

## 地面对晴空大气热辐射结构的影响\*

王鹏举      周秀骥

(国家气象局气象科学研究所)

Eric A. Smith      施蕾\*\*

(美国佛罗里达州立大学气象系)

### 提 要

本文利用 1987 年美国 FIFE 资料及 1986 年 6 月 TIPMEX 资料, 并利用大气长、短波一维辐射传输数值模式, 计算了晴空大气状态下地面辐射参数(地面热辐射温度、地表反照率等)对大气长波冷却率、短波加热率廓线的影响。结果表明, 地球表面对大气边界层内的热辐射结构影响很大, 特别是在高原地区这种影响尤其显著。

### 一、引 言

太阳及红外辐射在大气中的传输作为驱动大气环流的一个基本物理过程, 引起了气象学家广泛的兴趣。由于地气系统辐射收支在大气环流及气候变迁中的重要性, 旨在建立应用于天气气候预报中的各种大气长短波辐射模式得到了不断的发展<sup>[1~5]</sup>。然而, 在目前的各种数值模式中, 人们对地面过程的处理还过于简单<sup>[6]</sup>, 其原因之一是缺乏较为详细的实际观测资料, 另一方面, 地面过程影响天气及气候演变的研究尚未成熟。就地气系统辐射收支模式而言, 地球表面热辐射温度常常被地表气温所替代, 地表太阳反照率也常常被看成是常数而不是随波长或时间而变化的参量。这种近似对大气热辐射结构无疑会产生影响。

1987 年, 美国在 Kansas 州 Konza 草原进行了首次 ISLSCP(International Satellite Land Surface Climatology Project)实验(FIFE), 其目的是进一步了解地表覆盖在地气相互作用中的重要性并探讨利用卫星资料反演地表参数的有效方法<sup>[7]</sup>。在这之前的 1986 年 6 月, 中美两国在青藏高原进行了一次联合大气科学实验(TIPMEX-86)<sup>[8]</sup>。这两次实验都获得了一批包括地面气象要素、辐射通量及大气廓线在内的资料。本文选择其中的晴空天气并利用大气辐射传输模式定量研究了地面对大气红外辐射冷却及太阳辐射加热的影响。

### 二、大气辐射传输模式

长波辐射冷却率廓线的计算在这里采用的是光谱比辐射率的逐层积分方法。大气分层由探空层次决定, 整个长波部分(2.0—250.0  $\mu\text{m}$ )按大气吸收特性分成 27 个波带, 各

\* 本文于 1988 年 10 月 17 日收到, 1989 年 10 月 13 日收到最后修改稿。

\*\* 中国留美学生, 现攻读博士学位。

波带比辐射率的计算如下:

$$\varepsilon_i(T, P_1, P_2) = \frac{\int_{\nu_1}^{\nu_2} B(\nu, T) [1 - \tau(\nu, \mu[P_1, P_2], T)] d\nu}{\int_0^{\infty} B(\nu, T) d\nu} \quad (1)$$

其中  $P_1, P_2$  为某层上、下气压值,  $\mu(P_1, P_2)$  为该层大气光学质量,  $\tau$  为光谱透过率,  $T$  为大气温度,  $\nu$  是波数,  $B(\nu, T)$  为 Planck 函数,  $i$  是波带号。由  $\varepsilon_i$  便可根据下式算得  $P_1$ - $P_2$  层的长波辐射通量值:

$$E(P_1, P_2) = \sum_{i=1}^{27} \left[ \int_{P_1}^{P_2} \sigma T^4 \frac{\partial \varepsilon_i(T, P_1, P_2)}{\partial P} dP \right] + E_s \left[ 1 - \sum_{i=1}^{27} \left( \int_{P_1}^{P_2} \frac{\partial \varepsilon_i(T, P_1, P_2)}{\partial P} dP \right) \right] \quad (2)$$

