

文章编号: 1004-4965 (2007) 04-0409-04

单窗算法在成都市地面温度反演中的应用研究

罗智勇, 刘汉湖, 杨武年

(成都理工大学国土资源部重点实验室, 四川 成都 610059)

摘 要: 随着遥感应用的深入, 多种地表温度反演算法相继被提出, 本文分析了相关算法, 并对单窗算法进行了探讨, 详细阐述了单窗算法相关参数的确定方式, 并利用 Landsat ETM 数据对成都市区进行地面真实温度的反演。研究表明: 在缺少详细大气廓线数据的情况下, 应用单窗算法研究城市热岛效应是可行可靠的。

关 键 词: 单窗算法; NDVI; 地表比辐射率; 温度反演

中图分类号: P423.3

文献标识码: A

1 引 言

在许多遥感应应用中, 地表的真实温度是一个重要的基本参数, 并直接参与相关模型的计算, 如“全球环流模型”, 土壤热流量方程等^[1]。传统的地表温度计算是通过多点观测获得, 不具备全面性。而遥感具有宏观、连续观测等特点, 因此, 利用热红外遥感数据能够大范围获得地表温度的连续面状信息。

目前, 应用热红外波段反演地表温度主要有三种算法, 即大气校正法、通道算法(单通道、多通道、单通道多角度、多通道多角度)^[2]和单窗算法。而我们知道, 当地表的热辐射穿过大气层到达传感器时, 已受到大气的吸收作用而衰减; 另一方面, 大气自身也放射出一定强度的热辐射。大气的向上热辐射直接到达传感器, 而向下热辐射也有被地表反射回一部分。此外, 地表也不是一个黑体, 其辐射率小于 1。因此, 热遥感是一个复杂的过程。要想从卫星传感器所观测到的热辐射强度中演算地表温度, 必须全面考虑热辐射传导过程中的所有这些影响, 而这些影响则因不同地区和不同时间而不停地变化, 从而使得地表温度的演算变得复杂。理论上的做法是运用大气模型计算大气吸收作用和大气热辐射强度, 然后从卫星传感器所观测到的热辐射中减去这部分大气影响, 使之变成地表的热辐射, 最后考虑地表的非黑体(辐射率 < 1) 影响而推算地表温度。但大气模型中需要使用实时的大气剖面的多方面数据, 如不同高度的大气温度、气压、水分含量、CO₂ 含量、O₃ 含量、气溶胶含量等等, 而这些实时数据常常缺乏, 从而使大气校正法和通道算法的实际应用存在很大困难。多数是用标准大气数据或非实时气探数据

来进行模拟估计, 因此, 温度演算的误差通常也较大(一般 > 3%)。这就提出了根据地表热辐射传导方程探讨其它可能方法的必要性。

2 单窗算法原理

不同于大气校正法和通道算法, 单窗算法可以根据地表热辐射传导方程^[3], 而不需要大气校正直接反演地表温度^[4], 算法假定在天空晴朗且没有明显大气垂直对流作用情况下, 把大气分成几个平行层面, 如果缺乏实地的大气剖面资料, 仍可把标准大气数据和当地实时地面气象资料(主要是气温和大气含水量)结合起来。如果计算出地表比辐射率、大气等效温度 T_a 和大气透射率等 3 个参数则可用下面算式从行星亮度温度来推算地表实际温度。

$$T_s = \{a(I - C - D) + [(b - 1)(I - C - D) + 1]T_6 - DT_a\} / C \quad (1)$$

式中 T_s 是地表实际温度, T_6 为行星亮度温度, T_a 为大气等效温度, a 和 b 是参考系数(当地表温度为 0~70℃ 时, $a = -67.355351$, $b = 0.458606$), C 和 D 是中间变量, 可用下面两式求得

$$C = \quad (2)$$

$$D = (1 - \epsilon) [1 + (1 - \epsilon)] \quad (3)$$

式中 ϵ 为地表比辐射率, τ 为大气透射率。即

$$T_s = \{67.3554(C + D - 1) + [0.4414(C + D) + 0.4586]T_6 - DT_a\} / C \quad (4)$$

