

文章编号: 1007 4619(2006)04 0593 07

一个针对 ASTER 数据同时反演地表温度和比辐射率的四通道算法

毛克彪^{1,2,3}, 施建成¹, 覃志豪², 官 鹏¹, 徐 斌¹, 蒋玲梅¹

(1. 中国科学院 遥感应用研究所, 遥感科学国家重点实验室, 北京 100101;
2. 中国农业科学院 农业资源与农业区划研究所农业生态研究室 北京 100081;
3. 中国科学院 研究生院, 北京 100049)

摘 要 本文利用对地观测卫星多传感器的特点, 提出了针对 ASTER 数据同时反演地表温度和比辐射率的多通道算法。即利用 ASTER 数据的第 11、12、13、14 热红外波段建立热辐射传输方程, 并通过对于地表比辐射率分析可知, ASTER 4 个热红外波段的比辐射率可以用近似线性方程表示, 得到了 6 个方程 6 个未知数, 从而形成了针对 ASTER 数据的同时反演地表温度和比辐射率的多通道算法。对于关键参数大气透过率, 则是通过同一颗星的 MODIS 传感器的 3 个近红外波段反演大气水汽含量, 然后用 MODTRAN 模拟大气水汽含量与 ASTER 热红外波段的统计关系, 并进而根据这一关系来计算 ASTER 热红外波段的大气透过率。由于 MODIS 和 ASTER 是在同一颗星上, 因此这种大气透过率估计方法保证了地表温度反演过程中所需大气参数的同步获取。
关键词 亮度温度; 地表温度; ASTER; MODIS; 多通道算法
中图分类号: TP79 **文献标识码**: A

A Four Channel Algorithm for Retrieving Land Surface Temperature and Emissivity from ASTER Data

MAO Ke-biao^{1,2,3}, SHI Jian-cheng¹, QIN Zhi-hao², GONG Peng¹, XU Bin¹, JIANG Ling-mei¹

(1. State Key Laboratory of Remote Sensing Science, Institute of Remote Sensing Applications, Chinese Academy of Science, Beijing Normal University, Beijing 100101, China;
2. Laboratory of Agricultural Ecology, Institute of Agricultural Resources and Regional Planning, Chinese Academy of Agricultural Sciences, Beijing 100081, China;
3. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract According to the multiple-instrument characteristics of the Terra (EOS) satellite, a multiple-channel algorithm was proposed to retrieve land surface temperature and emissivity from ASTER MODIS data at the same time. That is, at first, four thermal bands (11, 12, 13, 14) of ASTER were utilized to build radiance transfer equation. After analyzing the characteristics of the emissivity in ASTER TIR, the parameter emissivity is described approximately as two linear equations. Thus, the multiple-band algorithm retrieving LST and emissivity from ASTER MODIS data comes into being after uniting four radiation transfer equation and the linear equation of emissivity. The key parameter transmittance is obtained from retrieved water content of atmosphere through NIR bands of MODIS. Because ASTER and MODIS data are on the same satellite, the

收稿日期: 2005-08-15 修订日期: 2005-10-25
基金项目: 国家自然科学基金重大研究计划: 重点项目青藏高原近 20 年土壤水分及雪水当量的参数反演研究 (90302008) 资助; 中国科学院创新项目: CX010013 国家 973 项目 (7030003) 资助。

作者简介: 毛克彪 (1977—), 男, 博士生, 2001 年毕业于东北师范大学城市规划专业, 获学士学位; 2004 年毕业于南京大学地理信息系统专业, 获硕士学位; 现在中国科学院遥感所攻读博士学位。目前已发表论文近 30 篇, 主要从事微波、热红外遥感, 空间数据挖掘及 GIS 应用等方面的研究。

