

# 基于多源遥感数据的三江平原日蒸散量估算

白娟<sup>1</sup>, 杨胜天<sup>1</sup>, 董国涛<sup>1,2</sup>, 郝芳华<sup>3</sup>, 王鸣程<sup>1,4</sup>

(1. 北京师范大学 地理学与遥感科学学院 遥感科学国家重点实验室, 北京 100875;

2. 黄河水利委员会 黄河水利科学研究院, 郑州 450003; 3. 北京师范大学 环境学院 水环境模拟  
国家重点实验室, 北京 100875; 4. 中国科学院 昆明植物研究所 山地生态系统研究中心, 昆明 650204)

**摘 要:**采用 FAO Penman-Monteith(P-M)模型,结合多源遥感数据,实现空间尺度上的扩展,对三江平原生长季(5—9 月)不同气象条件和不同下垫面条件下的日实际蒸散量进行了估算,并利用波文比观测数据对模拟结果进行了验证。结果表明:(1) 观测站日实际蒸散发的模拟值与实测值较为一致, $R^2$  达到 0.824, RMSE 为 0.493,研究所采用的基于遥感驱动的 PM 模型适用于三江平原日蒸散发的估算。(2) 生长季内,三江平原的月蒸散发量呈单峰性分布,7 月达到峰值;蒸散发量的空间分布与植被盖度和水分供给状况密切相关。(3) 净辐射和气温是影响三江平原实际蒸散发的两个主要因子,其次为比湿和风速,此外,降水可以明显增加实际蒸散量,是影响区域蒸散发的关键因素。

**关键词:**蒸散发; 遥感; FAO Penman-Monteith; 三江平原

中图分类号:P426.2

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2013)03-0190-06

## Estimation of Daily Evapotranspiration Based on the Multi-Source Remote Sensing Data in the Sanjiang Plain

BAI Juan<sup>1</sup>, YANG Sheng-tian<sup>1</sup>, DONG Guo-tao<sup>1,2</sup>, HAO Fang-hua<sup>3</sup>, WANG Ming-cheng<sup>1,4</sup>

(1. State Key Laboratory of Remote Sensing Science, School of Geography, Beijing Normal University, Beijing 100875, China; 2. Institute of Hydraulic Research, YRCC, Zhengzhou 450003, China; 3. State Key Laboratory of Water Environment Simulation, School of Environment, Beijing Normal University, Beijing 100875, China; 4. Center for Mountain Ecosystem Studies, Kunming Institute of Botany, Chinese Academy of Sciences, Kunming 650204, China)

**Abstract:** FAO Penman-Monteith model is employed to estimate daily evapotranspiration in growing season (May to September) in the Sanjiang Plain using the multi-source remote sensing data. The estimation is validated with Bowen ratio data. Results show that (1) The model simulations meet the observed data well, with a correlation coefficient of 0.824 and RMSE of 0.493, respectively. (2) In growing season, monthly evapotranspiration in the Sanjiang Plain has a unimodal distribution in temporal and reached a peak in July. The spatial distribution of the actual evapotranspiration is affected by vegetation cover and rainfall amounts. (3) Net radiation and air temperature are the two main factors affecting the variation of daily evapotranspiration rate in the Sanjiang Plain, then are specific humidity and wind speed. Rainfall is the key factor affecting regional evaporation and it can significantly increase the amount of actual evapotranspiration.

**Key words:** evapotranspiration; remote sensing; FAO Penman-Monteith; Sanjiang Plain

蒸散发是影响区域水热平衡的主要因素,也是水文循环的重要环节之一。区域蒸散过程涉及土壤、植被和大气等多个要素,时空尺度陆面蒸散量的精确评价对区域水循环研究和植被生产力评价具有重要意义。蒸散发的估算方法目前有很多,如点尺度的波文

比能量平衡法、空气动力学方法和涡度相关法,区域尺度的水量平衡理论、SPAC 理论和参考作物腾发量等<sup>[1]</sup>。联合国粮农组织(FAO)于 1998 年推出的修正 Penman-Monteith (P-M) 模型是目前最常用的蒸散发估算方法,常用于检验其他蒸散发模型的精

收稿日期:2012-10-28

修回日期:2012-12-12

资助项目:国家自然科学基金资助项目(40930740);中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金(HKY-JBYW-2013-221)

