏季大于冬季,南坡大于北坡,晴天大于阴天。由表 6 可以看出: $(T_g - \bar{T}_g)|_{z=0}$ 愈大, U_m 则愈小。由表 7 可见, U_m 是雪被比土壤大,而岩石则比土壤小。由表 8 可以看出: 坡长 L 愈长, U_m 愈大; 当坡长从 500 m 增加到 1500 m 时, U_m 从 2.1 m/s 增加到 3.8 m/s。由表 9 可以看出: 随着蒸发量的增加, U_m 亦增大; 当产生凝结时, U_m 则要变小。蒸发量不仅取决于地表湿润状况,更重要的是取决于土壤热储量。 $(T_g - \bar{T}_g)|_{z=0}$ 愈大,蒸发也愈大。事实上,蒸发或凝结的作用,削弱了 $(T_g - \bar{T}_g)|_{z=0}$ 对冷迳流风速的影响。

从上面的讨论可以看出: 云量对冷迳流的影响最大。根据表 4 和表 6, 我们可以得出这样的结论: 白天是阴天,而夜间是晴天的天气条件是最有利于冷空气迳流的。综合之,冷迳流发生的原因是,由于坡面的存在,使得坡面上的空气比周围空气冷却得快,在重力作用下,较冷空气沿坡面下滑。坡面存在和辐射冷却是形成冷迳流的条件,坡面粗糙度和大气层结则影响冷迳流的速度和结构。

八、与观测结果的比较

H. G. Gyga^[17](1985)总结了前人的观测结果,得出了冷迳流的特征: $U_m=2.5-4.9$ m/s, $H_1=2-41$ m; 坡面愈粗糙, U_m 愈小, H_1 愈大。这与我们的计算结果是相容的。

1) 单位见计算参数一节。

他最大的 H_1 值比我们计算的要大, 因为他们是在森林区观测的, 可能包含了林木的高度; 最小的 H_1 值比我们计算的要小, 是因为在冰面的情况下观测得到的, 此时的 k_1 比我们考虑的要更小。

我们在三峡地区的巴东、涪陵、万县和奉节河谷坡面上选了 5 个比较典型的冷迳流个例, 并把观测值与计算值相比较, 列于表 10。可以看出: 计算值与实测值基本上是一致的。误差的主要来源有: (1) 我们假定的湍流交换系数随时间不变, 实际上是有变化的, 特别是在日出日落前后; (2) 受水体的影响; (3) 观测的坡面是峡谷中的一个坡面, 并不像我们计算时所假定的孤立坡面。

表 10 观测值与计算值的比较

(单位: m/s)

地 点	时 间 风 速	19时	22时	1时	4时	7时
		巴 东	观测值 1.8 计算值 1.4	2.2 2.3	2.1 2.2	1.9 1.7
涪 陵	观测值 1.8 计算值 1.6	2.7 2.8	2.5 2.4	2.0 2.1	1.8 1.9	未测 0.9
万 县	观测值 1.4 计算值 1.3	2.1 2.0	1.1 1.3	0.7 1.0	未测 0.9	
奉 节	观测值 1.0 计算值 1.2	1.8 1.9	2.4 2.6	2.8 2.3	1.1 1.4	
	观测值 1.0 计算值 1.4	2.9 2.8	1.9 2.1	1.9 2.0	1.2 1.6	

九、结 论

1. 冷迳流的风速从山顶向下渐渐增大, 到坡底深度的 $1/3-1/6$ 高度达到最大值, 后又减小。且 k_1 愈大, 转换高度愈高。

2. 冷迳流是一浅薄层, 在上部存在较弱的反向气流。风向转换高度为 20—110 m, 且大气层结愈稳定, 转换高度愈低。

3. 冷迳流的最大风速为 1.2—5.7 m/s; 大气层结愈稳定, 最大风速 U_m 愈大; k_1 愈小, U_m 愈大。 U_m 出现在离坡面 5—25 m 处, 且大气层结愈稳定, 出现的高度愈低; k_1 愈小, 出现的高度愈低。