transmittance was timely obtained

Key words lightness temperature; LST; ASTER; MODIS; multiple channels algorithm

1 引 言

1999年搭载 ASTER和 MODIS遥感器的对地观测卫星 (EOS)发射成功, 为全球和区域资源环境动态监测开辟了又一新的途径。MODIS是一个拥有 36个波段的中分辨率传感器。MODIS 每 1—2 天可获得一次全球观测数据, 其飞行与太阳同步, 每天同一区域至少可获得昼夜两景图像, 并且是免费接收, 因此非常适合于中大尺度的区域资源环境动态监测。ASTER是一个拥有 15个波段的高分辨率传感器, 其中有 5个是高分辨率的热红外波段, 非常适合于城市和小区域的地表热量空间差异分析。但是, 目前针对 ASTER 遥感数据的地表温度反演算法还很少^[1], 其主要原因是获得大气参数非常困难。现有的研究基本上是直接应用 ASTER 的星上亮度温度来进行分析。由于大气的影 响, 星上亮度温度与真正 的地表温度有很大差距。在晴空时其差距为 3—6℃; 在大气水分含量较高情况下, 这种差异可以超过 10℃。因此, 为了更准确地分析区域热量空间差异, 很有必要对 ASTER 所观测到的亮度温度进行大气校正, 反演出真正 的地表温度。热红外波段主要受大气水汽含量的影响, 本文分析了 MODIS 波段特征, 即 MODIS 具有 5个可以反演大气水汽含量的波段。可以通过 MODIS 的近红外波段反演得到大气水汽含量, 通过建立大气水汽含量与热波段透过率的关系, 进而可以求算 ASTER 热波段的大气透过率。在以往的单窗和劈窗算法中, 通常假定比辐射率已知, 这使得地表温度的反演精度在先验知识不够的地区受到限制。由于在 8.475—11.65μm 范围内比辐射率变化很小, 而且在局部范围内近似线性, 因此本文针对这种情况, 用 ASTER 的第 11、12、13 和 14波段建立辐射方程组, 同时对相应的比辐射率建立线性方程组, 构成联立方程, 从而形成针对 ASTER 数据的地表温度和比辐射率同时反演的四通道算法。

2 多通道算法的推导

通过对 ASTER 热红外波段特征的分析, 选取最适合地表温度反演的 4个波段 (11、12、13、14) 分别

建立辐射传输方程, 这样便得到了 6个未知数 (4个波段的比辐射率、地表温度和大气平均作用温度)。由于遥感反演通常是病态反演, 因此, 需要利用其他先验知识来建立方程。通过分析发现, 在不同的热红外波段之间比辐射率可以建立局部线性关系, 从而可以减少未知数。另外, 在地表温度反演过程中, 还需要获得关键参数大气透过率。大气透过率是地表遥感反演的基本参数, 对地表温度反演精度有重要的影响。现有的做法大多是利用研究地区内地面气象观测点的数据来进行大气水汽含量估计, 进而估计大气透过率。由于地面气象观测是点状数据, 并且观测时间与 ASTER 数据的成像时间难以匹配, 所以用地面气象观测数据来估计大气透过率通常有较大误差, 从而影 响地表温度反演精度。对地观测卫星 (EOS)上的 MODIS传感器为反演大气水汽含量提供了契机。利用 MODIS来求算 ASTER 热波段需要的大气透过率, 即利用 MODIS 的中红外波段数据反演大气水汽含量, 并进而估计大气透过率。本文利用 MODIS 的近红外波段数据对大气水汽含量非常敏感的特性, 提出了从同一颗星上 MODIS 影像数据中反演大气水汽含量, 并进而估计 ASTER 各像元的大气透过率的方法, 从而克服了过去地表温度反演中同一景图像只用一个大气透过率的问题, 把大气透过率的估计由一个点扩大到了整个图像的各个像元上, 即空间差异上, 使地表温度反演的参数估计更加符合实际情况, 并且为多传感器的综合利用提供了思路。

地表温度反演以地表热辐射传导方程为基础, 即通过建立能量平衡方程来反演地表温度。辐射传输方程描述了卫星的微波辐射计所观测到的辐射总强度, 不仅有来自地表的辐射, 而且还有来自大气的向上和向下的路径辐射。这些辐射成分在穿过大气层到达遥感器的过程中, 还受到大气层的吸收作用的影响而削减。同时, 地表和大气的辐射也在这一过程中产生不可忽略的影响。因此, 地表温度的演算实际上是一个复杂的求解问题。

根据文献 [2], 地表温度的反演公式可以简化表示如下:

$$B_i(T_i) = \tau_i(\theta) [\epsilon_i B_i(T_s) + (1 - \epsilon_i) I_i^{\downarrow}] + I_i^{\uparrow} \quad (1)$$