作者简介:白娟(1988—),女,山西临汾人,硕士生,主要研究方向为水资源与水环境遥感。E-mail: baijuanaction@163.com

通信作者:杨胜天(1965—),男,贵州贵阳人,教授,博士生导师,主要从事水资源与水环境和环境遥感研究。E-mail: yangshengtian@bnu.edu.cn

度<sup>[2-3]</sup>。P-M模型综合了能量平衡(热量平衡)方程和空气动力学方法,具有较明确的物理意义,用于估算较长时期(月或年)的蒸散发时较为精确,被广泛应用于区域参考作物蒸散量的估算<sup>[4-8]</sup>。目前大部分研究主要是基于气象观测资料,通过估算气象站点的蒸散量,然后对站点的蒸散量进行空间插值推广到区域上,这种方法在站点上具有很高的精度,但在区域尺度受下垫面几何结构与物理性质的空间异质性影响,较难取得准确的结果。

随着遥感技术的发展和应用,卫星遥感技术被广泛应用于区域蒸散发的研究中。虽然遥感不能直接测量蒸散发,但是利用遥感技术可以定量反演用于计算陆面蒸散的地表参数和地表通量。不少学者采用P-M模型结合遥感的方法对区域蒸散发量进行估算<sup>[9-10]</sup>,但这些研究多利用遥感数据进行通量反演,气象数据仍采用站点数据的插值结果,在资料缺乏地区或者气象观测站点分布不均匀的地区的应用仍存在局限。

本研究在FAO Penman-Monteith模型的基础上,采用多源遥感数据,对三江平原2011年生长季(5—9月)的日实际蒸散量进行估算,并结合地表连续观测数据对模型精度进行评价。基于此,进一步分析研究区实际蒸散发的时空分布特征和气象因素对实际蒸散发的影响,验证了遥感驱动的Penman-Monteith模型在三江平原的适用性,同时为三江平原的生态水文过程模拟提供了重要的基础数据,对研究三江平原的生态水文过程具有重要意义。

## 1 研究区与实验区概况

三江平原位于黑龙江省东部,是由黑龙江、乌苏里江及松花江冲积而成的低平原。该区北起黑龙江,南抵兴凯湖,西邻小兴安岭,东至乌苏里江,地理坐标为43°49′55″—48°27′40″N,129°11′20″—135°05′26″E,总面积10.89万km<sup>2</sup>。气候属于温带湿润、半湿润大陆性季风气候区,全年日照时数2400~2500h,1月平均气温低于-18℃,7月平均气温21~22℃,无霜期120~140d,冻结期140~190d,季节性冻土深度为1.4~2.5m。年降水量500~650mm,降水时空分布不均匀,75%~85%的降水集中在6—10月,空间上为东部降水多于西部。土壤类型主要有暗棕壤、黑土、沼泽土、白浆土、草甸土。

为了获取地面实际蒸散发数据,在三江平原859农场内建立实验区。实验区位置为47°24′20.42″—47°24′21.38″N,134°07′11.12″—134°07′12.84″E。试

验田面积600m<sup>2</sup>,主要作物为小麦和大豆。区内架设有RR-9310换位式波文比通量观测系统。通量观测系统采样频率设置为10min,观测时间为2011年6—9月,观测因子包括地表净辐射、土壤热通量、不同高度层的大气温度和相对湿度。

## 2 研究方法 with 数据处理

### 2.1 研究方法

2.1.1 实际蒸散量 FAO P-M模型通过参考作物蒸散量和作物特性对需水量的影响即作物系数来计算潜在蒸散发量,然后结合实际土壤水分状况计算实际蒸散量。实际蒸散量和潜在蒸散量表示为<sup>[11]</sup>:

$$ET_p = K_c \times ET_0 \quad (1)$$

$$ET_a = K_s \times ET_p \quad (2)$$

式中:ET<sub>0</sub>——参考作物蒸散量(mm/d);ET<sub>p</sub>——潜在蒸散量(mm/d);ET<sub>a</sub>——实际蒸散量(mm/d);K<sub>s</sub>——土壤水分胁迫系数;K<sub>c</sub>——作物系数,与土壤、气候、作物种类、作物生长状况等因素有关,在没有试验资料的情况下,可采用联合国粮农组织(FAO)给出的不同作物各发育阶段作物系数经验值。

