

吉林西部陆面遥感蒸散模型研究

周云轩^{1,2}, 王黎明³, 陈圣波², 万力⁴, 尹楠²

(1. 华东师范大学河口海岸学国家重点实验室, 上海 200062; 2. 吉林大学地球探测科学与技术学院, 吉林 长春 130026; 3. 中国科学院中国遥感卫星地面站, 北京 100086; 4. 中国地质大学水资源与环境学院, 北京 100083;)

摘要: 基于地表能量平衡的基本理论, 结合吉林西部实际资料, 建立了吉林西部蒸散量估算的遥感模型。采用实测资料利用上述模型计算得到吉林西部地区的月、年蒸发量。经检验, 计算值与实测值基本接近, 绝大部分月份蒸散量的相对误差都在 10% 以内。该模型对任意地表类型及任何月份的蒸散量估算都具有较高的精度。

关键词: 遥感模型; 区域蒸散; 非均匀陆面; 地表能量平衡; 吉林西部

中图分类号: TP79; X171.1 **文献标识码:** A **文章编号:** 1671-5888(2005)06-0812-06

A Remote Sensing Based Land Surface Evapotranspiration Model for the West of Jilin Province

ZHOU Yun xuan^{1,2}, WANG Li ming^{3,4}, CHEN Sheng bo^{1,2}, WAN Li⁴, YIN Nan^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200062, China; 2. College of GeoExploration Science and Technology, Jilin University, Changchun 130026, China; 3. Faculty of Water Resources and Environment, China University of Geology, Beijing 100083, China; 4. Remote Sensing Ground Station, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100086, China)

Abstract: With the rapid development of remote sensing technology, it becomes promising for the estimation of regional evapotranspiration over heterogeneous land surface. Remote sensing based regional evapotranspiration study has also become an important subject. Based on the surface energy balance theory and in association of the real world data from the west of Jilin Province, the authors established a remote sensing model for estimating evapotranspiration for the study area. Furthermore the authors proved the validity of the remote sensing model using data measured on sites by weather observatories and stations. The model provides a new approach for studying eco environmental problems in the west of Jilin Province.

Key words: remote sensing model; regional evapotranspiration; heterogeneous land surface; surface energy balance; the west of Jilin Province

0 引言

蒸散 (evapotranspiration, 又称腾发) 既包括从地表和植物表面的水分蒸发, 又包括通过植物表面

和植物体内的水分蒸腾, 涉及地理学、气象学、水文学、土壤学和农学等多学科多领域, 是一个极其复杂的陆面过程^[1]。Rosenberg 等指出降落到地球表面的降水有 70% 通过蒸散作用回到大气中, 在干旱区

收稿日期: 2005-06-16

基金项目: 国家自然科学基金项目 (40471086); 教育部“高等学校青年教师教学科研奖励计划”

作者简介: 周云轩 (1962-), 男, 江苏泰县人, 教授, 博士生导师, 主要从事应用地球物理和地理信息系统应用的教学与研究, E-mail: zhouyunxuan@jlu.edu.cn.

多达 90%，同时水分变成气体需要吸收热量。由此可见，蒸散既是水分平衡的组成部分，又是地表能量平衡的重要组成部分，在土壤-植被-大气连续体的能量、质量、动量交换过程中扮演着重要角色^[2]。地表能量、水分收支状况很大程度上决定着天气、气候的变化，进而影响地理环境的形成与演变，因此陆面蒸散研究一直是国内外地学界、气象学界等共同关心的焦点问题之一^[3]。准确测定和估算蒸散量不仅对研究全球气候演变、生态环境问题以及水资源评价与管理等有着重要意义，同时也对指导农业的排水与灌溉、监测农业旱情、提高农业水资源利用率等具有举足轻重的作用。

