

利用 ATSR/ ERS-1 资料研究复杂 下垫面比辐射率的变化*

刘东琦 王介民

(中国科学院兰州高原大气物理研究所, 兰州 730000)

摘 要 一定精度地表温度的取得不仅依赖于较好的大气订正, 而且还取决于比辐射率随波谱及角度变化的知识。利用 AVHRR 植被指数资料, 参数化了星下点的比辐射率值, 得到了对于包括沙漠、绿洲、戈壁等不同类型的复杂下垫面上的星下点比辐射率的值。结合 ATSR 的双角度技术, 计算了复杂地形条件下前向地表比辐射率, 给出了一种利用 ATSR 资料获得有关地表比辐射率信息的新方法。

关键词 表面温度 大气订正 比辐射率订正 表面比辐射率

1 引言

近年来, 随着遥感技术的进一步发展, 利用卫星资料反演区域尺度上地表特征参数的研究已受到广泛的关注。其中对于表面温度的反演, 最常用的方法是采用极轨卫星红外窗区两个吸收特征不同的测量值进行大气订正, 进而推算一定精度的海表温度, 已取得了一些令人满意的结果^[1]。地表温度, 是地气相互作用及陆面过程参数化的一个重要参数。它的反演与海表温度相比, 存在着许多困难。这是因为, 地表比辐射率不仅与表面物质、粗糙度等有关, 而且还存在着光谱及视角的变化。在 $8\sim 14\mu\text{m}$ 的红外大气窗区, 对于存在丰富土壤和植被的陆地表面, 显示出比辐射率从 0.90 到 0.99 的较大变化。据 Prata 等研究结果^[2], 对于典型的陆地表面, 比辐射率 0.01 的变化将带来温度 2 K 的差异。以上问题的存在, 造成了利用卫星资料精确反演地面温度的主要困难。有关比辐射率的波谱差异在海洋和陆地表面, 已经开展了许多有意义的工作^[3], 而比辐射率随视角的改变, 当前只在相对稳定的海洋上进行了这方面的工作^[4], 而陆地表面, 因其结构和组成的复杂性, 只在理论上给出了某些特定类型(沙漠、裸土)下垫面比辐射率随观测角的改变^[2]。

利用探测器的双角度技术来研究包括绿洲、沙漠、戈壁等各种下垫面条件下陆地表面比辐射率随视角的改变特征。这是因为, 对于地球同一表面 ATSR 提供两个不同视角的观测值, 可取得对于表面比辐射率视角变化的有意义的信息, 在大气订正的基础上, 能够对比辐射率进行有关角度改变的订正。

1997-11-02 收到, 1998-02-24 收到修改稿

* 国家自然科学基金资助项目 49475244

2 资料的说明及试验区的选取

黑河实验区位于甘肃省河西走廊黑河流域中段($38^{\circ}40'\sim 39^{\circ}40'N$, $99^{\circ}30'\sim 101^{\circ}00'E$), 范围 $70\text{ km}\times 90\text{ km}$, 其下垫面物理结构复杂, 是由沙漠、戈壁、绿洲等不同下垫面构成的我国西北部典型的干旱区。该试验的进行不仅为干旱地区陆面过程的理论研究奠定了基础, 而且也能为卫星遥感反演地表特征参数及能量收支提供了有意义的、可靠的检验依据。

2.1 ATSR 资料

ERS-1, 是由欧洲空间局 (ESA) 于 1991 年 7 月发射的用于环境监测的新一代极轨卫星, 沿轨扫描辐射计 (即 ATSR), 是星载传感器之一, 在 ATSR 中 4 个波段 ($1.6\text{ }\mu\text{m}$, $3.7\text{ }\mu\text{m}$, $10.8\text{ }\mu\text{m}$, $12\text{ }\mu\text{m}$) 的红外辐射计主要用于测量表面温度和云顶温度, ATSR 具有 3 个新的技术特点来满足对于所反演的表面温度精度的要求: (1) 高稳定度的机载校准; (2) 新型的冷却装置以保证探测器的较高灵敏度; (3) 对于地球表面各点的两个视角的观测, 一个是垂直于地面的路径 (称为底向), 另一个在星下点前向的约 55° 的倾斜路径 (称为前向), 这两条路径在沿轨迹方向距离为 900 km , 并且几乎是同时测量 (时间相差 2 min), 空间分辨率分别约为 $1\text{ km}\times 1\text{ km}$ (底向) 和 $1.5\text{ km}\times 2\text{ km}$ (前向) (见图 1)。其他有关仪器扫描方式说明见参考文献[5]。本文所使用的 ATSR 资料由 Rutherford Appleton Laboratory 提供。