式中, I_i^{\downarrow} , I_i^{\uparrow} 分别是大气向下和向上的辐射强度。向上的辐射强度 I_i^{\uparrow} 通常按如下公式进行计算^[3]:

$$I_i^\uparrow = \int_0^Z B_i(T_z) \frac{\partial \tau_i(\theta, z, Z)}{\partial z} dz \quad (2)$$

式中, T_z 为高程 z 的气温, Z 为遥感器的高度, $\tau_i(z, Z)$ 为高程 z 到高程 Z 之间的大气向上透过率。大气的向上热辐射公式可用中值定律近似求解^[3, 4]:

$$B_i(T_a) = \frac{1}{1 - \tau_i(\theta)} \int_0^Z B_i(T_z) \frac{\partial \tau_i(\theta, z, Z)}{\partial z} dz \quad (3)$$

式中, T_a 为大气的向上平均作用温度 (又称大气平均作用能温度), $B_i(T_a)$ 为大气向上平均作用温度为 T_a 时的大气热辐射强度。因此, 可以有近似解:

$$I_i^\uparrow = (1 - \tau_i(\theta)) B_i(T_a) \quad (4)$$

热辐射传导方程 (2) 的大气向下辐射总强度可视为来自一个半球状方向的大气热辐射之积分, 因此, 通常可用如下公式表示^[4]:

$$I_i^\downarrow = 2 \int_0^{\pi/2} \int_0^\infty B_i(T_z) \frac{\partial \tau_i'(\theta', z, 0)}{\partial z} \cos \theta' \sin \theta' dz d\theta' \quad (5)$$

式中, θ' 为大气向下辐射的方向角, ∞ 为地球大气顶端高程, $\tau_i'(\theta', z, 0)$ 为从高程为 z 到地表大气向下的透过率。当天空晴朗时, 对于整个大气的每一个薄层 (如 1km) 而言, 一般可合理地假定 $\partial \tau_i(z, Z) \approx \partial \tau_i'(\theta', z, 0)$ ^[3], 即每个薄层的向上和向下的透过率相等。以这个假定为依据, 把中值定理应用到式 (6) 中, 得到:

$$I_i^\downarrow = 2 \int_0^{\pi/2} (1 - \tau_i) B_i(T_a^\downarrow) \cos \theta' \sin \theta' dz d\theta' \quad (6)$$

式中, T_a^\downarrow 为大气的向下平均作用温度, 对该方程的积分项积分进行求解, 得:

$$\int_0^{\pi/2} \cos \theta' \sin \theta' d\theta' = 1 \quad (7)$$

因此, 大气的向下热辐射强度可以近似地表示为:

$$I_i^\downarrow = (1 - \tau_i) B_i(T_a^\downarrow) \quad (8)$$

将 I_i^\uparrow 和 I_i^\downarrow 代入地表的热辐射传导方程 (7), 得:

$$B_i(T_i) = \epsilon_i \tau_i(\theta) B_i(T_s) + [1 - \tau_i(\theta)] [1 - \epsilon_i(\theta)] \tau_i(\theta') B_i(T_a^\downarrow) + [1 - \tau_i(\theta)] B_i(T_a) \quad (9)$$

为了解方程 (9), 覃志豪^[4]通过分析比较得出, 用 T_a 替代 T_a^\downarrow 对方程的计算不产生实质性影响的结论。经过化简, 方程如下:

$$B_i(T_i) = \epsilon_i \tau_i(\theta) B_i(T_s) + [1 - \tau_i(\theta)] [1 + (1 - \epsilon_i(\theta)) \tau_i(\theta')] B_i(T_a) \quad (10)$$

由于 ASTER 有 15 个波段, 其中适合于反演地表的热红外波段就有 5 个。都可以用于反演地表温度反演。本文选择位于大气窗区 8.475—11.65 μ m 范围