Jensen等<sup>[12]</sup>的研究结果表明,土壤水分胁迫系数K<sub>s</sub>可用式(4)表示:

$$K_s = \ln(100 \times A_v + 1) / \ln(101) \quad (3)$$

$$A_v = [(W - W_m) / (W_f - W_m)] \quad (4)$$

式中:A<sub>v</sub>——相对有效含水率;W<sub>m</sub>——萎蔫含水量(m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>),通过全球土壤数据库HWSD查询表层土壤的机械组成和有机碳含量,然后带入SPAW模型计算获得;W<sub>f</sub>——田间持水量(m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>),同样采用SPAW模型进行计算;W——根区实际土壤含水量(m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>),采用遥感驱动的分布式时变增益水文模型(RS-DTVGM)进行估算<sup>[13]</sup>。

2.1.2 参考蒸散量 根据FAO的推荐,参考下垫面为表面开阔、具有充足水分供应、植被高度为0.12m的草地,具有固定的表面阻抗70s/m,反照率为0.23。参考蒸散量的计算式为<sup>[11]</sup>:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} \quad (5)$$

式中:ET<sub>0</sub>——参考蒸散量(mm/d);Δ——气温T时的饱和水汽压曲线斜率(kPa/℃);R<sub>n</sub>——地表净辐射[MJ/(m<sup>2</sup>·d)];G——土壤热通量[MJ/(m<sup>2</sup>·d)];γ——干湿表常数(kPa/℃);T——日平均温度(℃);U<sub>2</sub>——2m高度处风速(m/s);e<sub>s</sub>——饱和水汽

压(kPa); $e_d$ ——实际水汽压(kPa)。

饱和水汽压曲线斜率  $\Delta$ :

$$\Delta = \frac{4098[0.6108 \exp(\frac{17.27T}{T+237.3})]}{(T+237.3)^2} \quad (6)$$

饱和水汽压  $e_s$ :

$$e_s = 0.6108 \exp(\frac{17.27T}{T+237.3}) \quad (7)$$

实际水汽压  $e_d$ :

$$e_d = \frac{q \times P}{0.622} \quad (8)$$

式中: $q$ ——比湿(g/g); $P$ ——大气压(kPa)。

干湿表常数  $\gamma$ :

$$\gamma = \frac{C_p P}{\epsilon \lambda} = 0.665 \times 10^{-3} P \quad (9)$$

式中: $\gamma$ ——干湿表常数(kPa/°C); $C_p$ ——空气定压比热,指一定气压下,单位体积的空气温度升高 1°C 所需的能量为  $1.013 \times 10^{-3}$  MJ/(kg·°C); $\lambda$ ——蒸发潜热,取 2.45 MJ/kg; $\epsilon$ ——水汽分子量与干空气分子量之比,为 0.622。

地表热通量  $G$  采用 Su 提出的计算方法<sup>[14]</sup>,对于有植被覆盖的地面,计算公式如下:

$$G = R_n[\tau_c + (1 - f_c)(\tau_s - \tau_c)] \quad (10)$$

式中:全植被覆盖下,土壤热通量与净辐射的比值  $\tau_c = 0.05$ ;裸地情况下,土壤热通量与净辐射比值  $\tau_s = 0.315$ ;  $f_c$  为植被盖度,采用 Nilson 提出的计算方法<sup>[15]</sup>,表达式为:

$$f_c = 1 - e^{-k \times LAI} \quad (11)$$

$$k = \Omega \cdot K \quad (12)$$

式中:LAI——叶面积指数; $k$ ——与植被几何结构有关的系数; $\Omega$ ——聚集指数,取值参见不同 IGBP 类型的典型聚集指数<sup>[16]</sup>;  $K$ ——冠层消光系数,对于 2 a 生或多年生树木,假定叶片在空间为球状分布,则其折射光的消光系数只取决于太阳高度角或太阳天顶角,表达式为:

$$K = 0.5 / \cos z \quad (13)$$

式中: $z$ ——太阳天顶角(°),Monsi 认为草本植物的  $K$  为 0.3~0.5<sup>[17]</sup>。

2.1.3 遥感驱动的 FAO P-M 模型 遥感驱动的 FAO P-M 模型计算实际蒸散发的流程如图 1 所示。首先利用遥感数据估算出净辐射、土壤热通量、平均饱和水汽压和实际水汽压等参数,然后利用以上参数结合作物系数计算潜在蒸散量,最后通过土壤含水量计算出实际蒸散量。

