

兰州山地初冬的一次近地面层 观测试验¹⁾

胡隐樵 葛正谟 刘俊义 张永丰 卫国安²⁾

(中国科学院兰州高原大气物理研究所)

提 要

本文对1986年初冬在兰州河谷盆地的皋兰山顶、山腰和河谷进行的一次近地面层风速和温度梯度综合观测进行了分析,得到了山顶、山腰和河谷不同的小气候特征,发现由于山峰的加热效应,山顶在白天日照下会出现绝热不稳定层结,10天平均温度的垂直递减率最大达到 $33.9^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,山顶的温度递减率同周围环境的温度递减率和山顶的Richardson数之间存在一种函数关系。

一、引 言

均匀下垫面条件下近地面层的观测研究已有相当长的历史,并取得丰富的资料,形成相当成熟的以Монин-Обухов相似性理论为代表的近地面物理理论^[1]。由于各种困难,在有地形条件下的近地面层观测研究却很不足,而且往往是在缓坡地形条件下进行的^[2,3]。这方面无论是理论研究^[4,5]还是观测试验研究主要讨论地形对气流的影响,对地形的热力效应,主要是讨论山谷风和斜坡风,也主要是集中研究缓慢地形的影响^[6,7]。显然对地形条件下的近地面层进行观测研究,不仅对于非均匀下垫面的近地面物理而且对于山地小气候和云雾物理研究都有意义,尤其是近代许多城市和工业基地都建于山地,为了研究这种条件下大气污染扩散过程,山地近地面层的观测就显得更为重要了。

兰州是我国典型的山地城市,又是我国西北的重要工业基地,是我国污染严重的城市之一,因此进行各种地形条件下的近地面观测就显得很有必要了。我们于1986年11月6日至11月18日进行了12天的近地面层的联合观测,从皋兰山顶、山腰至雁滩河谷分别设置三个14m高的风、温梯度观测点,并在我所大楼进行风、温的探空观测,基本上是一个从南侧皋兰山至北侧黄河河谷的西南至东北的剖面。图1(a)和(b)分别是观测站布点平面图和剖面示意图。山顶和雁滩分别用自制的五层风、温梯度仪,山腰用Gill三向风标风速计和自然通风温度计(只有三层),它们都是十分钟平均,每小时正点记录一次,山腰还有脉动量的记录。山顶和山腰基本上是裸露地面(只有少量杂草),河谷是块荒地,100m以内无树木,地面是干枯的杂草。三个观测点相对高度以办公楼底

1987年7月13日收到,1988年3月28日收到修改稿。

1) 本试验研究得到中国科学院基金项目的支持。

2) 参加该观测工作和资料整理的还有周定文、胡非、景冬兰、曹东生、曹充阔、周秀云、牛玉清、张懿、他光礼等。

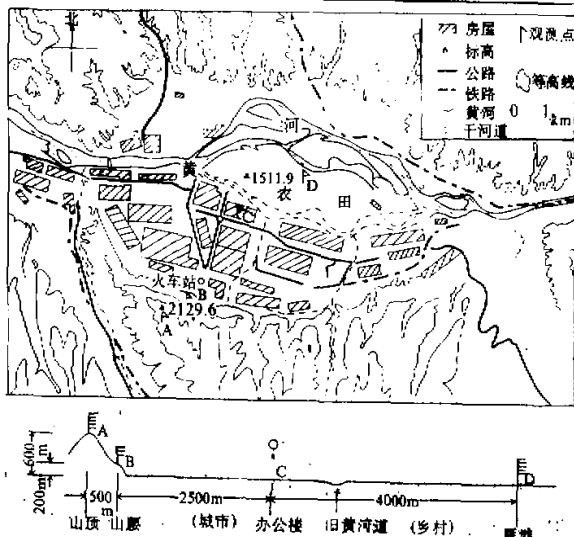


图1 观测点布点平面图(a)和剖面示意图(b)

为基点, 用空盆高度计测得山顶高为 600 m, 山腰为 200 m, 河谷为 -3 m.

