

辐射传输模式中地表参数对大气 长波辐射的影响*

王可丽 钟 强

(中国科学院兰州高原大气物理研究所, 兰州 730000)

提 要

本文利用 Liou-Ou 一维宽带辐射传输模式, 对地表热力参数取值部分作了改进, 使用模式大气和青藏高原实测资料对下垫面温度与地表空气温度两者不能合二为一的问题进行了分析, 同时还讨论了下垫面温度的日变化对大气长波辐射通量日变化的影响及地表比辐射率的变化对大气长波辐射通量计算结果的修正作用。

关键词: 辐射传输模式; 大气长波辐射; 地表热力参数。

一、问题的提出

近年来地—气相互作用问题引起了气象界的足够重视, 但到目前为止, 在辐射模式的设计中侧重点仍限于大气辐射特性的处理方面, 而忽略了地表辐射参数的重要性 (如对地表温度的处理的简单化, 以及对所有地表均取比辐射率为 1 的假定)。在现有的大气长波辐射传输数值计算方案中, 只涉及到地—气交接面上的一个温度值, 本文将之称之为原地表温度值。事实上, 由于贴地层温度随高度急剧变化, 因此求解大气长波辐射传输方程应涉及到地—气交接面上的两个温度值, 其一为下垫面温度值 (T_g), 其二为地表空气温度值 (T_0)。如果解析求解大气长波辐射传输方程, 那么可以认为在地—气交接面上无限薄的厚度内下垫面温度值与地表空气温度值趋于相等。在实际应用中, 辐射传输方程的求解通常采用数值方法。在数值模式中, 将大气在垂直方向上划分为有限的层, 那么对于大气长波辐射过程求解问题而言, 在变微分计算为差分计算时, 由下垫面温度值代替地表空气温度值或反之显然是不合理的, 这相当于忽略了地—气交接面上温度的不连续^[1]。因为下垫面温度值与地表空气温度值两者的物理意义不同, 在辐射传输过程中的作用也不同: 下垫面温度值与地表长波辐射的计算有关, 而地表空气温度值则与地表之上第一探空层之下各模式层大气的长波辐射和透射率的计算有关, 因此实际应用辐射模式时, 还会由于模式中下垫面温度值与地表空气温度值合二为一的问题而使得原地表温度取值困难^[2-5]。同样道理, 如果利用卫星资料, 通过下垫面温度值与地表空气温度值合二为一的辐射传输模式反演地表温度, 得到的结果既不是下垫面温度值也

1994年3月14日收到, 7月25日收到修改稿。

本文由国家基础性研究重大关键项目“气候动力学和气候预测理论的研究”资助

不是地表空气温度值。

针对上述问题, 本文利用 Liou-Ou 一维宽带辐射传输模式^[6], 对地表热力参数取值部分作了改进, 使用模式大气和青藏高原实测资料, 分析了辐射模式中地表温度的取值问题及其对大气长波辐射通量和加热率的影响, 同时还讨论了下垫面温度的日变化对大气长波辐射通量日变化的影响以及地表比辐射率对大气长波辐射通量计算结果的修正作用。该项研究对改善辐射模式的计算精度以及利用卫星资料通过辐射传输模式反演地表温度问题有重要意义。

二、试验方案的确定

将原地表温度分为下垫面温度和地表空气温度, 晴空条件下大气长波辐射传输方程可表示成

$$F^{\uparrow}(u) = \left[\varepsilon_g \sigma T_g^4 + (1 - \varepsilon_g) F^{\downarrow}(0) \right] \left[1 - \varepsilon'(u, T_0) \right] - \int_0^u \sigma T^4(u') \frac{d\varepsilon'[u - u', T(u')]}{du'} du', \quad (1)$$

$$F^{\downarrow}(u) = - \int_{u_p}^u \sigma T^4(u') \frac{d\varepsilon'[u' - u, T(u')]}{du'} du', \quad (2)$$