本文采用 ATSR 提供的 $10.8\text{ }\mu\text{m}$ (3 通道) 和 $12\text{ }\mu\text{m}$ (4 通道) 的 $512\text{ km}\times 512\text{ km}$

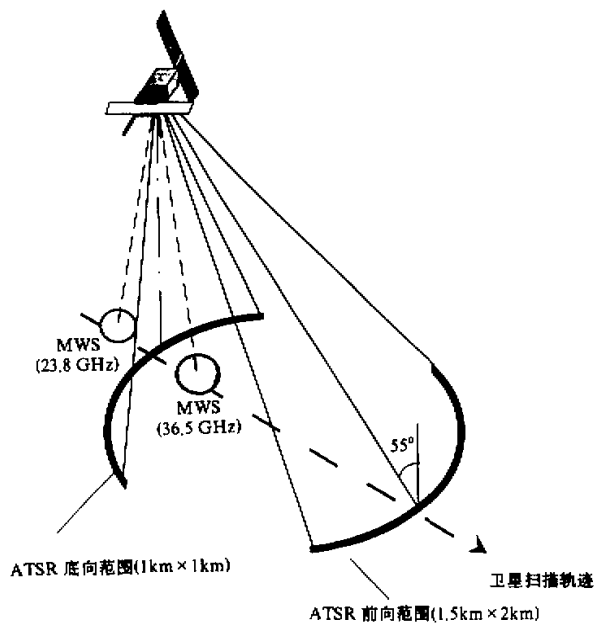


图1 ATSR 扫描示意图

的前向和底向的亮度温度资料以及相应的各像元点的经纬度资料(两个方向均已处理为同样 $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ 分辨率)。为了与地面观测资料相对应, 在整幅景中星下点附近选取 $38^{\circ}42' \sim 39^{\circ}37' \text{N}$, $99^{\circ}50' \sim 100^{\circ}50' \text{E}$ 的范围, 时间为 1991 年 8 月 19 日(晴天), 过境时间为中午 11 时左右, 基本上包括了整个黑河实验区。为了能够给出可用于气候监测的一定精度的陆地表面温度, 要求具有改进的大气订正技术。假设大气是局地稳定及水平分层的, 则 ATSR 的双角度技术比以前的其他方式具有更加有效的大气订正。

2.2 NOAA 资料

本文采用 1991 年 8 月 14 日(晴天)由吴艾生等^[6]利用 AVHRR 可见光 ($0.55 \sim 0.65\text{ }\mu\text{m}$) 和近红外 ($0.73 \sim 1.1\text{ }\mu\text{m}$) 反射率资料求出 $1' \times 1'$ 的比值植被指数网格资料, 覆盖范围为实验区 $38^{\circ}40' \sim 39^{\circ}40' \text{N}$, $99^{\circ}30' \sim 101^{\circ}00' \text{E}$ 。

3 辐射传输模式

从辐射传输方程出发, 经过大气订正, 来揭示表面比辐射率与探测角度的关系。

对于晴天无散射大气, 在局地热力平衡假定下, 大气顶的辐射量是由地表的发射辐射、大气的发射辐射及地表对大气向下辐射的反射辐射 3 部分组成。由表面温度 T_s 、大气的整层透过率 τ_s 以及表面比辐射率 ε_s 所表达的卫星辐射计测得的辐射率可表示为

$$B_\lambda(\theta, T_b) = \varepsilon_s(\theta)\tau_s(\theta)B_\lambda(T_s) + \int_{\tau_s}^1 B_\lambda(T) d\tau + (1 - \varepsilon_s(\theta))\tau_s(\theta) \int_1^{\tau_s} B_\lambda(T) d\tau, \quad (1)$$

其中 $B_\lambda(\theta, T_b)$ 是中心波段处的 Planck 函数, T_b 代表该通道上给出的亮温值, θ 为观测角。

重写方程 (1), 用 $\alpha(\theta)$ 代表向上大气辐射量, $\beta(\theta)$ 为地区大气向下辐射量, 则方程 (1) 变为

$$B_\lambda(\theta, T_b) = \varepsilon_s(\theta)\tau_s(\theta)B_\lambda(T_s) + \alpha(\theta) + (1 - \varepsilon_s(\theta))\tau_s(\theta)\beta(\theta). \quad (2)$$

