

绿洲夜间“冷岛效应”的模拟研究*

潘林林 陈家宜

(北京大学地球物理系, 北京 100871)

摘 要 本文利用一维地气耦合模式, 并考虑大气长波辐射的影响, 模拟 HEIFE 期间绿洲、戈壁和沙漠夜间大气边界层的演变, 对夏季夜晚绿洲近地面气温低于沙漠的现象作出解释, 并运用实际观测资料加以论证。在总结前人研究成果的基础上, 利用数值试验, 得出绿洲夜间“冷岛效应”形成的主要原因在于风速较小与夜间蒸发, 从而排除了归因于绿洲、沙漠辐射方面的差异的可能性。

关键词 “冷岛效应” 数值试验 风速差异 夜间蒸发

1 引言

绿洲、戈壁和沙漠等不同下垫面大气边界层的物理过程对该地区的农业发展和气候演变有着直接的影响。中日合作的“黑河地区地气相互作用野外观测实验研究(HEIFE)”是继 HAPEX 和 FIFE 之后的又一次大型陆面过程野外观测实验。它使人们对于干旱地区陆面过程有了一些新的认识^[1], 诸如“逆湿现象”、“冷岛效应”。尽管有关绿洲“冷岛效应”的研究已很多^[2,3], 但是对于夜间绿洲温度比沙漠低, 即夜间“冷岛效应”机理的研究并不多见。

通常认为, 夜间戈壁、沙漠应冷于绿洲。Rosenberg 曾指出, 在夜间同一地区地面有草的地表温度要高于无草的地表温度^[4]。Spurr 曾把人工树林地地表温度与空旷地相比较, 在夜晚亦是前者温度较高^[5]。有关农田与空旷地的比较亦有类似结果。另外, 文献[4]指出对于不同土质来说, 粘土比沙土结构细密, 保存水能力强, 粘土导热性能好, 热容量通常也比沙土大, 因而在夜间粘土表面温度要高于沙土表面的温度。这样看来, 在有植被覆盖且土壤特性偏向粘土的绿洲(如张掖站)的夜间温度应高于地表裸露、土质为沙土的沙漠(如沙漠站)。然而实际观测并非如此。苏从先、胡隐樵等于1987年首先发现“戈壁上的气温日夜高于绿洲农田上的气温”。Sahashi^[6]从 HEIFE 期间沙漠与绿洲微气象塔的观测结果的月平均, 也得出类似的结果, 即在夏季夜晚绿洲地表温度与近地面气温均低于沙漠, 形成“冷岛”。白天绿洲的逆位温现象可以用热平流来解释^[7], 而夜晚的“冷岛效应”则无法用它来解决。根据夜间流场分析^[8]同样也不能用冷平流来解释。

本文运用一维地气耦合模式^[9], 在考虑大气长波辐射的前提下对此问题进行模拟研究。其中, 大气部分湍流参数化采用二阶闭合; 地面过程采用 NP89 模式, 它曾成功地应用于 HEIFE 实验中“逆湿现象”的模拟解释^[10]; 夜间长波辐射则采用辐射模式加以计

1995-11-15 收到, 1996-02-10 收到修改稿

* 本文为国家自然科学基金委员会资助项目成果

算。通过数值试验对上述问题作出解释,并用实际观测资料进行论证。

2 模式

模式包括大气、地表以及辐射三部分。由于大气模式与地表模式在文献[9]中已做了详尽的叙述,所以这里只作简单介绍。

2.1 大气模式

平均量方程为

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{u'_i w'}}{\partial z} - f_c \varepsilon_{ijk} (\bar{u}_{kj} - \bar{u}_j) + v_{u_i} \frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial z^2}, \quad (i \neq 3) \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{q' w'}}{\partial z} + v_q \frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial z^2} + S_q, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{\theta' w'}}{\partial z} + v_\theta \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial z^2} + S_\theta + S_R, \quad (3)$$

其中, u_i 、 u_j 分别为 i 、 j 方向的风速 (m/s), u_{kj} 为地转风在 j 方向的分量 (m/s), q 为比湿 (kg/kg), θ 为位温 (K), 头上带一横的为平均量, 带撇的为脉动量。 v_{u_i} 、 v_q 、 v_θ 分别为粘滞系数。 S_R 为辐射项, 在白天大气长波辐射降温对大气温度的变化不是主要因子, 可以忽略; 在夜间由辐射模式提供。 S_θ 、 S_q 为源 (或汇) 项, 在无水汽相变的情况下可考虑为零。方程中出现的二阶量由其预报方程来确定。