式中 σ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数, ε_g 与 T_g 分别表示地表比辐射率与下垫面温度, T_0 为地表空气温度, ε' 为宽带通量比辐射率, u 为气层的吸收气体的光程, u_p 为整层大气的吸收气体的光程。

在现有的大气长波辐射传输数值计算方案中, 原地表温度相当于分离 T_0 与 T_g 后两者之间的某一等效温度, 其取值方法可大致分为两类: 1) 取百叶箱温度值 (T_a) 并对其进行订正 (或某种形式的外推); 2) 取下垫面温度值并对其进行订正 (或迭代)。两类方法的最终目的都是逐步逼近那一等效温度, 只是初始取值不同, 分别从两端向中间逼近。因此这两类方法实际上相当于分离 T_0 与 T_g 后减小了下垫面温度取值和加大了地表空气温度 (取百叶箱温度时) 的取值。

在计算地表之上第一探空层之下各模式层大气的长波辐射时, 要用到模式层的平均温度, 而其平均温度的计算与第一探空层气温和大气下边界空气温度有关。考虑到气温廓线在贴地层发生急剧变化, 而贴地层很薄, 对平均温度的积分贡献很小, 因此在差分计算各模式层平均温度时所用到的下边界空气温度 (即模式中地表空气温度) 的取值用实际的贴地层空气温度显然是不合适的, 而取百叶箱气温较为合适。

试验方案 I (表 1) 是针对原地表温度的取值问题而设计的。表中的模式 2 与模式 3 模拟了上述两类原地表温度取值问题的情况。考虑到夏季中纬度地区、热带地区和青藏高原地区为地面热源, 而冬季高纬度和青藏高原部分地区为地面冷源^[7], 因此确定了试验方案 I 中的模式 1, 作为夏季与冬季的标准。

试验方案 II (表 3) 是针对日变化及日平均值问题而设计的。国际协调时 00 时和 12 时的两次探空, 在我国则为当地时间凌晨和傍晚的两次探空。这对了解大气长波辐

射通量的日变化过程显然是不够的。但是如果我们考虑了下垫面温度的日变化后,对探空资料的缺乏究竟能起多大的弥补作用,这是应用辐射模式时需要考虑的实际问题。

表 1 对比试验方案 I

夏季	1	2a	2b	3a	3b
	$\varepsilon_g = 1.00$	$\varepsilon_g = 1.00$	$\varepsilon_g = 0.98$	$\varepsilon_g = 1.00$	$\varepsilon_g = 0.98$
	$T_0 = T_a$	$T_0 = T_a$	$T_0 = T_a$	$T_g = T_a + 6$	$T_g = T_a + 6$
	$T_g = T_0 + 6$	$T_g = T_0$	$T_g = T_0$	$T_0 = T_g$	$T_0 = T_g$
冬季	1	2a	2b	3a	3b
	$\varepsilon_g = 1.00$	$\varepsilon_g = 1.00$	$\varepsilon_g = 0.98$	$\varepsilon_g = 1.00$	$\varepsilon_g = 0.98$
	$T_0 = T_a$	$T_0 = T_a$	$T_0 = T_a$	$T_g = T_a - 6$	$T_g = T_a - 6$
	$T_g = T_0 - 6$	$T_g = T_0$	$T_g = T_0$	$T_0 = T_g$	$T_0 = T_g$

不同下垫面地表比辐射率是有差异的。在分离了 T_0 与 T_g 之后,使我们有可能较为详细地了解辐射模式中地表比辐射率的变化对大气长波辐射通量计算结果的影响,这也是设计试验方案 III (表 5) 的目的。

由 (1) 式可以得到地—气系统向上长波辐射通量

$$F^{\uparrow}(u_p) = \left[\varepsilon_g \sigma T_g^4 + (1 - \varepsilon_g) F^{\downarrow}(0) \right] \left[1 - \varepsilon^{\uparrow}(u_p, T_0) \right] - \int_0^{u_p} \sigma T^4(u') \frac{d\varepsilon^{\uparrow}[u_p - u', T(u')]}{du'} du', \quad (3)$$