值得注意的是, 方程中 $B_\lambda(T_s)$ 对于沙漠、戈壁这种由单一物质组成的下垫面, 代表表面温度, 而对于象绿洲、农田等由植被和土壤等混合物质构成的区域, 对于每一像元点, 它实际上既不是植被冠层顶的温度, 也不代表土壤的表面温度, 而是植被、土壤相互作用下的有效温度。

3.1 大气订正

在辐射传输方程第一次近似中, 忽略表面反射的大气向下辐射项, 则方程 (2) 可改写为

$$B_\lambda(\theta, T_b) = \varepsilon_s(\theta)\tau_s(\theta)B_\lambda(T_s) + \alpha(\theta). \quad (3)$$

由于只考虑大气作用, 根据方程 (3), 则假设纯黑体的均匀表面发射的辐射量 $B_0(T_{sb})(\varepsilon_s(\theta) = 1)$ 为

$$B_0(T_{sb}) = [B_\lambda(\theta, T_b) - \alpha(\theta)] / \tau_s(\theta). \quad (4)$$

从方程 (4) 可以看出, 如果大气结构(水汽及温度垂直廓线)已知, 就可以由 MODTRAN 模式^[7]计算出不同视角、不同波段的区域整层透过率及向上大气辐射, 进

而利用公式(4)得到对应不同波段、不同角度的、剔除大气影响的地表辐射能 $B_0(T_{sb})$ 。利用中纬度夏季模式大气给出黑河实验区上空大气状况,对于 ATSR 辐射计底向和前向的角度分别选取为 0° 和 53° 。

再将方程(2)代入到方程(4)中得到

$$B_0(T_{sb}) = \varepsilon_s(\theta)B_\lambda(T_s) + (1 - \varepsilon_s(\theta))\beta(\theta), \quad (5)$$

上式中作为地表面亮温 T_{sb} 的 Planck 函数的 $B_0(T_{sb})$ 带有角度的信息,而 $B_\lambda(T_s)$ 是不随探测方向改变的。那么,将每个像元点底向和前向 $B_0(T_{sb})$ 相比较,类似于对比它们相应的比辐射率。