内的 4 个波段 (11, 12, 13, 14) 来建立方程:
 $B_{11}(T_{11}) = \tau_{11}(\theta) \epsilon_{11} B_{11}(T_s) + [1 - \tau_{11}(\theta)] [1 + (1 - \epsilon_{11}) \tau_{11}(\theta)] B_{11}(T_a) \quad (11a)$
 $B_{12}(T_{12}) = \tau_{12}(\theta) \epsilon_{12} B_{12}(T_s) + [1 - \tau_{12}(\theta)] [1 + (1 - \epsilon_{12}) \tau_{12}(\theta)] B_{12}(T_a) \quad (11b)$
 $B_{13}(T_{13}) = \tau_{13}(\theta) \epsilon_{13} B_{13}(T_s) + [1 - \tau_{13}(\theta)] [1 + (1 - \epsilon_{13}) \tau_{13}(\theta)] B_{13}(T_a) \quad (11c)$
 $B_{14}(T_{14}) = \tau_{14}(\theta) \epsilon_{14} B_{14}(T_s) + [1 - \tau_{14}(\theta)] [1 + (1 - \epsilon_{14}) \tau_{14}(\theta)] B_{14}(T_a) \quad (11d)$
得到了包含 6 个未知数的 4 个方程组。为了解方程, 只需建立另外两个方程。

比辐射率是由地球表面的物质结构和波段范围决定的。同种地物在不同的波段的比辐射率是变化的。Salisbury^[5], Sobrino^[2], Li^[6] 和 Labed^[7] 等在这方面做了不少的工作。在以往反演地表温度的劈窗和单窗算法中, 通常认为比辐射率是个常数。即先对地表进行分类, 然后将各类地物的比辐射率附上去。这种做法在环境变化 (主要指温度和湿度) 比较小且具备地面先验知识时比较实用。但地物的比辐射率并不是一个常数, 它是随环境变化的, 特别是在湿度变化比较大的地方尤其明显。当然在热红外波段在 8.475—11.65 μ m 范围内比辐射率变化很小。本文分析了地物在 8.55—13.4 μ m 范围内的比辐射率特性, 在此变化范围内, ASTER 的第 11, 12, 13, 14 波段的关系近似线性关系。对 ASTER (URL: <http://speclib.jpl.nasa.gov>) 提供的大约 80 种常见地物的比辐射率光谱曲线进行统计回归分析, 得到四个波段的近似线性关系如下:

$$\epsilon_{11} = 0.30055 + 0.6935 \epsilon_{12} \quad (12a)$$

$$\epsilon_{14} = 0.0771 + 0.91851 \epsilon_{13} \quad (12b)$$

第 11 和第 12 波段的波谱位置非常靠近, 对于同一种物质而言, 物质的比辐射率曲线线性关系非常好; 第 13 和 14 波段的波谱位置靠得更近, 线性关系更好。对于第 11 波段的发射率, 用第 12 波段的平均线性近似误差为 0.0051; 对于第 14 波段, 用第 13 波段的平均线性近似误差为 0.0043。对于 80 多种常见地物而言, 第 11 和 14 波段的比辐射率的最大误差都在 0.01 以下, 因此用波段 12 和 13 来近似表达波段 11 和 14 是可行的。联立方程组 (11) 与 (12) 就可以得到地表温度和比辐射率。为了更加精确地描述不同波段之间的比辐射率关系, 可以把地表分成三种类型, 即土壤和植被、水和雪以及人造地物。如果利用指数 (比如 NDVI) 对 ASTER 图像进行合适的分类的基础上, 对不同的地物类型的发射率进

行线性近似,将大大提高算法的精度和实用性。

3 大气透过率计算

为了提高大气透过率的估计精度,许多研究者已经致力于大气水汽含量的遥感反演研究。他们主要是利用热红外波段和微波发射波段来反演大气水汽含量,进而估算大气透过率。在 MODIS 的 36 个波段中,有 5 个波段是近红外,分别是 2 5 17 18 19。其中第 17 18 19 波段是水汽吸收波段,而第 2 和 5 波段是大气窗口波段。这样设计的主要目的,是为了利用 MODIS 的某些波段来反演大气中的水汽含量。本算法直接从遥感影像上反演大气的水汽含量,再进一步估计大气透过率,从而大大提高参数的精度和实时性。Kaufman^[8]等做了大量的实验之后,发现利用比值法来求大气水汽含量是可行的,具体详见文献[8—10]。MODIS 传感器上设计了 5 个近红外波段,其中第 17 18 和 19 波段为大气吸收波段,第 2 和 5 波段为大气窗口波段。根据 MODIS 波段设置特点,二和三波段的比值法计算公式如下:

τ(19)=ρ(19)/ρ(2) (13a)

τ(19)=ρ(19)/[C1*ρ(2)+C2*ρ(5)] (13b)