式中  $\sigma$  为 Stefan-Boltzmann 常数。计算大气向下辐射时,  $E_s$  取值为零, 计算向上辐射时,  $E_s$  为地面向上辐射通量, 即

$$E_s \equiv E_s^\uparrow = \varepsilon_s \sigma T_s^4 + (1 - \varepsilon_s) E_s^\downarrow \quad (3)$$

式中  $E_s^\uparrow, E_s^\downarrow$  分别表示地面向上、向下长波辐射通量,  $T_s$  为地表温度,  $\varepsilon_s$  是地表红外比辐射率, 考虑到本文涉及到的草地下垫面, 我们取  $\varepsilon_s$  为 0.95<sup>[9]</sup>。

在晴空天气条件下, 上述方法计算的长波辐射量与观测值很一致, 这一点已得到不少作者的证实<sup>[10-11]</sup>。

我们利用二流近似方法计算大气短波辐射。整个短波波段(0.2—5.0  $\mu\text{m}$ )按紫外、可见、近红外被分成 19 个波带, 某一波带在大气顶的直接太阳辐射通量由波带辐射权重获得。除大气分子散射外<sup>[12]</sup>, 我们在模式中考虑了水汽( $\text{H}_2\text{O}$ )、大气混合气体( $\text{CO}_2, \text{O}_2, \text{NO}, \text{N}_2\text{O}, \text{CO}, \text{CH}_4, \text{N}_2$ 等)及臭氧( $\text{O}_3$ )的分子带吸收。各个波带在某一大气层的平均吸收率、反射率及透过率由美国空军地球物理实验室(AFGL)发展的 LOWTRAN-5 资料<sup>[13]</sup>通过指数插值法计算。这里我们没有考虑大气气溶胶消光, 其原因之一是本文涉及的是晴空大气, 二是忽略气溶胶消光对本文的研究目的并无大的影响。

### 三、思路 和 结果

#### 1. 长波辐射部分

为了研究地面对大气长波辐射的影响, 我们在模式计算中, 分别以地表气温  $T_{s,k}$  及地面辐射温度  $T_{r,k}$  (由红外测温仪测得, 其原理是由地面红外辐射通量推算出作为灰体的下垫面的辐射温度)代表(3)式中的  $T_s$ 。表 1 给出了 1987 年 8 月 15 日 Konza 草原相邻山脊站(39.1021°N, 96.4493°E)和山谷站(39.1042°N, 96.4493°E)的  $T_{s,k}, T_{r,k}$  及两温度之差  $T_{r,k} - T_{s,k}$  的日变化值。从表中看出, 地面辐射温度与地表气温的差值在山脊站与山谷站有很大的不同, 这说明地面热辐射过程与地形有关。图 1 给出了山谷站两种地面温度下地表长波辐射向上通量(LU)及向下通量(LD)的模式结果(计算时用到了对应的探空资料)与实测值的比较。很明显, 对于晴空天气, 由地表气温得到的向上辐射不能很好地反映实际情况, 而由地面辐射温度计算的结果与实测值很一致。这种情况在高原晴天会

表 1 1978年8月15日Konza草原山脊站(RS)与山谷站(VS) $T_{sh}$ ,  $T_{sk}$ 及 $T_{sk}-T_{sh}$ 的日变化

当地时间	7:00	9:00	10:30	12:15	13:45	15:15	16:30	18:45
山脊站 $T_{sk}$ (K)	298.2	300.7	302.5	304.9	306.5	307.0	307.8	305.8
山谷站 $T_{sk}$ (K)	294.8	298.3	301.8	304.8	306.0	306.4	306.0	303.9
$T_{sk}-T_{sh}$ (K)	-3.4	-2.4	-0.7	-0.1	-0.5	-0.6	-1.8	-1.9
山脊站 $T_{sh}$ (K)	298.2	300.7	302.5	304.9	306.5	307.0	307.8	305.8
山谷站 $T_{sh}$ (K)	296.3	300.6	304.8	308.0	309.1	309.2	308.7	305.6
$T_{sk}-T_{sh}$ (K)	-1.9	-0.1	2.3	3.1	2.6	2.2	0.9	-0.2