3.2 表面比辐射率和角度的关系

原始资料的分析结果表明:由于探测角度及波段的不同,亮度温度值不同。图2代表 ATSR 3、4 通道底向与前向不同波段亮度温度的比较。

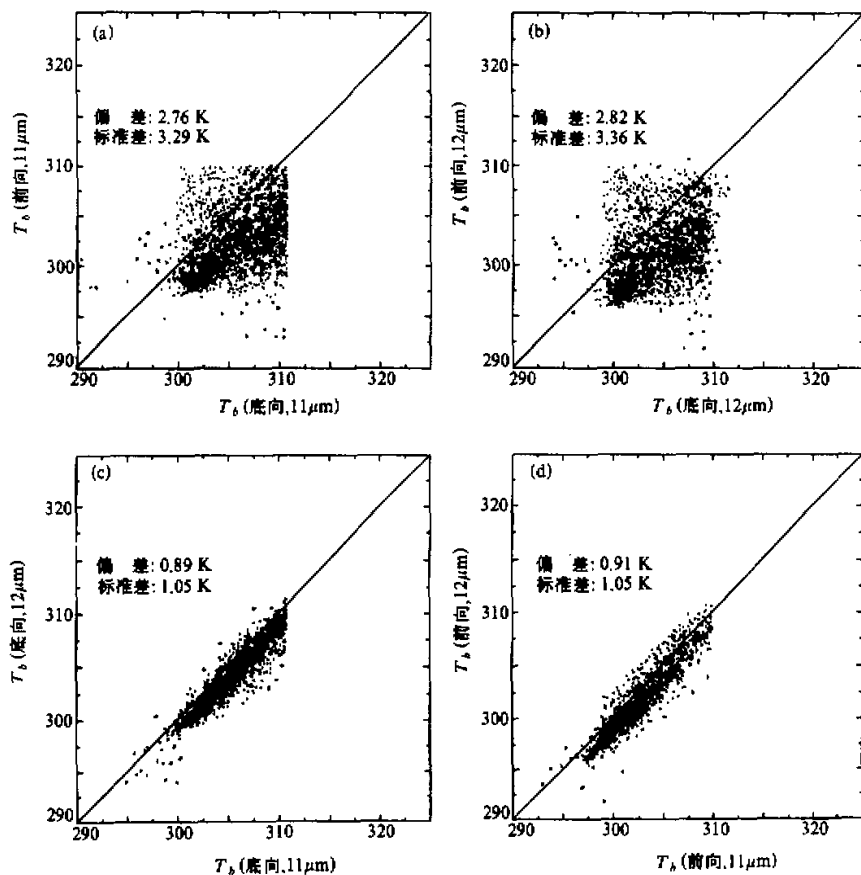


图2 ATSR 上不同波段、不同视角亮温的比较

- (a) $11\mu\text{m}$ 波段前向与底向亮温比较; (b) $12\mu\text{m}$ 波段前向与底向亮温比较;
(c) $11\mu\text{m}$ 与 $12\mu\text{m}$ 波段底向亮温比较; (d) $11\mu\text{m}$ 与 $12\mu\text{m}$ 波段前向亮温比较

分析图 2 可得到以下结论: $11\ \mu\text{m}$ 的亮温普遍大于 $12\ \mu\text{m}$, 这是因为对于 $11\ \mu\text{m}$ 来说, 大气透明度要高于 $12\ \mu\text{m}$; 无论是 3 通道还是 4 通道, 底向的亮温总是大于前向的亮温, 这主要是由于前向穿越大气较厚, 使得辐射能衰减增大而造成辐射计测量到的辐射强度减小; 角度比较 (图 2a、2b) 相对于波段比较来说 (图 2c、2d), 离散程度明显增大, 可能是由于尽管前向与底向几乎同时测量, 但大气中可能存在的少量云并不会因不同视角而占据同一位置。例如: 一个像元点在某一方向上可能是云下点, 而另一方向则是所探测的陆地表面发射的响应, 这样, 该像元点在图中就显得十分离散; 对于非均匀复杂下垫面来说, 更会出现探测的前向与底向的角度差异而导致较大的离散 (如沙漠、绿洲边缘), 即对于陆地表面, 地形结构的差异更是带来离散的重要因素。

经过大气订正之后, 求出了表面亮温 T_{sb} (即剔除大气影响的辐射温度), 图 3 是所得到的不同波段、不同角度表面亮温的比较, 范围在 $300\sim 318\ \text{K}$ 之间。根据方程

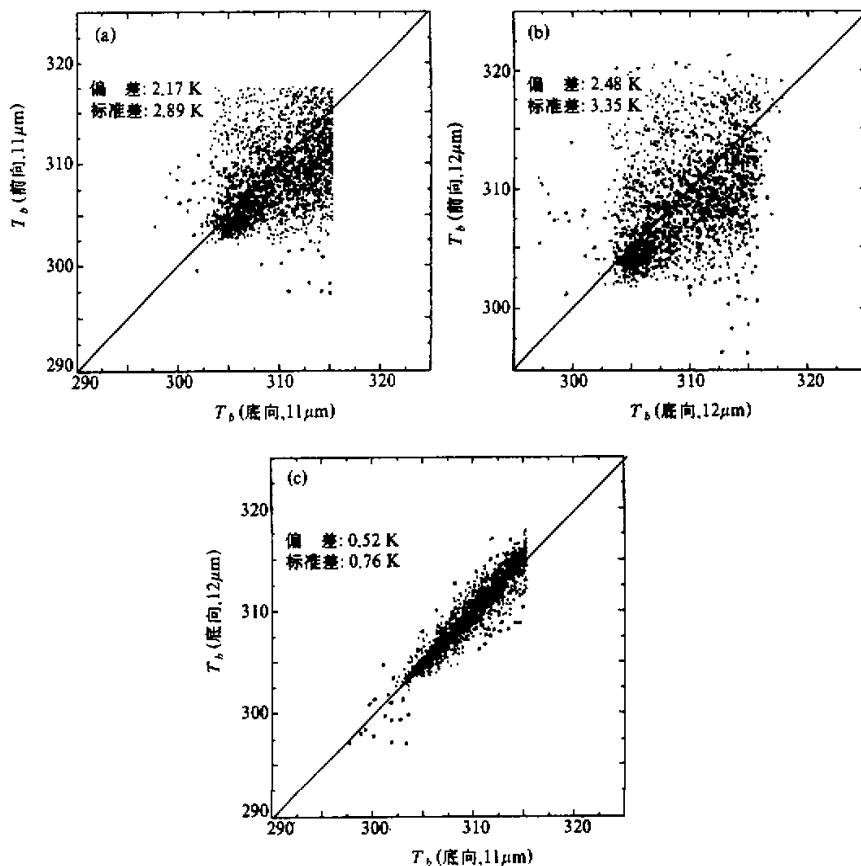


图 3 经大气订正后不同波段、不同视角亮温的比较

(a) $11\ \mu\text{m}$ 波段前向与底向表面亮温比较; (b) $12\ \mu\text{m}$ 波段前向与底向表面亮温比较;