2.2 地表模式

NP89 模式中关于地表的参数化方法如下。地表温度 T_s , 地表日平均温度 T_2 , 土壤表面体含水量 W_g 和土壤日平均体含水量 W_2 的预报方程是:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T (R_n - H - E_{lat}) - \frac{2\pi}{\tau} (T_s - T_2), \quad (4)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau} (T_s - T_2), \quad (5)$$

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} (P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau} (W_g - W_{geq}), \quad (6)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{ir}). \quad (7)$$

方程(4)与(5)中, τ 为时间, 取一天, C_T 为地表热系数是土壤类型、土壤水份与植被覆盖率率的函数, R_n 为净辐射, H 为感热通量, E_{lat} 为潜热通量。

方程(6)表示在土壤表面水份的收支引起的土壤水份的变化。其中 P_g 是到达土壤表面液态水含量, 它包括降水、结露等。 W_{geq} 为土壤毛细管中水份受重力作用与毛细作用平衡时的土壤表面体含水量, 它与土壤温度及类型有关。

取

$$\left. \begin{aligned} C_1 &= C_{1sat} (W_{sat} / W_g)^{b/2+1}, \\ C_2 &= C_{2ref} [W_2 / (W_{sat} - W_2 + W_{fc})]^{b/2+1}. \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

W_{sat} 为土壤饱和体含水量, 它和 C_{lsat} 、 C_{2ref} 、 b 等均是土壤类型的参数。其中, 净辐射 R_n 通过辐射模式求得, 感热通量 H 通过空气动力学方法得到:

$$H = \rho_a c_p (T_s - T_a) / R_a, \quad (9)$$

c_p 为定压比热, ρ_a 为空气密度, R_a 为空气动力学阻抗。

潜热通量计算包括土壤蒸发 E_g 、植被的蒸散 E_v (包括植被的蒸发 E_r 和植被的生理蒸腾 E_{tr}):

$$E_g = (1 - f_{\text{veg}}) \rho_a (h_u q_{\text{sat}}(T_s) - q_a) / R_a, \quad (10)$$

$$E_v = f_{\text{veg}} \rho_a [h_v (q_{\text{sat}}(T_s) - q_a)] / R_a, \quad (11)$$

f_{veg} 为植被覆盖面积占总面积比例, 称为覆盖率; h_u 是相对湿度,

$$h_u = \begin{cases} 0.5[1 - \cos(\pi W_g / W_{fc})], & W_g < W_{fc} \\ 1; & W_g \geq W_{fc} \end{cases} \quad (12)$$

系数

$$h_v = (1 - \delta) R_a / (R_a + R_s) + \delta, \quad (13)$$

其中

$$\delta = (W_r / W_{\text{rmax}})^{2/3}, \quad W_{\text{rmax}} = 0.2 f_{\text{veg}} I_{\text{LA}} (\text{mm}), \quad (14)$$

I_{LA} 为叶面面积指数; R_s 是气孔阻抗, 它与气孔的开放度、太阳短波辐射量、土壤温度、空气中水汽含量、环境温度有关; W_{fc} 为田间持水量与土壤特性有关的含水量。

2.3 辐射模式

夜间大气的长波辐射运用长波辐射图加以计算。有关辐射计算方面的模式很多, 该模式较其他模式的优点是计算简便。在高度为 Z_j 处向上的长波净辐射通量可表示为^[11]

$$F_E = \int_0^{T_H} \bar{\tau}_f(U', T) d(\sigma T^4) + \int_{T_H}^{T_j} \bar{\tau}_f(U' - U', T) d(\sigma T^4) + \int_{T_j}^{T_s} \bar{\tau}_f(U' - U', T) d(\sigma T^4), \quad (15)$$

其中 σ 为 Stefan-Boltzmann 常数, T_H 、 T_g 、 T_j 分别为大气层顶、地表以及 Z_j 高度的温度。山本义^{—[12]}以 σT^4 为横坐标, 以平均透过率 $\bar{\tau}_f(U', T)$ 为纵坐标, 设计出一种长波辐射图。平均透过率 $\bar{\tau}_f(U', T)$ 是 U' 和 T 的函数, 在以平均透过率 $\bar{\tau}_f(U', T)$ 和 σT^4 为纵、横坐标的长波辐射图上, 订正的水汽光学质量 U' 成为等值线。由温、湿、压廓线可计算各高度的 U' , 由各高度的温度 T 及 U' , 用内插法从长波辐射图求出平均透过率 $\bar{\tau}_f(U', T)$, 按(15)式, 各高度的有效辐照度是平均透过率 $\bar{\tau}_f(U', T)$ 对 σT^4 的定积分。

