

从空间测量陆面温度的可行性*

万正明 道 席

(中国科学院遥感应用研究所) (美国圣巴巴拉加州大学遥感和环境光学中心)

1988年10月17日收稿

摘 要

为了将用于从卫星热红外数据测量海面温度的多波段方法应用到陆面温度的测量,我们通过大气辐射输运模型的模拟计算进行了可行性研究。所模拟的大气条件和表面温度的变化范围宽得足以覆盖晴天大气性质和表面温度的实际变化,这些变化对陆地来说比对海洋的大。地面高程也作为最重要的地形影响包括在模拟计算中。用频谱发射率的测量值或计算值表征的地面覆盖,包括雪、粘土、沙地和树叶的样品。从统计分析得到的经验反演模型在无云条件下可由卫星三个红外波段测量,较精确地估算陆面温度,在 $0-40^\circ$ 观察角范围内,其标准偏差小于 0.3 K ,最大误差小于 1 K 。热红外波段可以是气象卫星甚高分辨率辐射计(AVHRR),也可以是正被EOSAT和NASA考虑用于将来遥感测量的传感器,即陆地卫星上增加的热红外多波段或为陆面/海面测量设计的宽视野传感器(Sea WiFS)。

关键词 陆面温度测量 卫星热红外数据 NOAA AVHRR 大气辐射输运模拟

一、引 言

从一开始海面温度的遥感就是卫星红外辐射计的主要功能,关于空间测量亮度温度的大气修正和云层的鉴别与修正方面,已有大量的研究。相比之下,陆面温度的卫星遥感研究则刚刚开始,虽然利用热红外测量来分析陆地生态物理条件已研究了20多年^[1]。陆面温度有很多可能的应用,包括气候和气象^[2],农业和天然植被^[3,4],以及表面地质条件的确定^[5,6],土壤水分估算^[7-9],林火制图^[10],浅水层的定位^[11],地面风场的确定^[12]和雪层表面能流的估算^[13,14]。研究工作中的一些主要挑战都与消除遥感数据中由大气、地面发射率和地形产生的影响有关^[15,16]。

陆面温度是区域和全球规模上陆地表层过程物理学中的一个关键性参量,它综合了地面与大气相互作用以及大气和陆地之间能量交换的全部结果^[17,18]。因此,精确地测定地面热力学温度的能力对许多科学问题和再生资源的管理是极其重要的^[19]。随着热遥感技术和计算机处理能力的发展,使得从空间测量陆面温度并用以在局部、区域和全球尺度上研究表面气候成为可能。

* 本研究得到“七五”国家科技攻关课题遥感应用基础研究以及美国宇航局(NASA)项目NAS 5-2877-0和NAG 5-917的支持,特此致谢。

此文为本刊特邀稿。

二、从空间测量地面温度

1. 海面温度测量

为了确定海面温度,常在分子吸收较小的大气窗口中的波长上进行飞机或卫星热红外测量,通常使用的窗口在 10.5—11.5 或 10.5—12.5 μm ,也在 3.5—4.0 μm 或更宽的 8—14 μm 之间。但是即使是在晴朗的大气条件下,这些窗口中大气的吸收和发射也是不可忽略的。当存在气溶胶粒子或薄云时,来自地球表面的信号被衰减了,但还没有完全消失,这使问题变得更加复杂。即使在晴天,热带大气条件下的海面温度和在 10.5—12.5 μm 波长上卫星测得的亮度温度之间的差别也可达 10° 。

对晴朗大气条件,一个通常有效的修正大气对海面温度测量影响的方法,是在两个或三个波段上联合进行红外测量。在 10.5—11.5 μm 窗口中主要的吸收体是水蒸汽,在 3.5—4 μm 窗口中,水蒸汽吸收较小,而氮气和它的气体吸收能够计算出来,因为它们的混合比变化很小。在白天 3.5—4 μm 波段的信号中渗杂有被反射的太阳辐射。一个相似的替换方法是将 10.5—12.5 μm 波段一分为二,比较 10.5—11.5 μm 和 11.5—12.5 μm 上的信号,在后者中水蒸汽吸收稍为大些。因此,两个不同窗口的或一个窗口分成两部分的测量值之差,可用来计算水蒸汽吸收,从而确定海面温度^[20-24]。

实现这一想法的一个有效方法,是对一系列大气温度和湿度剖面利用辐射输运模型进行大气吸收和发射的模拟计算,给出两个或三个波段上大气层上面红外亮度温度值,然后用这些模拟值求得经验修正公式。这是美国国家海洋大气局海面温度制图计划所采用的方法^[24,25]。至今为止只考虑了吸收和发射,在所用的大气模型^[26,27]中没有说明云或其它大气气溶胶粒子的影响。

对带薄云的大气层,Chahine^[28]探讨了用 4.3 和 15 μm 大气探测频率(在这两个 CO_2 吸收波段中聚集了许多窄的波长通道)来推导大气温度和湿度剖面,然后用来估算表面温度。但这种方法实现起来很困难,因为,目前在任何卫星上都还没有这样的探测器,而且也难于建造和运行这种适合于陆面温度应用的空间分辨率的探测器。然而这种方法的粗分辨率是很好的^[29]。

2. 将海面温度测量的方法推广到陆地表面

Price^[36]将测量海面温度的方法应用于陆面,利用 NOAA-7 AVHRR 分割窗口的波段。他发现波谱发射率的变化会产生大的误差。Suits^[39]对假设的 185 种不同物质的样品,在 35 K 的温度范围内,对不同的大气条件作了波段选择的模拟计算,得出的线性修正函数的温度标准偏差为 3.66° 。Becker^[30]指出了从卫星测量陆面温度用分割窗口法修正大气效应过程中波谱发射率的影响。他作了一系列的线性近似后得出这样的结论:为了从空间测量出陆面温度,需要精确地知道地面波谱发射率。

以上文献都说明,如果将海面温度的测量方法简单地推广到陆面,会导致不可接受的误差。其原因有如下几个方面。

(1) 发射率。对不同的地面物质,发射率的波谱变化是相当大的。对大多数地面物质仅作过 8—14 μm 范围内波谱积分的发射率测量^[31]。发射率也随观察角而变化^[41],这

个效应对陆地比对水面重要得多, 因为地面坡度和卫星扫描角合起来产生的局部观察角可能大于 60° 。在植被中发射的热辐射随观察角而变化, 除发射率的角效应外, 植被顶部中温度结构的影响可能更大些^[32]。

(2) 温度变化。土壤的热扩散率和蒸发率比水的低, 导致陆面温度的变化范围比海面的大。

(3) 非均匀的视场。“混合像元”问题, 也就是视场中包括不同温度或不同发射率的地物, 在陆地上更为普遍。即使不存在大气效应, 普朗克函数的非线性响应也使这种混合像元的亮度温度随波长而变化^[33,34]。

(4) 大气剖面的变化。陆地上大气剖面的变化因地形变化而增加, 大气下边界层与地面性质的耦合也不如与海面的那么紧。气溶胶粒子在陆地上空也更加常见。

三、物理基础

1. 发射率和温度之间的关系

从热力学温度为 T_s 的表面发射出来的波长 λ 的谱辐射 L , 等于谱发射率 $\varepsilon(\lambda)$ 和普朗克函数的乘积, 即

$$L(\lambda, T) = \varepsilon(\lambda)B(\lambda, T_s) = \varepsilon(\lambda) \frac{2hc^2}{\lambda^5(e^{hc/k\lambda T_s} - 1)} \quad (1)$$