(c) $11\ \mu\text{m}$ 与 $12\ \mu\text{m}$ 波段底向表面亮温比较

(5), 如果比辐射率与角度和波段都无关, 那么对于前向和底向, 图中给出的像元点, 应当获得几乎相等的表面温度, 而从图 3a、3b 可明显看出, 实际上, 对于同一点, 我们无法得到同样的亮温值。假定 MODTRAN 模式能够很好地描述辐射传输过程, 那么表面亮温显然是随角度而不同的。对于给定像元点, 比辐射率随探测角度是改变的。另一方面, 对于两个不同通道垂直方向探测, 剔除大气作用后, 亮温偏差明显减小, 由 0.89 K 降至 0.52 K; 对于同一波段的不同角度, 经过大气订正后, 偏差也有相应的减小, $11\ \mu\text{m}$ 波段从 2.76 K 减小到 2.17 K, $12\ \mu\text{m}$ 波段则从 2.82 K 减小到 2.48 K。说明大气订正是成功的; 表面比辐射率的光谱差异相对于视角带来的差异要小。这里不考虑表面比辐射率的光谱响应情况。

4 角度对表面比辐射率的影响

经过大气订正后, 对于两种扫描方向, 利用下标 n (底向) 和 f (前向) 区分, 则方程 (5) 可改写为 (对于 $11\ \mu\text{m}$ 、 $12\ \mu\text{m}$ 波段同样适用)

$$[B_0(T_{\text{sb}})]_{\text{n}} = \varepsilon_{\text{s}}(\theta_{\text{n}})B_{\lambda}(T_{\text{s}}) + (1 - \varepsilon_{\text{s}}(\theta_{\text{n}}))\beta(\theta_{\text{n}}), \quad (6)$$

$$[B_0(T_{\text{sb}})]_{\text{f}} = \varepsilon_{\text{s}}(\theta_{\text{f}})B_{\lambda}(T_{\text{s}}) + (1 - \varepsilon_{\text{s}}(\theta_{\text{f}}))\beta(\theta_{\text{f}}). \quad (7)$$

从以上方程组中可以看出, $\varepsilon_{\text{s}}(\theta_{\text{n}})/\varepsilon_{\text{s}}(\theta_{\text{f}})$ 不能直接得到, 它明显地依赖于向下大气辐射 $\beta(\theta)$ 及底向比辐射率分布。因此, 如果垂直方向的比辐射率已知, 就可根据方程 (6)、(7) 求出前向比辐射率 $\varepsilon_{\text{s}}(\theta_{\text{f}})$ 为

$$\varepsilon_{\text{s}}(\theta_{\text{f}}) = \frac{[B_0(T_{\text{sb}})]_{\text{f}} - \beta(\theta_{\text{f}})}{B_{\lambda}(T_{\text{s}}) - \beta(\theta_{\text{f}})}, \quad (8)$$

其中, $B_{\lambda}(T_{\text{s}})$ 由底向方程给出

$$B_{\lambda}(T_{\text{s}}) = \frac{[B_0(T_{\text{sb}})]_{\text{n}} - (1 - \varepsilon_{\text{s}}(\theta_{\text{n}}))\beta(\theta_{\text{n}})}{\varepsilon_{\text{s}}(\theta_{\text{n}})}, \quad (9)$$

方程中两个方向的向下大气辐射 $\beta(\theta_{\text{n}})$ 、 $\beta(\theta_{\text{f}})$ 利用 Modtran 模式, 根据中纬度夏季模式大气给出。下面介绍如何得到垂直方向上的区域表面比辐射率分布。