4. 有云时比没有云时, 冷迳流的最大风速要小得多。当云量从 0 变化到 0.8 时, U_m 从 3.1 m/s 下降到 1.2 m/s。坡度愈大, U_m 愈大。

5. 土壤热通量愈小, 最大风速 U_m 愈大; 坡长愈长, U_m 愈大; 当坡长从 500 m 增加到 1500 m 时, U_m 从 2.1 m/s 增加到 3.8 m/s。最大风速 U_m 随时间的变化呈波浪型, U_m 出现时间与下垫面热力性质有关。

参 考 文 献

- [1] 傅抱璞, 山谷风, 气象科学, 1981, 1—2期, 1—15。
- [2] 吉野正敏, 关于菅平高原冷迳流的特性的研究, 国外农学——农业气象, 1984, 3 期, 21—22。
- [3] 吉野正敏, 冷湖的形成及其对农业的影响, 国外农学——农业气象, 1984, 1 期, 22—27。
- [4] 大和田道雄, 矢作川流域的冷迳流及逆温强度, 国外农学——农业气象, 1984, 3 期, 23—25。
- [5] 江爱良、李师融, 地形小气候与橡胶树的避害问题, 农业气象, 1981, 1 期, 45—52。
- [6] 田中夕美子等, 坡地、谷地及谷横斜面上的夜间冷却过程, 国外农学——农业气象, 1985, 2 期, 31—32。
- [7] 吉野正敏, 冷迳流的发生机制, 国外农学——农业气象, 1984, 4 期, 12—15。
- [8] Doran, J. C., and T. W. Horst, Comparisons of models and observations of nocturnal slope winds, Proceeding of second conference on mountain meteorology, AMS press, 240—244, 1981.
- [9] Mahrer, Y., and R. A. Pielke, A numerical study of the airflow over irregular terrain, *Beitr. Phys. Atmos.*, 50, 98—113, 1977.
- [10] Pielke, A., and P. Mehning, Use of mesoscale climatology in mountains terrain to improve the spatial representation of mean monthly temperatures, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 108—112, 1977.

- [11] Pielke, A., and Y. Mahrer, Technique to represent the heated-planetary boundary layer in meso-scale models with coarse vertical resolution, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2288—2308, 1975.
- [12] Mahrer, Y., and A. Pielke, A numerical study of the airflow over mountains using the two-dimensional version of the university of Virginia mesoscale model, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2144—2155, 1975.
- [13] Mahrer, Y., and A. Pielke, Numerical simulation study of the airflow over Barbodos, *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1392—1402, 1976.
- [14] Yamada, T., Numerical simulations of the night 2 data of the 1980 ASCOT experiments in the California Geysers area, *Arch. Met. Geoph. Biocl., Ser. A*, **34**, 223—247, 1985.
- [15] Sang, G., A theoretical study of airflow over an obstacle in a neutral or slightly unstable atmosphere, *Arch. Met. Geoph. Biocl., Ser. A*, **34**, 213—222, 1985.
- [16] Zhang Dalin, and R. A. Anthes, A high-resolution model of the planetary boundary layer—Sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data, *J. Appl. Met.*, **21**, 1594—1609, 1982.
- [17] Gygas, H. A., Evidence for mechanical induced downslope wind in the lee of gently sloped hills, *Arch. Met. Geoph. Biocl., Ser. A*, **34**, 167—177, 1985.

THEORETICAL STUDY OF COLD-AIR DRAINAGE

Wang Hao Fu Baopu

(*Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University*)

Abstract

The formulation and characteristics of cold-air drainage are studied in this paper. The terrain is considered as an ideal two dimensional slope with infinitely extended in Y-direction. At general situation, the varied regularity of cold-air drainage is obtained through solved numerically the atmospheric movement equations, the thermodynamic equation, the surface thermal balance equation and the heat conducted in the soil equation. Finally we test the variety of cold-air drainage with the amount of cloud, the coefficient of turbulent exchange, the angle and the length of the slope, the heat flux in the soil and the thermal characteristics of the soil.