2.4 边界条件

下边界的 $\overline{u'_i w'}$ 由近地面层通量廓线关系求得。 $\overline{w' q'}$ 与 $\overline{w' \theta'}$ 由地面过程模式确定。地表模式与大气模式的耦合就是通过这些量来实现的。其他的二阶量可由 $\overline{u'_i w'}$ 、 $\overline{w' q'}$ 与 $\overline{w' \theta'}$ 得到。下边界的位温与水汽含量亦由地表模式提供, 风速在地表取为零。

取 4000 m 高度作为模式的上边界。在上边界, 脉动量设为零, 风速为地转风速, 位温梯度取为常数, 比湿取为常数。

3 模拟结果及分析

模拟以黑河实验中 1991 年 8 月加强观测期 (IOP-2) 张掖站与沙漠站气象塔、化音、小屯的系留气球以及探空观测资料为依据; 有关观测场地与资料状况许多文献已作了介绍^[6,9], 这里不再赘述。鉴于绿洲 (张掖、小屯) 和戈壁、沙漠的差异主要在于地表特性与大气状况, 因而在不能用冷、热平流来解释夜间“冷岛效应”的情况下, 只能从这两者的不同中寻找答案。两者地表特性的差异主要在于土壤水份含量、土壤特性以及植被; 大气方面的差异主要在于近地面风、温、湿廓线不同。其中温度廓线的差异显然不可能成为上述问题的原因 (因为在同等条件下, 温度高的大气向外的红外辐射量要大于温度低的, 如热容量相同, 必定是温度高的降温快)。因而我们主要对风速、湿度、地表水份含量以及植被对近地面温度的影响进行数值试验, 来探讨形成夜间“冷岛效应”的机理。首先进行实况模拟, 然后在此基础上进行数值试验。

3.1 实况模拟

我们以 HEIFE 实验中 IOP-2 期间沙漠站与张掖站的观测资料为基础, 以 1991 年 8 月 14~16 日为研究个例, 对绿洲和沙漠夜间地表温度进行模拟。其中, 代表土壤和地表状态的参数值见表 1; 代表大气状态的初值由相应时刻的观测值决定。其中地表温

表 1 土壤特性及植被参数值

	$W_2 / (\text{m}^3 / \text{m}^3)$	$W_g / (\text{m}^3 / \text{m}^3)$	$W_{fe} / (\text{m}^3 / \text{m}^3)$	$W_{wh} / (\text{m}^3 / \text{m}^3)$	$C_{\text{sat}} / 10^6$	$W_{\text{sat}} / (\text{m}^3 / \text{m}^3)$
绿 洲	0.44	0.30	0.420	0.175	3.22	0.451
沙 漠	0.20	0.08	0.231	0.068	3.59	0.395

	C_{sat}	$C_{2\text{ref}}$	f_{veg}	I_{LA}	b	a	p
绿 洲	0.213	0.8	0.5	3.0	7.12	0.135	6
沙 漠	0.082	3.9	0.0	0.0	4.05	0.387	4

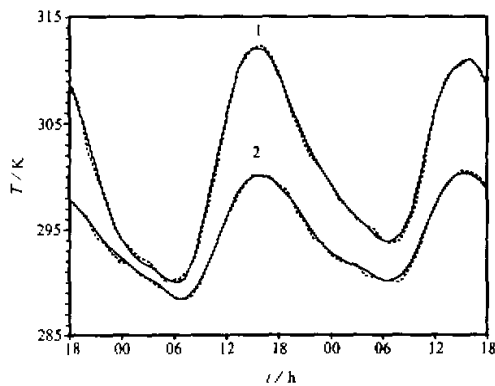


图 1 14~16 日地表温度模拟结果(虚线)与观测结果(实线)
(1) 沙漠站, (2) 张掖站

度观测值, 由 5 cm 与 10 cm 地温观测结果根据热传导方程推算得到。模拟地表温度时, 在模式中根据 Deardorff 提出的一层植被模式, 考虑植被对地表温度的影响。图 1 给出了地表温度变化的模拟结果与观测结果的比较, 图中时间为北京时 (以下同)。可以发现两者具有较好的一致性, 绿洲夜间温度较低的现象得到了再现。由于沙漠站与张掖站 8 月无系留气球与探空观测, 模拟所得的温度廓线无法比较。为弥补这一不足, 以小屯站与化音站系留气球与探空观测资料为基础对 14 日晚到 15 日晨的温