4.1 星下点的表面比辐射率的参数化

对于如何确定区域尺度上的比辐射率值, 许多人作了大量的工作。研究结果表明, 利用遥感资料得到的标准化差值植被指数 (NDVI, 其量的符号记为 I_{NDV}) 参数化来求解区域上比辐射率是一种适用性较强、数学处理简单的方法。Van de Griend 等^[8]通过对各种不同下垫面的分析计算, 得到了比辐射率 $\varepsilon = 1.009 + 0.047 \ln I_{\text{NDV}}$ 这样的经验关系, 该经验关系一般限制在 $I_{\text{NDV}} = 0.16 \sim 0.74$ 的范围内。能够反映地表被覆盖密度及土壤湿度的不同种类的植被指数在遥感应用中被定义为 $(\gamma_{\text{红外}} - \gamma_{\text{可见}}) / (\gamma_{\text{红外}} + \gamma_{\text{可见}})$ 的值, 其中, $\gamma_{\text{红外}}$ 、 $\gamma_{\text{可见}}$ 分别代表近红外和可见光波段的反射率值。由于对 ATSR 短波波段白天只有一个用于冰雪条件下区分云的 $1.6\ \mu\text{m}$ 波段, 无法得到相应时次的植被指数, 本研究借助于吴艾生等^[6]利用 NOAA AVHRR 资料计算得到的黑河实验区夏季比值植被指数 ($v_i = \gamma_{\text{红外}} / \gamma_{\text{可见}}$) 分布, 经过换算, 求出该区域上的植被指数值 (I_{NDV}

的范围在 0.1~0.64 之间)。根据 Van de Griend 等提供的经验关系, 通过局地特征、时间差异的修正, 给出了适用于夏季黑河地区的比辐射率(ϵ)与植被指数(I_{NDV})之间的经验关系:

$$\epsilon = 1.009 + 0.047 \ln(I_{NDV} + 0.3)$$

(10)

由于两种卫星资料覆盖的范围不同以及过境时间的差异, 所需要的 ATSR 各像元点的植被指数值, 是通过 AVHRR 和 ATSR 所给出的相应像元点经纬度资料, 由 4 点差值法差分得到的。根据公式 (10), 参数化出黑河区域星下点表面比辐射率值。如果将实验区划分为以下 4 种类型典型下垫面 (其中混合区代表的是绿洲与沙漠的交界处), 则求得的表面比辐射率的取值如表 1 所示。

表 1 参数化出的黑河实验区表面比辐射率 (ϵ) 的基本取值范围

绿洲	沙漠	戈壁	混合
38°47'N~39°N	39°16'N~39°37'N	38°42'N~39°20'N	39°10'E~39°37'N
100°20'E~100°40'E	100°20'E~100°50'E	99°53'E~100°10'E	99°53'E~100°10'E
$\epsilon > 0.98$	$\epsilon = 0.9450$	$0.95 < \epsilon < 0.98$	$\epsilon = 0.98$

4.2 比辐射率的角度订正

根据以上所述方法得到了星下点 (底向) 区域比辐射率分布后, 由公式 (8) 就可求出前向比辐射率的响应。为了找出比辐射率随角度的变化规律, 我们在实验区中以上所划分的 4 种特征下垫面上分别选取一定的有代表性的样本点, 求出的对于 ATSR 的 3、4 通道前向平均比辐射率值如表 2 所示。

表 2 各种下垫面条件下前向平均比辐射率的取值

下垫面		沙漠	戈壁	绿洲	混合
样本数		780	758	137	370
ϵ	3 通道	0.9350	0.92	0.93	0.97
	4 通道	0.9250	0.90	0.915	0.96

应用以上结果, 根据辐射量的不同特征差别进行判别, 利用方程 (6)、(7), 求出经过大气订正和比辐射率订正的底向与前向地表温度, 进行相关分析, 如图 4 所示, 显然, 如果对于比辐射率的订正是合理的,

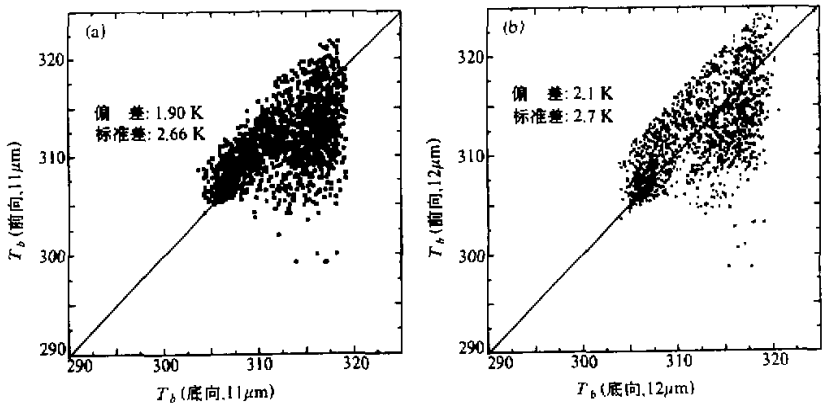


图 4 经大气和比辐射率订正后 11 μm 、12 μm 波段前向与底向表面温度的比较
(a) 11 μm 波段前向与底向表面温度比较; (b) 12 μm 波段前向与底向表面温度比较

