

自然表面的比辐射率与表面温度*

金 一 谔

(南京大学大气科学系)

提 要

为正确估计表面温度,本文提出了一个用Eppley大气辐射表在现场测定比辐射率的一个简单方法。辐射表的指示温度必须对实际天空热辐射与表面比辐射率做校正。根据1985年12月—1986年1月在西藏那曲所做观测的比较,发现辐射温度与水银温度表的温度之间差值大部分在2—4°C以内。

一、引 言

地表温度是近地层感热输送、蒸发研究中的一个重要参量。但它的测量在微气象领域内也是一个较为困难、且有争议的问题。用接触式温度表测量地表面温度有几个严重的误差。放在地表面的感应器受到太阳辐射的影响,接近地表处,风速近似为零,即使很小的感应元件也会产生较大的辐射误差。感应器的导热率、热容量、水份含量都与土壤不同,与地表面一般都没有良好的热接触。测量表面温度通常有三种方法。第一种是将温度感应器一半放在土壤中,一半暴露在空气中。此时指示温度是温度表受到辐射影响下空气温度与土壤温度综合作用的结果。第二种是将感应器埋入土壤中1 mm—10 cm。第三种是测出空气温度与土壤中的温度梯度,由此外推出表面温度。但因为垂直方向土壤热性质的不均匀,不能简单地外推到表面的温度。接触式测量表面温度取决于热传导,而用测量地表面辐射的方法求表面温度,从原理上是更合理的方法,它不接触地表面,测量到的是地表面的平均温度。在接近地表面测量时,大气介质对辐射传输的影响可忽略^[1],但必须已知地表面的比辐射率,并考虑地表面所反射的环境辐射。本文将提出一种在野外测定比辐射率的简单方法,并进而测定裸地上的地表温度。

二、比辐射率的测定

比辐射率是物体发射的辐射与同温度下的黑体辐射之比。若材料对辐射透过率为零,应用Kirchoff定律,其吸收系数 α_λ 等于光谱比辐射率 ϵ_λ ;在实验室用红外分光光度计测出材料的反射系数 r_λ ,则得到光谱比辐射率 $\epsilon_\lambda = 1 - r_\lambda$ 。Buettner和Kern(1965)^[2]使用了一个“比辐射率盒”来测定大气窗口的比辐射率。以上两个方法都只适合在实验室内测量,而自然表面的比辐射率,如土壤、植物,随其颜色、结构、表面几何形态、温度、水份含量而变化。Fuchs和Tanner(1968)^[3]测定了平坦砂地比辐射率随水份体积分含量的变化,如

* 本文于1987年1月8日收到,1987年9月21日收到最后修改稿。

表 1 平坦砂地比辐射率随水份体积分含量的变化

ϵ	0.94	0.96	0.92	0.92	0.90	0.90	0.88
水份%	8.4	7.6	6.2	5.8	3.5	0.7	0.7

表 1。因此能在野外实地测量比辐射率的方法将是更有意义的。

我们使用 Eppley 大气辐射表来测定比辐射率。其感应部分是一个涂黑的热电堆，上面罩有一个由溴化铊与碘化铊的结晶体做成的半球，内表面是真空沉淀的干涉滤光层。整个罩子在 3—50 μm 波段的总透过率为 0.50，在短波一侧透过率急剧地减小到零，对短波辐射全不透明，因此使长波辐射能在白天从太阳短波辐射中分离出来。关于仪器性能详见 Albrecht(1977)^[4]。灵敏度为 4.99 $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$ 。因输出小，使用时需加 1000 倍的放大器。

Fuchs 和 Tanner(1966)曾讨论了使用辐射计遥感表面温度的理论^[5]。一个热辐射计在测量表面温度时，它接收到的辐射 R 为表面向外的热辐射与环境辐射 W 在表面的反射辐射之和。表面温度为 T ，则

$$R = \epsilon \sigma T^4 + (1 - \epsilon)W \quad (1)$$

在野外测量中，环境辐射主要包括：天空向下的长波辐射以及仪器周围物体、人员为热辐射。(1) 式成立的条件是光谱比辐射率 ϵ_λ 在所研究的波长范围内是常数，即

$$\epsilon = \epsilon_\lambda$$

但上式所引起的误差仅仅发生在(1)式右边第二项上，因此在测量比辐射率时，环境辐射要尽可能地小。

比辐射率的测量方法如下：将大气辐射表的感应面朝上，测出环境的长波辐射 W_1 ；翻转仪器，使感应面水平朝下，对准所测表面，测出表面向上的辐射 R_1 ，则

$$R_1 = \epsilon \sigma T^4 + (1 - \epsilon)W_1 \quad (2)$$

改变环境辐射，这在野外测试时，用雨伞挡一下天空辐射就能很方便地改变环境辐射。此时将感应面朝上，测出环境的长波辐射 W_2 ，翻转仪器，使感应面朝下，测出向上的辐射 R_2 。在这短暂时刻，表面温度维持不变，则有