其中 $h = 6.63 \times 10^{-34}$ Js 为普朗克常数, $c = 3 \times 10^8$ m/s 为光速, $k = 1.38 \times 10^{-23}$ J/K 为玻耳兹曼常数。公式中波长 λ 的单位应为 m。

从给定的谱辐射可以求解普朗克函数, 得出亮度温度 $T_b(\lambda)$, 即发射同样大小谱辐射的黑体的温度。 $T_b(\lambda)$, T_s 和 $\varepsilon(\lambda)$ 之间的关系为

$$T_s = \frac{hc}{k\lambda \ln [1 + \varepsilon e^{hc/k\lambda T_b} - \varepsilon]} \quad (2)$$

对 $\varepsilon(\lambda) = 1$, 此式可简化成等式 $T_s = T_b(\lambda)$ 。

2. 辐射输运

在吸收、发射和散射层中任意位置上辐射的角度和方位分布由辐射输运方程给出^[35]。为了简明起见, 后面的方程中都忽略了波谱表示, 但所有的量都是单色的。来自太阳的辐射以及从地球和大气发出的热辐射都将加以考虑。

$$\mu \frac{dL(\tau, \vec{Q})}{d\tau} + L(\tau, \vec{Q}) = J(\tau, \vec{Q}) \quad (3)$$

这里约定以向下为正方向。 τ 为光学厚度, $L(\tau, \vec{Q})$ 为在 τ 处沿 \vec{Q} 方向的辐射, \vec{Q} 由天顶角 $\arccos \mu$ (向下为正) 和方位角 ϕ 构成。 J 为源函数

$$J(\tau, \vec{Q}) = \frac{\bar{\omega}}{4\pi} \int_{4\pi} P(\tau, \vec{Q}; \vec{Q}') L(\tau, \vec{Q}') d\vec{Q}' + Q(\tau, \vec{Q}) \quad (4)$$

散射相函数 $P(\tau, \vec{Q}; \vec{Q}')$ 由快速 Mie 算法^[36]计算, 给出在 τ 处由 \vec{Q}' 方向入射的辐射散射到 \vec{Q} 方向的单次散射的分布模式。 $\bar{\omega}$ 为单次散射反射率。公式(4)右边第一项, 是来自所有方向的辐射向特定方向 \vec{Q} 散射的总贡献。

(4) 式中的 Q 项表示内部源。将定向辐射从漫辐射中分出来, 可以方便地将定向的光束或它的镜向反射看作为内部“假源”^[37]。这样, 总的内源为

$$Q(\tau, \vec{\Omega}) = Q_i(\tau, \vec{\Omega}) + Q_l(\tau, \vec{\Omega}) + Q_{l,p}(\tau, \vec{\Omega}) \quad (5)$$

Q_i 是热源, Q_l 和 $Q_{l,p}$ 是定向和镜面反射的假源。

$$Q_i(\tau, \vec{\Omega}) = (1 - \tilde{\omega})B[T(\tau)] \quad (6)$$

$$Q_l(\tau, \vec{\Omega}) = \frac{\tilde{\omega}E_0}{4\pi} P(\tau, \vec{\Omega}; \vec{\Omega}_0) e^{-\tau/\mu_0} \quad (7)$$

$$Q_{l,p}(\tau, \vec{\Omega}) = \frac{\tilde{\omega}E_0}{4\pi} R_{l,p}(\mu_0) P(\tau, \vec{\Omega}; \vec{\Omega}_{l,p}) e^{-(2\tau_0 - \tau)/\mu_0} \quad (8)$$

$B[T(\tau)]$ 是普朗克函数, μ_0 为太阳天顶角的余弦, E_0 为人射到大气顶部的太阳光照量(垂直于太阳光束), $R_{l,p}$ 是大气下表面的镜向反射率, τ_0 是大气层总的光学厚度。

为了用较低阶的多项式近似处理带强向前散射峰的散射相函数, 对相函数的逐次矩、光学厚度和单次散射反射率进行 delta-M 变换^[38]。利用相互作用原理^[39]和倍加法^[37,40], 对垂直方向上非均匀的多层大气, 可采用上述辐射输运积分微分方程的矩阵形式^[41]。需要满足的上下边界条件为: 必须指定上边界的 $L^\dagger(0)$ (通常为零)和

$$L^\dagger(\tau_0) = R_g L^\dagger(\tau_0) + \tilde{\varepsilon} B(T_s) + \frac{\mu_0 E_0}{\pi} e^{-\tau_0/\mu_0} f_r(\mu_0) \quad (9)$$

其中 $L^{\dagger\dagger}$ 为在由 m 个天顶角和 n 个方位角组成的离散角度空间中 $m \times n$ 个分量的矢量:

$$L^{\dagger\dagger}(\tau) = \begin{bmatrix} L(\tau, \pm\mu_1, \phi_1) \\ L(\tau, \pm\mu_1, \phi_2) \\ \dots \\ L(\tau, \pm\mu_m, \phi_n) \end{bmatrix} \quad (10)$$

$1 \geq \mu_1 > \dots > \mu_m > 0$ 为 $[0, 1]$ 上高斯点集, $0 \leq \phi_1 < \dots < \phi_n < 2\pi$ 为 $[0, 2\pi]$ 上均匀分布的点。 R_g 为地面漫反射矩阵, T_s 为地面温度, $f_r(\mu_0)$ 为定向光束的地面双向反射分布函数(BRDF), $\tilde{\varepsilon}$ 为发射率矢量。定向发射率和 BRDF f_r 通过基尔霍夫定律联系起来, 即

$$\varepsilon(\mu) = 1 - \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mu' f_r(\mu; \mu', \phi') d\mu' d\phi' \quad (11)$$

3. LOWTRAN 计算

到此为止, 所述的模型只适用于单色波情况。为了使模型适用于大气, 我们需要知道大气的光学性质: 光学厚度 τ_0 , 单次散射反射率 $\tilde{\omega}$ 和散射相函数 P 。

大气剖面(包括温度、压力、水气密度、臭氧密度、气溶胶密度分布等)一旦给定, LOWTRAN 程序^[27]和 Mie 散射计算^[36]给出 0.25—28.5 μm 波长范围内在每 20 cm^{-1} 波数间隔上平均的大气穿透剖面。因此, LOWTRAN 并不给出真正单色光穿透率。这个取平均的做法破坏了 Lambert-Bouger-Beer 定律, 因为即使在象 20 cm^{-1} 这样窄的波数间隔(在 $\lambda = 3.7 \mu\text{m}$ 上等效于 $\Delta\lambda = 27 \text{nm}$, 而在 $\lambda = 11 \mu\text{m}$ 上 $\Delta\lambda = 242 \text{nm}$)上, 分子带吸收也是相当复杂的。这个问题的解决办法, 是用“指数函数和逼近”^[42]来展开从 LOWTRAN 计算出来的辐射穿透函数。将单色光辐射输运模型分别应用于指数函数和

展开式中的每个项,然后对结果求和。这样对卫星传感器的一个热波段的整个波长范围求解辐射输运方程后,我们便得到平均的波谱辐射的角分布矢量。 ψ 是热波段内的传感器响应函数,波段的范围为 $[\lambda_1, \lambda_2]$ 。平均波谱辐射为

$$\bar{L}^\dagger = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \psi(\lambda) L^\dagger(\lambda, 0) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \psi(\lambda) d\lambda} \quad (12)$$