那么前向与底向的地表温度值偏差应当有所减小。图中显示对于 ATSR 3、4 通道其表面温度两个方向的偏差分别下降到 1.90 K 和 2.1 K, 这个结果相对于海洋表面订正后的结果, 应当说是成功的 (见海洋上的订正前后比较图——图 5)。

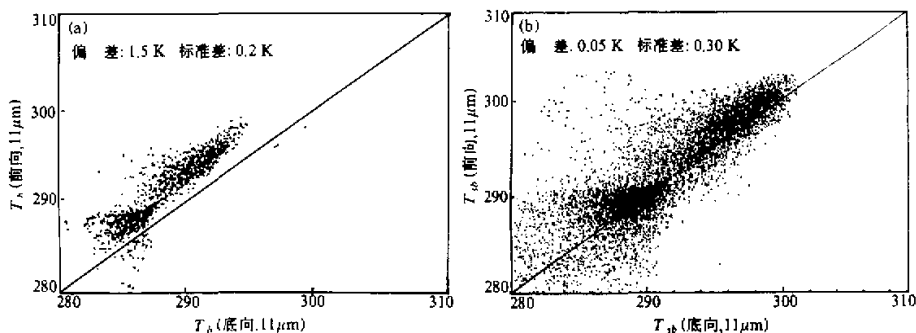


图 5 海洋上 ATSR $11\mu\text{m}$ 波段经大气、比辐射率订正前后前向与底向间温度的比较
(引自文献[4])

图 6、7 分别给出沙漠、绿洲两种典型下垫面经过大气和比辐射率订正后的表面温度对比, 对于 $12\mu\text{m}$ 波段, 绿洲: 偏差由 1.5 K 降至 1.05 K (减小 0.5 K); 沙漠: 偏差由 1.25 K 降至 0.70 K (减小 0.55 K)。

将以上两个波段, 两个方向分别取得的地表温度值进行平均, 就得到了复杂下垫面夏季区域地表温度分布, 从计算结果与实测站点资料相比较 (如表 3 所示) 可以看出, 所求地表温度较为合理地反映了实验区夏季地表温度的状况, 说明对于复杂地形下垫面, 通过以上大气订正, 特别是比辐射率随观测角变化订正后, ATSR 前向与底向的亮度温度能很好地揭示地表温度的分布特征。

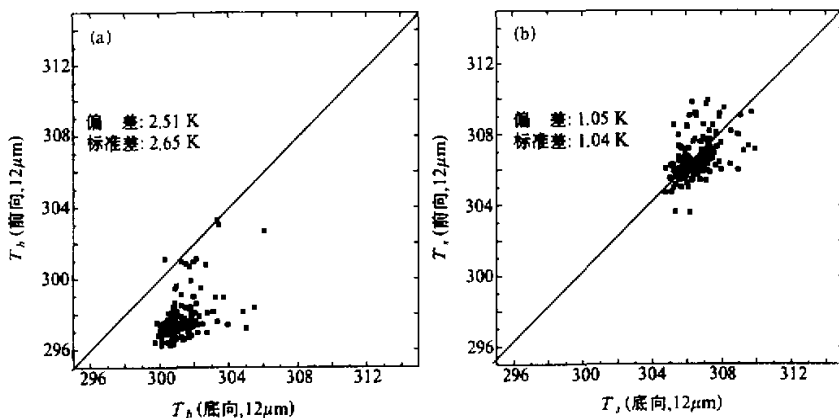


图 6 绿洲上 $12\mu\text{m}$ 波段经大气、比辐射率订正前后前向与底向温度的比较
(a) ATSR 上测得的亮温比较; (b) 经大气、比辐射率订正后的表面温度比较