近 30 年来，随着遥感技术、计算机技术以及相关数学工具的飞速发展，应用卫星遥感技术估算区域蒸散量已成为国内外蒸散研究的一个重要发展方向。张长春等^[4]对区域蒸发量的遥感研究现状及发展趋势有较全面的综述，本文不再赘述。总之，区域蒸散研究具有相当完善的理论基础和较成熟的模型算法。但是所有模型算法并不是通用的和万能的，必须针对研究区的实际情况，建立适合研究区的具体蒸散模型，只有这样才能使估算结果更加准确有效。本文结合吉林西部实际地面观测资料，基于地表能量平衡系统(surface energy balance system, SEBS)^[5]原理，建立适合本研究区蒸散量估算的遥感模型。

1 建模方法

1.1 基本理论

地表能量平衡是各种蒸散研究方法的理论基础。地表能量平衡方程可表示为

$$R_n - \lambda E - H - G + A_n + L_p F_p = \partial W / \partial t \quad (1)$$

式中： R_n 为净辐射通量； H 为显热通量； G 为土壤热通量； λE 为潜热通量(λ 为汽化潜热($W m^{-2} / mm$))， E 为蒸散量(mm)，它们的单位都是 W / m^2 ； $L_p F_p$ 为用于植被光合作用和生物量增加的能量(L_p 为固定 CO_2 的热转换因子， F_p 为 CO_2 的比通量)； A_n 为下垫面对流带来的能量通量； $\partial W / \partial t$ 为能量变化率。由于 $L_p F_p$ 、 A_n 、 $\partial W / \partial t$ 值都很小，在实际计算中可以忽略，因此将(1)式移项变换后得到

$$\lambda E = R_n - H - G \quad (2)$$

只要分别求出地表净辐射通量 R_n ，土壤热通量 G 和显热通量 H ，便可以计算出用于蒸散的潜热通量 λE ，从而进一步求得日蒸散量 E_{day} ，月蒸散量 E_{month} ，

年蒸散量 E_{year} 。

1.2 地表净辐射通量 R_n

地表净辐射通量 R_n 是指地表实际获得的净辐射能量，是所有入射能量与出射能量之差。可表示为

$$R_n = (1 - \alpha) \cdot Q + \epsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 - \epsilon_s \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (3)$$

式中： $(1 - \alpha) \cdot Q$ 表示地表吸收的太阳总辐射； α 为反照率(无量纲)； Q 为太阳总辐射，即向下太阳短波辐射(W / m^2)； $\epsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4$ 为大气长波辐射(W / m^2)， ϵ_a 为空气发射率(无量纲)， T_a 为空气温度(K)； $\epsilon_s \cdot \sigma \cdot T_s^4$ 为地表发射的长波辐射(W / m^2)， ϵ_s 为地表发射率(无量纲)， T_s 为地表辐射温度(K)， σ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数，其值为 $5.67 \times 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$ 。

1.3 土壤热通量 G

土壤热通量 G 指的是由于传导作用而存储在土壤和植被中的能量，可表示成如下形式：

$$G = R_n \cdot [\Gamma_c + (1 - f_c) \cdot (\Gamma_s - \Gamma_c)] \quad (4)$$

式中： R_n 是地表净辐射通量(W / m^2)； Γ_c 是全植被覆盖时土壤热通量与地表净辐射通量之比， $\Gamma_c = G / R_n = 0.05$ ^[6]； Γ_s 是土壤裸露时土壤热通量与地表净辐射通量之比， $\Gamma_s = G / R_n = 0.315$ ^[7]； f_c 是植被覆盖度。 Γ_c 、 Γ_s 、 f_c 都无量纲。

1.4 显热通量 H

显热通量 H 指的是由于传导和对流作用散失到空气中的能量。引入空气动力学阻抗 r_a ，则有

$$H = \rho \cdot C_p \cdot (T_0 - T_a) / r_a \quad (5)$$

式中： $\rho \cdot C_p$ 为空气的体积热容量， ρ 是空气密度(kg / m^3)， C_p 是空气热量常数($1004 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$)； T_0 是蒸散表面温度(K)； T_a 是参考高度处的空气温度(K)； r_a 是空气动力学阻抗(s / m)。

