

青藏高原草甸下垫面上的动力学 和热力学参数分析*

马耀明^{1**} 塚本修² 王介民¹ 石川裕彦³ 玉川一郎⁴

1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000; 2. 日本冈山大学, 日本冈山市 700;
3. 日本京都大学防灾研究所, 日本京都府宇治市 611; 4. 日本岐阜大学, 日本岐阜市 501-1193

摘要 利用“全球能量水循环之亚洲季风青藏高原实验”1998 年加强实验期观测资料, 分析研究青藏高原草甸下垫面上的动力学粗糙度 z_{0m} 、热力学粗糙度 z_{0h} 以及热传输附加阻尼 kB^{-1} 等特征, 得到了一些有关青藏高原草甸下垫面上动力学及热力学参数的新认识.

关键词 青藏高原 草甸下垫面 动力学粗糙度 热力学粗糙度 热传输附加阻尼

青藏高原的地形特征和高原地面所吸收的太阳辐射能, 使得该地区地气相互作用过程, 尤其是能量与水份循环过程对亚洲季风、全球大气环流及全球气候变化均有巨大的影响, 因此 1979 年 5~8 月的青藏高原实验^[1], 多次青藏高原地面热源观测^[2], 国家“九五”攀登及国家重点基础研究发展规划项目“青藏高原形成演化及其环境资源效应”, 中日合作“全球能量水循环之亚洲季风青藏高原实验(GAME/Tibet)”, 以及国家“九五”攀登项目“第二次青藏高原科学试验(TIPEX)”都把高原地面能量与水循环研究作为主要内容之一. 至于如何得到青藏高原能量与水循环的整体印象一般是用数值模拟和卫星遥感参数化两种方法. 而这两种方法都要把高原下垫面上动力学粗糙度 z_{0m} 、热力学粗糙度 z_{0h} 以及热传输附加阻尼 kB^{-1} 等作为重要的输入参数. 到目前为止对青藏高原草甸下垫面这些动力学和热力学参数的研究尚显不足. 本文就是想利用 GAME/Tibet 的加强实验期(IOP)期间两个实验站 7 月份的湍流观测资料来求取高原草甸下垫面上的动力学和热力学特征参数, 以期对青藏高原环境变化与区域可持续发展研究有所贡献.

1 实验场地、观测仪器及数据处理

本次实验 IOP 于 1998 年 5 月上旬至 9 月中旬在我国西藏自治区的那曲地区进行. 安多实验站位于(91°37'E, 31°14'N), 海拔高度约 4750 m, 实验场地四周开阔, 东、西、北约 10 km 处、南边约 40 km 处分布着相对高度约 100~500 m 的山丘, 地面被草高约 5 cm 的高原草甸覆盖.

2000-11-15 收稿, 2001-02-20 收修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目(批准号: G1998040900)、中国科学院寒区旱区环境与工程研究所“知识创新工程”(批准号: CACX210072 和 CACX210039)及中国科学院知识创新项目(批准号: KZCX2-301)资助

** E-mail: ymma@ns.lzb.ac.cn

该实验站采用架设在 2.9 m 处的适合于涡旋相关计算的超声风温仪和红外湿度计. 三维超声风速温度仪(Kaijo Denki DAT-300, 声程 20 cm)用来测量各风速分量脉动和气温脉动. 单波长吸收式红外湿度计(Kaijo Denki AH-300, 光程 20 cm)用来进行快速湿度脉动测量. 此系统的详细工作原理可参见文献[3].

北 PAM(Portable Automated Mesonet, PAM-III, 美国 NCAR 公司制造)自动气象观测站位于(91°43'E, 31°56'N), 海拔高度约 4700 m, 实验场地面平坦、四周开阔, 东边约 5 km、西边约 30 km、南北约 10 km 处分布着相对高度约 100~200 m 的山丘, 地面被草高 15 cm 的高原草甸覆盖. 该实验站的湍流数据采集是由架设在 5.6 m 处的超声风温仪(Gill SAT-R3A)和湿度脉动仪(Band Pass TRH, Vaisala 50Y)完成. 该湍流观测系统是 PAM 的重要组成部分. 此自动气象观测仪除了含有超声风温仪和湿度脉动仪之外, 还包括 2 层气温和气湿、气压、平均风速、平均风向、地表辐射温度、土壤热通量、6 层土壤湿度和温度及辐射(短波向下辐射与向上辐射及长波向下辐射与向上辐射及净辐射)等.