那么整层大气长波辐射净通量可以由下式计算:

$$F_a = F^{\uparrow}(u_p) - [F^{\downarrow}(0) - F^{\downarrow}(0)]. \quad (4)$$

相对于模式 1 的差值为

$$\Delta F_a = F_{ai} - F_{a1}, \quad (5)$$

式中 i 为试验模式的序数。

同样道理,对于大气各层有

$$F(u) = F^{\uparrow}(u) - F^{\downarrow}(u), \quad (6)$$

$$\Delta F(u) = F_i(u) - F_1(u). \quad (7)$$

试验中使用的资料分为 3 种: 1) 模式大气^[8], 包括中纬度和高纬度夏季、冬季模式大气, 以及热带模式大气; 2) 本文使用的高原大气为 1960—1969 年 10 年平均的那曲站 1 月和 7 月探空资料^[9], 臭氧含量由中纬度模式大气同高度值代替; 3) 1979 年 6 月 1 日双湖站 (晴天) 加密探空资料^[10]与地面向上长波辐射 (U) 资料^[11]。

三、结果分析

1. 试验方案 I 的结果分析

图 1a 为根据试验方案 I 计算得到的夏季大气长波辐射净通量差值的垂直分布图。由图可以看出: 由地表空气温度值代替下垫面温度值 (模式 2), 大气各层长波辐射净

通量都明显减小, 减小的数值从地表向上依次递减, 但直至大气上层此影响仍然不可忽略; 由下垫面温度值代替地表空气温度值 (模式 3), 在近地面 100 m 左右高度处, 大气长波辐射净通量差值为 0, 之下差值为负, 且减小的值从下至上依次递减, 从 100 m 左右处向上至 1 km 左右, 差值为正, 且从下至上依次增值, 约 1 km 左右高度处出现增值极点, 之后正差值随高度增高而减小。这种现象说明, 如果原地表温度取下垫面温度值, 那么相当于给近地层大气附加了相对冷却部分, 在“极点”以上约 3 km 厚的大气层附加了相对加热部分; 在不同地区, 由地表空气温度值代替下垫面温度值或反之, 对大气长波辐射净通量计算结果产生影响的程度不同, 与中纬度和热带地区比较, 青藏高原地区受影响最大。

图 1b 为根据试验方案 I 计算得到的冬季大气长波辐射净通量差值的垂直分布图。与图 1a 比较可以看出, 在冬季, 由地表空气温度值代替下垫面温度值或由下垫面温度值代替地表空气温度值, 其大气长波辐射净通量差值廓线的形态与夏季相似, 但符号相反, 且差值随高度的递减率 (或递增率) 比夏季小。

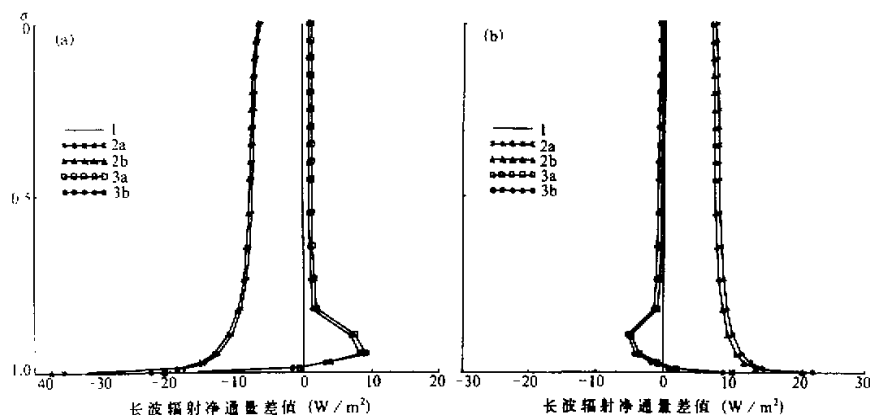


图 1 根据试验方案 I 计算得到的大气长波辐射净通量差值的垂直分布

(a) 中纬度夏季; (b) 高纬度冬季

对整层大气长波辐射净通量而言 (表 2), 如果忽略了地—气交接面上的 6℃ 温差, 夏季可致计算结果误差达 15% 左右, 冬季约为 -10%。事实上在某些地区某些时段, 地—气温差远大于 6℃, 因此在实际情况下如果忽略了地—气交接面上的温差, 造成的计算结果误差将比本文试验所给出的更大。