1.5 蒸散比 Λ 与日蒸散量 E_{day}

由于遥感影像提供的只是卫星过境时的瞬时信息，故采用遥感影像计算出来的蒸散也是瞬时的，需要经过一定的转换才能获得当天的日蒸散量。

利用两个极端条件下的能量平衡方程可以求取蒸散比和日蒸散量。在极干旱条件下，由于土壤水分缺乏，潜热通量 λE (即蒸散量) 变为零，显热通量 H 达到最大值，即

$$\lambda E_{dry} = R_n - H - G \equiv 0 \quad (6)$$

$$H_{dry} = R_n - G \quad (7)$$

在极湿润的条件下，蒸散达到最大蒸散能力，显

热通量 H 达到最小值, 即

$$\lambda E_{\text{wet}} = R_n - H_{\text{wet}} - G, \quad (8)$$

$$H_{\text{wet}} = R_n - G - \lambda E_{\text{wet}}. \quad (9)$$

相对蒸散比是实际蒸散与极湿润条件下蒸散的比值, 即

$$\Lambda_r = \frac{\lambda E}{\lambda E_{\text{wet}}} = 1 - \frac{\lambda E_{\text{wet}} - \lambda E}{\lambda E_{\text{wet}}}. \quad (10)$$

把(2)、(7)和(9)式代入(10)式, 经过简单运算, 可得

$$\Lambda_r = \frac{\lambda E}{\lambda E_{\text{wet}}} = 1 - \frac{\lambda E_{\text{wet}} - \lambda E}{\lambda E_{\text{wet}}} =$$

$$1 - \frac{H - H_{\text{wet}}}{H_{\text{dry}} - H_{\text{wet}}} = \frac{H_{\text{dw}} - H}{H_{\text{dry}} - H_{\text{wet}}}. \quad (11)$$

最后, 求得蒸散比(潜热通量与净辐射通量和土壤热通量之差的比值)可表示为

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{R_n - G} = \frac{\Lambda_r \cdot \lambda E_{\text{wet}}}{R_n - G}. \quad (12)$$

由于潜热通量和显热通量在一天中的不同时刻波动较大, 因此它们只适用于计算瞬时蒸散量, 而蒸散比在一天中却相对稳定, 即瞬时蒸散比等于全天蒸散比, 因此日蒸散量可表示为

$$E_{\text{day}} = 24 \times 60 \times 60 \times \Lambda \times \frac{R_n - G}{\lambda \cdot \rho_w} \times 1000 =$$

$$8.64 \times 10^7 \times \Lambda \times \frac{R_n - G}{\lambda \cdot \rho_w}. \quad (13)$$

式中: E_{day} 是实际日蒸散量 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$); Λ 为蒸散比 (无量纲); R_n 为日净辐射通量 (W/m^2); G 为土壤日辐射热通量 (W/m^2); λ 为汽化潜热 ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$); ρ_w 为水的密度 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$).

因为白天向下的土壤辐射通量与夜晚向上的土壤辐射通量基本相等, 相互抵消, 因此土壤日辐射通量大约为零, 可以忽略不计, 于是日蒸散量仅取决于日净辐射通量 R_n , 即

$$E_{\text{day}} = 8.64 \times 10^7 \times \Lambda \times \frac{R_n}{\lambda \cdot \rho_w}. \quad (14)$$

在获得日蒸散量的基础上, 用日蒸散量乘以每个月的实际天数, 得出月蒸散量, 最后把12个月的蒸散量累加得到年蒸散量。

2 研究区概况及数据准备

2.1 研究区基本概况

吉林省西部位于东经 $121^\circ 37' 43'' \sim 126^\circ 11' 23''$, 北纬 $44^\circ 22' 26'' \sim 46^\circ 18' 5''$, 地处松嫩平原中西部低洼易涝盐碱地与风沙地交错分布区, 区内包括白城和松原两个地区的白城市、松原市、镇赉县、洮南县、