4. 简化的下边界条件

方程(9)描写的下边界条件,表示地面过程的能量平衡模型,在热红外范围内的定量关系。波谱发射率可以因为地面过程而变化。表面物质物理和化学变化,例如水分条件的变化,会引起发射率的变化。系统的形态变化,如植被冠部的几何变化也会引起发射率变化。因此实地测量波谱发射率通常是困难的,测得的值常常依赖于具体的测量安排。

在阳光下卫星传感器接收的是太阳光被大气散射和被陆地表面反射的部分。在我们的模型中,包括中红外波段 $3.5-4.0 \mu\text{m}$,这就增加了难度,因为除非 ε 已知,否则就不可能将发射的辐射和反射的热辐射与太阳光区分开。因此,我们避免使用白天条件下的中红外区,从而,在所有上述方程中,与太阳光有关的项都可以去掉。这样,辐射输运方程就与方位角无关,积分形式的下边界条件就变成

$$L(\lambda, \tau_0, -\mu) = 2\pi \int_0^1 \mu' f_r(\lambda; -\mu, \mu') L(\lambda, \tau_0, \mu') d\mu' + \varepsilon(\lambda, -\mu) B(\lambda, T_s) \quad (13)$$

虽然有充分的证据表明,诸如土壤、沙层和植冠这些陆地表面的发射率随观察角变化^[32,42-46],但是角分布的波谱发射率数据还很少。因此,我们不得不假定陆地表面是 Lambertian 表面,所以发射率与观察角无关。这个近似,一般来说对与星底成直角至 40° 的观察角还不算太差。这样基尔霍夫定律(方程 11)成为

$$\varepsilon(\lambda) = 1 - R(\lambda) \quad (14)$$

其中 $\varepsilon(\lambda)$ 为谱发射率, $R(\lambda)$ 为谱反射率。在 Lambertian 假定下, $R(\lambda) = \pi f_r(\lambda)$ 。这样下边界条件(方程 9)就变成如下简单形式:

$$L(\lambda, \tau_0, -\mu) = \varepsilon(\lambda) B(\lambda, T_s) + 2[1 - \varepsilon(\lambda)] \int_0^1 \mu' L(\lambda, \tau_0, \mu') d\mu' \quad (15)$$

这个方程提供了谱发射率和温度之间的关系。但很不幸,它也包含了在地面上向下辐射的积分,因此,它只能用来作为求解辐射输运方程的边界条件,而不能作为一个对于反演问题求定解的额外关系式。

四、辐射输运的数值模型

表 1 给出的模型中所考虑的大气和地表条件的范围比现实范围宽,因此产生的统计模型能覆盖实际情况。我们首先讨论参量的变化,然后给出从大气模型得到的结果。

1. 大气条件

正如表 1 中所表明的,我们使用了如下五个“标准”大气剖面:

表 1 模拟计算中的条件范围

Table 1 Range of conditions in simulation

大 气	地面能见度 (km)	气 度 (K)	地面覆盖	地面高程 (km)	地面温度 (K)
美国标准	10	288.2	树叶、粘土、沙	0	268—308
美国标准	10	288.2	雪	0	258—273
美国标准	23	288.2	树叶、粘土、沙	0	268—308
美国标准	23	288.2	雪	0	258—273
夏季中纬度	23	294.2	树叶、粘土、沙	0, 0.25, 0.5, 0.75, 1, 2, 3, 4	240—313
夏季中纬度	23	294.2	雪	0, 0.25, 0.5, 0.75, 1, 2, 3, 4, 6	240—273
冬季中纬度	23	272.1	树叶、粘土、沙	0, 1, 2, 3, 4	235—293
冬季中纬度	23	272.1	雪	0, 1, 2, 3, 4	230—273
夏季亚极带	23	287.2	树叶、粘土、沙	0	265—305
夏季亚极带	23	287.2	雪	0	250—273
冬季亚极带	23	257.1	树叶、粘土、沙	0	235—275
冬季亚极带	23	257.1	雪	0	230—260

美国标准剖面 中纬度春/夏季剖面
 中纬度秋/冬季剖面 亚极带春/夏季剖面
 亚极带秋/冬季剖面

这些大气条件的组合代表了大部分北半球四季的条件。用在 LOWTRAN 程序中的乡村型气溶胶分布,用到了所有大气剖面中高程 0—9 km 的范围,近地面能见度为 10 或 23 km,从 10 至 30 km 的高程范围内,是平流层本底气溶胶分布,再往上是正常高层大气气溶胶分布。

2. 地面条件

地面条件也已综述在表 1 中。当地面温度低于 273 K 时,我们用由半径为 250 μm 的球形冰粒子组成的厚雪层作为地面条件。其热发射率和散射相函数,由对大气层进行辐射输运计算的相同模型来计算。当温度较高时我们考虑了一系列地面条件(树叶、粘土、粗沙和细沙),用其测量值作为它们的谱发射率^[46,47],如图 1 所示。地面温度在用到的大气剖面的下边界气温附近 $\pm 20\text{K}$ 的范围内变化。地面海拔高度为 0, 0.25, 0.5, 0.75, 1, 2, 3, 4 和 6 km。

3. 传感器的波谱特性

考虑了三种传感器:三个热红外波段的 NOAA-7 AVHRR 以及两种以 EOSAT/NASA 联合工作组报告为依据的传感器^[19,48],一种是提议加到陆地卫星 TM 中的多光谱热红外传感器,另一种是用在海洋研究中的宽视场传感器(Sea WiFS)。表 2 给出了这三种传感器的波长范围。对 TM 提议的附加热红外波段中,原来不包括 12 μm 以上的波段,但我们已发现,它对大气修正是重要的。因此表 2 中包括了一个附加的第六波段。对 NOAA-7 AVHRR 我们用其实际的响应函数,而对另两种我们考虑了一个理想化的响应函数:

$$\text{对 } \lambda_1 + \delta\lambda \leq \lambda \leq \lambda_2 - \delta\lambda, \phi(\lambda) = 1$$