式中,C1 为 0.8 C2 为 0.2 这两种比值法的思想基本是一致的,都是利用大气水汽吸收波段与大气窗口波段的比值与大气水汽含量的关系来估计水汽含量。对于大气透过率与水汽含量的关系,可以通过 MODTRAN, LOWTRAN 来模拟,进而建立大气水汽含量与大气透过率之间的关系表达式。Kaufman^[8]和 Gao^[9]给出了如下表达式:

τ(19/2)=exp(α-βw-1/2) (14)

对于复杂地表,式(14)中 α=0.02 β=0.651 具体请参见文献[8]。公式(14)左边的 τ 可以从影像算出,因此,对公式(14)求解水汽含量 w,得到:

w=[(α-lnτ)/β]² (15)

SOBRINO^[14]等为了提高大气水汽含量反演算法的实用性,对算法进行了改进。

G17=L17 L2 (16a)

G18=L18 L2 (16b)

G19=L19 L2 (16c)

Li 是用 MODTRAN3.5 模拟得到的 MODIS 2 17 18 和 19 通道的反射率值。用 Gi 和 MODTAN 模拟设置的大气水汽含量进行回归分析得到:

W17=26 314-54 434G17+28 449G17² (17a)

W18=5 012-23 017G18+27 884G18² (17b)

W19=9 446-26 887G19+19 914G19² (17c)

W17, W18, W19 是分别利用 MODIS 的第 2 17 18 19 通道反演得到的大气水汽含量。MODIS 17 18 19 对大气水汽的敏感性是不一样的,在干燥的情况下,波段 18 对大气水汽含量最敏感;在潮湿的情况下,波段 17 对大气水汽含量最敏感^[8 9]。为了提高大气水汽含量反演的实用性,SOBRINO^[11]给出了(18)式。

W=0.192W17+0.453W18+0.355W19 (18)

在用 MODIS 的反演得到大气含量后,还需要进一步获得大气水汽含量和 ASTER 热红外波段的关系。因此本文首先用 LOWTRAN 对 ASTER 热红外波段和大气透过率随大气水汽含量的变化进行模拟,然后建立大气水汽含量和热红外波段大气透过率之之间的关系表达式。本文分别针对 ASTER 的第 11 12 13 14 波段进行了模拟,得到的数据见表 1。

表 1 大气水汽含量与透过率模拟结果

Table 1 The Result of Simulation Between Transmittance and Water Content

大气水汽 / (g /cm ²)	透过率			
	ASTER ₁₁	ASTER ₁₂	ASTER ₁₃	ASTER ₁₄
0.4	0.9163	0.9169	0.9395	0.9556
0.6	0.9032	0.9044	0.931	0.9425
0.8	0.8893	0.8924	0.9217	0.9286
1	0.8782	0.8805	0.9114	0.9136
1.2	0.8653	0.8685	0.9001	0.8975
1.4	0.8513	0.8562	0.8877	0.8801
1.6	0.8389	0.8435	0.8742	0.8615
1.8	0.8255	0.8305	0.8596	0.8418
2	0.8136	0.8189	0.8459	0.8229
2.2	0.7977	0.8033	0.8276	0.799
2.4	0.7833	0.7891	0.8099	0.7762
2.6	0.7683	0.7745	0.7921	0.7525
2.8	0.7531	0.7595	0.7731	0.7281
3	0.7376	0.7442	0.7535	0.7032
3.2	0.722	0.7286	0.7332	0.6776

对大气透过率和大气水汽含量做散点图,得到如图 1 所示的结果。该图显示,大气透过率和大气

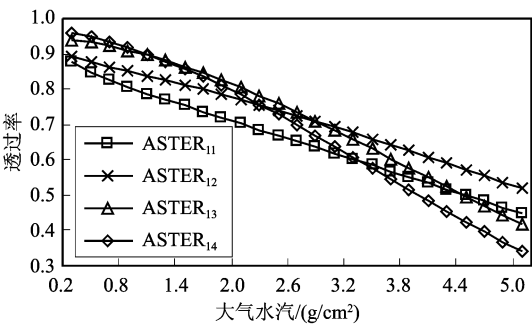


图 1 ASTER 的第 11、12、13、14 波段大气透过率随大气水汽含量在中纬度大气情况下的变化关系

Fig. 1 Relationship of atmospheric transmittance and water vapor content for ASTER bands 11, 12, 13, 14 under mid latitude atmosphere