通榆县、大安县、乾安县、前郭尔罗斯蒙古族自治县、扶余县和长岭县等10个市县。面积 $46\,879.7 \text{ km}^2$, 人口1433万。吉林西部属半湿润半干旱气候过渡带, 又是典型的农牧交错带, 呈现明显的边缘性和过渡性特征, 自然生态系统稳定性差, 易受外界干扰, 生态环境十分脆弱^[8]。年降雨量 $400 \sim 500 \text{ mm}$, 年蒸发量 $1\,600 \sim 2\,000 \text{ mm}$, 年平均相对湿度 $60\% \sim 65\%$, 无霜期 $140 \sim 160 \text{ d}$, 日照百分率 $60\% \sim 65\%$, 年日照时数 $2\,800 \sim 3\,000 \text{ h}$, 年总辐射量 $5\,100 \sim 5\,200 \text{ MJ}$, 年平均风速 4 m/s , 年干旱频率 $60\% \sim 80\%$ 、年洪涝频率 $10\% \sim 40\%$ 、年冻害频率 $10\% \sim 20\%$ ^[9]。由此可见, 吉林西部年降雨量少, 而蒸发量大、辐射能多、积温多、日照多、无霜期长, 是一个典型的干旱地区。

2.2 数据准备

本研究所使用的数据资料主要包括:

(1) 2003年研究区全年的 NOAA/AVHRR 资料, 数据格式: 1B, 数据来源: 由 <http://www.saa.noaa.gov> 网站免费提供。

(2) 高程数据及由高程数据提取的坡度、坡向数据 (DEM、Slope、Aspect), 数据格式: ENVI 标准图像数据 (.img), 数据来源: 由 <http://edcdaac.usgs.gov> 网站免费提供。

(3) 气象数据 (包括大气透射率、大气能见度、大气水汽含量、边界层厚度、边界层温度、边界层风速、边界层气压、边界层相对湿度、地表压力等), 根据《吉林省气候》^[10]、《吉林省军事气候志》和2003年吉林省统计年鉴^[11]等资料获取, 一般采用平均值。

3 计算结果与分析

3.1 计算结果

本文采用2003年研究区全年的 NOAA/AVHRR 资料, 结合高程、坡度、坡向及地面观测的气象数据, 利用上面建立的蒸散量估算遥感模型计算得到吉林西部地区的月、年蒸散量。为节省篇幅, 只列出月蒸散量统计表 (表1), 本文也不讨论每月蒸散量分布。

3.2 结果分析

从表1可以看出, 月蒸散量均值分布呈单峰型, 在5、6月份达到最大值, 分别为 310.8 mm 和 316.8 mm ; 1、2、11、12月份蒸散量较低, 为 $25 \sim 45 \text{ mm}$; 4、7月份蒸散量较高, 分别为 244.6 mm 和 222.5 mm , 3、8、9、10月份次之, 为 $130 \sim 170 \text{ mm}$ 。由于

1、2、11、12 月份研究区气温低, 地表被冰雪覆盖, 不利于陆面蒸散, 故这几个月的蒸散量较低; 7、8 月份虽然气温达到最大值, 但是此期间正值主汛期, 降雨量大, 气候湿润, 所以这段时间并不是最有利于蒸散的时间; 在 5、6 月份, 研究区正从冬(春)季向夏季过渡, 气温回升较快, 日照充足, 风力大, 空气相对湿度较小, 提供了有利于陆面蒸散的充分条件, 故 5、6 月份蒸散量达到最大值。

表 1 2003 年研究区月蒸散量统计表

Table 1 Statistics of evapotranspiration in the west of Jilin Province in 2003

月份	最小值 /mm	最大值 /mm	平均值 /mm	均方差
1	14.5	51.4	25.6	4.4
2	16.2	68.5	37.0	6.0
3	95.51	251.3	168.8	19.7
4	163.8	388.6	244.6	27.8
5	211.1	480.7	310.8	37.4
6	207.8	465.2	316.8	39.7
7	97.4	370.1	222.5	41.9
8	83.5	300.6	169.2	32.6
9	66.3	312.6	156.8	33.7
10	72.1	274.0	136.8	31.1
11	13.9	96.7	36.2	8.4
12	10.0	70.2	44.4	9.9

