

# 藏北高原草甸下垫面近地层能量输送 及微气象特征

马耀明<sup>1)</sup> 塚本修<sup>2)</sup> 吴晓鸣<sup>3)</sup> 玉川一郎<sup>4)</sup>  
王介民<sup>1)</sup> 石川裕彦<sup>5)</sup> 胡泽勇<sup>1)</sup> 高洪春<sup>1)</sup>

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, 冈山市 700)

3) (兰州气象学校, 兰州 730000)

4) (日本名古屋大学大气水圈科学研究所, 名古屋市 464-01)

5) (日本京都大学防灾研究所, 京都府宇治市 611)

**摘 要** 利用 GAME/Tibet 1998 年 IOP 观测资料, 分析研究藏北高原草甸下垫面近地层的表面加热场、地表能量平衡、地面阻曳系数 $C_D$ 及感热通量整体输送系数 $C_H$ 等特征, 得到了一些有关藏北高原草甸下垫面近地层能量输送及微气象特征结构的新认识。

**关键词:** 青藏高原; 近地层; 草甸下垫面; 能量输送及微气象特征

## 1 引言

青藏高原是世界上面积最大平均高度最高的高原, 它对亚洲季风、全球大气环流及全球气候变化均有巨大的影响。这样一个平均海拔 4 000 多米的巨大陆块在全球自由大气范围内构成了一个特殊的边界层。青藏高原对大气的各种热力及动力效应都是通过高原近地层与边界层逐渐影响到自由大气的。因此对高原大气边界层尤其是近地层能量及微气象特征的分析研究显得尤为重要。基于此原因自 70 年代初以来国内外气象学家就开始不断地致力与这方面的研究。1979 年 5~8 月青藏高原实验<sup>[1]</sup>和多次青藏高原地面热源观测的开展<sup>[2]</sup>都大大地促进了青藏高原近地层能量及微气象特征研究的发展。然而由于青藏高原地区地形地貌的复杂性和近地层气象观测仪器的限制, 已有的研究对青藏高原近地层各种能量及微气象特征的综合分析研究还不够。本文就是想利用“全球能量与水分循环的亚洲季风青藏高原实验”(GAME/Tibet)加强观测实验期(IOP)的资料来综合分析研究藏北高原草甸下垫面近地层能量输送及微气象特征, 以期对青藏高原地气相互作用及青藏高原环境变化与区域可持续发展研究有所贡献。

1999-04-06 收到, 1999-07-06 收到修改稿

\* 本研究得到国家重点基础研究发展规划项目 G1998040803、GAME/Tibet 以及中国科学院青藏高原研究项目 KZ951-A1-204 的共同资助

## 2 实验场地、观测仪器及数据处理

本次加强期实验于 1998 年 5 月上旬~9 月中旬在我国西藏自治区的那曲地区进行。实验点位置 (91°43'E, 31°56'N), 海拔高度约 4 700 m, 实验场地四周开阔, 地面为草高约 20 cm 的高原草甸覆盖。实验场地的地形和下垫面特性基本上代表了夏季藏北高原大面积特征。实验的主要观测仪器为一套自动气象观测仪 (PAM-III, 美国 NCAR 制造), 其探头的设置和高度分别为: 2 层气温和气湿 (2.3 m、7.8 m); 气压计 (1 m); 大气湍流及湿度脉动 (5.6 m); 平均风速、风向及地表辐射温度 (9.8 m); 土壤热通量 (-1 cm) 及土壤湿度 (-4 cm、-20 cm、-60 cm、-100 cm、-160 cm、-188 cm) 和温度 (-10 cm、-20 cm、-60 cm、-100 cm、-160 cm、-188 cm); 短波辐射、长波辐射及净辐射 (1 m)。

湍流数据处理采用涡旋相关法, 各主要量的计算式如下:

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

$$\text{潜热通量} \quad L_e = L \rho \overline{w'q'}, \quad (2)$$

$$\text{地面阻曳系数} \quad C_D = - \frac{\overline{u'w'}}{U^2}, \quad (3)$$

$$\text{感热通量整体输送系数} \quad C_H = \overline{w'T'} / U(T_s - T_a), \quad (4)$$

这里  $L$  为水的汽化潜热,  $U$  为水平平均风速,  $T_s$  为地表温度,  $T_a$  为气温, 其他为一般常用符号。

## 3 结果分析

本文选用 1998 年 GAME/Tibet 加强实验期间的观测资料, 分析得到了藏北高原草甸下垫面近地层的地面加热场、地表能量平衡、地面阻曳系数  $C_D$  及感热通量整体输送系数  $C_H$  等特征。

### 3.1 地面加热场

由于青藏高原地面对大气的加热现象对我国东部地区的天气气候、亚洲季风以至北半球的天气气候起着重要作用, 故而对高原地面加热场的研究愈来愈引起人们的关注<sup>[3,4]</sup>, 定义  $R_n - G_0$  为地面加热强度 ( $R_n$  为净辐射通量,  $G_0$  为土壤热通量), 即当  $R_n - G_0 > 0$  时, 地面向大气输送热能, 地面对大气而言为热源; 反之, 当  $R_n - G_0 < 0$  时地面对大气而言则为冷源。图 1 是实验站不同月份 (每个月选 5 天) 及不同天气条件下的地面加热场强度日变化规律。结果表明: 藏北高原地面白天为强热源, 夜晚为弱冷源, 而日平均为强热源。即早上日出后, 地面加热场逐渐加强, 在中午 14 时 (北京时) 左右加热强度最大, 尔后逐渐减弱, 傍晚日落以后地面就转换成冷源。

### 3.2 地表能量平衡特征

图 2 给出了实验站不同月份 (每个月选 5 天) 及不同天气条件下净辐射、感热、潜热和土壤热通量的日变化规律。其中感热及潜热通量是利用涡旋相关法由 (1) 式和