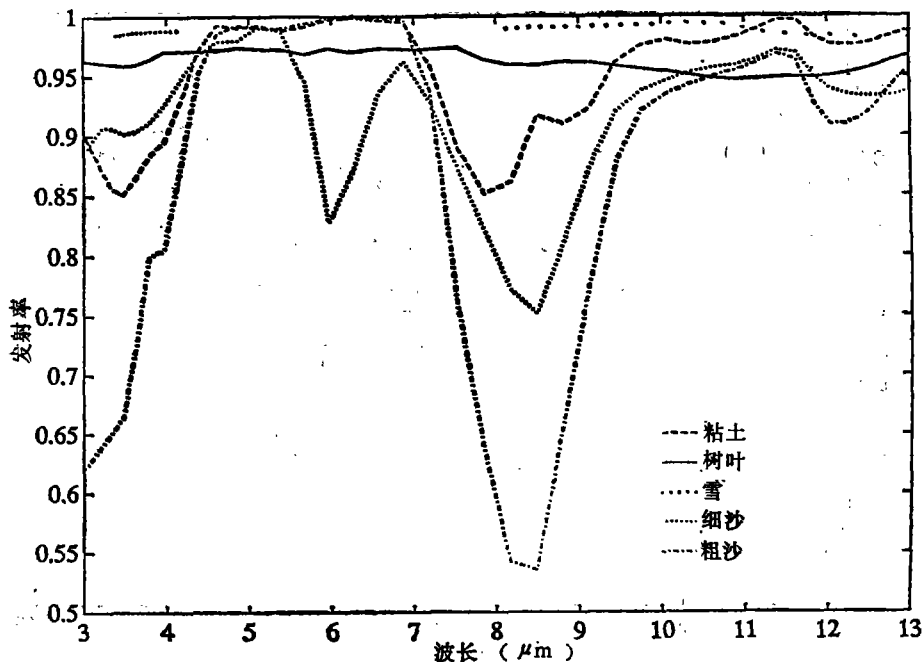


图 1 几种陆地表面的波谱发射率

Fig. 1 Spectral emissivity of land surfaces

表 2 三个传感器的波段范围

Table 2 Wavelength ranges of three sensors in evaluation

NOAA-7 AVHRR			Landsat-6 热红外			Sea WiFS		
波段	λ_{min} (μm)	λ_{max} (μm)	波段	λ_{min} (μm)	λ_{max} (μm)	波段	λ_{min} (μm)	λ_{max} (μm)
3	3.53	3.94	1	3.53	3.93	1	3.5	4.0
			2	8.20	8.75			
4	10.32	11.36	3	8.75	9.30	3	10.5	11.5
			4	10.2	11.0			
5	11.45	12.42	5	11.0	11.8			
			6	11.8	12.6			

$$\lambda_1 < \lambda < \lambda_1 + \delta\lambda, \quad \phi(\lambda) = \frac{\lambda - \lambda_1}{\delta\lambda}$$

$$\lambda_2 > \lambda > \lambda_2 + \delta\lambda, \quad \phi(\lambda) = \frac{\lambda_2 - \lambda}{\delta\lambda}$$

$$\lambda \geq \lambda_2 \text{ 或 } \lambda \leq \lambda_1, \quad \phi(\lambda) = 0$$

其中 λ_1 和 λ_2 为波段的下限和上限, $\delta\lambda = 0.125 \mu m$ 。

4. 模型结果

通常在天顶角范围中用八个高斯角就足以描写大气穿透和散射中的角变化^[41]。前四个高斯角分别为 11.4° , 26.1° , 40.3° 和 53.7° 。图 2 给出了美国标准大气的穿透率随观

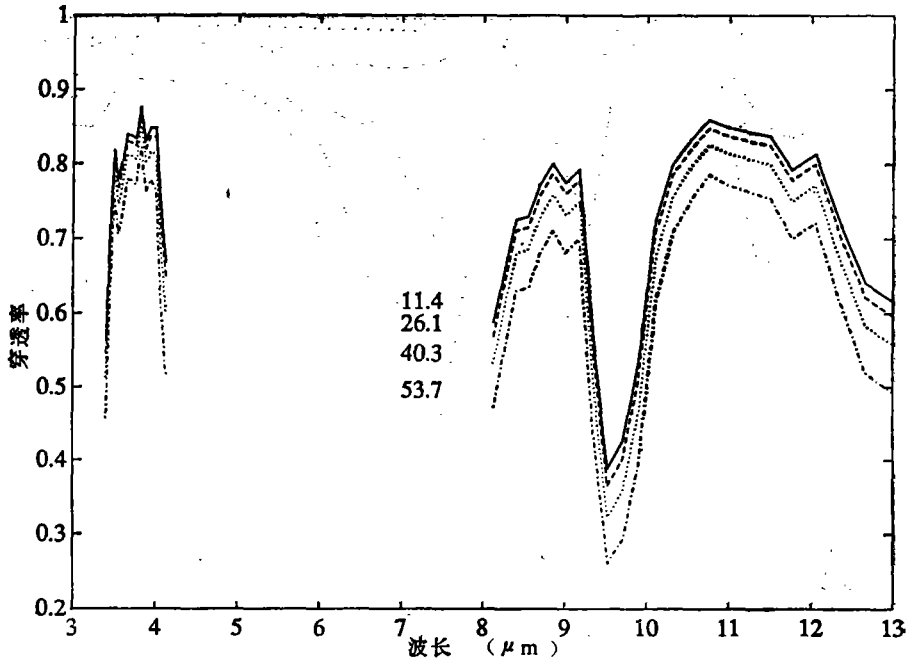


图 2 美国标准大气的透射率随观察角的变化

Fig. 2 Variation of transmittance with viewing angle for U. S. standard atmosphere

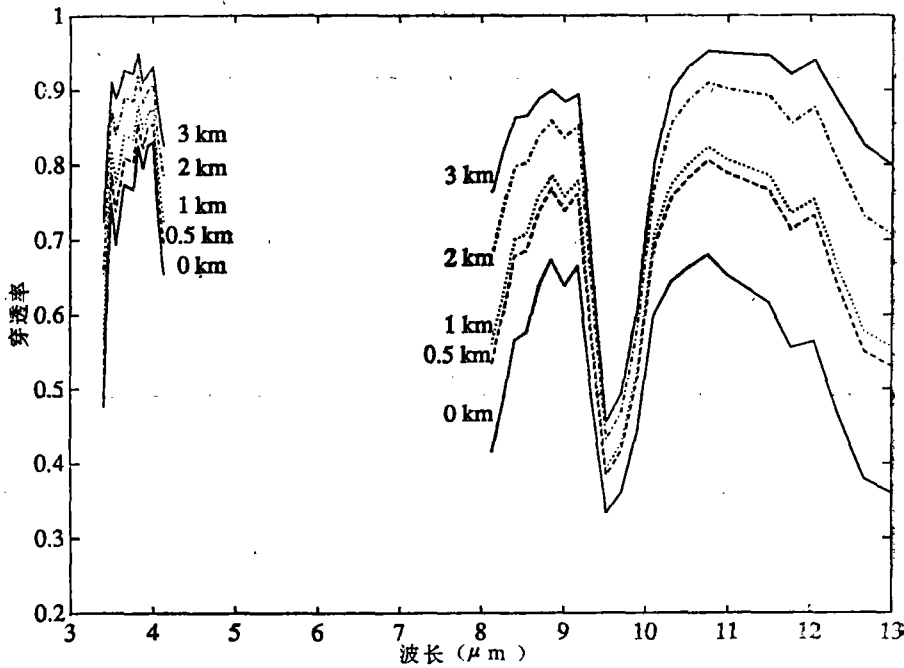


图 3 中纬度春/夏季大气的透射率随地面高程的变化

Fig. 3 Variation of transmittance with land surface elevation for mid-lat
Spring/Summer atmosphere