安多实验站的数据采样频率定为 10 Hz, 采样时间为每次 30 min. 每次观测从北京时正点前 15 min 开始到正点后 15 min 结束, 每 1 h 采集 1 次, 并且可以实时显示所采集数据经涡旋相关计算后的风、温、湿的各种脉动量, 便于现场检查和分析测量结果, 确保观测数据的准确性. 实验结束后对观测得到的原始数据如风速(u, v, w)、温度(T)和湿度(q)等的时间序列进行更为细致的涡旋相关计算, 得到需要的各种统计量、近地层特征尺度(u_* , T_* , q_*)、稳定度参数(z/L , z 为观测高度, L 为 Monin-Obukhov 长度)、感热(H_s)和潜热(λE)等湍流量.

北 PAM 站的数据采样频率为 10 Hz, 24 h 连续观测原始数据的处理方法与安多站相同.

两个实验站的湍流数据处理采用涡旋相关法, 各主要参量的计算式如下

$$H_s = \rho C_{pd}(\overline{w'T'} + 0.84T\overline{w'q'}), \quad (1)$$

$$u_* = \sqrt{|\overline{u'w'}|}, \quad T_* = -\frac{\overline{w'T'}}{u_*}, \quad q_* = -\frac{\overline{w'q'}}{u_*}, \quad (2)$$

$$L = -\frac{u_*^3 T}{kg\overline{w'T'}}, \quad (3)$$

这里 T 为超声风温仪测到的空气温度, 其他为一般常用符号.

2 结果分析

2.1 地表动力学及热力学粗糙度

据 Monin-Obukhov 相似理论^[4], 无量纲风速可表示为

$$\frac{kz}{u_*} \frac{\partial u}{\partial z} = \varphi_m\left(\frac{z}{L}\right), \quad (4)$$

此式积分后变成

$$U = \frac{u_*}{k} \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0m}}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) \right], \quad (5)$$

这里 $\varphi_m\left(\frac{z}{L}\right)$ 为通用相似函数, $\psi_m\left(\frac{z}{L}\right)$ 是相应的稳定度修正函数, 在中性条件下为零, U 是平均风速. 由此就可得到地表动力学粗糙度^[5]

$$z_{0m} = ze^{-\frac{kU}{u_*} - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right)} \tag{6}$$

类似地可得地表热力学粗糙度

$$z_{0h} = ze^{-\frac{k(T-T_s)}{T_s} - \psi_h\left(\frac{z}{L}\right)} \tag{7}$$

这里 $\psi_h\left(\frac{z}{L}\right)$ 与 $\psi_m\left(\frac{z}{L}\right)$ 一样也是稳定度修正函数,在中性条件下为零, T_s 为地表温度,是由地表辐射温度计测量并经地表比辐射率校正后得到.

图 1 是安多站和北 PAM 站无量纲化风速相对于稳定度参数 z/L 的变化. 由以上的方法从此图中可得到两站的动力学粗糙度分别为: $z_{0m\text{安多}} = 0.00466$ 和 $z_{0m\text{北PAM}} = 0.013900$ m, 这里认为稳定度参数 $-0.10 < \zeta = z/L < 0.10$ 为中性. 用相同的方法还求得了黑河实验区 (HEIFE) 的动力学粗糙度(表 1). 由此可知不同下垫面上的动力学粗糙度差异非常大, GAME/Tibet 安多站和北 PAM 站的动力学粗糙度比 HEIFE 戈壁及沙漠上的都大,但是却比 HEIFE 绿洲上的动力学粗糙度都小,而且北 PAM 站的动力学粗糙度远大于安多站的动力学粗糙度,这说明有植被覆盖的非均匀下垫面上的动力学粗糙度主要取决于植被的高度.

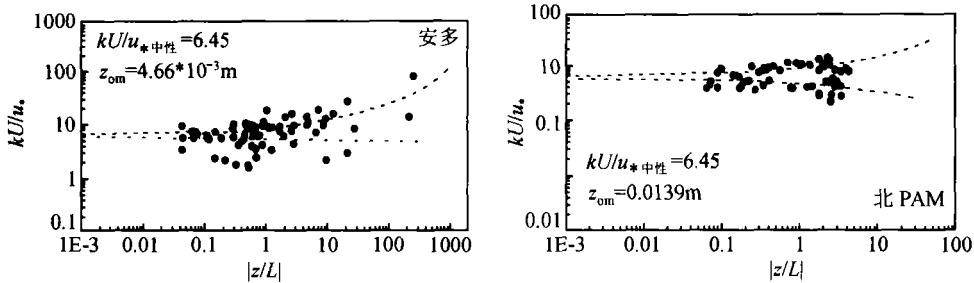


图 1 安多站和北 PAM 站无量纲化风速相对于稳定度参数 z/L 变化

表 1 不同下垫面上动力学粗糙度比较

地表特征	安多(草甸, ~5 cm)	北 PAM(草甸, ~15 cm)	HEIFE 沙漠(细纱)	HEIFE 戈壁(稀疏骆驼刺)	HEIFE 绿洲(豆田, ~0.4 m)	HEIFE 绿洲(麦田, ~1.0 m)	HEIFE 绿洲(玉米地, ~1.8 m)
观测高度/m	2.90	5.60	2.90	2.90	2.90	2.90	4.90
z_{0m}/m	0.00466	0.013900	0.00263	0.00274	0.06100	0.16800	0.30200

