

绿洲与沙漠相互作用的数值试验研究*

薛具奎 胡隐樵

中国科学院寒区旱区环境与工程研究所,兰州 730000

摘要 利用简化的绿洲与沙漠相互作用的动力学模式和绿洲系统与沙漠环境的熵平衡方程,从动力学和非平衡态热力学角度分析了绿洲与沙漠的相互作用特征,揭示了绿洲蒸发率对绿洲湿度和绿洲尺度的依赖性.结果表明:绿洲尺度和绿洲湿度是“冷岛效应”的两个重要控制因子;绿洲的维持与发展存在一个最小临界尺度.

关键词 绿洲与沙漠 冷岛效应 熵

在水资源缺乏的干旱地区,探索绿洲蒸发率对地表湿度和绿洲尺度的依赖特征,揭示地表蒸发、感热平流、太阳净辐射、地表湿度及绿洲尺度之间的相互依赖关系及其对绿洲系统的影响,对改善绿洲生态环境的环境条件及合理利用有限的水资源都有着重要的现实意义.

本文设计了一个简化的绿洲与沙漠相互作用模式,数值模拟了绿洲蒸发率对地表湿度和绿洲尺度的依赖特征.同时构造了绿洲与沙漠环境的熵平衡方程,使影响“冷岛效应”的诸因子(地表蒸发、感热平流、太阳净辐射等)以统一的量纲形式包含在该方程中.应用耗散结构理论的观点,进一步剖析了地表蒸发、感热平流、太阳净辐射等因素在“冷岛效应”的形成、维持及发展过程中所起的作用.并给出了绿洲得以维持的最小临界尺度.

1 动力、热力学模式

1.1 动力学模式、边界条件和初始条件

将绿洲引起的地表非均匀性视为对定常、水平均匀的天气尺度量(背景场)的扰动,则描述该扰动量的二维控制方程组可采用 Pielke 的模式^[1].

根据观测结果^[2],远离绿洲沙漠区比湿的垂直分布基本为等比湿分布,因此背景场比湿取为垂直等比湿分布,并取观测平均值 $q_0 = 2 \text{ g/kg}$.背景位温场采用文献^[3]的结果.

模式区域水平宽度为 400 km,绿洲位于中间,两边为沙漠.绿洲尺度 L 是一可调整量.若取 $x = 0$ 为绿洲中心,则绿洲所在区域为 $-L/2 \leq x \leq L/2$.边界层厚度 $h = 1 \text{ km}$.垂直 z 方向网格为 21 层,地面附近加密,最小格距为 10 m;水平 x 方向为 151 格,绿洲与沙漠交界及绿洲中心附近加密.

模式边界条件取为:上风侧边界为大尺度定常流入;下风侧边界为吸收条件;边界层顶为地转风,热通量为零,比湿固定(不考虑边界层与自由大气的相互作用);地表风速为零.

2000-08-11 收稿,2000-10-16 收修改稿

* 国家自然科学基金项目(批准号:49675249)和重点项目(批准号:49835010)资助

为了便于分析,固定地表比湿和净辐射,取绿洲中心与沙漠的比湿差和净辐射差分别为 Δq 、 ΔQ ,以反映地表非均匀性. 地表温度 θ 由能量平衡方程确定. 即当 $z=0$ 时:

$$\begin{cases} q = q_0 + \bar{q} = q_0 + \Delta q e^{-15\left(\frac{z}{L}\right)^2}, \\ -K\rho_0 c_{pd} \frac{\partial \theta}{\partial z} - K\rho_0 L_v \frac{\partial q}{\partial z} = Q_0 + \Delta Q e^{-15\left(\frac{z}{L}\right)^2}, \end{cases} \quad (1)$$

其中 L_v 为汽化潜热, K 为湍流交换系数, Q_0 为背景场地表净辐射, ρ_0 为大气平均密度. 初始扰动场所有气象要素均为零.