3 地表比辐射率的确定

地球表面不同区域的地表结构虽然很复杂, 但从卫星像元的尺度来看, 可以大体视作由 3 种类型构成: 水面、城镇

收稿日期: 2006-04-12; 修订日期: 2006-06-16

基金项目: 成都理工大学青年科学基金(2006QJ17)资助

作者简介: 罗智勇, 男, 在职博士生, 四川自贡人, 主要研究方向: 遥感与地理信息系统。Email: streamman@126.com

和自然表面。水面结构简单；城镇包括城市和村庄，主要由道路、各种建筑和房屋组成；自然表面主要是指各种天然陆地表面、林地和农田等。

自然表面比辐射率的估计方法^[5-7]

$$=P_v R_{v_i} + (1 - P_v) R_{s_i} + d \quad (5)$$

式中 P_v 是植被占混合像元的比例， R_{v_i} 和 R_{s_i} 分别是植被和裸土的温度比率。 $R_i = (T_i/T)^4$ ，其中 i 代表植被或裸土。在地表相对较平整情况下，一般可取 $d = 0$ ；在地表高低差较大情况下， d 可以根据植被的构成比例简单估计。由于成都地势平缓，所以研究中 $d = 0$ 。

$$=P_v R_{v_i} + (1 - P_v) R_{s_i} \quad (6)$$

值得指出的是，用公式(5)计算出的 P_v 如果大于 P_v ，则取 $P_v = P_v$ 。因此，可以用灌木叶冠的比辐射率值进行初步估计，即 $P_v = 0.986$ 。对于由植被和裸土组成的混合像元，如农田和森林，可根据下式计算其归一化植被指数

$$NDVI = (B_4 - B_3) / (B_4 + B_3) \quad (7)$$

式中 B_4 、 B_3 分别是 TM4、TM3 波段的 DN 值，TM 图像拍摄时间为 2000 年 5 月 10 日。NDVI 值越大，地表越接近于完全的植被叶冠覆盖；NDVI 值越小，越接近于完全裸土；而 NDVI 介于植被与裸土之间时，则表明有一定比例的植被叶冠覆盖和一定比例的裸土。因此，可以用如下公式确定各像元的植被覆盖度，即植被构成比例 P_v 。常用的植被构成比例 P_v 的估计方法为

$$P_v = [(NDVI - NDVI_s) / (NDVI_v - NDVI_s)]^2 \quad (8)$$

式中 $NDVI_v$ 和 $NDVI_s$ 分别是植被和裸土的 NDVI 值。

如果图像范围内有明显的茂密植被区，则取该植被区的平均 NDVI 值作为 $NDVI_v$ 值；同样，如果有明显的裸土区，则取该裸土区的平均 NDVI 值作为 $NDVI_s$ 进行估计。当 $NDVI > NDVI_v$ 时，取 $P_v = 1$ ；当 $NDVI < NDVI_s$ 时，取 $P_v = 0$ 。在大多数情况下，叶冠茂密健康植被的 NDVI 值都在 0.7 以上，有时达 0.8。裸土的 NDVI 值一般只有 0.03 ~ 0.08。因此，虽然不同地区的不同植被和不同土壤都有各自的光谱特征，从而使其 $NDVI_v$ 和 $NDVI_s$ 表现出一定的区域差异。但若没有详细的区域植被和土壤光谱或图幅上没有明显的完全植被或裸土像元，则用 $NDVI_v = 0.70$ 和 $NDVI_s = 0.05$ 来进行植被覆盖度的近似估计。这一取值表明，如果像元的 NDVI 值超过 0.7，则这一像元将被看作是完全的植被覆盖，即 $P_v = 100\%$ 。相反，若 $NDVI < 0.05$ ，则为完全裸土(表 1)。

由于大气反射和散射作用，在用 TM3 和 TM4 的 DN 值计算 NDVI 之前，一般先进行大气校正。但是，由于 NDVI 是经过归一化处理的植被指数，因此，大气影响对 NDVI 的计算误差不是很大。分析表明，NDVI 误差引起的地表温度误差极小 ($< 0.1 K$)，因此，可以直接用 TM3 和 TM4 的 DN 值来计算 NDVI，而不必进行大气校正。