水汽含量呈现线性关系。得到 ASTER 第 11、12、13、14 波段的大气透过率与大气水汽含量之间的关系如图 2 左图, 线性方程如下:

对 11 波段:

$$\tau_{11} = 0.94675 - 0.068w, R^2 = 0.9983 \quad (19a)$$

对 12 波段:

$$\tau_{12} = 0.9475 - 0.066w, R^2 = 0.9975 \quad (19b)$$

对 13 波段:

$$\tau_{13} = 0.984 - 0.074w, R^2 = 0.9845 \quad (19c)$$

对 14 波段:

$$\tau_{14} = 1.011 - 0.1w, R^2 = 0.9899 \quad (19d)$$

大气透过率与大气水汽含量的线性相关系数非常高, 因此在已知大气水汽含量的情况下, 可以用上面的表达式来近似估计大气透过率, 而大气水汽含量又可以运用上面 (18) 式求算。因此, 通过同一传感器的 MODIS 图像, 可以估计出 ASTER 第 11、12、13、14 波段的大气透过率。

4 Planck 函数的线性简化 (泰勒展开)

热辐射传输方程是热红外遥感和地表温度反演的基础。Planck 函数是热辐射传输方程的核心组成部分。对 Planck 函数进行线性简化, 是从热辐射传输方程中推导地表温度反演方法的前提。本文利用泰勒展开对 ASTER 第 11、12、13、14 波段的 Planck 函数进行了线性简化。热辐射传输方程 (1) 中每一项都包括了 Planck 函数。从式 (1) 中可以看出, 要解方程, 需要对 Planck 方程进行线性简化。这一点无论是对辐射传输方程、劈窗算法、单窗算法和多波段算法都是关键的一步。Price^[12], Franca and

Cracknell^[3], Coll 等^[13] 和 Qin 等^[4] 均通过对 Planck 函数进行泰勒展开。本文分别用 Planck 函数对 ASTER 的第 11、12、13 和 14 波段的热辐射与温度在 273—322K 区间内的变化关系进行了计算。对 2 个波段做温度 T (273—322K) 对应辐射强度关系的散点图。如图 2 所示, 热辐射强度随温度的变化近似线性关系。进行线性回归得到如下方程。

波段 11:

$$B_{11}(T) = 0.17563T_{11} - 42.79001, R^2 = 0.9937 \quad (20a)$$

波段 12:

$$B_{12}(T) = 0.17096T_{12} - 41.19959, R^2 = 0.9946 \quad (20b)$$

波段 13:

$$B_{13}(T) = 0.1463T_{13} - 33.98137, R^2 = 0.9966 \quad (20c)$$

波段 14:

$$B_{14}(T) = 0.13301T_{14} - 30.36469, R^2 = 0.9972 \quad (20d)$$

从相关系数可以看出, 由线性近似引起的误差非常小。

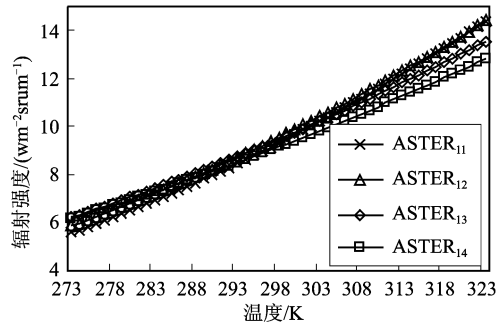


图 2 第 11、12、13 和 14 波段辐射强度随温度的变化关系

Fig. 2 Relationship of temperature and radiance for ASTER bands 11, 12, 13, 14

5 算法求解

根据式 (20), 可以将式 (1) 简化为线性方程。为了计算方便, 用统计方法将非线性方程简化为式 (21)。

$$T_i = A_i \epsilon_i \tau_i T_s + (B_i + C_i \epsilon_i \tau_i + D_i \epsilon_i \tau_i^2) T_a + w_i \quad (21)$$

式中, T_i 为波段 i (11、12、13、14) 的星上亮度温度, T_s 是陆地表面温度, ϵ_i 是发射率, τ_i 是透过率, A_i , B_i , C_i , D_i 是系数, w_i 为偏移常数项 (此项里面包含了发射率和透过率项)。对于 ASTER 数据的第 11、