从每月的均方差值可以看出, 1、2、11、12 月份均方差较小, 说明此期间每月的蒸散值相对稳定, 波动性小, 正好印证了研究区冬季冰雪覆盖、地表类型单一的特征; 7 月份均方差达到最大值, 说明 7 月份蒸散值分布范围广, 数值波动性大, 这与此期间庄稼、植被、草地正值生长旺盛期, 地表类型丰富有关, 正是由于地表类型众多, 而各不同类型地表蒸散值各不相同, 相差较大, 故 7 月份蒸散量均方差最大。其他月份的均方差都在一定程度上与地表类型的丰富程度有关。

研究区年蒸散量最大值为 2 558 mm, 最小值 1 378 mm, 平均值 1 870 mm, 均方差 216.6。年蒸散量分布情况与地表覆盖类型有很好的—致性, 成片状分布, 在水域上达到最大值, 依次是水田、居民地、未利用土地、旱地、盐碱地、草地、林地、沙地(表 2)。

图 1 给出了 2003 年研究区年蒸散量的空间分布, 图 2 给出了年蒸散量的统计频度。从图 1 和图 2 可以看出, 研究区东部年蒸散量值明显大于西部, 出现 3 个大的峰值和 2 个小峰值, 3 个大峰值分别对应于 1 700 mm、1 800 mm 和 2 000 mm 左右, 2 个小峰值对应于 2 300 mm 和 1 580 mm 左右。2 003 mm 左右的峰值对应的地表类型是水域, 2 000 mm 左右的峰值对应于水田, 1 800 mm 峰值对应于旱

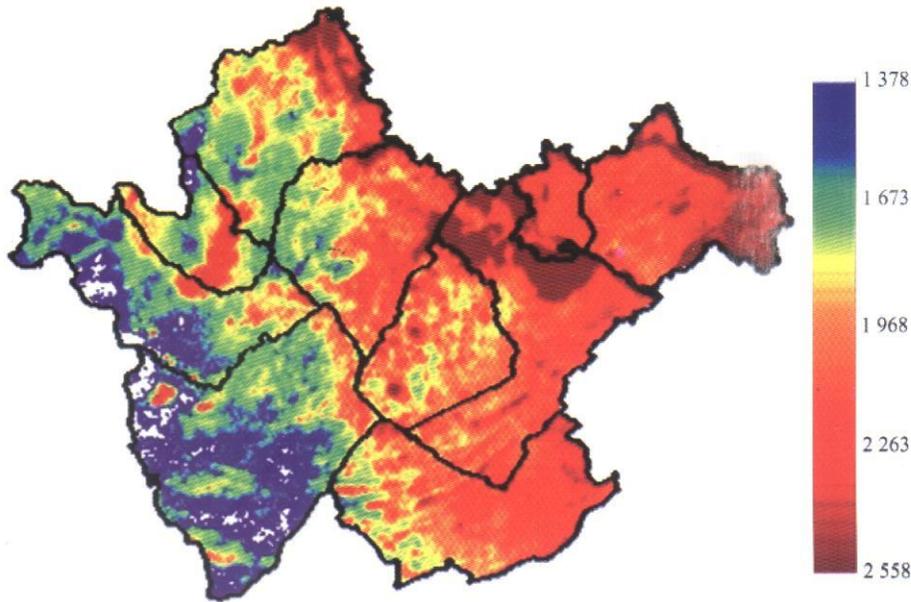


图 1 研究区 2003 年蒸散量空间分布图

Fig. 1 The evapotranspiration spatial distribution in the study area in 2003

蒸散量单位: mm

地, 1 700 mm峰值对应于草地和林地, 1 580 mm 的峰值对应于盐碱地。

从各土地利用类型对应的蒸散量均方差值可以看出(表2), 各土地利用类型上的蒸散量值分布范围都很广, 说明蒸散量值不仅与土地覆盖类型(即下垫面情况)有关, 而且受区域自然地理条件(比如高程、坡度、坡向)、区域自然气候条件(比如气温、气压、空气相对湿度、风速、能见度等)、土壤含水量、地下水埋深、作物种类、植被覆盖度、水体面积等因素控制。