同样由以上所介绍的方法得到了安多站和北 PAM 站的热力学粗糙度(图略)分别为: $z_{0h\text{安多}} = 0.0004407$ 和 $z_{0h\text{北PAM}} = 0.0011400$ m, 这里我们也认为稳定度参数 $-0.10 < \zeta = z/L < 0.10$ 为中性. 北 PAM 站的热力学粗糙度之所以大于安多站,是由于热力学粗糙度不仅是温度梯度的函数,而且也受植被高度的影响.

2.2 热传输附加阻尼 kB^{-1}

热传输附加阻尼 kB^{-1} 在研究地表与大气垂直感热交换时是一个十分重要的基本参数,几乎所有的数值模式和卫星遥感参数化方案都要把 kB^{-1} 作为初始参数输入. 一般认为 kB^{-1} 可表示为^[6, 7]

$$kB^{-1} = \ln\left(\frac{z_{0m}}{z_{0h}}\right) \quad (8)$$

从 Monteith 提出的求取感热通量的方程^[8]出发, 经数学变换后, 可以得到求取 kB^{-1} 的方程

$$kB^{-1} = \frac{ku_* (T_s - T)}{H_{obs}/\rho C_p} - \left[\ln \frac{z - d_0}{z_{0m}} - \psi_h\left(\frac{z}{L}\right) \right] \quad (9)$$

此式中的感热通量 H_{obs} , 摩擦速度 u_* , L 可分别由湍流观测数据从 (1), (2) 和 (3) 式得到, k 取 0.40, 动力学粗糙度 z_{0m} 从上节得到, 对安多和北 PAM 站这样的高原草甸下垫面零平面位移 d_0 可

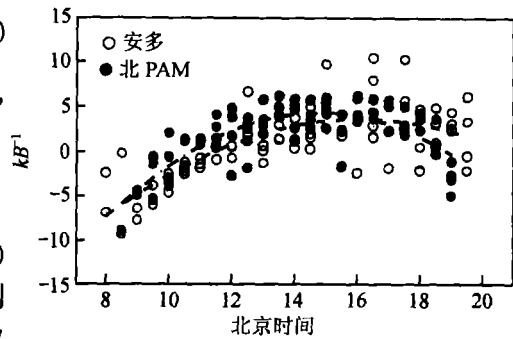


图 2 安多站和北 PAM 站热传输附加阻尼 kB^{-1} 的日变化

由 $d_0 = (2/3)h$ 得到^[9], 这里 h 为草高, 安多站 $h = 0.05$ m, 北 PAM 站 $h = 0.15$ m. 图 2 是利用 (9) 式得到的安多和北 PAM 站的 kB^{-1} 日变化, 图 3 为所求得的 kB^{-1} 与其他参数的相关性. 由此可知青藏高原草甸下垫面上热传输附加阻尼 kB^{-1} 有以下特点: (1) kB^{-1} 有明显的日变化, 即由负值 (最低接近 -10.0) 而正值 (最大超过 10.0) 再到负值变化; (2) kB^{-1} 与地表温度 T_s 、地表温度和气温之差 $T_s - T$ 以及 $U(T_s - T)$ 都线性相关, 其中 kB^{-1} 与地表温度 T_s 的相关性最好 (相关系数分别为: 安多 $r = 0.82$, 北 PAM $r = 0.84$), 大于 kB^{-1} 与地表温差 $T_s - T$ 的相关性 (相关系数分别为: 安多 $r = 0.75$, 北 PAM $r = 0.81$) 以及 kB^{-1} 与 $U(T_s - T)$ 的相关性 (相关系数分别为: 安多 $r = 0.70$, 北 PAM $r = 0.63$). 且 Kustas 等所得到的结果^[10] 不适合青藏高原草甸下垫面; (3) 由 (8) 式所得到的 $kB_{北PAM}^{-1} = 2.50$ 和 $kB_{安多}^{-1} = 2.36$ 是该地区热传输附加阻尼 kB^{-1} 平均值, 这与由 (9) 式得到的结果 (图 2) 的 10 个小时 (早 9 时至晚 18 时) 的平均值 $kB_{北PAM}^{-1} = 2.56$ 和 $kB_{安多}^{-1} = 2.40$ 相当接近.