仪器在观测前进行了标定, 梯度观测中的温度和风速绝对误差分别在 0.2°C 和 0.3 m/s 以内, 探空用的低空探空仪温度误差为 0.5°C .

二、观测结果

本文仅分析兰州山地冬季的一些小气候特征, 即温度和风速的平均量. 探空结果和湍流特征将在另两项工作中分析.

1. 平均气温及其梯度的日变化 表1给出11月7日00时至16日24时的各层气温平均值. 这10天基本上为晴天, 偶有多云和阴天的情况. 从表1明显地看出下面特点:

(1) 白天同一高度上山顶的气温比河谷高, 而山腰的气温却比河谷低. 为了方便起见, 将山顶和河谷的第二层, 即 1.7 m 高处的气温相比较. 早晨 08 时开始至 14 时山顶气温都高于河谷, 10 时高出 2.8°C . 傍晚山顶气温却低于河谷, 18 时要低 2.3°C . 22 时至次日 4 时整个晚间山顶与河谷气温相当. 同典型的情况不同, 白天山顶气温反而高于山谷, 这可能与兰州河谷冬季被污染的大气中过量的尘埃强烈吸收太阳辐射有关. 沈志宝等人^[8]对兰州冬季山顶和山谷太阳直接辐射对比观测表明, 山谷比山顶辐射减弱 41%, 这是很可观的. 正是由于山谷得到的太阳辐射这么弱使得白天山顶气温反而高于山谷. 但夜间河谷温度比山顶温度还高, 这是由于山顶与河谷高度差太大, 山顶不断得到自由大气的更冷的冷空气补充的结果. 因为山腰第一层为 4 m, 所以它可与河谷第三层比较. 10 时至 18 时山腰气温低于山谷, 16 时温差最大, 山腰气温比河谷低 3.3°C . 20 时至次日 08 时山腰气温却高于河谷, 20 时温差最大, 山腰比河谷高 2.0°C .

(2) 三个观测点的温度递减率在表1中给出. 为了看得更清楚, 图2给出了三个观测点温度梯度的日变化. 白天 08 时至 10 时气温梯度开始出现负值, 各观测点维持的时

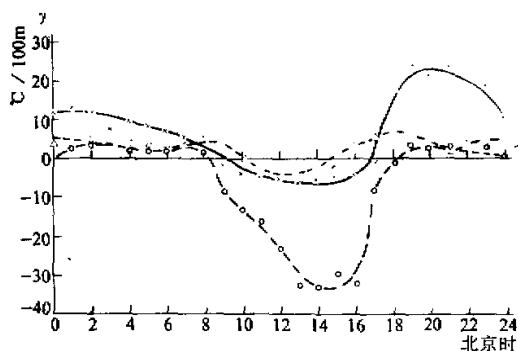


图2 三个观测点11月7日至16日平均气温梯度的日变化

× 表示河谷, ○ 表示山顶, △ 表示山腰

间各不相同,维持 $\gamma < 0$ 的时间山顶、山腰和山谷分别为08—18时,10—15时和09—17时,以山顶时间最长,山腰最短。要特别指出的是山顶白天出现强的绝热不稳定层结,梯度在13至16时最大,最大值达到 $-33.9\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。这种平均气温递减率同我们1985年夏在河西沙漠中观测到的超绝热不稳定时最大的温度递减率相当^[9]。初冬出现这么强的超绝热不稳定性是很可观的。夜间的逆温状态以河谷最强,河谷逆温一天中以19时左右最强达 $24.0\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,下半夜及清晨逆温反而减弱,逆温以山顶最弱。

2. 平均风速日变化 表2是11月7日00时至16日24时的各层平均风速。山腰还给出了垂直于山坡的风速分量 v ,负值表示上坡风分量,正值是下坡风分量。比较表2中相同高度上的风速可知山顶风速最大,山腰风速最小,最大风速也只有 1.5 m/s ,这可能是由于山的阻挡作用,最大风速出现时间山顶是00时,山谷和山腰却是16时,在表中用虚线标出了山腰 v 分量出现负值的范围。比较平均风速与 v 分量可知东西风速分量较大,南北分量较小。总的来说山坡风并不明显。