度廓线进行模拟比较。考虑到化音站夜间受冷泄流的影响, 在模拟时根据风速廓线避开冷泄流较强的时刻。图 2 与图 3 分别给出了两个站温度廓线实测值与模拟值的比较。总的来说还比较一致, 特别是小屯站; 当然也存在一些偏差, 这主要是由平流输送造成的。从观测和模拟廓线都可以看出, 夜间绿洲近地面气温低于沙漠, 上部两者相近, 有时绿洲略高于沙漠。

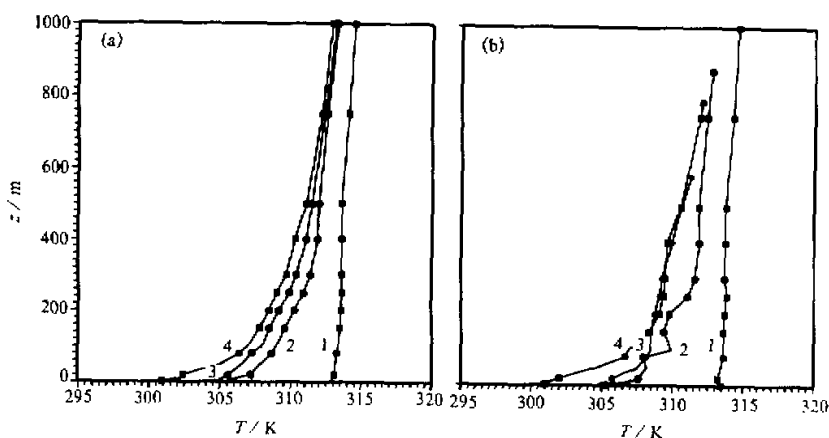


图 2 化音站 14~15 日夜间位温廓线模拟结果 (a) 与观测结果 (b)
(1) 19 时, (2) 22 时, (3) 00 时, (4) 06 时

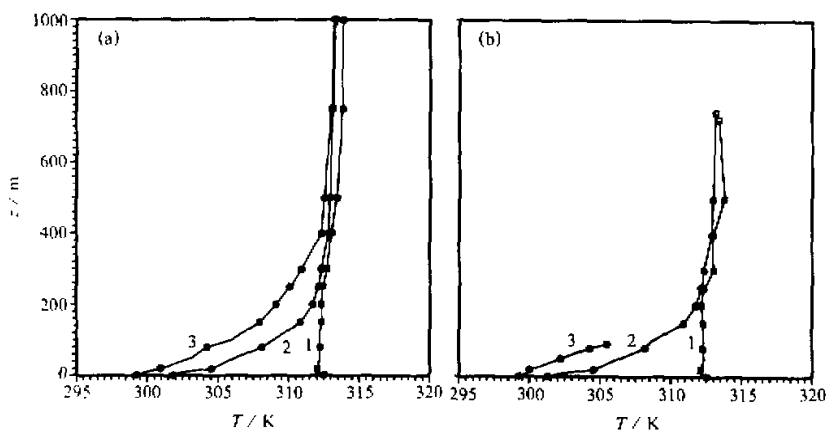


图 3 小屯站 14~15 日夜间位温廓线模拟结果 (a) 与观测结果 (b)
(1) 17 时, (2) 01 时, (3) 07 时

3.2 风速的影响

在 HEIFE 实验中, 许多研究表明夜晚绿洲的风速值小于同一高度的戈壁、沙漠的风速值^[8,13]。因此, 在上面实况模拟的基础上, 做一下风速改变对地面温度影响的试验。傍晚时分, 在其他条件不变的前提下, 将近地面 10 m 处的风速值加倍, 500 m 以