$$R_2 = \epsilon \sigma T^4 + (1 - \epsilon)W_2 \quad (3)$$

由(2)、(3)式得：

$$\epsilon = 1 - \frac{R_2 - R_1}{W_2 - W_1} \quad (4)$$

比辐射率的测量选择在静风晴空的夜晚进行，此时环境辐射小。因仪器的灵敏度低，伞的遮挡使环境辐射的改变需在 100 W/m^2 以上，才能反映出 R_1, R_2 的差异。

根据独立量的误差传递公式， ϵ 的均方差 σ_ϵ 为：

$$\left(\frac{\sigma_\epsilon}{\epsilon}\right)^2 = \frac{\sigma_{R_1}^2}{(R_2 - R_1)^2} + \frac{\sigma_{R_2}^2}{(R_2 - R_1)^2} + \frac{\sigma_W^2}{(W_2 - W_1)^2} + \frac{\sigma_{W_1}^2}{(W_2 - W_1)^2} \quad (5)$$

设(5)式中地面辐射、环境辐射测量的均方差相等， $\sigma_{R_1} = \sigma_{R_2} = \sigma_{W_1} = \sigma_{W_2} = 0.02 \text{ W}/\text{m}^2$ ，在典型的情况下， $R_2 - R_1 = 5 \text{ W}/\text{m}^2$ ， $W_2 - W_1 = 100 \text{ W}/\text{m}^2$ ，则由(5)式得 $\sigma_\epsilon = 0.006$ 。

表 2 各种表面的比辐射率

表 面	ε		表 面	ε	
草 坪	0.983,	0.973 ^[67] , 0.96 ^[73]	岩 石	0.943,	0.959 ^[23]
黑土(湿)	0.969,	0.95 ^[71]	青砖瓦	0.953,	0.950 ^[67]
黄 土	0.962		碎红砖	0.954	
混凝土路	0.949,	0.942 ^[62]	水	0.974,	0.92-0.96 ^[83] , 0.95 ^[77] , 0.993 ^[22]
石子路	0.949,	0.943 ^[62]	浮油的水面	0.969,	0.972 ^[23]
干水泥	0.914,	0.71-0.88 ^[82]	塑料薄膜	0.963,	0.961 ^[23]
干砂地	0.907,	0.90-0.91 ^[82]	湿木板	0.958	
湿 沙	0.968,	0.96 ^[77]	铝 板	0.096	

表 2 是在南京地区各种表面比辐射率三次测量的平均值及他人所测结果。从表 2 可知,多数自然表面的比辐射率在 0.90 以上,它不仅取决于材料,而且与其表面的状态、水份都有关系。

三、表面温度

根据(1)式计算实际表面温度时,必需作比辐射率与环境辐射的校正。将仪器测到的辐射等效成一个黑体辐射,即按下式计算:

$$\sigma T_0^4 = \epsilon \sigma T^4 + (1 - \epsilon) W \quad (6)$$

T_0 是等效黑体温度(或称视温度),即仪器的指示温度。同样也可将天空热辐射等效成黑体辐射。表 3,4 是 W 分别为 200, 300 W/m²(视温度相应为 -29°C, -3°C) 情况下仪器指示温度与实际表面温度的关系。以上两种情况都是我们在西藏高原干燥的冬季所观测到的,前者为晴空、后者为傍晚云天时的天空热辐射。

从表 3、表 4 中可看出,当实际表面温度比天空视温度高,辐射表就会指示出过低的表面温度($T_0 < T$);当表面温度低于天空视温度时,辐射表将指示出过高的温度($T_0 > T$)。而且指示温度与表面温度的偏差会随着表面温度与天空视温度之差而增加。当表面温度为 -10°C, ϵ 从 0.95-0.80, 天空视温度为 -29°C 时,辐射表指示温度的误差为 -0.9- -3.5°C; 而天空视温度为 -3°C 时,辐射表指示温度的误差则为 0.3-1.4°C。由(6)式可知,只有在地表温度与天空视温度相等时,不管比辐射率是多少,其指示温度就是实际的

表 3 指示温度 T_0 与实际表面温度 T 的关系(天空视温度为 -29°C)