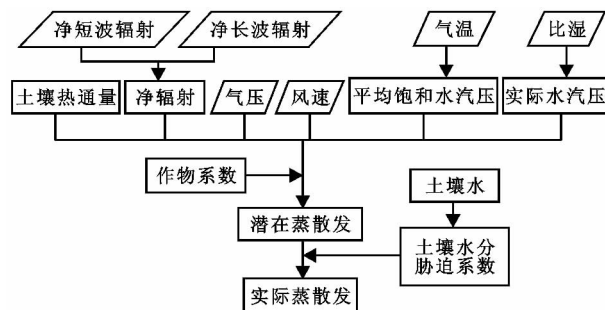


图 1 基于多源遥感数据的 P-M 模型计算流程

## 2.2 数据处理

2.2.1 地面实际蒸散实验数据处理 波文比方法采用地表能量平衡方程和空气动力学方程来计算实际蒸散发,原理简单,精度较高,适用于常规地面观测。由波文比计算蒸散耗热通量的公式为<sup>[18]</sup>:

$$\lambda E = (R_n - G) / (1 + \beta) \quad (14)$$

式中: $E$ ——蒸散量(mm); $\lambda$ ——水的汽化潜热(MJ/kg); $R_n$ ——地表净辐射[MJ/(m<sup>2</sup>·d)]; $G$ ——土壤热通量[MJ/(m<sup>2</sup>·d)]; $\beta$ 为波文比。对由波文比方法计算得到的蒸散量进行严格筛选,剔除与实际方向相反的数据和严重偏离正态分布的数据,对剔除后的缺值数据采用滑动平均的方法进行补值,然后将补值后的 10 min 间隔的蒸散量累加转化为日实际蒸散量。

2.2.2 多源遥感数据处理 本研究主要采用的遥感数据包括:(1) 2010 年环境卫星影像,对影像数据进行预处理,根据不同土地覆盖类型的影像色调、纹理等特征,建立相应的解译标志,通过人机交互式判读,得到研究区的土地利用数据。土地利用类型主要包括:林地、草地、湿地、旱田、水田、裸地和水体。(2) 采用“MODIS/Terra Leaf Area Index/FPAR 8-Day L4 Global 1km SIN Grid V005”产品计算植被覆盖度。产品空间分辨率为 1 km,时间分辨率为 8 d,需要进行时间序列插值得到日尺度数据。(3) 采用 GLDAS\_NOAH025SUBP\_3H 产品,包括气温、风速、比湿、净短波辐射和净长波辐射数据,分别用于计算日平均气温、日平均风速、空气相对湿度和净辐射。由于 GLDAS 提供的数据是间隔 25 km 的数据集点,不是连续的栅格数据,需要将原始数据提取生成 1 km×1 km 分辨率的栅格数据,然后结合 DEM 做反距离加权插值,最后对不同类型的数据进行求平均或累加得到日尺度数据,获得最终需要的气象数据。(4) 降水数据采用 FY-2D 标称格式 24 h 降水估计产品,空间分辨率为 5.154 km。(5) DEM 数据采用 SRTM 3 数据,空间分辨率为 90 m。将不同空间分辨率的数据重采样为 1 km×1 km 分辨率。

2.2.3 遥感数据精度评价 气象数据来自 GLDAS 产品,有必要结合气象站点数据和野外定点观测数据对遥感气象数据的精度进行验证。验证数据来自自由中国气象局提供的三江平原 7 个基准地面气象观测站的地面气候资料日值数据和监测站的波文比观测数据。提取气象站和地面观测站所在像元的 GLDAS 数据的气温、风速和净辐射数据,分别与相应站点的实测数据进行比较。GLDAS 气温数据通过反距离加权并结合 DEM 插值后,与实测数据的一致性更好, GLDAS 日均气温数据与研究区内各气象站点的实测日均气温都呈现很好的相关性,  $R^2$  均大于 0.97; 对比 GLDAS 风速数据和研究区内各气象站点的风速数据,发现 GLDAS 数据总体上较观测值偏小, GLDAS 风速数据与各气象站实测风速的  $R^2$  为 0.416~0.608,相关性较好;将基于 GLDAS 数据获取的净辐射与波文比实测的净辐射数据进行对比,发现二者比较接近,误差在 2.4~6.2 MJ/m<sup>2</sup> 之间,  $R^2$  为 0.704。以上验证结果表明, GLDAS 产品精度较高,由 GLDAS 产品提取的气象数据适用于三江平原蒸散发量的计算。