12、13、14 波段, 具体方程组如下:

$$T_{11}=A_{11} \epsilon_{11} \tau_{11} T_s+(B_{11}+C_{11} \epsilon_{11} \tau_{11}+D_{11} \epsilon_{11} \tau_{11}^2) T_a+w_{11}$$
(22a)

$$T_{12}=A_{12} \epsilon_{11} \tau_{12} T_s+(B_{12}+C_{12} \epsilon_{11} \tau_{12}+D_{12} \epsilon_{11} \tau_{12}^2) T_a+w_{12}$$
(22b)

$$T_{13}=A_{13} \epsilon_{13} \tau_{13} T_s+(B_{13}+C_{13} \epsilon_{13} \tau_{13}+D_{13} \epsilon_{13} \tau_{13}^2) T_a+w_{13}$$
(22c)

$$T_{14}=A_{14} \epsilon_{13} \tau_{14} T_s+(B_{14}+C_{14} \epsilon_{13} \tau_{14}+D_{14} \epsilon_{13} \tau_{14}^2) T_a+w_{14}$$
(22d)

方程中的系数可以通过两步来获得: 第一, 用大气模型软件 (6S、LOWTRAN、MODTRAN 等) 模拟陆地表面辐射传输并构建一个大的模拟数据库; 第二, 利用统计回归方法求方程 (21) 中的系数。方程组 (22) 中, 是 4 个未知数的一次线性方程组, 因此可以通过计算分别得到发射率和地表温度。另外由于地表温度和大气平均作用温度存在一种近似线性关系, 即 $T_a=AT_s+B$ 。因此, 方程 (22), 可以进一步简化为:

$$T_{11}=(B_{11}+C_{11} \epsilon_{11} \tau_{11}+D_{11} \epsilon_{11} \tau_{11}^2) T_s+w_{11}$$
 (23a)

$$T_{12}=(B_{12}+C_{12} \epsilon_{11} \tau_{12}+D_{12} \epsilon_{11} \tau_{12}^2) T_s+w_{12}$$
 (23b)

$$T_{13}=(B_{13}+C_{13} \epsilon_{13} \tau_{13}+D_{13} \epsilon_{13} \tau_{13}^2) T_s+w_{13}$$
 (23c)

$$T_{14}=(B_{14}+C_{14} \epsilon_{13} \tau_{14}+D_{14} \epsilon_{13} \tau_{14}^2) T_s+w_{14}$$
 (23d)

这样即得到了 3 个未知数和 4 个方程, 大大简化了计算的复杂性。当然, 大气平均作用温度除受地表温度的影响外, 还受大气水汽含量的影响, 这就需要对不同的大气 (水汽) 情况以及不同的纬度地带建立不同的数据库, 这样才能更准确地反演地表温度和比辐射率。事实上, 可以用式 (23a—b) 解得地表温度 T_s 和发射率 ϵ_{11} 。

$$\epsilon_{11}=[(T_{12}-w_{12})B_{11}-(T_{11}-w_{11})B_{12}]/[(C_{12}\tau_{12}+D_{12}\tau_{12}^2)(T_{11}-w_{11})-(C_{11}\tau_{11}+D_{11}\tau_{11}^2)(T_{12}-w_{12})]$$
(24)

$$T_s=\frac{T_{11}-w_{11}}{B_{11}+C_{11}\epsilon_{11}\tau_{11}+D_{11}\epsilon_{11}\tau_{11}^2}$$
 (25)

解 (23c—d), 得到:

$$\epsilon_{13}=[(T_{14}-w_{14})B_{13}-(T_{13}-w_{13})B_{14}]/[(C_{14}\tau_{14}+D_{14}\tau_{14}^2)(T_{13}-w_{13})-(C_{13}\tau_{13}+D_{13}\tau_{13}^2)(T_{14}-w_{14})]$$
(26)

$$T_s=\frac{T_{13}-w_{13}}{B_{13}+C_{13}\epsilon_{13}\tau_{13}+D_{13}\epsilon_{13}\tau_{13}^2}$$
 (27)

对于 ϵ_{12} 和 ϵ_{14} 可以通过式 (13) 计算得到。由于数据模拟的工作量和篇幅限制, 笔者将在另外一篇文章中对算法的精度及实用性进行专题评价。在某