图 2 为对应于方案 I (模式 1, 2a, 3a) 的中纬度夏季和高原 (那曲) 冬季的长波加热率的垂直分布图。该图表明, 是否考虑地—气交接面上温度的不连续, 对流层下部的加热率有很大差别。夏季, 当下垫面温度明显高于地表空气温度时, 下垫面对大气不仅有强的感热输送, 还有很强的长波辐射加热作用。冬季则反之, Smith 等在文献[1]的分析中发现, 考虑地—气交接面上温度的不连续与否, 大气的辐射加热/冷却的计算结果是有差别的, 并提出了相对长波辐射加热作用的概念。本文的研究表明, 为了比较符

合实际地反映下垫面对大气的加热作用，在一般情况下，辐射传输计算方案中都应考虑地—气交接面上温度的不连续及相对长波辐射加热/冷却作用。

表 2 根据试验方案 I 计算得到的整层大气长波辐射净通量及偏差

		夏 季					冬 季				
		1	2a	2b	3a	3b	1	2a	2b	3a	3b
通量 (W/m^2)	高纬						130.0	115.3	116.4	119.5	120.3
	中纬	159.8	189.1	190.5	181.7	183.4					
	热带	178.1	211.8	213.0	202.4	203.9					
	高原	107.4	128.9	130.5	123.9	125.7	107.9	95.3	96.6	97.4	98.5
相对偏差 (%)	高纬							-11.3	-10.5	-8.1	-7.5
	中纬		18.3	19.2	13.7	14.8					
	热带		18.9	19.6	13.6	14.5					
	高原		20.0	21.5	15.4	17.0		-11.7	-10.5	-9.7	-8.7

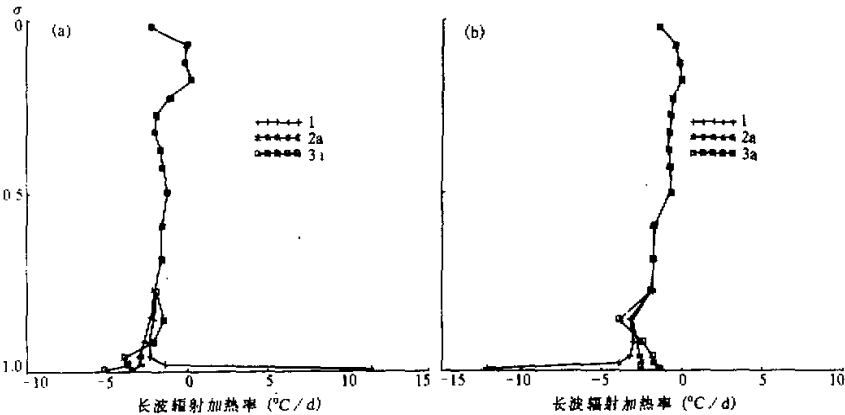


图 2 根据试验方案 I 计算得到的大气长波辐射加热率的垂直分布
(a) 中纬度夏季; (b) 高原(那曲)冬季

2. 试验方案 II 的结果分析

为了使讨论的问题简单明了，我们选择了一个典型晴空日的资料：1979 年 6 月 1 日青藏高原双湖站各观测时次（地方时 00, 04, 06, 08, 10, 12, 14, 16, 18, 20 时）的太阳视面均无云遮挡，天空总云量小于 3 成，地面状况干；除地方时 06 与 18 时两次常规探空观测外，在 00 与 12 时还有两次加密探空观测。利用此资料讨论由辐射模式计算得到的大气长波辐射通量日变化和日平均问题是合适的。