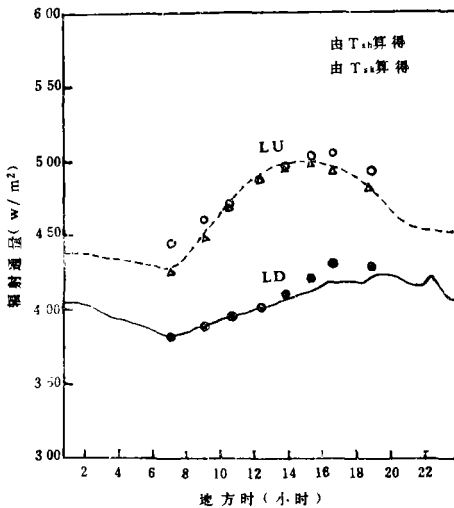


图 1 Konza 草原 1987 年 8 月 15 日山谷站地表长波辐射通量的模式结果与实测值的比较

(实线、虚线为实测值, 实圆、空圆及三角为计算值)

地面对大气冷却率的影响在青藏高原地区特别明显, 仅仅由探空及地表气温计算的晴空大气平均冷却率的日变化很小, 而由地面辐射温度得到的平均冷却率的日变化却相当显著。可见, 高原地区的地面辐射过程十分重要, 这一点还可通过比较图 5 a, b 给出的青藏高原地区从地面到 200hPa 大气平均冷却率水平分布的差异而得到进一步证实。这里的结果是由青藏高原气象实验获得的。1979 年 5 月 17:00 的探空资料及有关地面参数的月平均代入模式计算而得, 其中 a 图代入的是地面气温, 而 b 图代入的是由地面向上、向下长波辐射通量按(3)式(取  $\epsilon_s = 0.95$ )推算的地面辐射温度。对比表明, 高原地区地面热辐射对大气的贡献使得大气长波冷却率明显减小, 特别是在午后, 地面热辐射甚至使得大气长波冷却转化成长波加热<sup>1)</sup>。因此, 对高原地区地面辐射过程的正确处理意义重大。

## 2. 短波辐射部分

1) 参照本文作者之一施蕾的有关青藏高原大气冷却率的结果。

更加明显。由图 1 大气向下辐射的模式计算值与实测值的比较可以看出, 本文的长波辐射模式是比较成功的。

地面对大气热辐射结构的影响还可以由图 2 的大气长波冷却率廓线看出, 图中的时间为当地时, 实线由地面气温而得, 虚线和点划线分别由相邻山脊站(Ridge Site)和山谷站(Valley Site)的地面辐射温度订正算得。在大气边界层内, 大气冷却率显著地受到地面的影响, 越靠近地面这种影响越大, 不管是山脊还是山谷都是如此。

我们还在图 3、图 4 中分别给出了 Konza 草原 1987 年 8 月 15 日山谷站及 TIPMEX-86 那曲站由两种地面温度得到的整层大气(地面至 100 km 高度)平均长波冷却率随时间的变化, 其中那曲站的地面辐射温度也是由红外测温仪测得。比较图 3、图 4, 我们发现,