上风速值不变, 10 m 与 500 m 之间风速值由指数关系 $a(z/10)^b$ 得到, 其中系数 a 、 b 由 10 m 与 500 m 处风速来确定。图 4 给出了其模拟所得的夜间温度廓线变化与风速未加倍的模拟结果的比较。从中可以看出, 风速加大后, 有使近地面温度升高的趋势。近地面温度升高的原因在于, 风速加大, 切应力变强, 机械湍流的混和作用加强, 这样在夜晚导致上层空气向下层传热加强, 即感热通量加强, 导致近地面温度变高, 上层气温降低。这一原理可以用来解释文献[3]给出的凌晨戈壁的位温为何在近地面高于绿洲, 而在较高的高度却低于绿洲。这是上下混合所致。由于绿洲风速小于沙漠、戈壁, 使其近地面通过湍流混合得到的感热通量小于沙漠、戈壁, 有使绿洲近地面温度降低的作用。所以这一试验说明, 风速较小是造成绿洲夜间温度较低的原因之一。这一现象亦可以称作风障效应 (Windbreaks and Shelter Effects), 文献[4]中 Rosenberg 曾对此做过详尽的论述, 指出农田中防风堤在夜间使田间温度降低。这种现象在成排树木与庄稼相间或庄稼与空地相间的情况下比较明显。

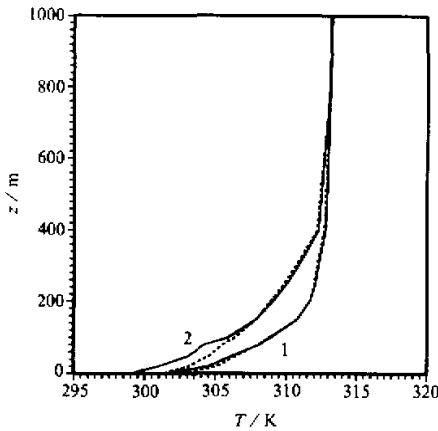


图 4 不同风速条件下的夜间位温廓线变化
实线: 风速取基准值, 虚线: 风速加大
(1) 01 时, (2) 07 时

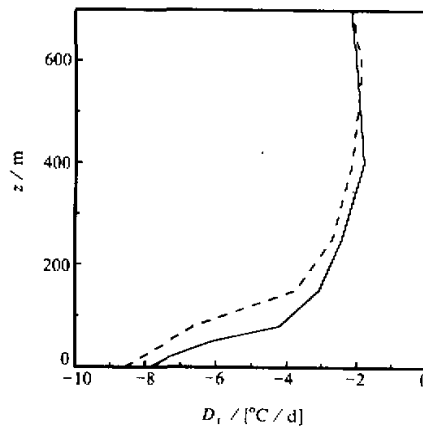


图 5 不同湿度分布对应的大气辐射冷却率
实线: 水汽含量取基准值, 虚线: 水汽含量减小

3.3 湿度的影响

长波辐射是夜间能量平衡的一个重要方面, 大气中各高度上的长波辐射冷却率决定于温度和湿度的分布。研究表明夏季绿洲与戈壁或沙漠, 在温度方面的差异主要发生在 200~300 m 以下; 而湿度方面差别白天 09 时至 15 时发生在 400~500 m 以下。对于夜间, 我们不妨保守地取 600 m, 可以认为 600 m 高度以上绿洲与沙漠的湿度差异将消失。以上面实况模拟中夜间 24 时为基础, 在不改变其他条件的情况下, 改变 600 m 高度以下的水汽含量, 将地面 10 m 处水汽含量减半, 地面与 600 m 之间水汽含量由线性插值得到, 使水汽相应减小, 计算大气长波辐射冷却率。从图 5 可以看出, 水汽减少会导致靠近地面的大气冷却率增大, 而上层大气冷却率减小, 在更高的高度则差别不大。如果把近地面温、压、湿用系留气球实测资料代入, 计算表明戈壁近地面大气辐射

冷却率要大于绿洲。所以水汽含量的差异造成辐射方面的差别不足以解释绿洲夜间的“冷岛效应”。

3.4 地表水份的影响

在不改变大气状况的初条件以及土壤参数的前提下, 改变地表水份含量, 考察其对地表温度的影响。先取 $W_g = 0.20 \text{ m}^3/\text{m}^3$, $W_2 = 0.22 \text{ m}^3/\text{m}^3$, 然后分别将其加大 0.5 倍与 1 倍, 图 6 给出了它们的地表温度的模拟结果。从图中可以看到, 当地表水份加大