考虑到 0 cm 地温实测值的代表性较差，在试验方案 II 的模式 1、2、5 中，为分析下垫面温度的作用，引入了根据地面向上长波辐射测值 (U) 计算得到的下垫面温度值，以区别于不考虑下垫面温度作用（即不考虑 T_g 与 T_0 的不一致）的模式 3、4。表 3

I
A
7

第 2 期 大气科学 1985.5

中给出的时间为选用资料的时间，且上（大气）下（地表）对应，用以表示探空与地表资料的不同时次的组合。试验中取 $\epsilon_g = 1.00$ ， $T_0 = T_a$ 。

图 3 为由试验方案 II 计算得到的大气长波辐射净通量的日平均垂直廓线图。模式 1 是既考虑了大气状况的日变化作用又同时考虑了下垫面温度的日变化作用（每日 4 次结果平均），在对各模式进行比较时，我们以模式 1 为标准。模式 3 相当于只考虑大气状况的日变化，与模式 1 比较，结果差别很大。模式 2 引入了下垫面温度，但只是每日两次（对应于常规观测的时次）结果的平均，与模式 1 比较，差别亦很大。这表明是否考虑下垫面温度的日变化对大气长波辐射净通量日平均计算结果有重要影响。如果在辐射模式中不考虑下垫面温度的作用，即取 $T_g = T_a$ ，则每日 4 次结果平均（模式 3）与每日两次结果平均（模式 4）差别很小。这种结果说明，大气状况的日变化对大气长波辐射净通量日平均结果影响不大。当辐射模式计算中考虑了下垫面温度的日变化后，大气廓线资料只用常规观测的两次探空资料（模式 5），由此计算得到的大气长波辐射净通量廓线与根据模式 1 得到的廓线近于重叠。表 4 给出了整层大气长波辐射净通量的试验结果。比较模式 5 与模式 1 的结果可以看出，模式 5 能比较好地反映大气长波辐射净通量的日变化情况，只是日振幅略偏小。这表明，在探空观测一天只有早晚两次的情况下，为了计算大气长波辐射通量的日变化或日平均通量廓线，可结合考虑下垫面温度的日变化（在非探空观测时次，根据地面观测资料给 T_g 赋值）近似求得。

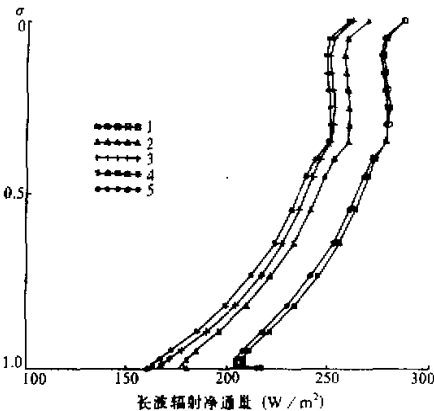


图 3 双湖 1979 年 6 月 1 日（晴天）大气长波辐射净通量的日平均垂直廓线

表 3 对比试验方案 II

1	2	3	4	5
00,06,12,18 时 大气压、温、湿	06,18 时 大气压、温、湿	00,06,12,18 时 大气压、温、湿	06,18 时 大气压、温、湿	06,06,18,18 时 大气压、温、湿
00,06,12,18 时 $T_g = \left(\frac{U}{\epsilon_g \sigma}\right)^{\frac{1}{4}}$	06,18 时 $T_g = \left(\frac{U}{\epsilon_g \sigma}\right)^{\frac{1}{4}}$	00,06,12,18 时 $T_g = T_a$	06,18 时 $T_g = T_a$	00,06,12,18 时 $T_g = \left(\frac{U}{\epsilon_g \sigma}\right)^{\frac{1}{4}}$

表 4 根据试验方案 II 计算得到的整层大气长波辐射净通量 (W/m^2)

地方时	00	06	12	18	平均	00-12
1	91.4	88.1	9.7	88.4	69.4	81.7
5	88.1	88.1	19.8	88.4	71.1	68.3
3	96.1	107.4	89.5	90.8	96.0	6.6