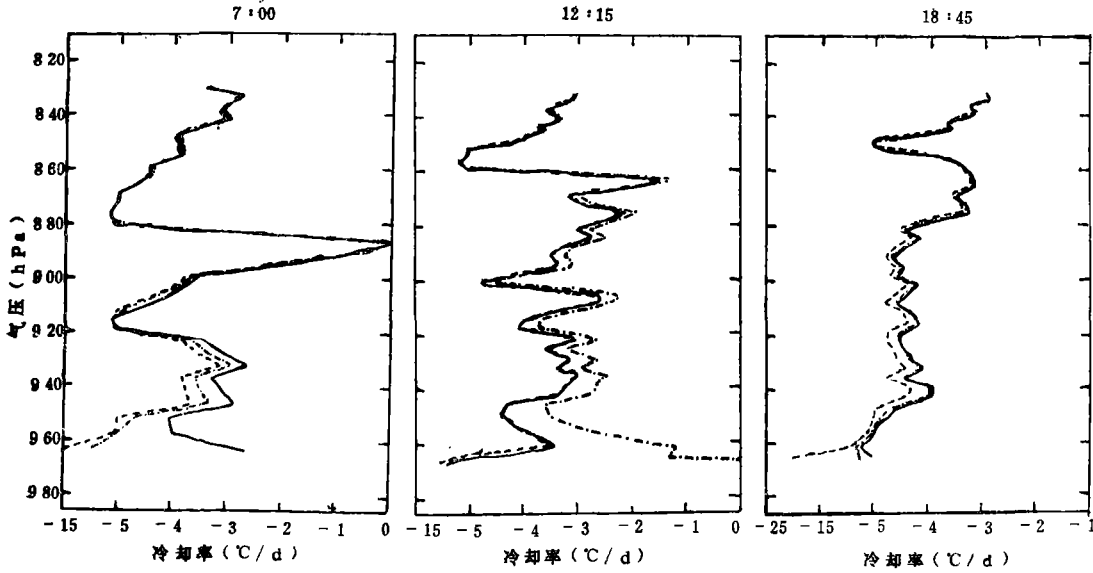


图 2 1987 年 8 月 15 日 Konza 草原山脊站和山谷站地面对大气长波冷却率分布的影响。

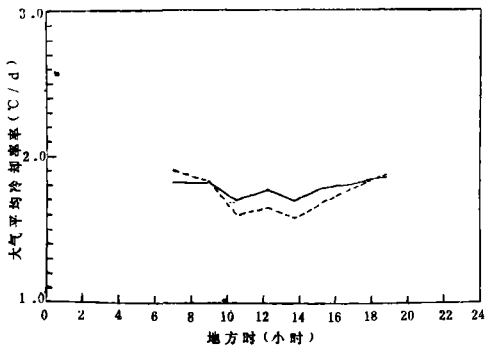


图 3 1987 年 8 月 15 日 Konza 草原山谷站地面对整层大气平均冷却率的影响 (虚线和实线分别由  $T_{s1}$  及  $T_{s2}$  而得)

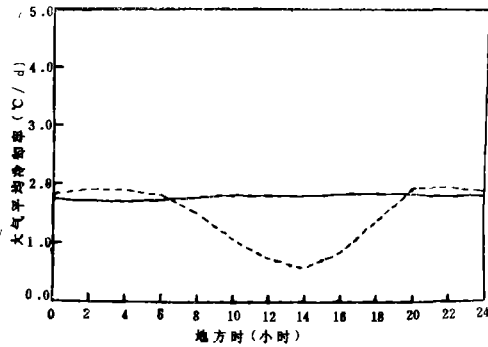
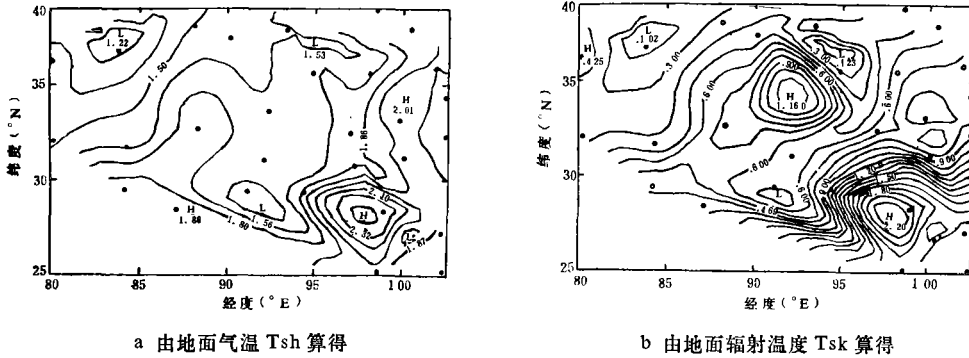


图 4 1986 年 6 月青藏高原那曲站 (31.483°N, 92.069°E) 地面对整层大气平均冷却率的影响 (同图 3)