些情况下, 对于假定 $T_a=AT_s+B$ 不太合适, 严格地说, 假定 $T_a=AT_0+B$ 更合理, 因为地表温度和近地表的温度还是有差别的。根据互易性, 如果将卫星接受的能量作为发射源, 那么同样可以得到类似的大气平均作用温度和星上亮度温度的关系 $T_a=AT_i+B$, 那么用神经网络求解方程应该更适用。

6 结 论

根据对地观测卫星对传感器的特点, 提出了针对 ASTER 数据的同时反演地表温度和比辐射率的多通道算法。即选择 ASTER 的第 11、12、13 和 14 建立辐射传输方程组, 然后通过分析 ASTER 热红外波段数据比辐射率的特点, 建立了 ASTER 四个热红外波段比辐射率的线性关系, 从而得到了 6 个未知数和 6 个方程。对于关键参数大气透过率则是通过从 MODIS 的近红外波段反演大气水汽含量, 建立大气水汽含量与 ASTER 热波段透过率的关系, 从而可以从同一颗星上计算得到透过率, 使透过率的求算精确到每一个像元, 保证了透过率求算的实时性。在实际应用中, 算法精度的评价是非常重要的。但由于获得与卫星过境时的地面实测数据非常困难, 对多通道算法的精度评价是下一步要做的工作。

致 谢 万正明 (美国加州圣巴巴拉分校教授), 李召良 (中国科学院地理科学与资源所研究员), Vincent Chiang (NASA MODIS 研究小组成员) 等在研究中提供的指导和资料。

参 考 文 献 (References)

[1] Gillespie A K, Rokugawa Shuichi, Matsunaga Tsuneo, *et al*. A Temperature and Em issivity Separation Algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Em ission and Reflection Radiometer (ASTER) Images[J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 1998, **36**: 1113—11126

[2] Sobrino J A, Raissouni N, Li Z L. A Comparative Study of Land Surface Em issivity Retrieval from NOAA Data[J]. *Remote Sensing of Environment* 2001, **75**: 256—266.

[3] Franca G B, C Macknell A P. Retrieval of Land and Sea Surface Temperature Using NOAA-11 AVHRR Data in Northeastern Brazil[J]. *Remote Sensing of Environment* 1994, **15**: 1695—1712

[4] Qin Z H, G D O, Amon Kameli. Derivation of Split Window Algorithm AVHRR Data[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2001, **106**: 22655—22670

[5] Salisbury J W, D'Aria D M. Em issivity of Terrestrial Materials

in the 8–14 μ m Atmospheric Window [J]. *Remote Sensing of Environment* 1992 **42**: 83–106

[6] Li Z L, Becker F. Feasibility of Land Surface Temperature and Emissivity Determination from AVHRR Data [J]. *Remote Sensing of Environment* 1993 **43**: 67–85.

[7] Labed J, Stoll M P. Spatial Variability of Land Surface Emissivity in the Thermal Infrared Band: Spectral Signature and Effective Surface Temperature [J]. *Remote Sensing of Environment* 1991 **38**: 1–17.

[8] Kaufman Y J, Gao B C. Remote Sensing of Water Vapor in the Near IR from EOS MODIS [J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 1992 **30**: 871–884.

[9] Gao B C, Goetz A F H. Column Atmospheric Water Vapor and Vegetation Liquid Water Retrievals From Airborne Imaging Spectrometer Data [J]. *Journal of Geophysical Research* 1990 **4**: 3549–3564.

[10] Camere V, Conel J E. Recovery of Atmospheric Water Vapor Total Column Abundance from Imaging Spectrometer Data: A Round 940 nm Sensitivity Analysis and Application to Airborne Visible Infrared Imaging Spectrometer (AVIRS) Data [J]. *Remote Sensing of Environment* 1993 **44**: 179–204.

[11] Sobrino J A, Khamaz J E L, Li Z L. Surface Temperature and Water Vapour Retrieval from MODIS Data [J]. *Int. J. Remote Sensing* 2003 **24**: 5161–5182.

[12] Price J C. Estimating Land Surface Temperature from Satellite Thermal Infrared Data: A Simple Formulation for the Atmospheric Effect [J]. *Remote Sensing of Environment* 1983 **13**: 353–356.

[13] Coll C V, Sobrino C A, Vabr E. On the Atmospheric Dependence of the Split Window Equation for Land Surface Temperature [J]. *Remote Sensing of Environment* 1994 **15**: 105–155.