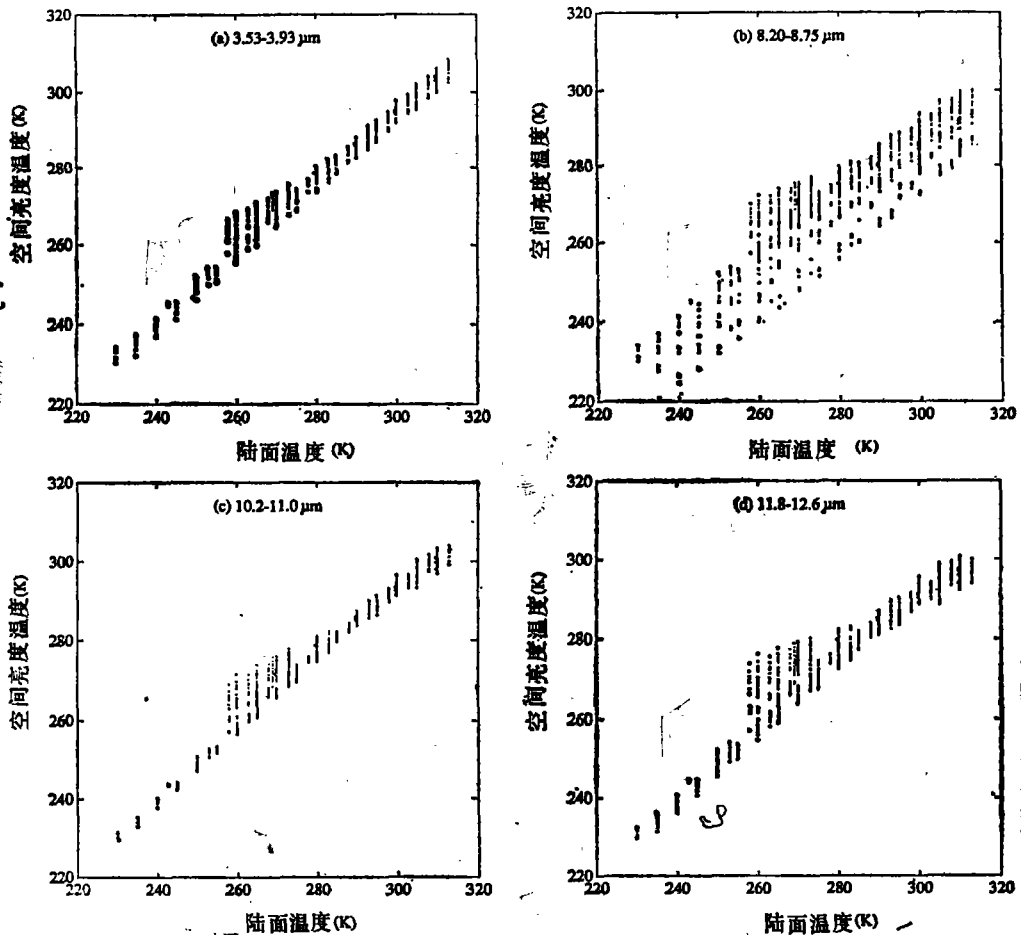


图4 波段平均的空间亮度温度与陆面温度的关系

Fig. 4 Band-averaged space brightness temperature vs. land surface temperature

察角的变化,图3给出了对中纬度春/夏季大气的穿透率随地面高程的变化。这两个图清楚地表明了大气作用的波谱变化。在这些大气窗口中,海平面上的大气作用,在 $8.2-9.3 \mu\text{m}$ 范围中最大, $10.0-12.6 \mu\text{m}$ 中的作用比 $3.5-4.0 \mu\text{m}$ 中的大,而 $11.5-12.6 \mu\text{m}$ 中的作用比 $10.5-11.5 \mu\text{m}$ 中的大。在较高的高度上, $3.5-4.0 \mu\text{m}$ 中的大气衰减比 $10.5-11.5 \mu\text{m}$ 中的强。从数值模型中得到的结果,以传感器的响应函数为权重积分后,得到谱平均的向上辐射。从这个辐射值我们就能计算出对应于每个波段的亮度温度。图4给出了对表2中波段的卫星高度上亮度温度的模拟结果。

五、统计分析的结果

遥感研究中的一个基本问题,是关于用对应的辐射探测器在地面测量和从飞机或卫星上测量得到的值之间的关系。很显然,空间测量中的大气效应大得多,但由于地面的反射性,大气也影响地面测量。为了从空间亮度温度测得精确的地面热力学温度,必须修正

大气和潜发射率的影响。

1. 多波段回归求温法

由于存在第二部分第二节中讨论过的困难,我们需要用比在多波段求海面温度技术中更为复杂的回归形式。在对我们的理论结果进行统计分析中包括了如下的变量:

$\mu = \cos\theta$, θ 为与地面上星底点所夹的观察角;

μ^{-1} , 它与观察方向上大气光学厚度有关;

T_i , 为 i 波段亮度温度;

$\Delta T_{ik} = T_i - T_k$, $i \neq k$, 为温度差;

$\Delta T_{ik}/T_i$, 相对温度差;

$(\Delta T_{ik})^2$, 二级温度差。

用来分析的数据组,由前四个高斯角(最大的为 53.7°)上的模拟计算结果组成,以保证所得到的模型,对 45° 之内的观察角都给出好的估计值。

2. 应用于 NOAA AVHRR 数据

将上述的多波段回归方法,应用于 NOAA AVHRR 的几种波段组合,求出地面温度的标准误差(表 3)。正如对海洋研究中已被实验所证实的那样^[49],对本研究中所有的陆地覆盖类型来说, $10.3-12.4\mu\text{m}$ 范围内的分裂窗口得出的结果,好于用两个分开的波段范围内的两个窗口得出的结果。然而,双窗口方法还不足以对陆地表面既作大气修正又作发射率修正,因为陆地表面具有较多的发射谱特征。三波段方法对雪层、粘土、树叶,甚至对具有很强发射谱特征的粗沙层都给出了表面温度的精确估计。在如表 1 所示的所有无云大气条件下和很宽的表面温度范围内,对观察角大于 50° 的情况,表面温度的标准偏差还是小于 0.25K , 而最大误差小于 1K 。对一种以上的陆地表面,如果它们的谱发射率相似,那么也有可能找到一个共同的公式给出它们的表面温度的精确估计。表 3 的最后一列就说明了这一点,即同一个方程可用于雪层和树叶。但对任意谱变化的发射率就不是这样了。

表 3 从三波段 NOAA-7 AVHRR 热红外数据得到的陆面温度线性和二次型回归模型的标准偏差 ($\theta \leq 53.7^\circ$)

Table 3 Standard deviations in linear and quadratic regression models for land surface temperature from three NOAA-7 AVHRR thermal bands ($\theta \leq 53.7^\circ$)

所用波段	雪		粗沙		粘土		树叶		雪和树叶	
	线性 (K)	二次 (K)	线性 (K)	二次 (K)	线性 (K)	二次 (K)	线性 (K)	二次 (K)	线性 (K)	二次 (K)
4-3	1.22	0.881	—	1.021	—	0.701	0.560	0.423	—	—
4-5	0.29	0.193	—	0.471	—	0.240	0.425	0.257	—	—
4-5-3	—	0.138	0.280	0.194	0.268	0.205	0.268	0.172	0.441	0.360

3. 假设的波段

在 EOS/NASA 联合热红外工作组的报告^[49]中,对将来的 Landsat-7 卫星提出了一个五波段的热红外仪器,它们的波段通道已列于表 2。我们的模拟计算表明,这个传感器

中的第 4 和第 5 波段,即 $10\sim 13\mu\text{m}$ 内的分裂窗口是不适合于大气修正的。原来安排这两个波段的主要目的,是为了波谱上区分一些含硅矿物。但如图 2 和图 3 所示,在这两个波段内大气效应很相似。因此我们增加一个 $11.8\sim 12.6\mu\text{m}$ 的波段,它类似于同一报告中作为第二优先建议方案中的第五个波段。在后面我们就考虑这个假设的六波段热红外仪器。同样的分析也适用于提议中的 Sea WiFS 仪器^[48]。

4. 对已知发射率的模型

假定我们知道要求其温度的地面的谱发射率,我们寻找一个简单而普遍的模型来估计这些地面的温度,然后分析模型对发射率误差的灵敏度。因为发射率是直接和辐射而不是与温度相联系,辐射模型优于温度模型。这样我们先要估计从地面发出的辐射 L_i ,再由此计算表面温度。