1986 年的 TIPMEX 实验和 1987 年的 FIFE 实验的采样间隔都在 30 分钟以内, FIFE 实验中测量太阳辐射的总日射仪又使用了分光点分别在 0.4, 0.5, 0.6, 0.7 及 0.8  $\mu\text{m}$  的五种不同的滤光片, 由此可以得到地面反照率的时间变化及其波谱特性, 这就使我们可能研究地面反照率的近似处理对大气短波辐射加热率的影响。

图 6 给出了 FIFE 8 月 15 日山脊站由五种滤光片推得的 7 个波段(覆盖了整个短波部分)地面反照率随时间的变化。这里的结果与 Kondratyev 1973 年的有关草类植物地表谱反照率的分布在量级上一致<sup>[14]</sup>。在利用太阳辐射传输模式计算大气短波加热率时,



a 由地面气温 Tsh 算得  
 b 由地面辐射温度 Tsk 算得  
 图 5 1979 年 5 月 17:00 青藏高原地区从地面到 200 hPa 大气平均冷却率  
 的水平分布  
 (0 代表探空站的位置)

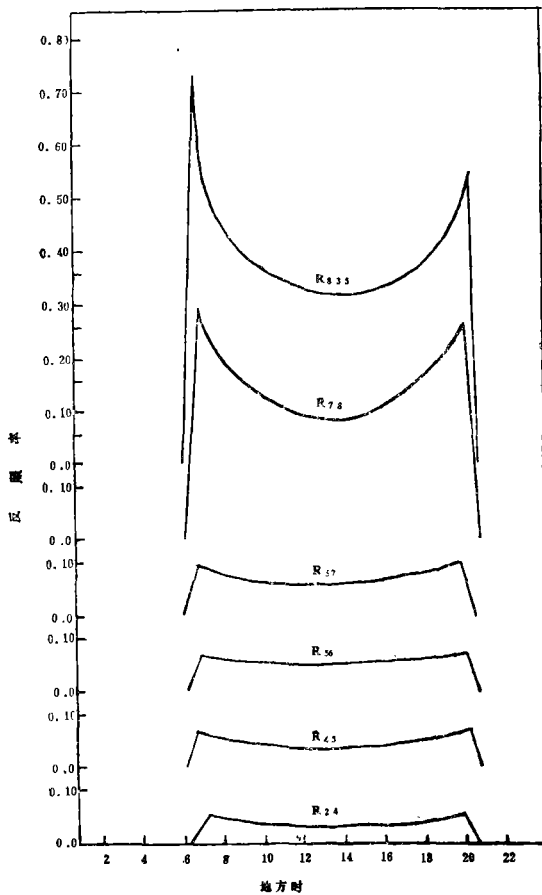


图 6 Konza 草原 1987 年 8 月 15 日山脊站 7 个波段地表反照率的时间变化  
 (下标代表某一波段波长的起始值,例如 45 表示 0.4—0.5  $\mu\text{m}$  波段,835 代表 0.8—3.5  $\mu\text{m}$  波段)

我们将地表反照率按三种不同的方式处理,一是取其为中午时分由短波向上、向下辐射总量算得的平均反照率而不考虑它随时间及波长的变化,二是只考虑其随时间(天顶角)的变化,三是考虑反照率在不同波段的时间变化(例图 6)。图 7 给出了 FIFE 8 月 15 日山脊站按三种不同地表反照率处理方式得到的大气加热率垂直分布的时间序列,其中实线、虚线和点划线分别代表方式一、二、三的结果。我们发现,从早上到晚间,反照率的时间变化对加热率廓线的影响并不大,而反照率的频谱特征却引起了至少是 850 hPa 以下大气加热率的显著增值,一般在 15% 左右。这种现象的明显原因是,在太阳辐射区域,对大气短波加热贡献最大的近红外区(波长大于 0.7  $\mu\text{m}$ , 属水汽吸收区)的地表反照率较大(参图 6),而属于对流层水汽非吸收区的可见光波段及紫外波段(波长小于 0.7  $\mu\text{m}$ )的地表反射率较小。这样如果取地表反照率的平均值就会低估大气吸收地面反射的太阳辐射而产生的加热率。因此,在处理有关短波地表反照率时,必须考虑其波谱特性,至少必须分别考虑近红外区域和波长小于 0.7  $\mu\text{m}$