1.2 绿洲系统与沙漠环境的熵交换

不考虑大气内部水汽相变过程,此时大气熵平衡方程简化为

$$\frac{ds}{dt} = \frac{\rho_0 c_{pd}}{\theta} \frac{d\theta}{dt},$$

其中 s 为单位体积熵. 将位温方程^[1]代入并写成熵流与熵源项有^[4]

$$\begin{cases} \frac{\partial s}{\partial t} = \nabla \cdot \mathbf{J} + \sigma, \\ \mathbf{J} = -\rho_0 s u_j + \rho_0 c_{pd} K_j \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial x_j}, \quad \sigma = \rho_0 c_{pd} K_j \frac{1}{\theta^2} \frac{\partial \theta}{\partial x_j} \frac{\partial \theta}{\partial x_j}, \end{cases} \quad (2)$$

其中 j 代表方向 x, y, z ; u_j ; K_j 分别为相应方向的速度和湍流交换系数, \mathbf{J} ; σ 分别代表熵流与熵产生. 考虑边界条件后,在绿洲所在区域对(2)式积分并减去背景场(参考态)熵变,则得绿洲系统与沙漠、地表环境交换的熵为

$$\begin{aligned} \Delta J &= \int (\nabla \cdot \mathbf{J}) dV = \int_0^h \frac{\rho_0 c_{pd}}{\theta} \{ (u\theta)_{x=-L/2} - (u\theta)_{x=L/2} \} dz + \\ &\int_0^h \left\{ \left(\frac{1}{\theta} \rho_0 c_{pd} K_x \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)_{x=L/2} - \left(\frac{1}{\theta} \rho_0 c_{pd} K_x \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)_{x=-L/2} \right\} dz + \\ &\int_{-L/2}^{L/2} \left\{ \left(\frac{1}{\theta} K_z \rho_0 L_v \frac{\partial q}{\partial z} \right)_{z=0} \right\} dx + \int_{-L/2}^{L/2} \left\{ \left(\frac{1}{\theta} - \frac{1}{\theta_0} \right)_{z=0} Q_0 + \left(\frac{1}{\theta} \right)_{z=0} \Delta Q e^{-15\left(\frac{z}{L}\right)^2} \right\} dx, \end{aligned} \quad (3)$$

$\bar{\theta}$ 代表绿洲区域的平均值. (3)式表明,绿洲系统与环境交换的熵流由4项组成,依次为感热平流引起的熵流(记为 J_{sa})、水平湍流扩散引起的熵流(在本模式中该项的贡献很小,可忽略不计)、绿洲地表水汽蒸发引起的熵流(记为 J_{se})及净辐射引起的熵流(记为 J_{sr}). 这4项正是影响“冷岛效应”的主要因子. 根据耗散结构理论的观点^[4],维持“冷岛效应”的必要条件为 $\Delta J < 0$,即负熵流. 熵流方程(3)中如果某一项对总熵流的贡献为负,则该项是维持“冷岛效应”的有利因素;否则,该项就是破坏“冷岛效应”的因素.

2 模拟结果分析

在以下数值试验个例中,净辐射和摩擦速度的选取主要参考夏季晴天黑河观测数据,并取当地正午时分值作为固定参数,水汽差 Δq 和绿洲尺度 L 为可调整参数. 相应固定参数取 $Q_0 = 308 \text{ Wm}^{-2}$, $\Delta Q = 154 \text{ Wm}^{-2}$, $u_g = 6 \text{ ms}^{-1}$. 摩擦速度 u_* 在沙漠区为 0.25 ms^{-1} ,在绿洲区为 0.4 ms^{-1} .

2.1 地表能量分配特征

参考黑河实验中具有代表性的绿洲物理尺度和绿洲与沙漠地表水汽差,选取 $L = 10 \text{ km}$, $\Delta q = 6 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$.