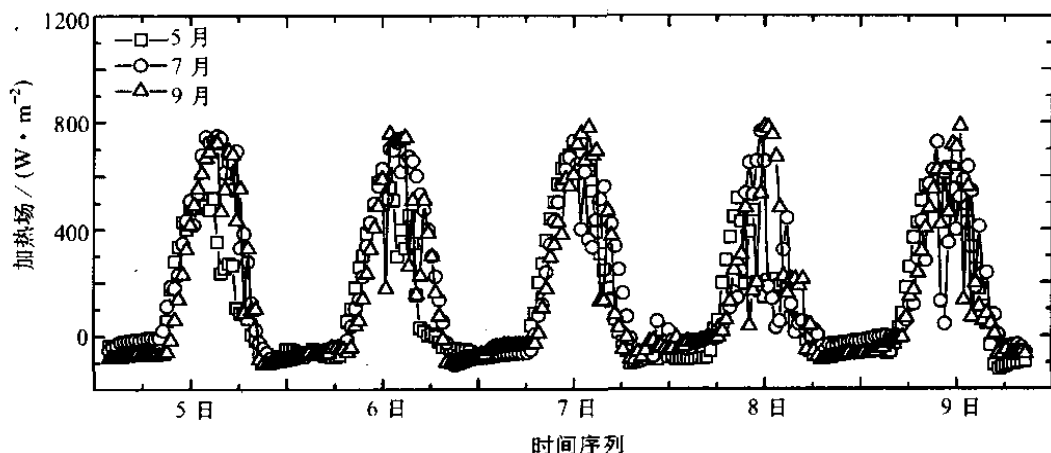


图1 青藏高原藏北地区地面加热场日变化规律

(2) 式计算的结果; 净辐射通量为实测值; 土壤热通量是位于地表以下 1 cm 处的热流板的实测值。从该图中可以看出: (1) 净辐射、感热、潜热及土壤热通量具有明显的日变化, 即早上日出后逐渐增大, 中午时刻达到最大, 然后逐渐减弱; (2) 白天感热及潜热通量在净辐射通量的分配中所占的份额随月份不同而变化, 5 月及 6 月感热输送占主导地位, 但在 7 月及 8 月潜热输送却转变成主导地位, 而 9 月感热输送和潜热输送所起的作用又基本相当。这主要是因为亚洲季风发生以前的 5 月及 6 月初, 地表面比较干燥且地表的草甸也较低; 而在亚洲季风发生期间的 7 月和 8 月以及亚洲季风消失后的 9 月地表面变得比较湿润且地表的草甸也较高的缘故; (3) 在这一地区的晚上, 经常有蒸发现象出现; (4) 这一地区的地表能量不满足能量平衡方程:  $R_n = G_0 + H_s + L_e$ , 这可能是由于一部分净辐射转换成热能储存于土壤中, 或者通过水平热平流散失掉的缘故, 同时也不排除仪器测量和计算误差的影响。

### 3.3 地面阻曳系数 $C_D$ 值的确定

大气把其动量输送到地面上是地气相互作用的一个重要组成部分。而且常规气象观测资料确定下垫面与大气间动量交换时通常采用地面阻曳系数  $C_D$  表示的参数化公式<sup>[5]</sup>, 有些地气相互作用的动力学模式 (如中国科学院兰州高原大气物理研究所的有限区域模式) 也需要把  $C_D$  作为初始值输入<sup>[6]</sup>。地面阻曳系数  $C_D$  值的大小与稳定性和粗糙度有一定的关系, Geernaert<sup>[7]</sup>总结了直到 1986 年的中性大气  $C_D$  与风速关系的一些回归方程。Businger<sup>[8]</sup>根据观测结果推导出陆地下垫面稳定大气和不稳定大气的  $C_D$  公式。左洪超<sup>[9]</sup>等利用 HEIFE 实验期间的 PBL 塔站资料推算出了沙漠和戈壁上的动量总体输送系数  $C_D$  值。这里试图利用涡旋相关法来估算藏北高原地面阻曳系数  $C_D$  值。

图 3 是用涡旋相关法计算得到的北 PAM 实验站  $-\overline{u'w'}$  与  $U^2$  的关系。图中显示, 两者近似为一线性关系。进而由 (3) 式即可计算得到藏北高原草甸下垫面上地面阻曳系数  $C_D$  (表 1)。同时利用类似的方法计算得到了安多实验站 (91°37'E, 32°14'N, 海拔高度约 4750 m, 地面草高约 5 cm) 的  $C_D$  值 (表 2)。由表 1 和表 2 可知, 北 PAM 站与安多实验站的  $C_D$  在不同的稳定性条件及不同月份具有不同的值, 且两站不稳定条件下的  $C_D$  值都大于稳定条件下的  $C_D$  值。这里两实验站在相同月份、相同稳定性条件