表 1 成都市地辐射率 和 NDVI 值

分类	NDVI 值	地表比辐射率	变化范围
0 ~ 0.05	0	0.962 623	0.96 ~ 0.97
	0.046 875	0.962 623	
0.05 ~ 0.7	0.050 781	0.962 623	0.97 ~ 0.98
	0.250 000	0.968 016	
	0.449 219	0.979 195	
	0.648 438	0.981 461	
0.7 ~ 1.0	0.699 219	0.977 850	0.98 ~ 0.99
	0.703 125	0.977 816	

4 成都市行星亮度温度 T_6 的反演

陆地卫星传感器 TM 在设计制造时已考虑到把所接收到的辐射强度转化为相对应的 DN 值问题。因此，对于 TM 数据，所接收到的辐射强度与其 DN 值有如下关系^[8]

$$L(\lambda) = L_{\min}(\lambda) + [L_{\max}(\lambda) - L_{\min}(\lambda)] Q_{dn} / Q_{\max} \quad (9)$$

式中 $L(\lambda)$ 为 TM 遥感器所接收到的辐射强度 ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$)， Q_{\max} 为最大的 DN 值，即 $Q_{\max} = 255$ ， Q_{dn} 为 TM 数据的像元灰度值， $L_{\max}(\lambda)$ 和 $L_{\min}(\lambda)$ 为 TM 遥感器所接收到的最大和最小辐射强度，即相对应于 $Q_{dn} = 255$ 和 $Q_{dn} = 0$ 时的最大和最小辐射强度。TM 传感器的热波段 TM6 的中心波长为 $11.475 \mu m$ 。发射前已预设 TM6 的常量为，当 $L_{\min}(\lambda) = 0.1238 W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$ 时 $Q_{dn} = 0$ ；当 $L_{\max}(\lambda) = 1.56 W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$ 时， $Q_{dn} = 255$ 。因此，公式(9)的热辐射与灰度值之间的关系可进一步简化为

$$L(\lambda) = 0.1238 + 0.0056 / 32156 Q_{dn} \quad (10)$$

在 TM6 数据中，灰度值 Q_{dn} 已知，因此用式(10)可很容易地求出相应的热辐射强度 $L(\lambda)$ 。

一旦 $L(\lambda)$ 求得，用如下近似式求算^[10]

$$T_6 = K_2 / \ln(1 + K_1 / L(\lambda)) \quad (11)$$

式中 T_6 为 TM6 的像元亮度温度(K)， K_1 和 K_2 为发射前预设的常量，Landsat 的 TM 数据， $K_1 = 60.776 W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$ ， $K_2 = 1260.56 K$ 。

5 成都市大气透射率 和大气等效温度的估计

(1) 成都市大气透射率 估计。

大气透射率对地表热辐射在大气中的传导有非常重要的影响，因而是地表温度遥感的基本参数，需要进行精确的估计。研究表明，大气透射率的变化主要取决于大气水分含量的动态变化，其它因素因其动态变化不大而对大气透射率的变化没有显著影响，因此，水分含量就成为大气透射率估计的主要考虑因素。根据这一特征，运用大气模拟程序 LOWTRAN7 模拟大气水分含量变化与大气透射率变化之间的关系，该模拟中夏季温度假定为 $35^\circ C$ ，冬季温度假定为 $18^\circ C$ ，通过建立相关方程用来进行大气透射率的近似估计