图3是三个观测点的11月7日至16日平均风速廓线,它们都偏离对数规律较严重。比较三个观测点的廓线表明,山顶风速梯度最大,而且在4m左右有一个明显的“转折点”,4m以上风速梯度较大。Cacrec^[3], Frenkiel^[10]都观测到地形作用下的这种风速廓线的转折,较折点以下风速受地面摩擦影响较大,转折点以上地面摩擦影响较小,所以风速较大。

三、山峰的加热效应

以上分析看到,白天山顶在日射增温下出现强的超绝热不稳定层结,这是山峰地面日射增温对周围环境自由大气一种加热效应造成的。假定河谷下垫面温度为 T_0 ,温度按递减率 γ 向上递减,到山顶高度 H 处温度变为 $T_0 - \gamma H$ 。它是山顶周围环境的温度,由于白天日射对山峰加热达到 T_0' ,那么 $T_0' > T_0 - \gamma H$ 必然对周围环境自由大气产生了加热作用。表3列出11月15日19时至16日19时探空得到的600m高处的气温同山顶1.7m高处的气温以及它们的温差,这一天是晴天,明显看出白天08—19时山顶气温高于环境气温,09—12时温差最大,最大温差达 $4.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

表 1 11月7日00时至16日24时各层气温的平均值(°C)

观测站 层次 高度(m)	河 谷							山 顶							山 腰						
	1	2	3	4	5	7	γ	1	2	3	4	5	γ	γ	1	2	3	γ	γ	γ	γ
00	-1.0	-0.1	0.2	0.4	0.4	11.6	0.6	-0.4	-0.5	-0.2	-0.5	-0.4	0.0	4.0	1.0	1.1	1.4	4.3			
02	-2.5	-1.5	-1.0	-0.9	-0.9	13.2		-1.6	-1.4	-1.1	-1.3	-1.2	3.2		-0.3	0.5	0.0	3.3			
04	-3.1	-2.1	-2.0	-2.0	-1.9	9.9		-2.0	-2.0	-1.6	-1.8	-1.8	1.6		-1.4	-1.2	-1.0	3.3			
06	-3.6	-2.8	-2.7	-2.8	-2.8	6.6		-2.4	-2.4	-2.0	-2.2	-2.2	1.6		-2.3	-2.0	-2.0	2.9			
08	-4.1	-3.4	-3.4	-3.3	-3.4	5.8		-1.9	1.7	-1.4	-1.6	-1.7	-1.6		-2.9	-2.6	-2.7	2.4			
10	0.8	1.0	0.7	0.5	0.4	-3.3		4.3	3.8	3.4	3.2	2.5	-14.2		-0.2	-0.3	-0.3	-0.8			
12	4.8	4.9	4.7	4.2	4.1	-5.8		8.0	7.0	6.6	6.0	5.0	-23.7		3.1	3.4	2.8	-2.9			
14	8.1	8.1	8.0	7.6	7.4	-5.8		9.9	8.8	7.7	6.7	5.6	-33.9		6.0	6.4	5.7	-2.6			
16	9.0	8.9	9.0	8.6	8.4	-5.0		9.4	8.5	7.9	7.0	5.3	-32.6		5.7	5.8	5.9	2.8			
18	3.8	4.6	5.1	5.7	5.8	16.5		2.4	2.3	2.5	2.2	2.2	-1.6		4.8	5.0	5.4	6.8			
20	-0.9	1.8	1.7	3.1	3.5	21.5		1.0	1.0	1.4	1.2	1.3	2.4		3.7	3.8	4.1	3.6			
22	-1.1	-0.2	0.4	1.1	1.5	21.5		-0.1	0.0	0.4	0.2	-0.2	-0.8		2.2	2.1	2.5	3.5			