3 结论

由以上分析可以得出以下有关青藏高原草甸下垫面上动力学和热力学参数的初步结论:

(1) 这一地区的动力学粗糙度为 $z_{0m安多} = 0.00466$ 和 $z_{0m北PAM} = 0.013900$ m, 热力学粗糙度为 $z_{0h安多} = 0.0004407$ 和 $z_{0h北PAM} = 0.0011400$ m, 动

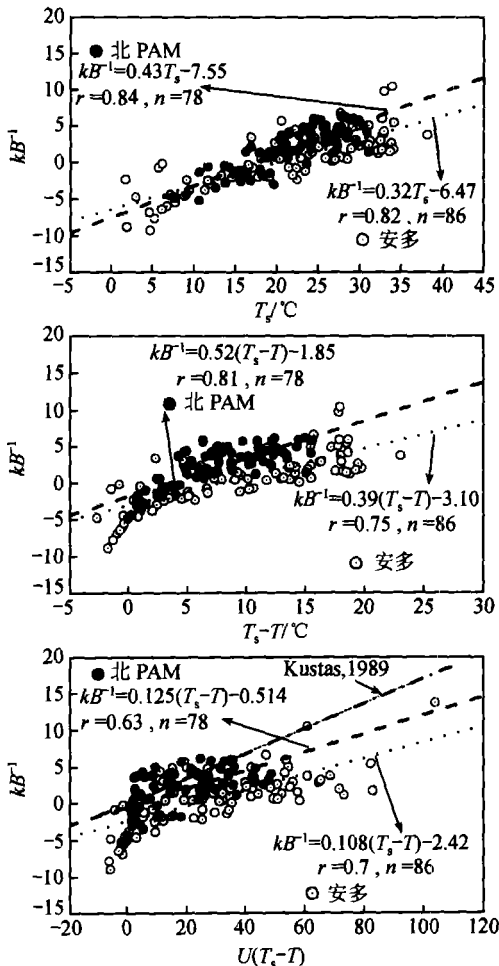


图 3 安多站和北 PAM 站热传输附加阻尼 kB^{-1} 与 T_s , $T_s - T$ 以及 $U(T_s - T)$ 的关系

力学粗糙度比热力学粗糙度大一个量级;

(2) 这一地区的热传输附加阻尼 kB^{-1} 有明显的日变化趋势, 数值模拟和卫星遥感参数化计算时所取的 kB^{-1} 不能直接引用其他研究者的结果, 即不能直接取 kB^{-1} 为某一常数^[11~14] 应视具体的计算时次而定;

(3) 这一地区的 kB^{-1} 与地表温度 T_s 、地表温度和气温之差 $T_s - T$ 以及 $U(T_s - T)$ 都有明显的线性相关性, 其中 kB^{-1} 与地表温度 T_s 相关性最好;

(4) 热传输附加阻尼 kB^{-1} 的定义式和从 Monteith 方程出发, 得到求取 kB^{-1} 的计算式都可以被用来求取这一地区的 kB^{-1} .

致谢 GAME/Tibet 野外观测实验工作中, 中日双方科学家给予了诸多帮助, 特此感谢.

参 考 文 献

- 1 章基嘉, 等. 青藏高原气象学进展. 北京: 科学出版社, 1988. 92
- 2 季国良, 等. 1982 年冬季青藏高原地面和大气加热场特征. 中国科学, B 辑, 1986, (2): 214
- 3 王介民, 等. 一种湍流数据采集与实时处理系统. 高原气象, 1992, 11(4): 451
- 4 Monin A S. et al. Basic laws of turbulent mixing the atmospheric near the ground. Akad Nauk SSR, Geophys Inst, 151, 1954, 1963
- 5 陈家宜, 等. 一种确定地表粗糙度的独立方法. 大气科学, 1993, 17(1): 21
- 6 Owen P R, et al. Heat transfer across rough surface. J Fluid Mech, 1963, 15: 321
- 7 Chamberlain A C. Transport of gases to and from surfaces with bluff and wave-like roughness elements. Quart J Roy Meteor Soc, 1968, 94: 318
- 8 Monteith J L. Principles of Environmental Physics. Edward London: Arnold, 1973. 241
- 9 Brutsaert W. Evaporation into the Atmosphere. Dordrecht: Reidel D, 1982. 299
- 10 Kustas W P, et al. Determination of sensible heat flux over sparse canopy using thermal infrared data. Agr Forest Meteor, 1989, 44: 197
- 11 Garratt J R, et al. Momentum, heat and water vapour transfer to and from natural and artificial surfaces. Q J R Meteorol Soc, 1973, 99: 680
- 12 Garratt J R. Transfer characteristics for a heterogeneous surface of large aerodynamic roughness. Q J R Meteorol Soc, 1978, 104: 491
- 13 Verhoef A, et al. Some practical notes on the parameter kB^{-1} for sparse vegetation. Journal of Applied Meteorology, 1997, 36: 560
- 14 郭学良, 等. 利用简化动力学近似分析黑河实验区的感热通量. 高原气象, 1993, 12(2): 133