3. 试验方案 III 的结果分析

由 (1) 式可以看出, 地表比辐射率对大气长波辐射净通量计算结果的影响与地表温度对大气长波辐射净通量的影响是同方向的。从图 1 中 a 与 b 廓线间距的对比可以看出, ε_g 的影响要比 T_g 的影响小得多。方案 III 分别以那曲夏季和中纬度夏季为例, 计算了地表比辐射率的变化对大气长波辐射净通量的影响。计算时其他参数的设置同方案 I 中夏季的模式 1。图 4 为各种地表比辐射率情况下的大气长波辐射净通量的差值的垂直分布图。由图可以看出, 地表比辐射率对大气长波辐射净通量的影响在高原地区要比中纬度地区大。表 5 给出了整层大气的试验结果。结果表明, 地表比辐射率的相对变化值与整层大气长波辐射净通量的相对变化值相近, 两者之比在高原地区近于 1:1, 在中纬度地区大气长波辐射净通量的相应变化略小, 约为 1:0.6。

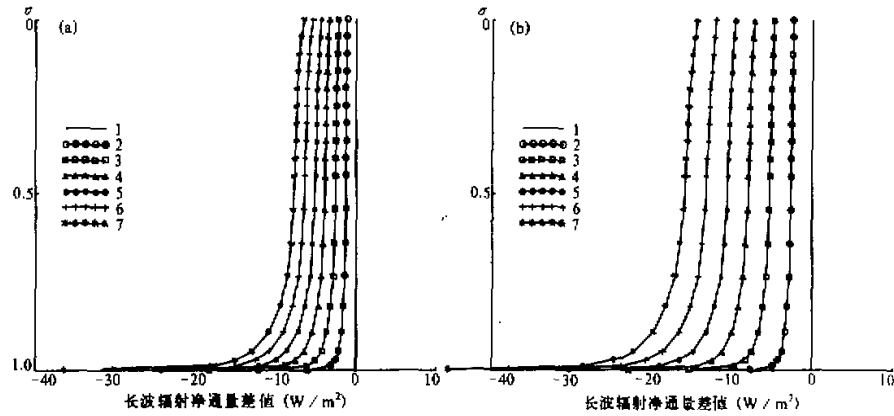


图 4 各种地表比辐射率情况下的大气长波辐射净通量的差值的垂直分布
(a) 中纬度夏季; (b) 高原(那曲)夏季

表 5 对比试验方案 III, 地表比辐射率对整层大气长波辐射净通量的影响

		1	2	3	4	5	6	7
	ε_g	1.00	0.95	0.90	0.85	0.80	0.75	0.70
中纬	通量(W/m^2)	159.8	164.8	169.8	174.7	179.8	184.7	189.7
	相对偏差(%)		3.1	6.3	9.3	12.5	15.6	18.7
高原	通量(w/m^2)	107.4	112.6	117.7	122.9	128.0	133.2	138.3
	相对偏差(%)		4.8	9.6	14.4	19.2	24.0	28.8

四、结 论

(1) 地—气交接面温度的不连续, 对对流层下部有强烈的长波辐射加热/冷却作

用。若不考虑地—气交接面上温度的不连续, 由地表空气温度值代替下垫面温度值, 或由下垫面温度值代替地表空气温度值, 对大气长波辐射净通量计算结果会产生强烈影响。

(2) 在不同地区, 由下垫面温度值代替地表空气温度值 (或反之), 对大气长波辐射净通量计算结果产生影响的程度不同, 与高纬度、中纬度和热带地区比较, 青藏高原地区受影响最大。

(3) 对于晴天大气而言, 下垫面温度的日变化对大气长波辐射净通量日变化的影响是重要的, 并因此而影响其日平均值。这一影响要大于大气状况日变化所产生的影响。当考虑了下垫面温度的日变化后, 进一步引入大气状况日变化与否对大气长波辐射净通量的日平均计算结果影响不大。