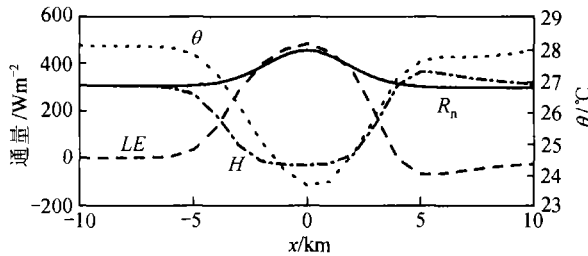


图 1 地表温度和能量平衡图

图 1 为地表温度 θ 和能量平衡图. 从图可看出, 绿洲中心地表温度比沙漠低 4.5°C . 绿洲中心净辐射通量 R_n 比沙漠高出 154 Wm^{-2} , 达 462 Wm^{-2} . 绿洲内部以潜热 LE 为主, 绿洲中心达 489 Wm^{-2} , 超过了净辐射能量. 绿洲内部感热 H 较小, 并且出现了负值, 绿洲中心为 -27 Wm^{-2} , 即绿洲上空出现了逆温层结. 沙漠地区以感热为主, 潜热较小, 甚至在下风方向绿洲边缘出现负潜热通量, 即水汽向下输送. 上述地表温度和能量通量分布特征, 反映了由于下垫面热力特性非均匀而引起的“冷岛效应”的基本特征, 与观测结果基本吻合^[5].

2.2 “湿岛”强度对“冷岛效应”的影响

当绿洲水汽大于沙漠时, 绿洲自然成为一个“湿岛”. 定义绿洲与沙漠地表水汽差 Δq 为“湿岛”强度, 考察湿岛强度对“冷岛效应”的影响. 为此, 模拟了绿洲尺度固定为 $L = 10 \text{ km}$, Δq 分别取 1, 1.5, 2, 2.5, 3, 5, 6, 8, 10 g/kg 时“冷岛效应”的变化特征.

图 2(a) 给出了绿洲中心地表潜热通量 LE 、感热通量 H 、蒸发率 E 随 Δq 的变化特征, 图 2(b) (纵坐标 J_s 表示熵流) 给出了绿洲系统熵流随 Δq 的变化特征. 从图 2(a) 可看出, 随 Δq 的增大, 潜热通量 LE 增加, 感热通量 H 减小, 蒸发率 E 增大. 上述各量的变化在 $\Delta q < 3.5 \text{ g/kg}$ 时比较剧烈, 而当 $\Delta q > 3.5 \text{ g/kg}$ 后变化相对平缓. 该结果表明, 当绿洲地表水分较少时, 地表蒸发率 E 随地表水分的增大 (即 Δq 增大) 而快速增大, 当地表水分增大到一定程度后, 地表蒸发率随地表水分的变化减缓.

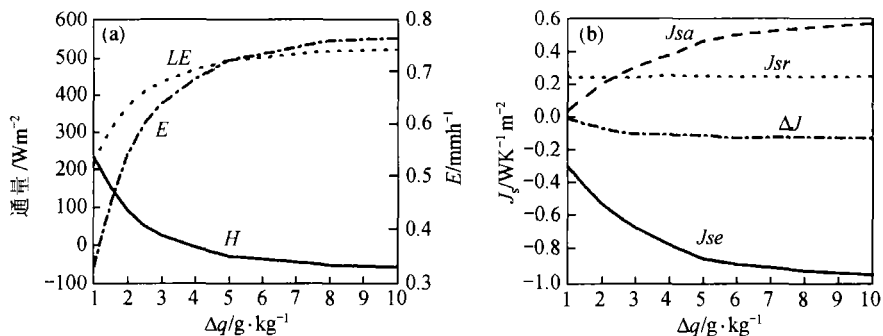


图 2 绿洲中心地表能量通量(a)和绿洲系统熵收支(b)随 Δq 的变化

另外, 从图 2(a) 还可看出, 当 $\Delta q < 4 \text{ g/kg}$ 时, 感热通量 H 为正值; 当 $\Delta q > 4 \text{ g/kg}$ 时感热通量 H 变为负值. 此时蒸发潜热超过净辐射, 感热平流的作用更明显, “冷岛”内部出现了逆温层结. 因此, “冷岛”逆温结构的出现与湿岛强度 Δq 有关, 只有当它超过一定值时, “冷岛”逆温结构才可能出现.