注: γ 由最低与最高层温差算出。

表 2 11 月 7 日 00 时至 16 日 24 时各层风速的年均值 (m/s)

观测站		河 谷					山 顶					山			腰		
层 次		1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	平 均 风 速			南 北 分 量		
高度(m)		1.3	2.2	4.5	9.0	13.4	0.9	2.4	4.2	8.4	13.4	1	2	3	1	2	3
												4.0	8.3	13.8	4.0	8.3	13.8
时 间 (北 京 时)	00	0.8	0.9	1.1	1.4	1.5	2.2	2.7	2.8	3.6	4.4	0.9	0.9	1.0	0.3	0.2	0.4
	02	1.1	1.4	1.5	1.8	1.9	1.6	2.3	2.2	2.7	3.4	0.8	1.0	1.1	0.2	0.3	0.4
	04	1.0	1.2	1.4	1.6	1.8	1.7	2.2	2.2	2.9	3.3	0.8	0.6	0.7	0.4	0.2	0.3
	06	1.0	1.2	1.4	1.6	1.6	1.7	2.3	2.4	2.9	3.6	0.7	0.7	0.6	0.2	0.0	0.1
	08	1.1	1.2	1.4	1.6	1.6	1.8	2.2	2.3	2.8	3.4	0.6	0.5	0.4	0.1	-0.3	-0.0
	10	1.0	1.1	1.1	1.3	1.1	1.8	2.1	2.0	2.4	2.7	0.5	0.9	0.6	-0.3	-0.7	-0.3
	12	1.3	1.4	1.5	1.5	1.4	1.5	1.9	1.9	2.5	2.6	0.7	0.9	0.6	-0.4	-0.7	-0.4
	14	1.5	1.5	1.6	1.7	1.5	1.5	1.8	1.8	2.4	2.6	0.5	0.6	0.6	0.0	-0.2	0.1
	16	1.5	1.7	1.7	1.8	1.7	1.4	1.8	1.9	2.6	3.1	0.9	0.7	0.7	0.2	0.0	0.1
	18	1.4	1.6	1.8	2.1	2.4	1.4	1.8	1.9	3.0	3.1	1.5	1.5	1.5	0.0	0.0	0.1
	20	0.8	0.9	1.0	1.3	1.4	1.8	2.4	2.6	3.5	4.1	1.1	1.0	1.4	0.0	-0.2	0.0
	22	0.8	0.9	1.0	1.3	1.3	1.6	2.3	2.4	3.2	3.7	1.1	1.1	1.2	0.2	0.1	0.2

注：虚线区为南北分量负值范围

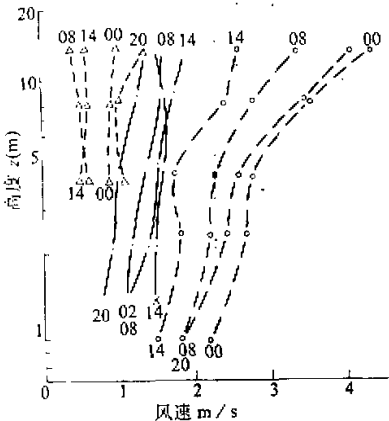


图 3 三个观测点的 10 天平均风速廓线, 每条曲线标出北京时, 符号如同图 2

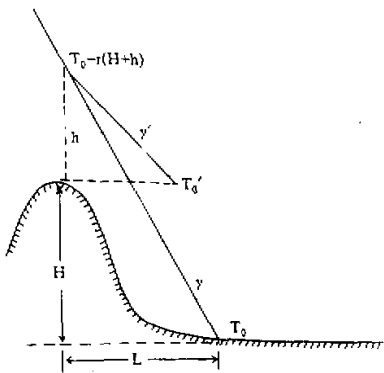


图 4 山峰加热效应示意图

为了从物理上说明山峰加热效应, 我们考虑一种理想的情况 (见图 4). 设山峰相对高度为 H , 水平尺度为 L , 山谷地面温度为 T_0 ; 大气温度按递减率 γ 变化. 由于下垫面热状态不同, 山峰地面温度为 T_0' , 由于山峰的存在使得其上空温度递减率为 γ' , 山峰影响的大气厚度为 h , 在 h 以上温度按自由大气温度递减率 γ 变化. 为了方便起见, 在这里暂不考虑环境流场的影响, 那么在 $H+h$ 高度上的气温可以认为是 $T_0 - \gamma(H+h)$. 所以山峰所影响的范围内温度递减率为