T (°C)	ε=0.95		ε=0.90		ε=0.85		ε=0.80	
	T_0	T_0-T	T_0	T_0-T	T_0	T_0-T	T_0	T_0-T
-50	-48.8	1.2	-47.7	2.3	-46.5	3.5	-45.4	4.6
-40	-39.4	0.6	-38.9	1.1	-38.3	1.7	-37.7	2.3
-30	-30	0	-29.9	0.1	-29.9	0.1	-29.9	0.1
-20	-20.4	-0.4	-20.9	-0.9	-21.3	-1.3	-21.8	-1.8
-10	-10.9	-0.9	-11.7	-1.7	-12.6	-2.6	-13.5	-3.5
0	-1.3	-1.3	-2.5	-2.5	-3.8	-3.8	-5.1	-5.1
10	8.4	-1.6	6.8	-3.2	5.1	-4.9	3.4	-6.6
20	18.1	-1.9	16.1	-3.9	14.1	-5.9	12.0	-8.0
30	27.8	-2.2	25.5	-4.5	23.2	-6.8	20.8	-9.2
40	37.5	-2.5	34.9	-5.1	32.3	-7.7	29.6	-10.4
50	47.2	-2.8	44.4	-5.6	41.5	-8.5	38.5	-11.5

表 4 指示温度 T_0 与实际表面温度 T 的关系(天空视温度为 -3°C)

T ($^\circ\text{C}$)	$\epsilon=0.95$		$\epsilon=0.90$		$\epsilon=0.85$		$\epsilon=0.80$	
	T_0	T_0-T	T_0	T_0-T	T_0	T_0-T	T_0	T_0-T
-50	-46.9	3.1	-43.9	6.1	-41.0	9.0	-38.3	11.7
-40	-37.7	2.3	-35.5	4.5	-33.3	6.7	-31.2	8.8
-30	-28.4	1.6	-26.9	3.1	-25.4	4.6	-23.9	6.1
-20	-19.1	0.9	-18.2	1.8	-17.3	2.7	-16.4	3.6
-10	-9.7	0.3	-9.3	0.7	-9.0	1.0	-8.6	1.4
0	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.5	-0.5	-0.7	-0.7
10	9.4	-0.6	8.8	-1.2	8.1	-1.9	7.5	-2.5
20	19.0	-1.0	17.9	-2.1	16.9	-3.1	15.8	-4.2
30	28.6	-1.4	27.1	-2.9	25.7	-4.3	24.2	-5.8
40	38.2	-1.8	36.4	-3.6	34.6	-5.4	32.7	-7.3
50	47.9	-2.1	45.8	-4.2	43.6	-6.4	41.4	-8.6

温度。

用辐射方法测定实际表面温度时,根据下式对比辐射率与天空辐射作校正。

$$T = \left(\frac{R - (1 - \epsilon)W}{\epsilon \sigma} \right)^{1/4} \quad (7)$$

R 是仪器所测到的热辐射, W 是仪器感应面朝上测到的大气向下的热辐射。

我们于1985年12月1日—1986年1月15日在西藏那曲用Eppley大气辐射表进行了地表面温度的观测,仪器安装在1.5m高度,每天在地方时1,5,12,17时正点观测。日出、日落时间约在7,17时。同时有用水银温度表的地表温度观测。土壤为砂土,0—5cm,水份体积含量小于3%,5—10cm为冻土层,平均水份体积含量在6—12%。比辐射率在0.90—0.92。

图1是1986年1月12日辐射温度与水银温度表所测地表温度的典型日变化图。

表5是1985年12月1日—1986年1月15日期间晴天或多云天气条件下无积雪地

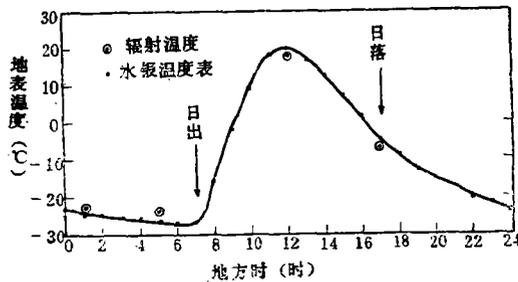


图 1 地表温度的比较

表 5 表面温度的比较

时间(时)	1:00	5:00	12:00	17:00	全天
辐射温度	-18.0	-20.0	12.3	-8.5	-8.4
水银温度表温度	-18.5	-21.2	13.2	-8.1	-8.5
辐射温度-水银温度表温度	0.5	1.2	-0.9	-0.4	0.1
辐射温度与水银温度表温度差值的均方差	2.6	2.0	2.3	1.9	2.3