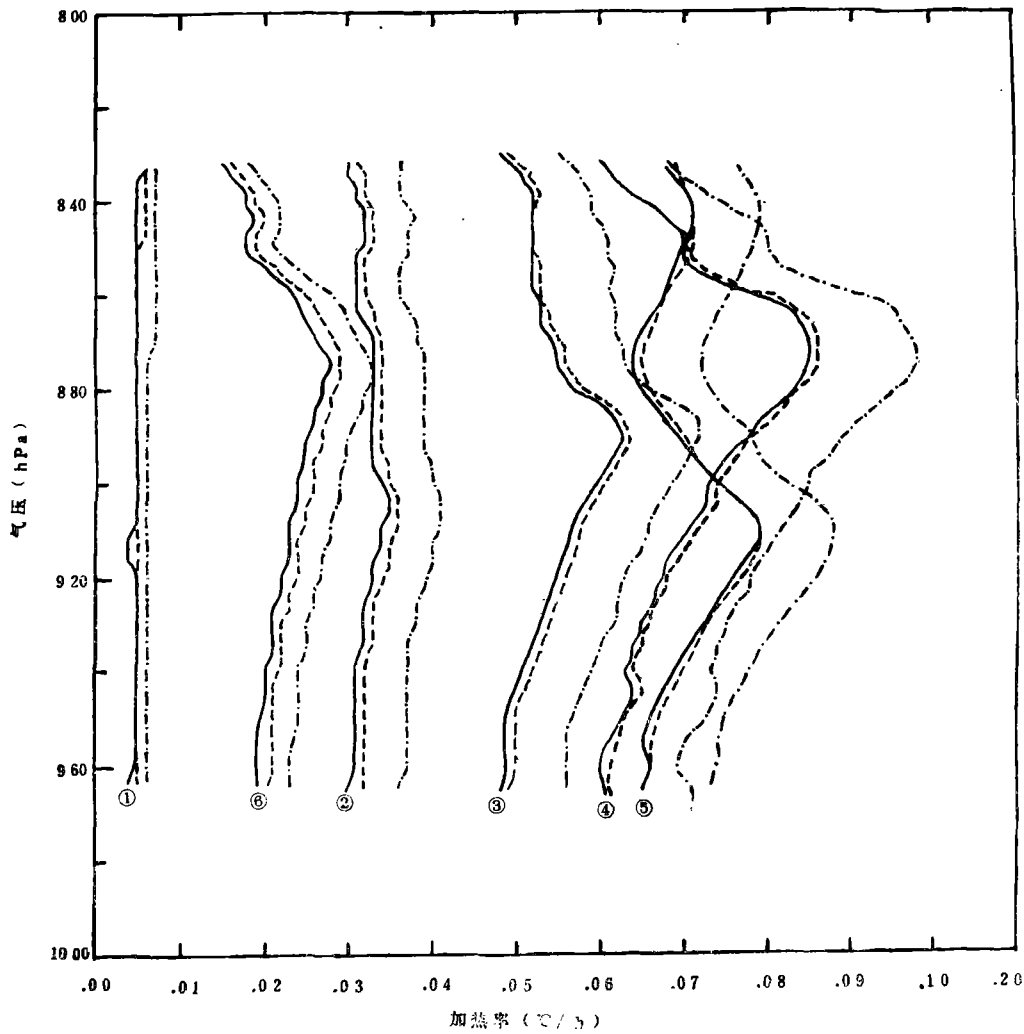


图 7 Konza 草原 1987 年 8 月 15 日山脊站由三种不同地表反照率处理方式得到的大气短波加热率廓线的时间序列  
(① 7:00, ② 9:30, ③ 11:00, ④ 12:15, ⑤ 14:00, ⑥ 18:00)