首先我们定义波段平均发射率为

$$\overline{\varepsilon(T_i)} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \phi(\lambda)\varepsilon(\lambda)B(\lambda, T_i)d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \phi(\lambda)B(\lambda, T_i)d\lambda} \quad (16)$$

其中 ϕ 是传感器响应函数, $\varepsilon(\lambda)$ 为谱发射率, $B(\lambda, T_i)$ 为普朗克函数, λ_1 和 λ_2 为波段的下限和上限波长。波段平均发射率只是随温度很微弱地变化,因此我们在这里忽略这个很小的温度依赖性。

我们用 L/ε 作为一级发射率修正,再用回归方法对大气作用和发射率影响进行修正。在回归分析中我们用了 2 000 多个情况的模拟计算数据,它们包括各种大气剖面和地面温度,地表由树叶、粘土、雪层、细沙、粗沙和混合沙层组成。表 4 给出了利用如表 2 所示的三个 Landsat 热红外波段模型求陆面温度的标准偏差和最大误差。其中 Landsat 热波段 4—2—6 模型的数学表达式为

$$\begin{aligned} L_i = & 0.2696L_4 + 0.5262 \frac{L_4}{\varepsilon_4} + 0.05L_2 + 0.1658 \frac{L_2}{\varepsilon_2} - 0.056 \\ & + \mu^{-1}(0.5743L_4 + 0.0867L_2 - 0.6359L_6) \\ & - \left[\frac{L_6}{\varepsilon_6} - \frac{L_4}{\varepsilon_4} \right] \left\{ 1.5142 - \frac{1.6766}{L_6} + 0.3183 \left[\frac{L_6}{\varepsilon_6} - \frac{L_4}{\varepsilon_4} \right] \right\} \\ & - \left[\frac{L_2}{\varepsilon_2} - \frac{L_4}{\varepsilon_4} \right] \left\{ \frac{0.2525}{L_2} + 0.0104 \left[\frac{L_2}{\varepsilon_2} - \frac{L_4}{\varepsilon_4} \right] \right\} \end{aligned} \quad (17)$$

由此可见,要找到一个既适用于多种地面覆盖类型又能同时修正大气和发射率影响的公式是很不容易的。图 5 示出了表 4 第一行中地面温度误差的分布。

5. 对未知发射率的模型

表 4 也给出了发射率的不确定性对陆面温度精度的影响。虽然用 Landsat 热波段 4—1—6 和 4—2—6 的两个模型对已知发射率情况给出几乎相同的精度。但波段 4—1—6 模型对相同的发射率不确定性的敏感度较低。如果我们在回归模型中包括更多的高次项,对已知每波段精确发射率的情况,我们可以使误差减半。但方程更冗长,我们就不再具体给出了。况且在对发射率不确定性的敏感性方面,它们并不比简单的方程显得

表 4 从 Landsat 热红外波段得到陆面温度的标准偏差和最大误差对观察角和发射率误差的依赖性(回归数据 2128 个,包括树叶、粘土、雪、粗细沙混合)

Table 4 Dependence of rms and maximum error of land surface temperature on viewing angle emissivity error for landsat thermal bands (total data size is 2128, including leaf, clay, snow, and sands mixture)

所用波段	$\delta\epsilon_j$	标准偏差 ΔT_s (K)				最大误差 ΔT_s (K)			
		(11.4°)	(26.1°)	(40.3°)	(53.7°)	(11.4°)	(26.1°)	(40.3°)	(53.7°)
4-1-6	0.00	0.28	0.29	0.32	0.37	1.42	1.48	1.61	1.95
	+0.01 $j=1, 4, 6$	0.32	0.33	0.36	0.41	1.28	1.34	1.48	1.81
	-0.01 $j=1, 4, 6$	0.32	0.33	0.35	0.40	1.56	1.62	1.76	2.09
	+0.01 $j=1$	0.35	0.36	0.39	0.43	1.20	1.25	1.39	1.71
	-0.01 $j=1$	0.36	0.36	0.38	0.44	1.64	1.70	1.85	2.19
	+0.01 $j=4$	0.53	0.54	0.55	0.58	1.61	1.61	1.61	1.58
	-0.01 $j=4$	0.55	0.55	0.56	0.60	1.87	1.93	2.07	2.39
	+0.01 $j=6$	0.58	0.59	0.60	0.64	1.95	2.01	2.15	2.48
-0.01 $j=6$	0.61	0.62	0.63	0.66	1.63	1.63	1.62	1.60	
4-2-6	0.00	0.27	0.29	0.35	0.48	1.39	1.50	1.73	2.26
	+0.01 $j=2, 4, 6$	0.47	0.48	0.51	0.61	1.16	1.23	1.38	1.87
	-0.01 $j=2, 4, 6$	0.49	0.50	0.54	0.63	1.78	1.89	2.12	2.66
	+0.01 $j=2$	0.28	0.31	0.36	0.48	1.31	1.42	1.65	2.18
	-0.01 $j=2$	0.28	0.30	0.36	0.48	1.47	1.58	1.81	2.34
	+0.01 $j=4$	1.08	1.08	1.09	1.13	1.84	1.90	2.02	2.25
	-0.01 $j=4$	1.09	1.10	1.11	1.16	2.67	2.79	3.04	2.59
	+0.01 $j=6$	0.77	0.78	0.80	0.87	2.34	2.46	2.71	3.25
-0.01 $j=6$	0.82	0.82	0.85	0.91	1.48	1.54	1.75	2.19	

优越。

当我们不知道陆地表面发射率时,我们需要同时修正大气和发射率的影响。但如果对发射率的波谱变化没有一些了解的话,这是不可能做到的。一般在作遥感数据的定量解释之前,先作定性的分类是合理的。如果我们连地面覆盖是什么也不知道,即使求出了它的精确温度也没有多大用处。因此,热红外数据与其它遥感数据结合起来使用时才最有用处。

现在我们来对发射率变化进行粗略的分类。我们将五种陆地表面——粘土、细沙、粗沙、树叶和雪层——分为两组,第一组包括粘土和沙层,代表具有发射率波谱特征的陆面;第二组包括树叶和雪层,代表平坦波谱发射率的陆面。我们对每一组的模拟结果分别进行回归分析。得到的方程是四个热红外波段的二次方表达式,包含 30 多项,在此我们就