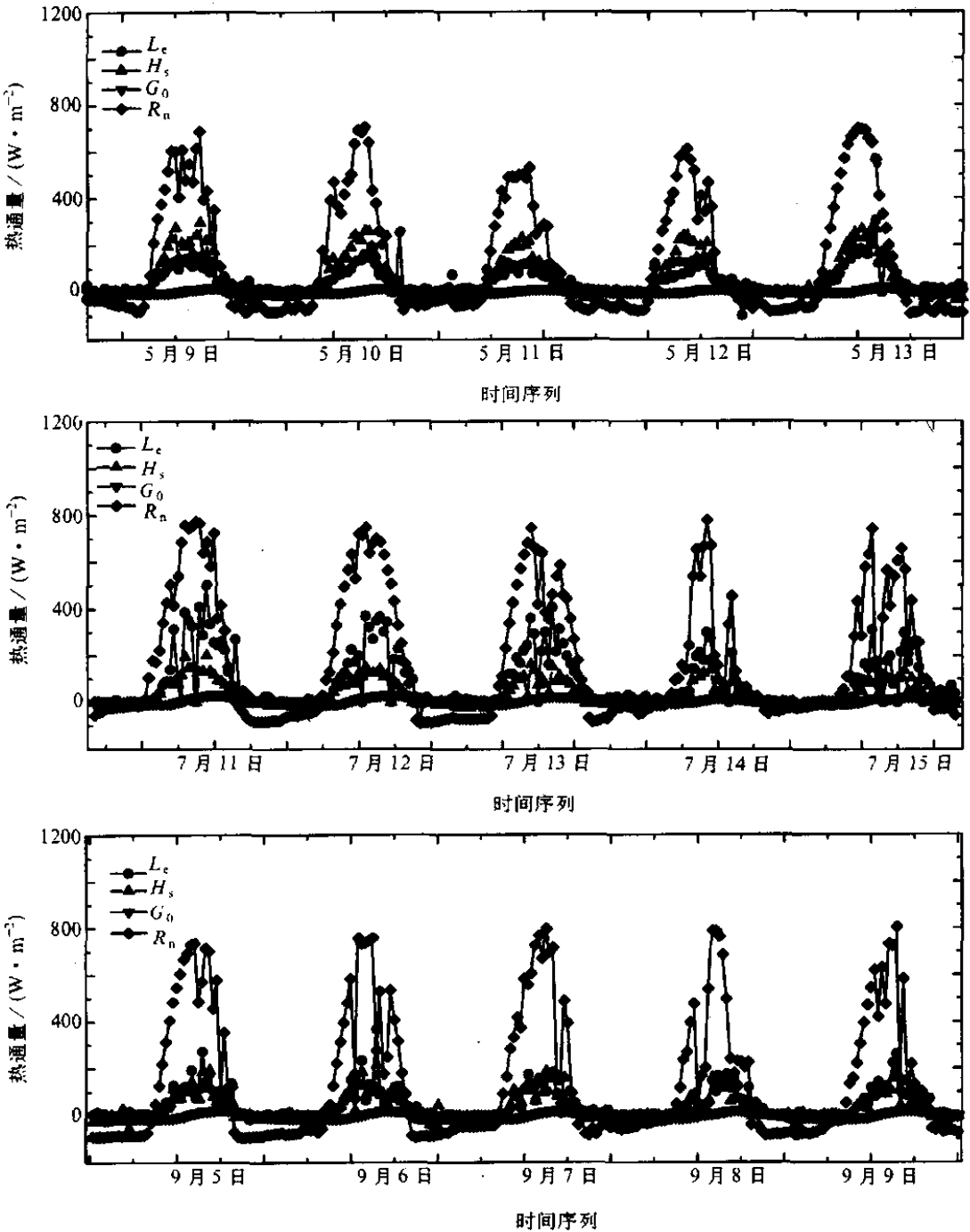


图 2 青藏高原藏北地区地面能量分布日变化

下的 $C_D$ 值之所以存在差异,是由于两站的地表物理结构诸如草甸的覆盖程度以及草高等不同的影响。而这里得到的北 PAM 站与安多实验站的地面阻曳系数 $C_D$ 值与马耀明等<sup>[10]</sup>得到的海面上之结果( $C_D = [(1.54 \pm 0.24) \times 10^{-3}]$ )和左洪超等<sup>[9]</sup>得到的戈壁沙漠上的 $C_D$ 值都有明显的差别。藏北高原与海面上的 $C_D$ 值的差异是因为两者下垫面物理特性明显不同所致,而青藏高原与 HEIFE 戈壁、沙漠下垫面 $C_D$ 值的差异除了下垫面物理特性不同之外,恐与所采用的计算方法不同也有关系。