### 3 结果与分析

#### 3.1 实际蒸散量估算结果验证

将 P-M 模型估算的旱田蒸散量与波文比实测的旱田蒸散量进行比较。考虑到影像的几何纠正会带来取样误差,观测点处的遥感估算值采用以该像元为中心的 3×3 窗口内的平均值作为该像元的遥感估算值,与实测值进行比较。图 2 为生长季内日尺度上旱田蒸散发的模拟值与实测值。由图 2 可以看出:模拟值和实测值比较接近,旱田日蒸散发的模拟值与实测值的  $R^2$  为 0.824, RMSE 为 0.493;旱田月平均蒸散量的模拟值与实测值的  $R^2$  为 0.938, RMSE 为 0.256, P-M 模型对旱田蒸散量的模拟精度较高。生长季内月尺度上,在 6—8 月份,旱田实际蒸散发的 P-M 模型的模拟值比实测值偏高,相对误差分别为 11.7%, 7.63% 和 19.4%;9 月份的模拟值则低于实测值,相对误差为 -0.13%。在实际蒸散量较小时,模型模拟误差较大,可能是由于模拟值为像元尺度,虽然旱田实验区地势平坦开阔,实测数据可以代表较大范围的蒸散发情况,但仍存在尺度差异性,此外由于驱动 P-M 模型的遥感产品的精度问题,会造成误差累积。总体而言,在整个观测时期内, P-M 模型的模拟值与实测值较为一致,表明本文所采用的多源遥感数据驱动 P-M 模型的方法适用于日蒸散发的估算。

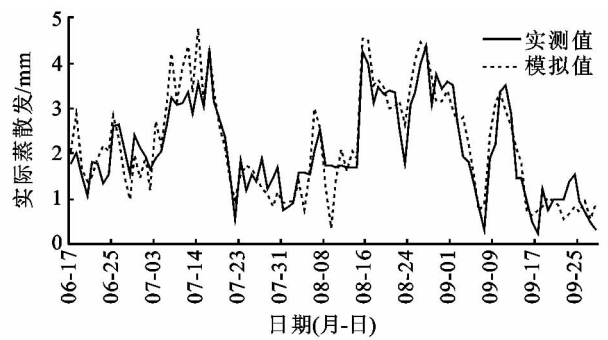


图2 三江平原旱田日蒸散发的模拟值与实测值

#### 3.2 三江平原蒸散发计算结果

采用多源遥感数据,对三江平原 2011 年生长季内(5—9 月)月蒸散量的变化情况进行估算。从时间上来看,三江平原的月蒸散发量分布呈单峰型,从 5 月到 7 月蒸散量呈显著增长趋势,其中 7 月蒸散量最大,普遍达到 60~100 mm,8 月蒸散量开始减少,整体上与 6 月相比差异不大,基本上达到 40~80 mm,9 月蒸散量显著减少,大部分地区的蒸散量介于 20~40 mm,与杜嘉<sup>[19]</sup>在三江平原采用 SEBS 模型估算蒸散发的结论相同。分析其原因为:5 月气温已经回升,空气饱和差变大,导致耗水增加;6—8 月气温达到最高,降水量大,供水充分,是植被生长的旺季,植被蒸腾显著提高,导致蒸散发量大幅增加;9 月气温开始缓慢降低,降水量减少,植株衰老,叶片功能丧失,蒸散发降低。

从空间分布来看,三江平原生长季的蒸散发量与土地利用方式密切相关。位于以黑龙江、松花江、乌苏里江及其支流和兴凯湖为主的水域,蒸发量最高,生长季的平均蒸发总量为 445.72 mm;其次为位于东北部地区的湿地和位于小兴安岭青黑山的林地覆盖区,林地具有较高的蒸发系数,再加上该区降水充足,平均蒸散发量大于 340 mm;位于老爷岭、张广才岭和完达山的林地覆盖区,由于降水量较少,平均蒸散发量不足 290 mm;湿地由于有大面积水生植被覆盖,且降水充沛,可提供充足的水分用于蒸腾,平均蒸散发量接近 330 mm;水田由于供水充足,生长发育旺盛,平均蒸散发量为 310 mm;位于三江平原中部的旱田和草地,平均蒸散发量不足 280 mm,这是由于三江平原旱地大多不具备灌溉条件,大面积的旱田只能雨养,很多时候处于缺水状态,故蒸散发量较低。总体上,2011 年三江平原生长季的蒸散发量主要与植被盖度和水分供给状况有关。三江平原水体的日蒸散量高于沼泽湿地的日蒸散量,与 Burba<sup>[20]</sup>在美国内布拉斯加州对水体和湿地蒸散发研究的结论相同。

