

文章编号: 1006-4354 (2010) 04-0014-04

基于 SEBAL 模型在城市地表通量反演的应用

田鹏飞, 沈润平

(南京信息工程大学, 南京 210044)

摘 要: 利用 ETM+ 及少量地面观测数据, 基于 SEBAL 模型, 反演了武汉市 2002 年 7 月 22 日的显热通量和潜热通量。研究表明: 显热通量和潜热通量的分布与下垫面类型分布相对应, 其中城镇、工矿下垫面以显热交换为主, 草地、林地、水体等下垫面以潜热交换为主; 显热通量和潜热通量的分布能够清晰指示城市热岛分布状况, 适当增加城区中绿地和水体, 可增大潜热通量, 减缓城市热岛效应。

关键词: 遥感; 显热通量; SEBAL 模型; 热岛效应

中图分类号: P407.8 **文献标识码:** A

应用遥感数据估算区域地表水热通量主要有二种方法, 一种是根据植被参数-温度特征空间或微波土壤湿度观测来推算表面阻抗直接计算通量; 第二种是剩余法, 用遥感表面温度结合气温及阻抗公式计算显热通量, 从能量平衡公式中求出潜热通量。SEBAL^[1-2]模型是基于能量平衡剩余项原理估算能量通量和蒸发比率的典型代表, 在世界各地得到广泛应用^[3-4]。

目前应用 SEBAL 模型研究的区域地表类型大多较为单一, 对非均匀下垫面的研究较少。水热通量研究对于非均匀下垫面的城市区域具有重要的生态价值, 对分析城市热岛效应产生的机理, 指导城市绿色生态建设具有重要意义。本文利用 SEBAL 模型, 适当调整地表动力学参数, 利用高

分辨率遥感数据 Landsat ETM+ 结合气象数据, 估算武汉市地表水热通量。探讨了城市非均匀下垫面水热通量的反演。

1 研究区域与数据

本文的研究区域为武汉市中心城区, 范围为 113°41'E~115°05'E, 29°58'N~31°22'N, 卫星资料采用 2001 年 7 月 22 日武汉市的 Landsat7 ETM+ 的数据, 数据来源于陆地卫星网站 (<http://www.landsat.org>), 气象观测站点数据: 包括气温、风速、湿度、气压等, 数据来源于中国气象数据网的地面观测数据。

2 理论及方法

2.1 SEBAL 模型原理

SEBAL (surface energy balance algorithm

4.3 此次污染过程空气污染指数的变化跟气温日较差密切相关, 日较差大, I_{AP} 就大; 日较差小, I_{AP} 随之降低, 相关系数达 0.85。与风速的变化呈负相关, 相关系数为 -0.59。

参考文献:

[1] 蒋维楣, 曹文俊, 蒋瑞宾. 空气污染气象学教程 [M]. 北京: 气象出版社, 2004: 1-12.

[2] 王式功, 杨德保, 郝斌, 等. 城市空气污染预报研

究 [M]. 兰州: 兰州大学出版社, 2002: 126-130.

[3] 叶堤. 重庆市空气污染持续过程特征及其气象成因分析 [J]. 江苏环境科技, 2007, 20 (4): 57-60.

[4] 刘波. 南昌市一次连续空气污染过程的气象条件分析 [J]. 气象与减灾研究, 2009, 32 (2): 68-72.

[5] 孟燕军, 程丛兰. 影响北京大气污染物变化的地面天气形势分析 [J]. 气象, 2002, 28 (04): 12-46.

for land) 模型是基于遥感的陆面能量平衡模型, 该模型具有清楚的物理意义, 在蒸散发反演中得到广泛应用。该模型通过假设蒸发比在一天之内为常数来计算全天的总蒸散及季度总蒸散。SEBAL 模型利用能量平衡余项法估算图像获取时刻的瞬时蒸散。陆面上的能量实际上是以辐射的形式得以补偿 (或损失) 的, 陆面辐射平衡公式如下

$$R_n = H + G + L_e, \quad (1)$$

R_n 为净辐射通量, H 为显热通量, L_e 是潜热通量, G 为土壤热通量, 单位均为 (W/m^2)。

2.2 区域地表特征参数的确定

2.2.1 地表反照率的计算 采用 Liang^[5] 的公式计算地表反照率, 公式为

$$a^{etm} = 0.356a_1 + 0.130a_3 + 0.373a_4 + 0.085a_5 + 0.072a_7 + 0.0018, \quad (2)$$