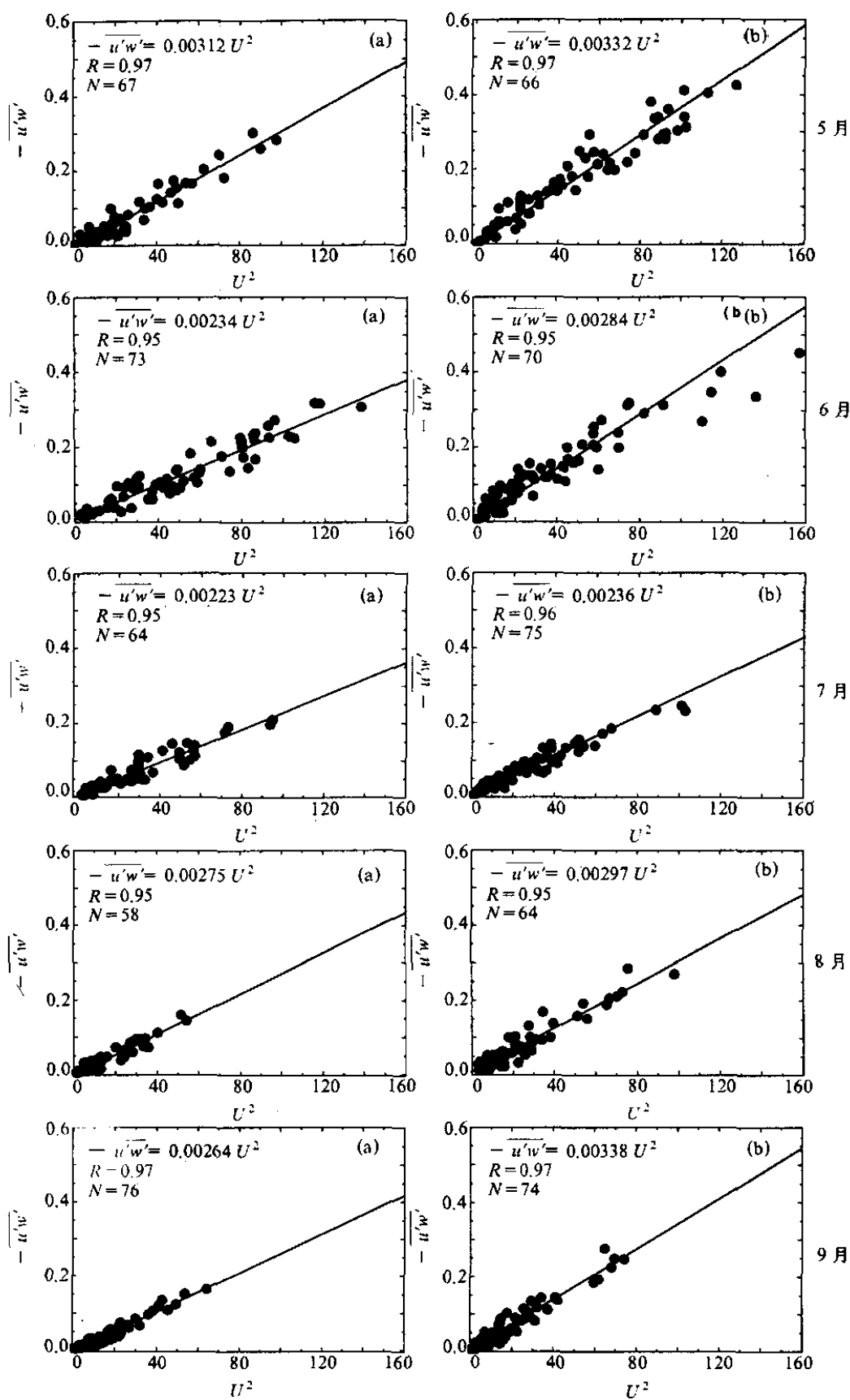


图3 方差 $\overline{u'w'}$ 与水平平均风速平方 $U^2$ 的关系

3.4 感热通量整体输送系数 $C_H$ 值的确定

图 4 是用涡旋相关法计算得到的北 PAM 实验站 $\overline{w'T'}$ 与 $U(T_s - T)$ 的关系。这里 $T_s$ 为地表温度,在北 PAM 站 $T_s$ 是由架设在塔顶(9.8 m)处的地表红外辐射温度计测得;而安多站的 $T_s$ 是由架设在 2 m 高的地表红外辐射温度计测得。图 4 显示 $\overline{w'T'}$ 与 $U(T_s - T)$ 两者之间近似为一线性关系。进而由(4)式即可计算得到藏北高原草甸下垫面上感热通量整体输送系数 $C_H$ (表 3)。同时利用类似的方法计算得到了安多实验站的 $C_H$ (表 4)。由表 3 和表 4 可知,两实验站的 $C_H$ 在不同的稳定度条件及不同月份具