#### 3.3 实际蒸散量影响因素分析

在三江平原区域范围内,以 5 km 为间隔进行均

匀采样,共得到 44 个样点。通过计算整个生长季内各样点的实际蒸散量与 4 个气象因子(气温、净辐射、风速和比湿)的相关系数,并对各气象因子取其相关系数的平均值来衡量三江平原实际蒸散量与气象因素的相关性。实际蒸散量与气温、净辐射的相关性较好,其平均相关系数分别为 0.49 和 0.63;实际蒸散量与比湿和风速的相关性较差,其平均相关系数分别为 0.32 和 0.14;将比湿转换为相对湿度,与实际蒸散量呈负相关,平均相关系数为 0.15。各气象因子与实际蒸散发的相关性分析表明,净辐射和气温是影响三江平原实际蒸散发的两个主要因子。各气象因子按照对蒸散发量的贡献大小排序为:净辐射>气温>比湿>风速。

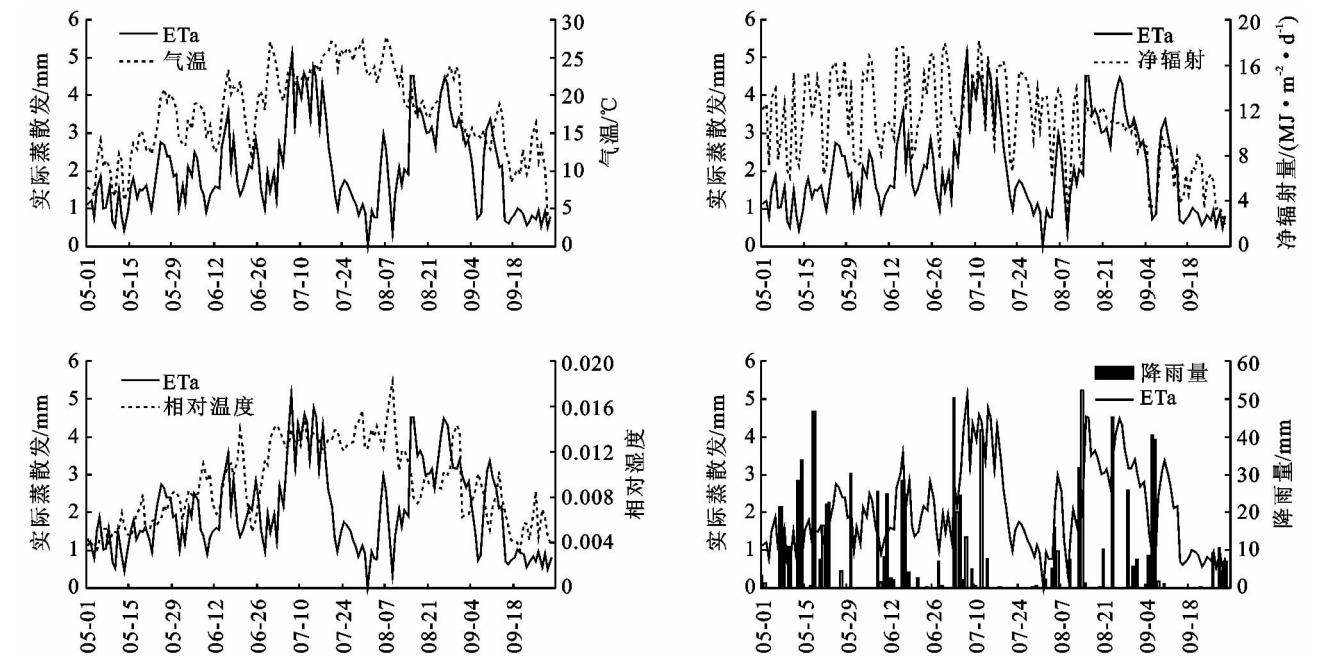


图 3 三江平原旱田日实际蒸散发和气象要素的变化趋势

## 4 结论

(1) 采用 P-M 模型,结合多源遥感数据,对三江平原生长季内(5—9 月)的日实际蒸散量进行估算,并用波文比通量观测系统得到的实测数据对模拟结果进行了验证。结果表明,在整个观测时期内,P-M 模型的模拟值与实测值比较一致,说明本文所采用的方法适用于日实际蒸散发的估算。