$$\gamma' = \frac{T_0' - [T_0 - \gamma(H+h)]}{h}$$

表 3 11月15日19时至16日19时探空得到600m高处的气温同山顶1.7m处气温的比较(℃).

时间(北京时)	19	22	00	02	04	07	08	09	12	16	17	18	19
探空600m处气温 T_{600}	3.8	0.9	0.1	-1.3	-2.3	-3.0	-3.1	-1.7	0.6	0.6	-1.6	-0.5	-2.0
山顶1.7m处气温 $T_{山顶}$	2.7	0.1	0.1	-2.5	-3.1	-3.1	-2.6	3.1	5.1	3.8	1.1	0.1	-0.8
温差 $T_{山顶} - T_{600}$	-1.1	-0.8	0.0	-1.2	-0.7	-0.1	0.5	4.8	4.5	3.2	2.7	0.6	1.2

即

$$\gamma' = \frac{T_0' - T_0}{h} + \gamma \left(1 + \frac{H}{h} \right) \quad (1)$$

山峰影响的高度主要由两个因子决定, 一个是山峰的形状, 可以用 H/L 来表示; 另一个是山峰附近大气的热力稳定度, 用 Richardson 数 Ri 来表示. 所以比值 h/H 是 H/L 和 Ri 的函数

$$\frac{h}{H} \propto f \left(\frac{H}{L}, Ri \right)$$

对固定的地点, H/L 是一个常数, 所以上面函数可简单地表示成下面形式

$$\frac{h}{H} = \frac{1}{\varphi(Ri)} \quad (2)$$

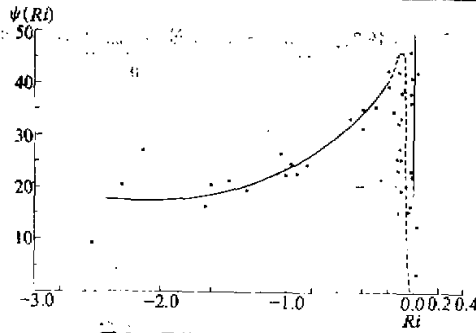
$\varphi(Ri)$ 是山峰热力影响函数, 将 (2) 代入 (1) 得

$$\frac{\gamma' - \gamma}{\Gamma + \gamma} = \varphi(Ri) \quad (3)$$

其中 $\Gamma = (T_0' - T_0)/H$ 是沿山坡的温度梯度. (3) 式建立了山峰附近温度递减率 γ' , 周围环境自由大气温度递减率 γ 和沿山坡的温度梯度 Γ 同山峰上空稳定度 Ri 之间的函数关系 $\varphi(Ri)$.

我们可以利用山顶的梯度观测资料计算 Ri 和 γ' ; 利用相应时间的探空资料计算自由大气的 γ 以及探空地面基点温度和山顶最底层温度计算 Γ 值, 最后就可以利用 (3) 式计算函数 $\varphi(Ri)$. 为了验证函数 $\varphi(Ri)$ 的存在, 利用 11 月 13 日 00 时至 17 日 22 时的山顶梯度观测资料和相应时间的探空资料进行计算, 结果如图 5 所示. 该图表明 $Ri < -0.2$ 时, 即山顶附近处于不稳定层结时, $\varphi(Ri)$ 同 Ri 的函数关系是比较明显的. 但是 $Ri > -0.2$ 时, 即山顶附近大气处于近中性层结或稳定层结时, $\varphi(Ri)$ 同 Ri 没有很好的函数关系, 即 $\varphi(Ri)$ 随 Ri 变化离散很大. 这是因为我们得到 (3) 式时只考虑了热力因子的作用, 而未考虑周围的流场作用, 显然在近中性或稳定层结条件下这种假定是不合适的. 所以 (3) 式只适用于不稳定层结.