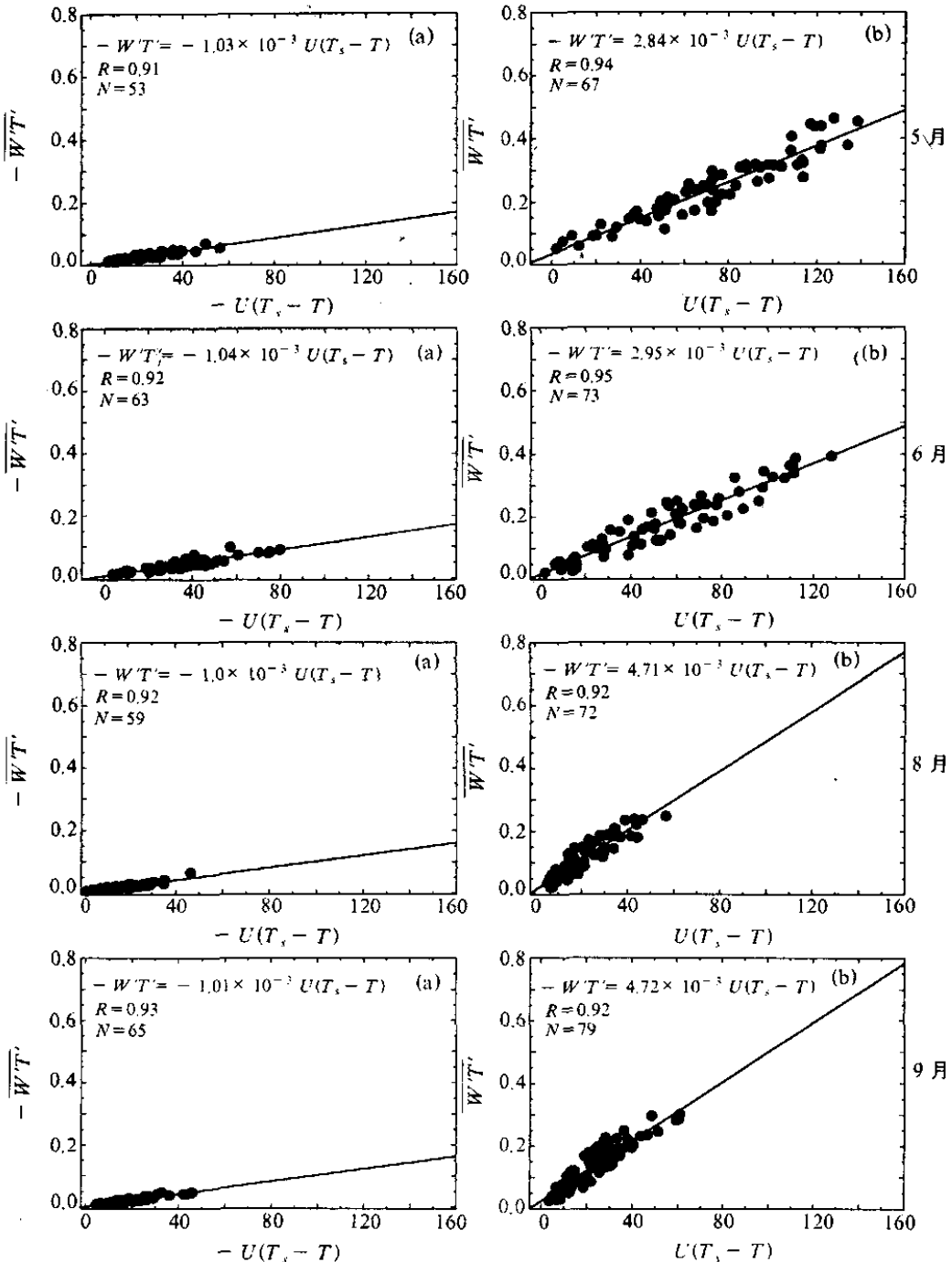


图 4  $\overline{w'T'}$ 与 $U(T_s - T)$ 的关系

表 1 藏北高原草甸下垫面上(北 PAM 站)地面阻曳系数 $C_D$

	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月
稳定大气	$3.12 \times 10^{-3}$	$2.34 \times 10^{-3}$	$2.23 \times 10^{-3}$	$2.75 \times 10^{-3}$	$2.64 \times 10^{-3}$
不稳定大气	$3.32 \times 10^{-3}$	$2.84 \times 10^{-3}$	$2.36 \times 10^{-3}$	$2.97 \times 10^{-3}$	$3.38 \times 10^{-3}$

表 2 藏北高原草甸下垫面上(安多站)地面阻曳系数 $C_D$

	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月
稳定大气	$2.66 \times 10^{-3}$	$2.88 \times 10^{-3}$	$2.80 \times 10^{-3}$	$2.99 \times 10^{-3}$	$2.51 \times 10^{-3}$
不稳定大气	$3.19 \times 10^{-3}$	$3.18 \times 10^{-3}$	$3.09 \times 10^{-3}$	$3.60 \times 10^{-3}$	$2.63 \times 10^{-3}$

表 3 藏北高原草甸下垫面上(北 PAM 站)感热通量整体输送系数 $C_H$ \*