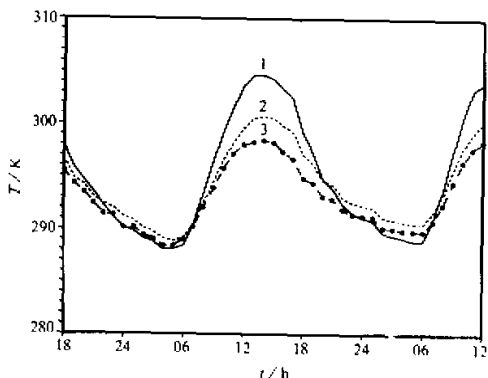


图 6 不同水份条件下地表温度日变化
(1) W_g 、 W_2 取基值, (2) W_g 、 W_2 加大 0.5 倍,
(3) W_g 、 W_2 加大 1 倍

0.5 倍时, 夜间地表温度升高; 再增大 0.5 倍, 夜间地表温度却在后来基础上降低了。这一现象表明, 在地表比较干燥时, 增大地表水份含量将导致夜间地表温度升高; 然而当地表水份含量增加得比较多时, 夜间地表温度开始下降。那么夜间地表温度与地表水份含量的关系是什么呢? 进一步分析可以发现, 当地表水份含量增加到直至夜间出现较强蒸发时, 才会导致夜间地表温度降低。而夜间绿洲蒸发现象在 HEIFE 实验观测期间比较常见。所以说蒸发是导致绿洲夜间地表温度较低的另一原因。绿洲夜间蒸发较强的原因有两个: 一是绿洲向戈壁与沙漠输送水汽, 造成较大的水汽损失; 二是绿洲内的农田经常性灌溉, 导致土壤水份含量较高, 甚至达到饱和状态。灌溉会引起地表温度的下降, 这一结论已被许多研究所证实^[14]。所以夜间蒸发是造成绿洲夜间“冷岛效应”的另一原因。

3.5 植被的影响

植被的存在造成地表比辐射率的加大, 在其他条件相同的情况下, 地表比辐射率的增加, 将导致大气红外冷却率的减小^[15], 即大气降温慢, 温度较高。观测表明绿洲比辐射率大于沙漠, 因此比辐射率的差异不足以解释绿洲夜间的“冷岛效应”。

通常认为, 夜晚植被的存在将使近地面温度升高, 其原因在于叶面对地面的红外辐射有阻挡作用, 大大地减小了地面的降温, 这种现象在森林最为明显。在模式中, 考虑这种作用, 模拟地表温度的变化。图 7 给出

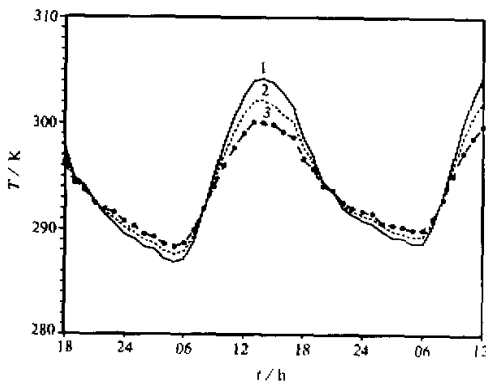


图 7 不同植被条件下的地表温度日变化
(1) f_{veg} 为 0, (2) f_{veg} 为 0.25, (3) f_{veg} 为 0.5

了在其他条件不变的情况下,植被覆盖率的改变对地表温度的影响。可以发现当植被的覆盖率增大时夜晚地面温度升高,这与通常看法相同。所以植被的存在造成绿洲、沙漠辐射方面的差异不足以解释绿洲夜间的“冷岛效应”。

4 讨论

综上所述,夜间“冷岛效应”的形成应归因于绿洲风速较小与夜间蒸发,这一观点在观测资料中亦得到验证。

首先,比较绿洲与沙漠夜间净辐射的大小。将 1991 年 8 月份张掖站和沙漠站观测所得的夜间净辐射随时间变化加以平均,除去阴天、下雨的影响(剩 22 天)得到图 8。从图中可以看出,在夜间沙漠近地面通过净辐射损失的能量要多于绿洲,所以辐射方面的差异不能成为绿洲夜间温度较低的原因。这与上面绿洲与沙漠湿度、植被方面的差别造成辐射方面的差异不是夜间“冷岛效应”的原因这一结论相一致。