(4) 与下垫面温度相比, 地表比辐射率的变化对大气长波辐射净通量计算结果的影响要小得多。在大气状况与下垫面温度值保持不变的情况下, 地表比辐射率的相对变化值与大气长波辐射净通量计算结果的相对变化值的比值相近, 在青藏高原地区其比值约为 1:1, 在中纬度地区约为 1:0.6。

(5) 在辐射传输计算方案中, 为了更好地反映由地—气交接面上温度的不连续所产生的对大气的加热/冷却作用及地表温度日变化对大气长波辐射净通量的影响, 下垫面温度是一个十分重要的参数, 因而改进下垫面温度的取值或反演技术很有必要。

参 考 文 献

- [1] Smith, E. A. and L. Shi, 1992, Surface forcing of the infrared cooling profile over the Tibetan Plateau, Part I: Influence of relative longwave radiative heating at high altitude, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 805–822.
- [2] Cai Qiming et al., 1986, Model calculation of radiative properties in the Qinghai–Xizang Plateau atmosphere, in: *Atmospheric Radiation Progress and Prospects, Proceeding of the Beijing International Radiation Symposium*, Science Press, 107–115.
- [3] Ji Guoliang, K. N. Liou, S. C. Ou and M. D. Chou, 1992, Preliminary analysis of the atmospheric radiative heating fields in autumn in the mid-latitude arid areas of China, *Acta Meteorologica Sinica*, **6**, 105–116.
- [4] 柳中明、欧思真, 1988, 云对大气辐射场影响之数值模拟, *大气科学* (台北), **16**, No.4, 409–433.
- [5] 顾本文、季国良, 1993, 青藏高原地区大气辐射加热场的季节变化, *高原气象*, **12**, No.4, 367–377.
- [6] Ou, S. C. and K. N. Liou, 1988, Development of Radiation and Cloud Parameterization Programs for AFGL Global Models, AFGL-TR-88-0018.
- [7] Ji Guoliang and Pu Ming, 1989, Characteristics of surface and atmospheric heating fields over Qinghai–Xizang Plateau for the period from August 1982 to July 1983, *Acta Meteorologica Sinica*, **3**, 228–241.
- [8] McClatchey, R. A. et al., 1972, Optical Properties of the Atmosphere, AFCL-72-0497.
- [9], 1972, 1960–1969 年中国高空气候资料 (压、温、湿), 中央气象局出版, 202–203.
- [10] 兰州高原大气物理研究所等, 1983, 1979 年 5–8 月青藏高原气象科学实验资料 (第二册), 气象出版社, 436–439.
- [11] 兰州高原大气物理研究所等, 1983, 1979 年 5–8 月青藏高原气象科学实验资料 (第五册), 气象出版社, 176–177.

Effect of Surface Thermal Parameters on Atmospheric longwave Radiative Fluxes in a Radiative Transfer Model

Wang Keli and Zhong Qiang

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Abstract

Solving the atmospheric longwave radiative transfer equation would involve two discrete temperature values across the surface-atmosphere interface, i.e., the underlying surface temperature (T_s) and the surface air temperature (T_0). If the atmospheric longwave radiative transfer equation is solved by analytical method, it may be assumed that T_0 is close to T_s in an unlimited thin layer across the surface-atmosphere interface. But when the atmospheric longwave radiative transfer equation is solved by difference method for limited layers of the atmosphere, both T_0 and T_s cannot be considered to be identical, otherwise the computed atmospheric longwave radiative fluxes and heating rates in the lower troposphere would be severely affected. In this paper, the improvement to the surface thermal parameters in the Liou-Ou one-dimensional atmosphere radiative transfer model is describe, the impact of the surface thermal parameters on the computed atmospheric longwave radiative fluxes and heating rates in the model is analyzed based on the data of the model atmosphere and that measured over Qinghai-Xizang Plateau. In addition, both the effect of T_s on the diurnal cycle of atmospheric longwave radiative fluxes and the effect of modulating of surface emissivity on the atmospheric longwave radiative fluxes are discussed.

Key words: radiative transfer model; atmospheric longwave radiation; surface thermal parameters.