	5 月	6 月	8 月	9 月
稳定大气	$1.03 \times 10^{-3}$	$1.04 \times 10^{-3}$	$1.00 \times 10^{-3}$	$1.01 \times 10^{-3}$
不稳定大气	$2.84 \times 10^{-3}$	$2.95 \times 10^{-3}$	$4.71 \times 10^{-3}$	$4.72 \times 10^{-3}$

\* 7 月因地表温度 $T_s$ 缺测, 故这里没有该月份的 $C_H$

表 4 藏北高原草甸下垫面上(安多站)感热通量整体输送系数 $C_H$

	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月
稳定大气	$1.22 \times 10^{-3}$	$1.15 \times 10^{-3}$	$1.42 \times 10^{-3}$	$1.88 \times 10^{-3}$	$1.92 \times 10^{-3}$
不稳定大气	$3.47 \times 10^{-3}$	$2.71 \times 10^{-3}$	$4.01 \times 10^{-3}$	$5.11 \times 10^{-3}$	$4.16 \times 10^{-3}$

有不同的值, 而且不稳定时的 $C_H$ 远远大于稳定时的 $C_H$ , 这与实际情况相符。而两实验站在同一月份、相同稳定度条件下的感热通量整体输送系数 $C_H$ 值之所以有差异, 同样是由于两站的地表物理结构不同所致。

4 结论

通过以上分析和计算, 可以得出以下几点有关藏北高原草甸下垫面上近地层能量输送及微气象特征的初步结论:

- (1) 该地区的地表对大气而言白天为强的加热源, 晚上为弱冷源, 日平均为强热源, 且地面加热场日变化明显, 在正午 14 时(北京时)左右加热强度最大;
- (2) 该地区的净辐射通量、感热、潜热及土壤热通量有明显的日变化规律, 但感热及潜热通量在白天的净辐射通量分配中所占份额随月份不同而不同;
- (3) 在这一地区的晚上, 经常有蒸发现象出现;
- (4) 这一地区的地表能量不满足能量平衡方程:  $R_n = G_0 + H_s + L_e$ ;
- (5) 地面阻曳系数 $C_D$ 及感热通量整体输送系数 $C_H$ 在不同的稳定度条件及不同月份具有不同的值, 其中 $C_D$ 值与海面上之结果和戈壁沙漠上的 $C_D$ 值都有明显的差别, 所以在进行藏北地区天气或气候数值模拟计算时不能将 $C_D$ 及 $C_H$ 当成常数, 而要视具体情况而定。

致谢: 本研究是在名古屋大学大气水圈科学研究所完成的, 中国科学院兰州高原大气物理研究所张宇、高志球、阎宇平、曾涛和马晓波以及日本国的宫崎真、笔保弘德、远藤伸彦、林泰一、上野健一和祁永强等参加了野外观测工作, 特此致谢。

## 参 考 文 献

- 1 章基嘉、朱抱真、朱福康等, 青藏高原气象学进展, 北京: 科学出版社, 1988, 92~123.
- 2 季国良、姚兰昌、袁福茂等, 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), 214~224.
- 3 钱正安、焦彦军, 青藏高原气象学的研究进展和问题, 地球科学进展, 1997, 12(3), 207~216.
- 4 季国良、邹基玲、吕兰芝, 藏北高原地面加热场的季节变化, 高原气象, 1997, 16(1), 1~9.
- 5 Eageleson, P. S., *Land Surface Processes in Atmospheric General Circulation Models*, Cambridge, 1981, 67~111.
- 6 张立盛、钱正安、陈伯民, 黑河地区地面阻曳系数的估算及其影响的数值实验, 高原气象, 1994, 13(3), 257~265.
- 7 Geernaert G. L., On the importance of drag coefficient in air-sea interaction, *Dynamics of Atmosphere and Ocean*, 1987, 11, 19~38.
- 8 Businger J. A., Turbulent transfer in the atmospheric surface layer, in: *Workshop on Micrometeorology* (D. Haugen ed.), Amer. Meteor. Soc., Boston, 1973, 67~100.
- 9 左洪超、胡隐樵, 黑河试验区沙漠和戈壁的总体输送系数, 高原气象, 1992, 11(4), 371~380.
- 10 马耀明、王介民、张庆荣等, 南沙海域大气湍流通量输送特征分析, 高原气象, 1997, 16(1), 45~51.

## Characteristics of Energy Transfer and Micrometeorology in the Surface Layer of the Atmosphere above Grassy Marshland of the Tibetan Plateau Area

Ma Yaoming<sup>1)</sup>, Osamu Tsukamoto<sup>2)</sup>, Wu Xiaoming<sup>3)</sup>, Ichiro Tamagawa<sup>4)</sup>,  
Wang Jiemin<sup>1)</sup>, Hirohiko Ishikawa<sup>5)</sup>, Hu Zeyong<sup>1)</sup> and Gao Hongchun<sup>1)</sup>

1) (Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

2) (Faculty Sciences, Okayama University, Okayama 700, Japan)

3) (Lanzhou Meteorological School, Lanzhou 730000)

4) (Institute for Hydrospheric-Atmospheric Sciences, Nagoya University, Nagoya 464-01, Japan)

5) (Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Kyoto 611, Japan)

**Abstract** With the data observed in IOP, 1998 of GAME/Tibet, the characteristics of surface heating field, the components of surface heat fluxes, the drag coefficient  $C_D$  and bulk transfer coefficient of sensible heat  $C_H$  are analyzed. Some new concepts about the characteristics of both the flux densities and micrometeorology in the lower layer of the atmosphere above the northern Tibetan Plateau area are obtained.

**Key words:** Tibetan Plateau; lower layer of the atmosphere; grassy marshland surface; characteristics of energy transfer and micrometeorology