表2 研究区各土地利用类型对应的蒸散量统计表

Table 2 The evapotranspiration related to land use types

土地利用类型	最小值 /mm	最大值 /mm	平均值 /mm	均方差
水田	1 548.3	2 517.1	2 087.7	252.7
旱地	1 387.8	2 490.6	1 850.4	196.5
林地	1 378.0	2 467.4	1 778.5	200.0
草地	1 402.4	2 461.0	1 795.6	179.5
水域	1 418.1	2 558.0	2 101.2	231.5
居民地	1 443.6	2 504.3	1 910.4	198.7
沙地	1 395.8	2 221.2	1 697.8	184.2
盐碱地	1 382.4	2 433.3	1 846.5	169.9
未利用土地	1 398.9	2 483.8	1 882.7	243.8

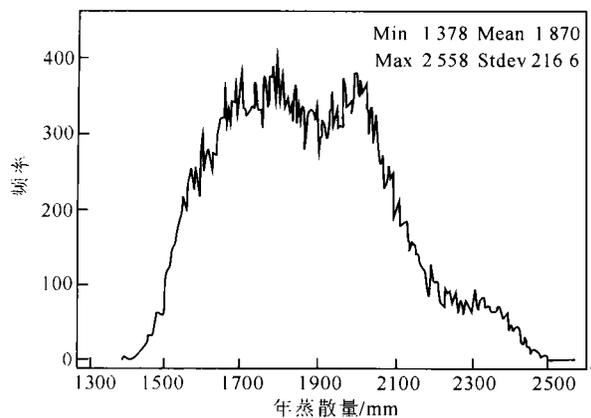


图2 研究区2003年蒸散量统计频度图

Fig. 2 The evapotranspiration frequency distribution in the study area in 2003

3.3 精度检验

由于缺乏2003年气象站地面实测蒸散资料, 无法作真正意义上的检验, 只是采用1961~1990年间

蒸散量平均值与计算值作相对意义上的检验, 验证本文建立的吉林西部遥感蒸散模型估算精度。本文利用1961~1990年白城气象站(经度 $122^{\circ}50'E$, 纬度 $45^{\circ}38'N$)实测蒸散量的平均值与遥感图像上对应的气象站坐标周围 3×3 个像元的平均计算值作比较(表3)。

表3 白城站计算结果误差分析

Table 3 The error analysis of evapotranspiration estimation at Baicheng weather station

月份	计算值 /mm	1961~1990年平均值 /mm	相对误差 /%
1	21.8	22.8	-4.3
2	34.6	38.2	-9.4
3	178.5	108.2	64.9
4	235.3	247.8	-5.1
5	330.5	365.2	-9.5
6	273.2	296.9	-7.8
7	220.7	228.4	-3.4
8	163.4	199.8	-18.2
9	148.3	170.9	-13.2
10	118.8	130.6	-9.1
11	35.0	56.6	-38.2
12	27.2	26.3	3.4

由表3可见, 由遥感蒸散模型计算得到的蒸散量值与气象站实测值基本接近, 绝大部分月份相对误差都在10%以内, 只是个别月份(3月份)误差较大, 达到64.9%, 8、9、11月份的相对误差也超过了10%, 但是实测值曲线与计算值曲线变化趋势基本一致, 为单峰型, 在5月份达到最大值, 1月份蒸散量值最小。该模型基本达到了预期的精度要求, 能满足区域尺度上的蒸散量估算, 具有很好的适应性。

4 结论

通过2003年NOAA/AVHRR资料的实际计算及结果分析, 得出以下几点认识:

(1) 该模型对任意地表类型及任何月份的蒸散量估算都具有较高的精度, 能满足区域尺度非均匀陆面条件下的蒸散估算要求, 具有良好的适应性和推广性, 根据研究区的实际资料, 对模型进行适当的修改, 可以适用于其他研究区。

(2) 该模型对NOAA/AVHRR数据的质量要求较高, 对有云层覆盖的图像计算结果不理想, 有待

于进一步改善。本文采用了利用多天图像计算同一月份的蒸散量,然后根据资料值剔除一些偏离结果悬殊的图像,计算其平均值作为月蒸散量结果,这样可以在一定程度上消除云层的影响及避免“同物异谱,同谱异物”现象。

(3)精度检验时,个别月份相对误差较大,并不能说明模型自身存在问题。由于缺乏同期实测蒸散资料,本文只是作了相对意义上的验证,并没有作绝对验证,故存在个别月份误差较大现象可能与用于比较的资料有关,但实测值曲线与计算值曲线变化趋势一致,说明模型具有较高的精度,可以满足区域尺度上的蒸散估算要求。

参考文献 (References):

- [1] 陈鸣,潘之棣.用卫星遥感热红外数据估算大面积蒸散量[J].水科学进展,1994,5(2):126-133.
CHEN Ming, PAN Zhi di. Regional evapotranspiration estimation from satellite remote sensing thermal data[J]. Advances in Water Science, 1994, 5(2): 126-133.
- [2] 郭晓寅,程国栋.遥感技术应用于地表面蒸散发的研究进展[J].地球科学进展,2004,19(1):107-114.
GUO Xiao yin, CHENG Guo dong. Advances in the application of remote sensing to evapotranspiration research[J]. Advance in Earth Sciences, 2004, 19(1): 107-114.
- [3] 邱新法,曾燕,刘昌明.陆面实际蒸散研究[J].地理科学进展,2003,22(2):118-124.
QIU Xin fa, ZENG Yan, LIU Chang ming. A study on actual evaporation from non saturated surfaces[J]. Progress in Geography, 2003, 22(2): 118-124.
- [4] 张长春,魏加华,王光谦,等.区域蒸发量的遥感研究现状及发展趋势[J].水土保持学报,2004,18(2):174-182
ZHANG Chang chun, WEI Jia hua, WANG Guang qian, et al. Survey and headway of study on remote sensing regional evaporation[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2004, 18(2): 174-182.
- [5] Su Z. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes[J]. Hydrology and Earth System Sciences 2002, 6(1): 85-99.
- [6] Monteith J L, Unsworth M H. Principles of environmental physics[M]. London: Edward Arnold Press, 1990.
- [7] Kustas W P, Daughtry C S T. Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1990, 49: 205-223.
- [8] 刘殿伟,周云轩,刘志国.吉林西部土地利用变化及其对生态环境的影响[J].吉林大学学报(地球科学版),2003,33(生态环境研究专辑):49-52.
LIU Dian wei, ZHOU Yun xuan, LIU Zhi guo. Land use change and the impact on ecological environment in the west of Jilin Province[J]. Journal of Jilin University(Earth Science Edition), 2003, 33(Sup.): 49-52.
- [9] 周云轩,刘殿伟,王磊,等.吉林西部生态环境变化模型研究[M].北京:科学出版社,2004.
ZHOU Yun xuan, LIU Dian wei, WANG Lei, et al. Modeling of ecological environment in western Jilin Province[M]. Beijing: Science Press, 2004.
- [10] 王惠清,吴忠义.吉林省气候[M].北京:气象出版社,1997.
WANG Hui qing, WU Zhong yi. Climate of Jilin Province[M]. Beijing: China Meteorological Press, 1997.
- [11] 吉林省统计局.吉林省统计年鉴——2003[M].北京:中国统计出版社,2003.
Statistical Bureau of Jilin Province. Statistical year book of Jilin Province - 2003[M]. Beijing: China Statistics Press, 2003.