$a_i = 1 \sim n$ 分别对应卫星传感器上各个窄波段地表反照率。

2.2.2 归一化植被指数

$$N_{DVI} = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3}, \quad (3)$$

ρ_3 和 ρ_4 分别是 ETM+波段 3 和波段 4 的反射率。

2.2.3 地表温度 反演地表温度, 首先要求出亮度温度, L_λ 为原始图像 DN 值经定标后的辐射强度。亮度温度^[6]为

$$T_{\text{sensor}} = \frac{1282.71}{\ln\left(\frac{666.09}{L_\lambda} + 1\right)}. \quad (4)$$

Qin^[7-8] 建立的单窗反演地表温度的算法为

$$T_s = \frac{1}{C} \{a(1-C-D) + [b(1-C-D) + C+D] T_{\text{sensor}} - D \cdot T_a\}, \quad (5)$$

$$C = \epsilon \cdot \tau,$$

$$D = (1-\tau) [1 + (1-\epsilon) \tau],$$

$$T_a = 16.0110 + 0.92621T_0,$$

式中 $a = -67.355351$, $b = 0.458606$, ϵ 是陆面发射率, τ 是大气透射率, T_{sensor} 是传感器亮温, T_0 是地表 (高度为 2 m) 的空气温度 (K)。

2.3 能量平衡各分量的计算

2.3.1 净辐射通量 地表净辐射通量表示地表

短波和长波辐射的净收支。根据辐射表面平衡方程, 单位地表面积接收到的净辐射为

$$R_n = (1-a) R_s + (\epsilon L_{\text{in}} - L_{\text{out}}), \quad (6)$$

$$L_{\text{in}} = 0.85 (-\ln \tau_{\text{sw}}) 0.09 \delta T_a^4,$$

$$L_{\text{out}} = \epsilon \delta T_s^4,$$

R_s 为太阳总辐射 (W/m^2), ϵ 为地表比辐射率, L_{in} 为入射长波辐射 (W/m^2), L_{out} 为出射长波辐射 (W/m^2)。

2.3.2 土壤热通量 土壤热通量指的是由于传导作用而存储在土壤和植被中的那部分能量。SEBAL 模型采用 Bastiaanssen^[9] 公式计算土壤热通量

$$G = \left[\frac{T_s - 273}{a} (0.0038a + 0.0074a^2) (1 - 0.984 N_{DVI}) \right] R_n, \quad (7)$$

G 、 R_n 、 T_s 和 a 均为遥感图像算出的瞬时值。

2.3.3 显热通量 显热通量是由于温差的作用, 能量以对流或湍流的方式传给大气, 即用于加热空气的那部分能量。表达式为

$$H = \frac{\rho_a \cdot C_p \cdot dT}{r_{\text{ah}}}, \quad (8)$$

H 为显热通量, ρ_a 为空气密度 (kg/m^3), C_p 为空气定压比热, 取 ($1004 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), r_{ah} 为修正的空气动力学阻抗, dT 为零平面位移以上高度 z_2 和 z_1 处的温度差 (K)。

① 空气动力学粗糙度公式

$$r_{\text{ah}} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_h(z_2) + \Psi_h(z_1)}{\mu_* \cdot k}, \quad (9)$$

z_1 和 z_2 分别为两个高度热量传输的稳定度修正因子, μ_* 为摩擦速率, k 为 vonkarman 常数 (0.4), $\Psi_h(z_2)$ 、 $\Psi_h(z_1)$ 为稳定度修正函数。

② 摩擦速率 (μ_*) 的计算公式如下

$$\mu_* = \frac{u_* \cdot k}{\ln\left(\frac{z}{z_{\text{om}}}\right) - \Psi_m(z)}, \quad (10)$$

z 为平均风速对应的高度 (订正风速高度为 200 m), μ_* 为高度 z 处的风速 (m/s), z_{om} 为动量传输的地表象元粗糙度长度, $\Psi_m(z)$ 为高度 z 处动量传输稳定度修正因子 Ψ 。