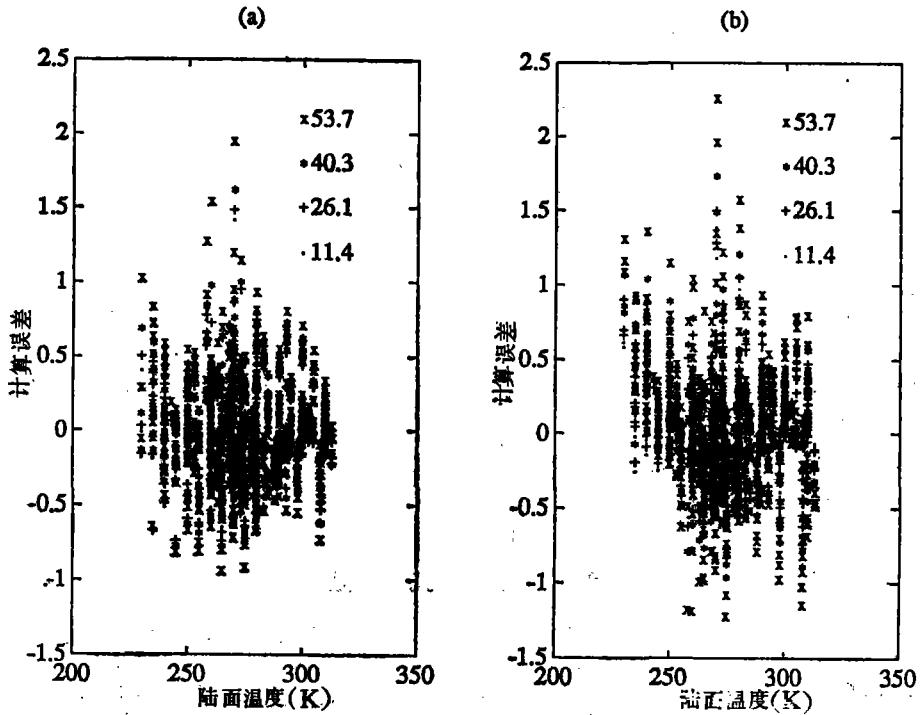


图 5 辐射-发射率模型中陆面温度的误差：

a) 对 Landsat 热波段 4—1—6； b) 对 Landsat 热波段 4—2—6。

Fig. 5 Land surface temperature errors in the radiance-emssivity model:

a) for Landsat thermal bands 4—1—6； b) for Landsat thermal bands 4—2—6.

不具体地写出来了，因为目前还没有四个热红外波段的卫星数据。这种分组模型用起来并不很容易，因为首先要确定陆面类型属于哪个组，另外需要计算的项数又很多。但是这种办法有个优点，即模型中不显含发射率项。对上面所述的两组模型，当观察角不超过 50° 时，陆面温度的标准误差只有 0.2 K 左右，最大误差小于 1 K。表 5 给出了误差与观察

表 5 分组模型中陆面温度的标准误差和最大误差与观察角的关系 (Landsat 热红外波段 4—1—2—6)

Table 5 Dependence of rms and maximum error of land surface temperature on viewing angle in group models (landsat thermal bands 4—1—2—6)

陆 面	标准偏差 ΔT_r (K)				最大误差 ΔT_r (K)			
	(11.4°)	(26.1°)	(40.3°)	(53.7°)	(11.4°)	(26.1°)	(40.3°)	(53.7°)
第一组								
树叶	0.07	0.06	0.06	0.08	0.19	0.17	0.20	0.27
雪	0.09	0.10	0.11	0.14	0.45	0.48	0.55	0.69
第二组								
粘土	0.13	0.14	0.17	0.25	0.37	0.41	0.50	0.70
沙	0.17	0.18	0.22	0.31	0.61	0.61	0.65	0.91

角的关系。

六、结 论

通过以上研究,我们对从卫星测量陆面温度可得到如下认识:

(1) 大气辐射运输的数值模型是对陆面温度的卫星测量进行物理模拟的有效而精确的方法;

(2) 从覆盖各种变化范围精心设计的数值模拟得到的理论结果,有可能导出满意的统计反演模型;

(3) 在 11.8—12.6 μm 范围内的一个波段对大气修正是极其重要的,但其确切位置和宽度还需要进一步的研究。

(4) 利用空间测量的多波段热红外数据,同时进行大气修正和发射率修正,得到不同陆地覆盖表面温度的精确估计是可行的。

参 考 文 献

- [1] M. Fuchs and C. B. Tanner, "Infrared thermometry of vegetation," *Agron. J.*, vol. 58, pp. 597—601, 1966.
- [2] P. B. Francis, "Climate, oceans, and remote sensing" *Oceanus*, vol. 24, pp. 49—55, 1981.
- [3] P. A. Murtha, "Frost pockets on thermal imagery," *Forest Chron.*, vol. 47, pp. 79—81, 1971.
- [4] R. D. Jackson, R. J. Reginato, and S. B. Idso, "Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements," *Water Resour. Res.*, vol. 13, pp. 651—658, 1977.
- [5] K. Watson, "Regional thermal inertia mapping from an experimental satellite," *Geophysics*, vol. 47, no. 12, pp. 1681—1687, 1982.
- [6] A. B. Kahle, "Surface emittance, temperature, and thermal inertia derived from Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS) data for Death Valley, California," *Geophysics*, vol. 52, no. 7, pp. 858—874, 1987.
- [7] S. B. Idso, T. J. Schmugge, R. D. Jackson, and R. J. Reginato, "The utility of surface temperature measurements for the remote sensing of surface soil water status," *J. Geophys. Res.*, vol. 80, pp. 3044—3048, 1975.
- [8] A. Rosema, "Simulation of the thermal behaviour of bare soil for remote sensing purposes," in *Heat and Mass Transfer in the Biosphere, I, Transfer Processes in the Plant Environment*, ed. D. A. de Vries and N. H. Afgan, pp. 109—123, Washington, DC: Scripta, 1975.
- [9] J. C. Price, "The potential of remotely sensed thermal infrared data to infer surface soil moisture and evaporation," *Water Resour. Res.*, vol. 16, no. 4, pp. 787—795, 1980.
- [10] M. Matson, S. R. Schneider, B. Aldridge, and B. Satchwell, "Fire detection using the NOAA-series satellites," *Tech. Rep. NESDIS 7*, Washington, DC: Nat. Oceanic Atmos. Admin., 1984.
- [11] D. Huntley, "On the detection of shallow aquifers using thermal infrared," imagery *Water Resour. Res.*, vol. 14, pp. 1075—1083, 1978.
- [12] M. A. Fosberg, C. D. Craig, and M. P. Waters III, "Application of infrared data from a geosynchronous meteorological satellite in surface wind modeling," *Proc., Conf. Fire Forest Meteorol.*, vol. 6, pp. 265—275, 1980.
- [13] M. J. Frampton and D. Marks, "Mapping snow surface temperature from thermal satellite data in the southern Sierra Nevada," *Proc. Western Snow Conf.*, vol. 48, pp. 88—96, 1980.
- [14] J. Dozier and S. G. Warren, "Effect of viewing angle on the infrared brightness temperature of snow," *Water Resour. Res.*, vol. 18, no. 5, pp. 1424—1434, 1982.
- [15] M. Settle, "Current trends and research challenges in land remote sensing," in *Proceedings of the Alpbach Summer School*, Noordwijk, Netherlands: European Space Agency, 1983.
- [16] J. C. Price, "Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA 7 Advanced Very High Resolution Radiometer," *J. Geophys. Res.*, vol. 89, pp. 7231—7237, 1984.
- [17] H. Mannstein, "Surface energy budget, surface temperature and thermal inertia," in *Remote Sensing Applications in Meteorology and Climatology*, ed. R. A. Vaughan, NATO ASI Series C: Mathematical and Physical