[4, 10]。

大气模拟结果(图1和表2)表明, TM6的大气透射率随大气总水分含量的增加而降低, 当大气水分含量少于0.8 g/cm²时, TM₆的大气透射率高达0.9以上; 当这一水分含量增加到2.0 g/cm²时, 大气透射率降低到0.8左右; 在水分含量达2.5 g/cm²时, 透射率进一步降低到0.7左右; 如果大气水分含量达4 g/cm²以上, 则大气透射率将低于0.5。这一模拟结果还表明, 夏季和冬季大气剖面的透射率有一定差异, 当水分含量较低时, 这一差异较小, 但其增长幅度将随着水分含量的增加而增加。夏季(高温度)剖面的大气透射率比冬季(低温度)剖面的透射率高, 当水分含量为1 g/cm²时, 大气透射率在夏季和冬季剖面之间的差异约为0.007; 在水分含量为3和4 g/cm²时, 这一差异分别为0.055 8和0.079 9; 在0.4~4.0 g/cm²的水分含量变动区间内, 大气透射率并非随水分含量增加而呈线性降低, 但在较小水分含量区间内, 其变化关系可视为接近于线性。根据这一特征, 可以建立一些简单的方程用来进行TM6的大气透射率估计。对于水分含量在0.4~3.0 g/cm²区间内, 估计方程如表3所示^[4, 10]。

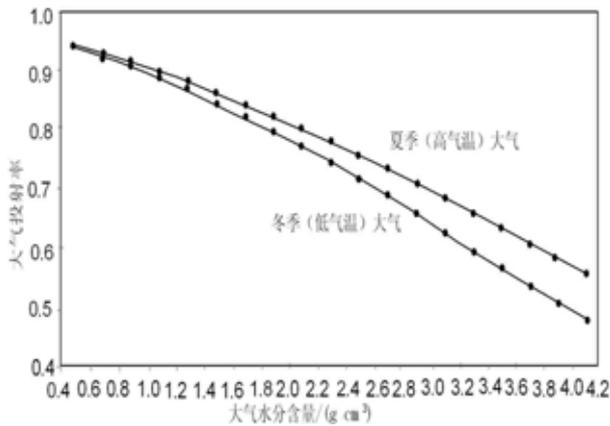


图1 TM6波段大气透射率随大气水分含量变化情况

表2 地表实际温度 T_s 的值

	C	D	T_s	
0.995	0.685	0.682	0.316	299.07
0.972	0.685	0.666	0.321	309.58
0.981	0.685	0.672	0.319	302.76
0.979	0.685	0.671	0.320	304.69
0.978	0.685	0.670	0.320	306.07
0.968	0.685	0.663	0.322	307.95
0.963	0.685	0.660	0.323	309.48

表3 大气透射率估计方程

大气剖面	水分含量	大气透射率估计方程
高气温	0.4~1.6	$=0.974\ 290-0.080\ 07\ w$
	1.6~3.0	$=1.031\ 412-0.115\ 36\ w$
低气温	0.4~1.6	$=0.982\ 007-0.096\ 11\ w$
	1.6~3.0	$=1.053\ 710-0.141\ 42\ w$