③ 动力学参数 像元粗糙度用经验公式由

地表有效高度来估算零平面位移和粗糙高度

$$z_{om}=0.136H_{eff} \tag{11}$$

$$H_{eff}=H_{min}+\frac{V_1-V_{Imin}}{V_{Imax}-V_{Imin}}\cdot\Delta H$$

H_{eff} 是像元有效植被高度 (m), V_1 是象元植被指数, H_{min} 是最小有效高度 (m), ΔH 是最大、最小有效高度之差, V_{Imax} 、 V_{Imin} 分别是最大、最小植被指数。

SEBAL 的地表粗糙度计算通过建立 z_{om} 与 N_{DVI} 或 S_{AVI} 的经验关系得到。为适应研究区域不同下垫面的应用需要, 细化下垫面的粗糙度: 参考武汉市 2000 年 1:10 万土地利用类型数据, 结合假彩色遥感图像将研究区分为城镇、工矿、林地、草地、河渠、湿地、水田七类, 根据研究区实际植被状况参考美国 NASA 陆面资料同化系统地表参数^[10]及王汉杰^[11]等的建议值 (表 1) 估算粗糙度。

表 1 植被指数和有效高度的最大、最小值

覆盖类型	N_{DVI}		H_{eff}/m	
	$N_{DVI(max)}$	$N_{DVI(min)}$	$H_{eff(max)}$	$H_{eff(min)}$
水田	0.90	0.35	0.75	0.01
林地	0.90	0.35	15.00	12.00
草地	0.75	0.15	0.46	0.31
城镇	—	—	10.00	—
工矿	—	—	5.00	—
水体	—	—	0.001	—
湿地			0.14	

2.3.4 潜热通量 潜热通量是指蒸发或凝结水分的热量交换, 通过公式 (6) — (8) 分别求出 R_n 、 H 和 G 后, 即可用地表热量平衡方程求算潜热通量。

3 反演结果与分析

$$L_e=R_n-G-H. \tag{12}$$

图 1、2 分别为武汉市中心城区 2001 年 7 月 22 日的显热通量和潜热通量分布图。图 1 中心白色明亮区域为武汉市城建区, 其城镇、工矿下垫面的显热通量 (表 2) 为 455.2 w/m² 和 354.55 w/m²; 浅灰色区域为林地、草地下垫面, 其显热通量分别为 164.58 w/m²、122.77 w/m²; 深黑色区域为湿地、水田、河渠等湿润下垫面, 显热通

量最低, 分别为 39.40 w/m²、80.38 w/m²、33.24 w/m²。潜热通量 (图 2) 与显热通量分布格局相反, 河渠的潜热通量最高 (白色区域), 为 727.45 w/m²; 湿地、水田、林地、草地下垫面 (灰色区域) 的潜热通量也较高, 为 500 w/m²; 城镇、工矿下垫面 (黑色区域) 的潜热通量最低, 分别为 95.68 w/m²、222.48 w/m²。河渠由于水汽充足, 潜热通量最高; 植被覆盖度较高、表面温度较低和表面湿度较大的区域, 潜热通量较高; 城镇和工矿下垫面干燥且温度较高, 缺乏水汽交换, 潜热通量最小。由此可见, 显热通量和潜热通量的分布和研究区域下垫面类型分布相对应。