的可见与紫外区域。

#### 四、结 论

作为地气系统相互作用的一个重要方面,地面辐射对大气热力结构的影响是一个需要清楚认识的问题。我们的研究表明,地面热辐射严重地改变了边界层大气冷却率的分布,特别是对于高原晴空天气,十分显著的地表辐射增温使得大气冷却率在日出后逐渐减小,在午后达到最小值,甚至转变成加热率。这些与常规资料(探空及地表气温)算得的结果差异甚大。在太阳辐射方面,地表反照率的时间变化对大气加热率结构的影响并不大,但反照率的频谱特征却是应该尽可能考虑的问题,因为它引起了 850 hPa 以下大气加热

率明显的增值。

致谢 本文的主要结果是作者之一王鹏举在美国佛罗里达州立大学气象系访问工作期间完成的,访问由美国UC-AR 按中美大气科学协定资助,特此致谢。

### 参 考 文 献

- [1] Luther, F. M., et al., Intercomparison of radiation codes in climate models (ICRCCM): longwave clear-sky results—a workshop summary, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **69**, 1, 40—47, 1988.
- [2] Liou, K. N., et al., Radiation parameterization programs for use in general circulation models, AFGL-TR-84-0217, 1984.
- [3] Ackerman, S. A., and S. K. Cox, Radiative energy budget estimates for the 1979 southwest summer monsoon, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 20,3052—3062, 1987.
- [4] Stephens, G. L., Radiative transfer in spatially Heterogeneous, two-dimensional, non-isotropically scattering media, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **36**, 1, 51—67, 1986.
- [5] Martonchik, J. V., and D. J. Diner, Three-dimensional radiative transfer using a Fourier-transform matrix-operator method, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **34**, 2,133—148, 1985.
- [6] Schmugge, T., and P. J. Sellers (ED), FIFE (First ISLSCP Field Experiment) Science plan, NASA/Goddard Space Flight Center, 43,1986.
- [7] Sellers, P. J., F. G. Hall, et al., The first ISLSCP Field Experiment (FIFE), *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **69**, 1, 22—27, 1988.
- [8] 王鹏举、周秀骥, 青藏高原大气光学特性的测量与分析, 气象科学研究院院刊, 46—55,1988。
- [9] Wang Pengju and Zhou Xiuji, Remote sensing of air temperature profiles and surface emissivity from HIRS2 data, *Acta Meteorologica Sinica*, **1**, 2, 174—182, 1987.
- [10] Cox, S. K., and K. T. Griffith, Estimates of radiative divergence during phase III of the GARP Atlantic tropical experiment: Part I. Methodology, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 576—585, 1979.
- [11] Albrecht, B. A., et al., Pyrgeometer measurements from aircraft, *Rev. Sci. Instrum.*, **45**, 33—38, 1974.
- [12] Deirmendjian, D., and Z. Sekara, Global radiation resulting from multiple scattering in a Rayleigh atmosphere, *Tellus*, **6**, 382—398, 1954.
- [13] Kneizys, F. X., et al., Atmospheric Transmittance/Radiance: computer Code LOWTRAN 5, AFGL-TR-80-0067, 1980.
- [14] G. W. 帕尔特里奇, C. M. R. 普拉特等, 气象学与气候学中的辐射过程, 科学出版社, 84—87, 1981。

## ROLE OF SURFACE FORCING ON THE ATMOSPHERIC RADIATIVE FLUX DIVERGENCE PROFILES

Wang Pengju Zhou Xiuji

(Academy of Meteorological Science, State Meteorological Administration)

Eric A. Smith Shi Lei

(Florida State University, USA)

### Abstract

By using the FIFE and TIPMEX-86 experiment data, the results of surface forcing on the atmospheric radiative flux divergence profiles and the bulk atmospheric cooling (heating) rates (both longwave and shortwave) are presented. Analyses indicate that surface properties takes a great role on the radiative flux divergence within boundary layer atmospheres, especially over the Tibetan plateau.