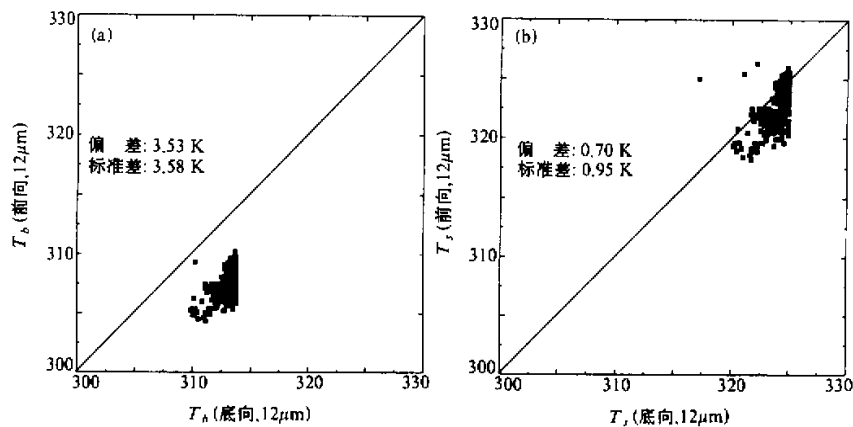


图7 沙漠上 12 μm 波段经大气、比辐射率订正前后前向与底向温度的比较
(a) ATSR 上测得的亮温比较; (b) 经大气、比辐射率订正后的表面温度比较

表3 观测与计算的地表温度 T_s (°C) 对比

站名	沙漠 (100°9'12"E,39°22'50"N)		AWS013 (100°7'38"E,39°24'2"N)		张掖 (100°22'10"E,39°50'22"N)		AWS015 (100°12'13"E,39°22'7"N)	
	实测	计算	实测	计算	实测	计算	实测	计算
T_s	44.8	45	45.2	50	33.4	34	47	49

5 结论

- (1) 要获得精度较高的地表温度，不仅要考虑大气订正，还要进行比辐射率的订正。
- (2) 比辐射率不仅具有光谱差异，而且还随视角变化，并且地表比辐射率由视角变化产生的影响大于光谱差异造成的影响。
- (3) 利用 AVHRR 资料 (1、2 通道) 对底向比辐射率的参数化，得到了一套 HEIFE 实验区复杂下垫面 (包括有沙漠、绿洲、戈壁等) 的比辐射率值，进而利用星下点比辐射率的参数化，获得了该地区 ATSR 前向比辐射率的区域分布。
- (4) 随着天顶角的增大，前向比辐射率呈减小趋势 (这一点与海洋上相同)，但对于不同下垫面，相对于不同波段，减小的幅度各有不同。

参 考 文 献

1 Becker, F. and Li, Z. L., 1990, Towards a local split window method over land surfaces, *Int. J. Remote Sensing*, 11(3), 369~393.
2 Prata, A. J., 1993, Land surface temperatures derived from the advanced very high resolution radiometer and the along-track scanning radiometer, 1. Theory, *J. Geophys. Res.*, 98(D9), 16, 689~702.

- 3 Nerry, F., Labed, J., Stoll, M. P., 1988, Emissivity signatures in the thermal IR band for remote sensing: calibration procedure and method of measurement, *Applied Optics.*, **27**, 758~764.
- 4 Francois, C. and Otte, C., 1995, Estimation of the angular variation of the sea surface emissivity with the ATSR/ERS-1 data, *Remote Sens. Environ.*, **48**, 302~308.
- 5 European Space Agency, 1992, ERS-1 System, ESA Publication Division, c/o ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, ISBN 92-9092-021-1.
- 6 吴艾生、钟强, 1992, 黑河实验区地表反射率与植被指数的季节变化, *高原气象*, **11**(4), 440~450.
- 7 Ontar Corporation, 1995, PCModWin Manual, Ontar Co., 9 Village Way, North Andover, MA 01845, USA.
- 8 Van de Griend, A. A. and Owe, M., 1993, On the relationship between thermal emissivity and the NDVI for natural surfaces, *Int. J. Remote Sens.*, **14**, 1119~1131.

Estimation of the Angular Variation of the Land Surface Emissivity in Heterogeneous Areas with the ATSR/ ERS-1 Data

Liu Dongqi and Wang Jiemin

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

Abstract The estimation of the land surface temperature with a good accuracy requires precisely atmospheric correction. It also needs to pay much attention to the effects of land surface emissivity by its variation with the wavelength and observation angle. In this paper, a method to evaluate the angular variation of the surface emissivity for viewing angle 53° with ATSR data is given based on the parameterization of surface emissivity in heterogeneous areas (oasis, gobi, desert, etc.).

Key words surface temperature atmospheric correction emissivity correct surface emissivity