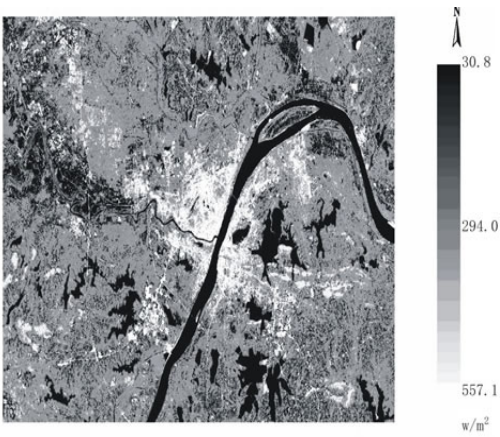


图 1 武汉市中心城区 2001-07-22 显热通量分布图

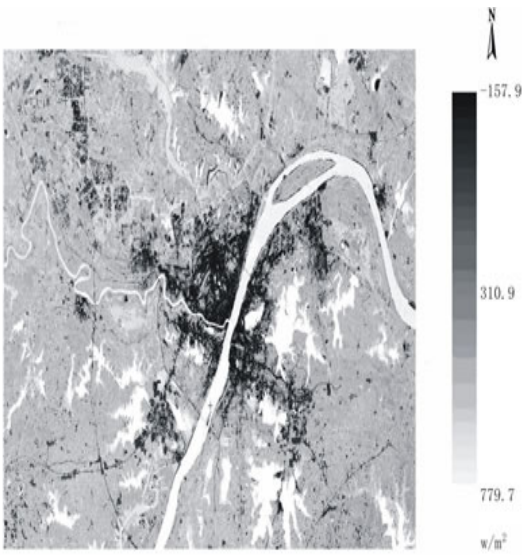


图 2 武汉市中心城区 2001-07-22 潜热通量分布图

表 2 2001 年 7 月 22 日下垫面水热通量统计

覆盖类型	H			L _e		
	H _(min)	H _(max)	H _(mean)	L _{e(min)}	L _{e(max)}	L _{e(mean)}
城镇	102.68	557.12	455.20	−157.9	584.43	95.68
工矿	30.44	554.62	354.55	−26.35	583.81	222.48
湿地	30.50	555.54	39.40	51.27	771.14	589.26
草地	111.94	138.56	122.77	305.62	683.64	528.76
林地	110.28	172.53	164.58	412.26	740.32	526.98
水田	30.70	130.48	80.38	340.05	699.30	550.50
河渠、湖泊	30.56	554.46	33.24	61.14	779.65	727.45

总体来说，7 月武汉市中心城区中，城镇、工矿下垫面以显热交换为主，草地、林地、湿地、水田、水体下垫面以潜热交换为主。其城镇地表热岛效应非常明显。热岛效应的加剧主要由于城市化进程的显著加快和土地利用的急剧变化，城市人类活动的集中和城市特有的人工下垫面特性所引起的。城市的扩展导致了自然植被逐渐被水泥和沥青地面所代替，用于地表潜热蒸发的地表水分逐渐减少，而水分蒸发可以吸收热量，使控制地表热通量的主要因子（如反照率、热容、热传导率等）发生明显变化；同时，城市建设不断增加的高层建筑使得地面风速大大降低，地气的热量交换得不到有效输送。因此适当增加城区中绿地和水体，可增加水分蒸发，吸收地表热量，增大潜热通量，减缓城市热岛效应。

4 结论

- 4.1 显热通量和潜热通量分布和下垫面类型分布相对应。显热通量最高的为城镇、工矿下垫面，其次为林地、草地，湿地、水田、河渠最小。潜热通量与显热通量分布格局相反。
- 4.2 城市的扩展使下垫面物理性质发生改变，显热通量增加，潜热通量减少。显热通量和潜热通量分布能够清晰的指示城市热岛分布状况。适当增加城区中绿地和水体，可增大潜热通量，减缓城市热岛效应。

参考文献：

[1] Bastiaanssen W G M, Menenti M, Feddes R A, et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation [J]. Journal of Hydrology, 1998, 212/213: 198–212.

[2] Bastiaanssen W G M, Pelgrum H, Wang J, et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). : Part 2 Validation [J]. Journal of Hydrology, 1998, 212/213: 213–229.

[3] Bastiaanssen W G M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey [J]. Journal of Hydrology, 2000, 229 (1–2): 87–100.

[4] 潘志强, 刘高焕. 黄河三角洲蒸散的遥感研究 [J]. 地球信息科学, 2003, (3): 91–96.

[5] Liang S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms [J]. Remote Sensing of Environment, 2001, 76 (2): 213–238.

[6] 陈浩, 李晓兵, 李京, 等. 陆面日蒸发散量计算的两层阻抗遥感模型 [J]. 武汉大学学报: 信息科学版. 2005, 30 (12): 1075–1079.

[7] 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.

[8] 覃志豪, Zhang Minghua, Karnieli A, et al. 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): 456–466.

[9] Bastiaanssen W, Bandara K. Evaporative depletion assessments for irrigated watersheds in Sri Lanka [J]. Irrigation Science, 2001, 21 (1): 1–15.

[10] 占车生, 夏军. 中国陆面蒸散发量的遥感反演及时空格局 [M]. 知识产权出版社, 2010: 71.

[11] 王汉杰, 王信理. 生态边界层原理与方法 [M]. 北京: 气象出版社, 1999: 221.