从图2(b)中各因素引起的熵流特征和大小来看,感热平流和净辐射引起的熵流总是正的,而蒸发过程引起的熵流和总熵流总是负的.地表水汽蒸发过程对系统总熵流的贡献最大,并始终使系统减熵.因而,地表水分在形成和维持“冷岛效应”的过程中起到了决定性的作用,是一有利因素.而感热平流和净辐射加热过程始终使系统增熵,因而是两个不利因素.但另一方面,感热平流使绿洲内边界层形成逆温结构,抑制了绿洲内湍流发展,进而抑制了蒸发.感热平流对“冷岛效应”又起到了稳定的积极作用.“冷岛效应”的形成和维持过程,是绿洲与沙漠非线性相互作用、有利因素和不利因素相互竞争、相互协调的自组织过程.

2.3 绿洲尺度对地表蒸发率的影响、绿洲临界尺度

为分析绿洲尺度与水分消耗的关系,固定绿洲与沙漠地表水汽差,并取典型值 $\Delta q = 6 \text{ g/kg}$. 绿洲的物理尺度 L 分别取 0.5, 1, 1.5, 2.5, 3.5, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 60, 78, 90 和 120 km.

图3(a)为绿洲中心地表潜热通量 LE 、感热通量 H 、蒸发率 E 随绿洲尺度的变化图,图3(b)为绿洲系统熵流随绿洲尺度的变化图.图3(a)表明,随绿洲尺度的增大,潜热通量 LE 减小,感热通量 H 增大,地表蒸发率 E 减小.该结果表明,绿洲尺度越小,地表蒸发率越大,地表水分消耗越大.

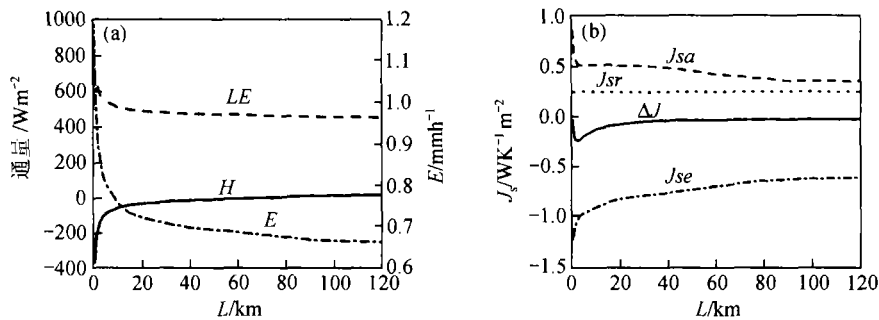


图3 绿洲中心地表能量通量(a)和绿洲系统熵收支(b)随绿洲尺度的变化

图3(a)还显示,当绿洲尺度小于6 km左右时上述各量的变化急剧,而当绿洲尺度大于6 km后变化相对平缓.可以设想,过小的绿洲尺度将导致过大的感热平流和过强的蒸发及相应的水资源消耗,甚至导致绿洲难以维持.为此,引入一个临界绿洲尺度 L_c ,小于临界尺度的绿洲是难以维持的.根据该图的事实,当 $\Delta q = 6 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 时的临界绿洲尺度 L_c 约为6 km.当绿洲尺度小于该临界尺度时,由于感热平流作用强,地表蒸发大,“冷岛效应”需大量供水方可维持.

从图3(b)可看出,当绿洲尺度小于临界尺度时,随绿洲尺度减小,感热平流引起的正熵流急剧增大,总负熵流 ΔJ 绝对值也剧增到接近于零.这说明小于临界尺度的绿洲不可逆过程加强,而绿洲自组织和维持的能力急剧减弱、甚至消失.这里再次看出临界绿洲尺度的物理意义.

参 考 文 献

- 1 Pielke P A. A three-dimensional numerical model of the sea breezes over south florida. *Mon Wea Rev*, 1974, 102: 115
- 2 佺 抗, 等. 远离绿洲的沙漠近地面观测实验. *高原气象*, 1994, 13(3): 282
- 3 Hu Y Q, et al. A two dimensional and steady-state numerical model of the planetary boundary layer. *Adv Atmos Sci*, 1988, 5(4): 523
- 4 李如生. 非平衡态热力学和耗散结构. 北京: 清华大学出版社, 1986
- 5 胡隐樵, 等. 黑河实验(HEIFE)——对于旱地区陆面过程的一些新认识. *气象学报*, 1994, 52(3): 285