- Sciences. Vol. 201, Dordrecht: D. Reidel, 1987.
- [18] P. J. Sellers, F. G. Hall, G. Asrar, D. E. Strebel, and R. E. Murphy, "The First ISLSCP Field Experiment (FIFE)," *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 69, no. 1, pp. 22—27, 1988.
- [19] EOSAT/NASA Thermal-Infrared Working Group, *Commercial Applications and Scientific Research Requirements for Thermal-Infrared Observations of Terrestrial Surfaces*, 145 pp., Lanham, MD: Earth Observation Satellite Co., 1986.
- [20] D. Anding and R. Kauth, "Estimation of sea surface temperature from space," *Remote Sens. Environ.*, vol. 1, pp. 217—220, 1970.
- [21] C. Prabakara, G. Dalu, and V. G. Kunde, "Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11-to 13- μm window region," *J. Geophys. Res.*, vol. 79, pp. 5039—5044, 1973.
- [22] P. Y. Deschamps and T. Phulpin, "Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11, and 12 μm ," *Boundary-Layer Meteorol.*, vol. 18, pp. 131—143, 1980.
- [23] R. L. Bernstein, "Sea surface temperature estimation using the NOAA 6 satellite Advanced Very High Resolution Radiometer" *J. Geophys. Res.*, vol. 87, no. C12, pp. 9455—9465, 1982.
- [24] A. E. Strong and E. P. McClain, "Improved ocean surface temperatures from space-comparisons with drifting buoys," *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 65, pp. 139—142, 1984.
- [25] E. P. McClain, W. G. Pichel, C. C. Walton, Z. Ahmad, and J. Sutton, "Multi-channel improvements to satellite-derived global sea surface temperatures," *Adv. Space Res.*, vol. 2, pp. 43—47, 1983.
- [26] M. P. Weinreb and M. L. Hill, "Calculation of atmospheric radiances and brightness temperatures in infrared window channels of satellite radiometers," Tech. Rep. NESS 8040 pp., Washington, DC: Nat. Oceanic Atmos. Admin., 1980.
- [27] F. X. Kneizys, E. P. Shettle, W. O. Gallery, J. H. Chetwynd Jr., L. W. Abreu, J. E. A. Selby, S. A. Clough, and R. W. Fenn, "Atmospheric transmittance/radiance: computer code LOWTRAN6," Rep. AFGL-TR-83-0187, Bedford, MA: Air Force Geophys. Lab., 1983.
- [28] M. T. Chahine, "Remote sounding of cloudy atmospheres, II, Multiple cloud formations," *J. Atmos. Sci.*, vol. 34, pp. 744—757, 1977.
- [29] J. Susskind, J. Rosenfield, D. Reuter, and M. T. Chahine, "Remote sensing of weather and climate parameters from HIRS2/MSU on TIROS-N," *J. Geophys. Res.*, vol. 89, no. D3, pp. 4677—4697, 1984.
- [30] F. Becker, "The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite," *Intl. J. Remote Sens.*, vol. 8, no. 10, pp. 1509—1522, 1987.
- [31] M. Griggs, "Emissivities of natural surfaces in the 8- to 14-micron spectral region," *J. Geophys. Res.*, vol. 73, pp. 7545—7551, 1968.
- [32] D. S. Kimes, "Azimuthal radiometric temperature measurements of wheat canopies," *Appl. Optics*, vol. 7, pp. 1119—1121, 1981.
- [33] J. Dozier, "A method for satellite identification of surface temperature fields of subpixel resolution," *Remote Sens. Environ.*, vol. 11, pp. 221—229, 1981.
- [34] M. Matson and J. Dozier, "Identification of subresolution high temperature sources using a thermal IR sensor," *Photogram. Engrg. Remote Sens.*, vol. 47, pp. 1311—1318, 1981.
- [35] S. Chandrasekhar, *Radiative Transfer*, 393 pp., New York: Dover, 1960.
- [36] H. M. Nussenzweig and W. J. Wiscombe, "Efficiency factors in Mie scattering," *Phys. Rev. Lett.*, vol. 45, no. 18, pp. 1490—1494, 1980.
- [37] W. J. Wiscombe, "Extension of the doubling method to inhomogeneous sources," *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, vol. 16, no. 6, pp. 477—489, 1976.
- [38] W. J. Wiscombe, "The delta-M method: rapid yet accurate radiative flux calculations for strongly asymmetric phase functions," *J. Atmos. Sci.*, vol. 34, pp. 1408—1422, 1977.
- [39] I. P. Grant and G. E. Hunt, "Discrete space theory of radiative transfer, I, Fundamentals," *Proc. Royal Soc. London*, vol. A313, pp. 183—197, 1969.
- [40] W. J. Wiscombe, "On initialization, error and flux conservation in the doubling method," *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, vol. 16, pp. 635—658, 1976.
- [41] S. Li, Z. Wan, and J. Dozier, "A component decomposition model for evaluating atmospheric effects in remote sensing," *J. Electromag. Waves Applic.*, vol. 1, no. 4, pp. 323—347, 1987.
- [42] W. J. Wiscombe and J. W. Evans, "Exponential-sum fitting of radiative transmission functions," *J. Comput. Phys.*, vol. 24, pp. 416—444, 1977.
- [43] D. S. Kimes, "View angle effects in the radiometric measurement of plant canopy temperatures," *Remote Sens. Environ.*, vol. 10, pp. 273—284, 1980.

- [44] D. S. Kimes, "Remote sensing of row crop structure and component temperatures using directional radiometric temperatures and inversion techniques," *Remote Sens. Environ.*, vol. 13, pp. 33—55, 1983.
- [45] M. Raffy and F. Becker, "An inverse problem occurring in remote sensing in the thermal infrared bands and its solution," *J. Geophys. Res.*, vol. 90, no. D3, pp. 5809—5819, 1985.
- [46] T. Takashima and K. Masuda, "Emissivities of quartz and Sahara dust powders in the infrared region (7—17 μm)," *Remote Sens. Environ.*, vol. 23, pp. 51—63, 1987.
- [47] R. A. Sutherland, "Broadband and spectral (2—18 μm) emissivity of some natural soils and vegetation," *J. Atmos. Oceanic Technol.*, vol. 3, pp. 199—202, 1986.
- [48] EOSAT/NASA SeaWiFS Working Group, *System Concepts for Wide-Field-of-View Observations of Ocean Phenomena from Space*, 91 pp., Lanham, MD: Earth Observation Satellite Co., 1987.
- [49] L. M. McMillin and D. S. Crosby, "Theory and validation of the multiple window sea surface temperature technique," *J. Geophys. Res.*, vol. 89, no. C3, pp. 3655—3661, 1984.

THE FEASIBILITY STUDY OF LAND SURFACE TEMPERATURE MEASUREMENTS FROM SPACE

Wan Zhengming

(*Institute of Remote Sensing Application Chinese Academy of Sciences*)

Jeff Dozier

(*Center of Remote Sensing and Environmental Optics University of California, Santa Barbara*)

Abstract

This feasibility study was conducted for extension of the multiple-wavelength method used for satellite measurement of sea surface temperature from thermal infrared data to land surface temperatures through atmospheric radiative transfer simulations. The range of atmospheric conditions and surface temperatures simulated is wide enough to cover variations in clear atmospheric properties and surface temperatures, both of which are larger over land than over sea. Surface elevation is also included in the simulation as the most important topographic effect. Land covers characterized by measured or modeled spectral emissivities include snow, clay, sands, and tree leaf samples. The statistical inverse model can estimate the surface temperature with a standard deviation less than 0.3 K and a maximum error less than 1 K, for viewing angles up to 40° from nadir under cloud-free conditions, given satellite measurements in three infrared channels. Bands from the NOAA AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) may be used, as can selected bands from one of two sensors under consideration by EOSAT and NASA for a future remote sensing instruments, either the addition of multispectral thermal infrared channels to Landsat or a sensor with a wide field-of-view designed for measurements over land or sea (SeaWiFS).

Key words land surface temperature, satellite thermal infrared data, NOAA AVHRR, atmospheric radiative transfer simulation