表面辐射温度与水银温度表读数的比较。分别对一天中4个时间及全天4次时间进行统计。

从表5看出,夜晚与日出前,地表面温度降至最低点,而辐射温度总是要比水银温度表读数高0.5—1.2 $^\circ\text{C}$;而在正午、日落时辐射温度却比水银温度表读数低0.4—0.9 $^\circ\text{C}$ 。在白天,这种差别的主要原因是白天太阳辐射引起的误差以及不良热接触使水银温度表读数偏高;而晚上,土壤深处向地表面的热通量因不良的热接触而没有传导到水银温度表上,又使它的读数偏低。辐射温度与水银温度表读数差值的均方根差全天为2.3 $^\circ\text{C}$ 。

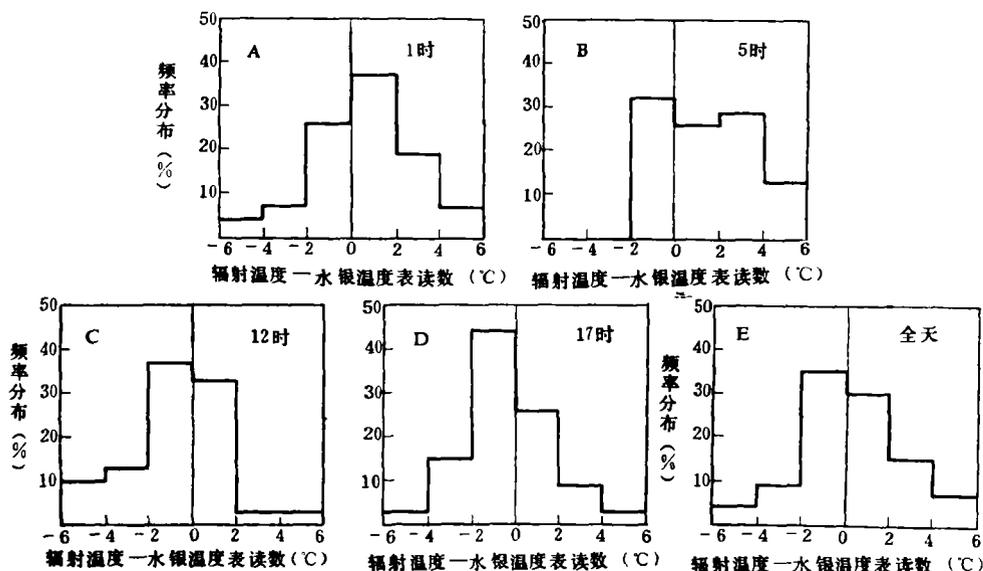


图 2 辐射温度与水银温度表读数之差的频率分布。

图 2 中 A, B, C, D, E 分别是 1, 5, 12, 17 时及全天辐射温度与水银温度表读数之差的频率分布图。对于夜晚, 63%—68% 的辐射温度都比水银温度表读数为高; 在白天, 60%—62% 的辐射温度是比水银温度表读数为低。而对一天 4 次总的误差分布, 则正负误差的几率各占一半。它们之间的差值在 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 以内的占 65%, 而差值在 $\pm 4^{\circ}\text{C}$ 以内的占 90%。

参 考 文 献

- [1] Lenschow, D. H., and J. A. Dutton, Surface temperature variation measured from an airplane over several surface type, *J. Appl. Meteor.*, 3, 65—69, 1964.
- [2] Buettner, K. J. K., and C. D. Kern, The determination of infrared emissivities of terrestrial surfaces, *J. Geophys. Res.*, 70, 1329—1337, 1965.
- [3] Fuchs, M., and C. B. Tanner, Surface temperature measurements of bare soils, *J. Appl. Meteor.*, 7, 303—305, 1968.
- [4] Albrecht, B., and S. K. Cox, Procedures for improving pyrgeometer performance, *J. Appl. Meteor.*, 16, 188—197, 1977.
- [5] Fuchs, M., and C. B. Tanner, Infrared thermometry of vegetation, *Agron. J.*, 53, 597—601, 1966.
- [6] Sloan, R. et al., Air long-wave radiation, *J. Opt. Soc. Am.*, 45, 455—460, 1955.
- [7] 翁笃鸣等, 小气候和农田小气候, P. 20, 农业出版社, 1981.
- [8] Sellers, W. D., *Physical Climatology*, P. 41, University of Chicago press, 1965.

EMISSIVITIES OF NATURAL SURFACES AND SURFACE TEMPERATURE

Jin Yie

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University)

Abstract

A simple method of determining emissivity of surface using Eppley pyrgeometer in situ in order to evaluate surface temperature is presented. The indicated temperature of radiometer need corrections for actual sky thermal radiance and for true surface emissivities. Based on comparisons between radiation temperature and surface mercury-thermometer temperature at Nagqu, northern Tibetan during December 1985—January 1986, it was observed that their differences were mostly within $2-4^{\circ}\text{C}$.