由当地的大气资料可知, 成都地区的水分含量大约为 3.0 g/cm³, 因此大气透射率的估计方程是

$$=1.031\ 412-0.115\ 36\ w \quad (12)$$

式中 w 为大气水分含量, 将 3.0 g/cm² 带入式(12), 求得成都市及其周边地区的大气透射率

$$=1.031\ 412-0.115\ 36\ w=0.685\ 332$$

(2) 成都市大气等效温度 T_a 估计。

单窗算法认为, 大气等效温度主要取决于大气剖面的气温分布和大气水分状况。

$$T_a=16.011\ 0+0.926\ 21\ T_0 \quad (13)$$

式中 T_0 为地表附近气温, 成都市的地表附近气温是 298.15 K。所以 $T_a=292.16\ K$ 。

6 成都市地表实际温度 T_s 反演

根据单窗算法反演公式(1)及上述相关参数反演出成都市区地表真实温度(表2)及其空间分布(图2)。

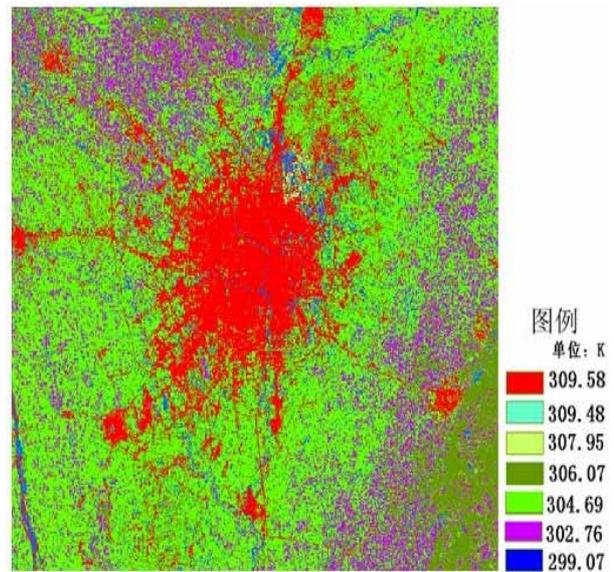


图2 地表实际温度的空间分布图

7 结 论

对整个反演图分析显示, 研究区最低地表温度为 25.9, 最高地表温度为 36.5, 成都市县级城区以及人口较集中地区的气温均明显高于周边地区, 形成多个热场中心, 这可能与城市水泥化, 城市建筑物密度较大, 大量人为热释放, 缺乏绿化地及水体等原因有很大关系。值得注意的是, 府南河畔温度偏低、成都市偏西出现几个温度稍低于周边的异常区, 经实地验证为人民公园、杜甫草堂、百花潭等, 这表明, 水域和绿色植被对降低城市热岛效应具良好的效应。整个研究表明: 在缺少详细大气廓线数据的情况下, 应用单窗算法研究城市热岛效应是可靠的。

参 考 文 献：

- [1] 赵英石. 遥感应用分析原理与方法[M]. 北京: 科学出版社, 2003: 104-130.
- [2] 陈子通. 静止气象卫星反演海温及其分析技术方法的研究[J]. 热带气象学报, 2001, 17(3): 235-241.
- [3] 覃志豪, ZHANG Minghua, ARNON Karnieli. 用陆地卫星 TM6 数据演算地表温度的单窗算法[J]. 地理学报, 2001, 56(4): 458-459.
- [4] 覃志豪. 单窗算法的大气参数估计方法[J]. 国土资源遥感, 2003, 56(2): 37-43.
- [5] 覃志豪, 李文娟, 徐斌, 等. 陆地卫星 TM6 波段范围内地表比辐射率的估计[J]. 国土资源遥感, 2004, 61(3): 28-36.
- [6] 王凤敏, 田庆久, 毓建宏. 基于 ASTER 数据反演我国南方山地地表温度[J]. 国土资源遥感, 2005, 63(1): 30-33.
- [7] 俞宏, 石汉青. 利用分裂窗算法反演陆地表面温度的研究进展[J]. 气象科学, 2002, 12(4): 194-500.
- [8] 傅碧宏, 史基安, 张中宁. Landsat TM 热红外遥感数据定量反演地下水富集带的温度信息——以甘肃河西地区石羊河流域为例[J]. 遥感技术与应用, 1999, 14(2): 34-39.
- [9] 王霓虹, 周洪泽, 范艳芳. 城市热岛效应的遥感和地理信息系统方法[J]. 哈尔滨工业大学学报, 2004, 36(10): 1 420-1 423.
- [10] QIN Z, KARNIELI A, BERLINER P A. Mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region[J]. International Journal of Remote Sensing, 2001, 22(18): 3 719-3 746.

THE APPLICATION STUDY OF MONO-WINDOW ALGORITHM IN CHENGDU FOR LAND TEMPERATURE RETRIEVAL

LUO Zhi-yong, LIU Han-hu, YANG Wu-nian

(Key Lab of Information Technology & Detection of Earth, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract : With the development of remote sensing application, many kinds of surface temperature retrieval algorithms have been proposed. This paper analyzed the relevant algorithms, explained the relevant parameters of mono-window algorithm and their calculation methods in detail. Finally, true land surface temperature in the urban area of Chengdu was obtained based on the mono-window algorithm by using Landsat ETM data. The research has shown the following. In the case of lacking detailed cross-section data of the atmosphere, it is feasible and reliable to study the urban thermal island effect by using the mono-window algorithm.

Key words: algorithm ; *NDVI* ; Land surface emissivity ; temperature retrieval