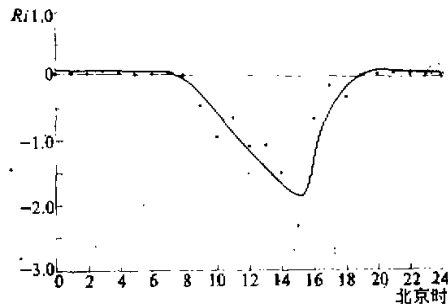
从图 5 还可以看到, 随着不稳定度的增加 $\varphi(Ri)$ 是 $|Ri|$ 的减函数, 可以近似分成 I. ($-0.2 \geq Ri \geq -1.0$); II. ($-1.0 \geq Ri \geq -2.0$); III. ($Ri \leq -2.0$) 三段. 第 I 段 $\varphi(Ri)$ 下降迅速; 第 II 段 $\varphi(Ri)$ 下降缓慢; 第 III 段 $\varphi(Ri)$ 基本上维持常数不随 Ri 变化. 事实上 (2) 式表明山峰热力影响的大气厚度 h 同山峰热力影响函数 $\varphi(Ri)$ 成反比关系. 由图 5 和公式 (2) 可以得到表 4, 该表说明, 随着山峰附近大气不稳定度的增加, 由于湍流的输送作用, 山峰热力影响的大气厚度也增加, 但 $\varphi(Ri)$ 随不稳定度的增加而

图5 函数 $\varphi(Ri)$ 同 Ri 的关系表4 $\varphi(Ri)$, Ri 和 h 的关系

Ri	-0.2	-1.0	-2.0
$\varphi(Ri)$	39	30	17
$h(m)$	15.4	20.0	35.3

减小。

图6给出了由表1和表2中山顶平均温度梯度和风速梯度计算得到的 Ri 数日变化。可以看到白天08—19时 $Ri < 0$, 大气处于不稳定层结, 随着日升 $|Ri|$ 逐渐增加, 约15时达极大值2.0左右, 下午 $|Ri|$ 迅速下降, 晚间 $0 < Ri < 0.1$ 且很平稳。图6和表4的结果表明, 白天不稳定大气湍流发展的条件下 $\varphi(Ri)$ 的变化范围约在39—17之间, 山峰热力影响的大气厚度 h 的变化范围约在15—35m之间。

图6 Ri 的日变化

下面进一步分析山顶气温递减率 γ' , 由(3)得到:

$$\gamma' = \gamma + (\Gamma + \gamma)\varphi(Ri) \quad (4)$$

一般山坡附近温度随高度下降, 即 $\Gamma < 0$. 若 $\Gamma \approx -\gamma$ 的话, $\gamma' = \gamma$. 这就是说, 山坡附近气温同自由大气温度一样递减时; 山顶温度递减率应该同自由大气温度递减率相同。假若 $\Gamma = 0$, 山坡附近温度随山坡高度没有变化, 则

$$\gamma' = (1 + \varphi)\gamma \quad (5)$$

由上面分析已经知道 $\varphi > 0$, 所以一般在山顶不稳定大气条件下 $\gamma' > \gamma$. 按上面的估计 $Ri = -1.0$ 时 $\varphi(Ri) = 30$, 则 $\gamma' = 31\gamma$. 对于中性的自由大气 $\gamma = \gamma_a$, 则 $\gamma' = 30.4^\circ\text{C}/100\text{m}$. 上一节的分析表明, 兰州山地由于污染大气中气溶胶对太阳辐射的吸收作用,