图 9 给出了 1991 年 8 月夜间沙漠站与张掖站感热通量的平均值,可以看出夜间在沙漠站,向下输送的感热通量大于绿洲,这就是由于两者风速差异造成的。由于沙漠上夜间风速较大,因而湍流混合较强,在垂直温度梯度小于绿洲的情况下,仍能有一定的感热通量。这一结论与上面有关风速影响的数值试验相一致。

有关绿洲的夜间蒸发,许多学者已做过论述。而在沙漠感热通量占主导地位,潜热通量较小,夜间就更小,所以潜热通量在夜间基本不起作用。在文献[1]中,给出了绿洲和戈壁夏季地表能量平衡图,从图中亦可得出以上结论。所以由于夜间蒸发造成的能量损失绿洲要多于沙漠。它成为夜间“冷岛效应”的原因之一。从能量平衡来看,沙漠与绿洲在潜热通量方面的差别要大于感热通量方面的差别,因此,在夏季夜间“冷岛效应”的形成过程中,夜间蒸发的作用要大于风速差异所造成的影响。

另外前面把绿洲夜间“冷岛效应”归因于夜间蒸发与风速较小,这与冬季绿洲与戈壁、沙漠夜间温差不大的现象亦不矛盾。因为冬季绿洲上没有作物,树叶掉落,与沙漠的风速差别大大减小,因而由于因风速差别造成的夜间温度差异也大大减小。同时,与戈壁、沙漠的地表水份的差异也相应减小,冬季田间灌溉基本不存在,从绿洲向戈壁、沙漠输送的水汽较夏天要弱得多(有关研究表明夏季的水汽输送量约为冬季的两倍)。因而夜间蒸发大大减小。从文献[1]给出的冬季的能量平衡来看,冬季的夜间蒸发较夏季要弱得多。这样冬季绿洲失去了形成“冷岛效应”的必要条件——夜间蒸发与风速较小,无法形成夏季绿洲夜晚特有的“冷岛效应”。

由此可见,夏季夜间的“冷岛效应”与白天出现的“冷岛效应”在机制上两者有着质的差别,意义也不同。白天的“冷岛效应”是由于绿洲与戈壁、沙漠热力性质的差异以及绿洲白天存在较强的蒸发造成的。由于平流把沙漠或戈壁上的热空气吹向绿洲,通常使其上空午后出现一个“映象热中心”,在较低层有向下输送的感热通量。而夜间“冷岛效应”的形成原因则完全不同,它是绿洲的夜间蒸发以及绿洲、沙漠之间的风速差异造成的。白天的“冷岛效应”有抑制绿洲上水份的蒸发与蒸散的作用,在酷热的沙漠中形成凉温的小气候有利于生物生长;而夜间的“冷岛效应”则对植物的呼吸有抑制作用,减小夜间的消耗,有利于庄稼的高产。

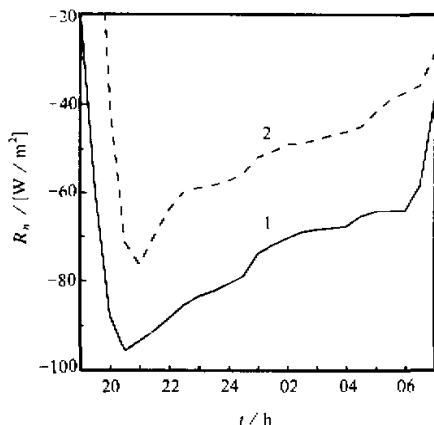


图 8 夜间净辐射随时间的变化
(1) 沙漠, (2) 绿洲

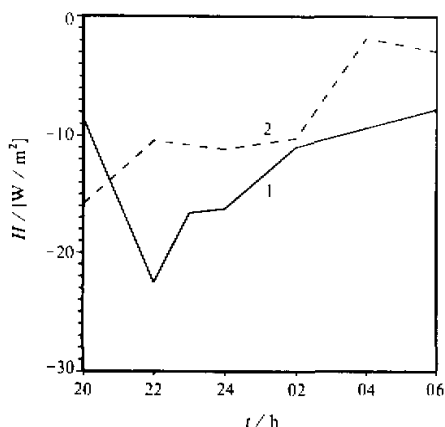


图 9 夜间感热通量随时间的变化
符号同图 8

5 结论

本文通过一维地气耦合模式, 在考虑大气长波辐射的前提下, 对绿洲、沙漠夜间大气边界层进行模拟研究, 再现了夏季绿洲夜间的“冷岛效应”。研究表明, 夜间的“冷岛效应”与白天的“冷岛效应”在形成机制上有着质的区别, 意义也不同。造成夏季绿洲夜间温度较低的原因在于其风速较小与夜间蒸发。夜间蒸发一方面与绿洲向沙漠输送水汽造成大量的水汽损失有关, 另一方面与经常性的灌溉有关。湿度的差别造成辐射方面的差异不足以解释夜间“冷岛效应”。近地面水汽含量的减小, 将导致下层大气长波辐射冷却率的加大, 上层大气冷却率的减小。植被的存在将导致地表温度的升高。所以绿洲与沙漠辐射方面的差异不可能成为夜间“冷岛效应”的原因。

致谢: 感谢尹宏教授为本文提供大气长波辐射模式, 陈晓华为本文所作的修改!

参 考 文 献

- 1 胡隐樾、高由禧, 1994, 黑河实验 (HEIFE) — 对于旱地区陆面过程的一些新认识, 气象学报, 52(3), 285~296.
- 2 苏从先、胡隐樾、张永丰、卫国安, 1987, 河西地区绿洲的小气候特征和“冷岛效应”, 大气科学, 11(4), 390~396.
- 3 王俊勤、胡隐樾、陈家宜、张霞琛、王强, 1994, HEIFE 区边界层某些结构特征, 高原气象, 13(3), 199~306.
- 4 Rosenberg, N. J., Blad B. L. and Verma S. B., 1983, *Microclimate: the Biological Environment*, Wiley-Interscience Press, 94~367.
- 5 Spurr, H. and Stephen, B. V., 1980, 森林生态学, 北京: 中国林业出版社, 85~86.

- 6 Sahashi, Ken, Tsukamoto Osama and Wang Jiemin. 1993. Peculiar daily course of the specific humidity and the air temperature over Zhangye field, *Proceedings of International Symposium on HEIFE*, Kyoto University, Kyoto, Japan, 430~436.
- 7 Wang Jiemin et al., 1993. Downward sensible heat flux during daytime observed in the oasis station, *Proceedings of International Symposium on HEIFE*, Kyoto University, Kyoto, Japan, 449~457.
- 8 Chen Jiayi, Pan Linlin, Mitsuta Yasushi, Sahashi Ken and Hu Yingqiao. 1993. A simple three dimensional flow model and its preliminary results over HEIFE area, *Proceedings of International Symposium on HEIFE*, Kyoto University, Kyoto, Japan, 105~116.
- 9 潘林林、陈家宜、张宏升、张鹰琛, 1996, 一维地气耦合模式及其在内蒙古草原的应用, *大气科学*, 20(3), 367~377.
- 10 桑建国、吴熠丹、刘辉志、潘乃先、陈家宜、张鹰琛, 1992, 非均匀下垫面大气边界层的数值模拟, *高原气象*, 11(4), 400~409.
- 11 尹宏, 1993, *大气辐射学基础*, 北京: 气象出版社, 212~234.
- 12 Yamamoto, G., 1952, On radiation charts, *Sci. Rep. Tohoko. Univ. (Series 5)*, 4(1), 9~10.
- 13 Sahashi, Ken, Tsukamoto Osamu, Mitsuta Yasushi, Chen Jiayi. 1993. Features of wind field at the desert station and the oasis station, *Proceedings of International Symposium on HEIFE*, Kyoto University, Kyoto, Japan, 396~401.
- 14 乐天宇、花慎良、于系民, 1982, *小气候的改善与管理*, 北京: 农业出版社, 60~80.
- 15 杨文、季国良, 1994, 干旱地区大气与地表特征对辐射加热场的影响, *高原气象*, 13(3), 266~273.

The Simulation of "Cold Island Effect" over Oasis at Night

Pan Linlin and Chen Jiayi

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871)

Abstract A one-dimensional soil-atmospheric coupled model, considering the longwave radiation of the atmosphere, is used to simulate the nocturnal boundary layer over the oasis, Gobi and desert during the HEIFE experiment. The phenomenon that the temperature of oasis is lower than that of desert at night is explained, which is verified through the data of observation. Through summary of previous results and numerical analysis, the factors causing the nocturnal "cold island effect" in oasis are found, which are the small wind velocity and evaporation at night. It is believed that the difference of radiation between oasis and desert is unlikely to be the cause of the phenomenon.

Key words "cold island effect" numerical experiment difference of wind velocity evaporation at night