使得山顶气温高于山谷离地同一高度上的气温, 即 $\Gamma > 0$, 这样就造成山顶更大的温度递减率 γ' 。如图 2 所示, 山顶平均气温的递减率最大时可达 $33^\circ\text{C}/100\text{m}$ 。事实上观测得到的 γ' 值经常超过它, 最大时达到 $66^\circ\text{C}/100\text{m}$ 。

要指出的是山峰加热效应同山峰的形状, 尤其与山的坡度 H/L 有密切关系, 坡度越大, 即 H/L 越大, 山峰加热效应可能越强。另外山峰的加热效应与山峰附近的植被情况和地表面湿度也有密切关系, 山峰及山坡无植被覆盖或者很干燥, 地表增温强烈, 感热比例很高, 自然山峰附近大气层结更不稳定, 山峰加热效应也强烈。相反, 山峰及附近山坡植被覆盖良好且很湿润, 潜热比例很高, 地表增温缓慢, 山峰附近大气层结就较稳定, 山峰加热效应就较弱。

上面分析的结果可能是山地, 尤其是裸露无植被且干燥的山区易于发展强烈的对流云并易降雪的原因之一。象兰州这种盆地周围山峰在冬季的这种山峰加热效应, 会将大量热空气输送到兰州盆地较冷大气的上空, 在白天易于形成行星边界层内的一种稳定层结。它是造成谷地的严重空气污染的原因。

四、结 论

上面的研究可以得到如下的结论:

(1) 构成兰州河谷盆地的山顶、山腰和河谷, 由于地形的影响它们的小气候是不一样的。从观测结果来看, 兰州初冬由于严重污染的大气中大量尘埃对太阳辐射的强烈吸收大大削弱山谷接受的太阳辐射, 从而使白天山顶比河谷气温高, 而夜间由于自由大气对山顶冷却作用使山顶比河谷气温低, 而山顶的风速却日夜比河谷大。

(2) 无论是山顶、山腰或河谷, 近地面层气温和风速廓线都偏离对数规律。山顶风速廓线由于地形影响在 4m 附近存在一个“转折点”, 转折点以上风速大, 梯度也大。

(3) 由于山峰对周围环境大气的加热效应, 山顶气温层结在白天日照下出现强绝热不稳定状态, 10 天平均气温最大温度递减率达到 $33.9^\circ\text{C}/100\text{m}$, 并且山顶的温度递减率, 周围环境大气的温度递减率和山顶的 Richardson 数存在一种函数关系, 山峰的这种加热效应造成的不稳定可能是山地对流易于发展的一个重要原因。

参 考 文 献

- [1] Busch, N. E., 1984. 论大气湍流力学, 微气象学, 科学出版社, p. 27.
- [2] Bradley, E. F., 1980. An experimental study of the profiles of wind speed, shearing stress and turbulence at the crest of a large hill. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 101-123.
- [3] Cacer, C., 1979. An experimental study of the airflow over a hill in the atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteor.*, **17**, 381-401.
- [4] Jackson, P. S. and Hunt, J. C. R., 1975. Turbulent wind flow over a low hill. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101**, 929-955.
- [5] Taylor, P. A., 1977. Some numerical studies of surface boundary layer flow above gentle topography. *Boundary-Layer Meteor.*, **11**, 439-465.
- [6] 莱赫特曼, Д. А. 等著, 濮培民译, 1982. 大气边界层物理学, 科学出版社, p. 275-283.
- [7] Manins, P. C. and Sawford, B. L., 1979. A model of katabatic winds. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 619-630.
- [8] 沈志宝, 王尧奇, 李国良等, 1982. 太阳辐射在山谷城市污染大气中的削弱, 高原气象, **10**, 74-83.
- [9] 苏从先, 胡隐樵, 1987. 绿洲和湖泊的冷岛效应, 科学通报, 第 10 期, p. 756-757.
- [10] Frenkiel, J., 1962. Wind profiles over hill (in Relation to windpower utilization). *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **88**, 156-169.