(2) 蒸散发受土地利用和覆被类型的影响,同时与植被的生长季节有很好的相关关系。生长季内,三江平原蒸散发量呈明显的季节变化,总体上表现为 5 月份最低,7 月份最高;蒸散发量的空间分布与植被盖度和水分供给状况密切相关。

(3) 三江平原生长季内各气象因子与实际蒸散发的相关性分析表明,净辐射和气温是影响三江平原

图 3 是三江平原生长季内观测站点的实际蒸散发与气温、净辐射和降水随时间的变化规律,可以看出在降水较多时,气温和净辐射与实际蒸散发的变化趋势大体相同,实际蒸散发的峰值相对降水量呈现出一定的滞后性;7 月 15 日到 7 月 28 日缺少降水,虽然期间气温和净辐射值仍然比较高,潜在蒸散的平均值也达到 4.87 mm,但是由于土壤水分含量较低,实际蒸散量锐减,平均只有 2.22 mm,说明在气温、净辐射和比湿较为稳定的情况下,次降雨可以明显增加蒸散量。三江平原降水时空分布不均匀,降水集中在 6—10 月,东多西少,而实际蒸散发的时空分布与降水的时空分布密切相关,因此降雨是影响区域实际蒸散发的制约性因素。

实际蒸散发的两个主要因子。各气象因子对实际蒸散发量的贡献大小为:净辐射>气温>比湿>风速。此外,分析观测站点气象因素对实际蒸散发的影响得出,在其他气象因素较为稳定的情况下,次降雨可以明显增加实际蒸散发量。三江平原降水的时空分布不均匀,降水是影响区域实际蒸散发的关键因素。

### 参考文献:

- [1] 武夏宁,胡铁松,王修贵,等.区域蒸散发估算测定方法综述[J].农业工程学报,2006,22(10):257-262.
- [2] 刘安花,李英年,薛晓娟,等.高寒草甸蒸散量及作物系数的研究[J].中国农业气象,2010,31(1):59-64.
- [3] 左德鹏,徐宗学,李景玉,等.气候变化情景下渭河流域潜在蒸散量时空变化特征[J].水科学进展,2011,22(4):455-461.
- [4] Tong Ling, Kang Shaozhong, Zhang Lu. Temporal and

- spatial variations of evapotranspiration for spring wheat in the Shiyang river basin in northwest China[J]. Agricultural Water Management, 2007, 87(3): 241-250.
- [5] Suleiman A A, Tojo S C M, Hoogenboom G. Evaluation of FAO-56 crop coefficient procedures for deficit irrigation management of cotton in a humid climate[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2007, 91(1/3): 33-42.
- [6] 卓玛兰草, 刘普幸, 张亚宁, 等. 甘肃黄土高原区潜在蒸散量时空变化与成因研究[J]. 水土保持研究, 2012, 19(1): 70-76.
- [7] 侯兰功, 肖洪浪, 邹松兵, 等. 黑河流域水循环特征研究[J]. 水土保持研究, 2010, 17(3): 254-258.
- [8] 曾丽红, 宋开山, 张柏, 等. 松嫩平原参考作物蒸散量变化及其影响因素分析[J]. 农业系统科学与综合研究, 2010, 26(1): 41-48.
- [9] Cleugh H A, Leuning R, Mu Q, et al. Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data[J]. Remote Sensing of Environment, 2007, 106(3): 285-304.
- [10] 田雷, 杨胜天, 王玉娟. 应用遥感技术研究贵州春季蒸散发空间分异规律[J]. 水土保持研究, 2008, 15(1): 87-91.
- [11] Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. Crop Evapotranspiration-guidelines for Computing Crop Water Requirements[R]. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. FAO, 1998.
- [12] Kristensen K J, Jensen S E. A model for estimating actual evapotranspiration from potential evapotranspiration[J]. Nordic Hydrology, 1975, 6(3): 170-188.
- [13] 杨胜天, 等. 生态水文模型与应用[M]. 北京: 科学出版社, 2012.
- [14] Su Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes[J]. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 2002, 6(1): 85-100.
- [15] Nilson T. A theoretical analysis of the frequency of gaps in plant stands[J]. Agricultural Meteorology, 1971, 8: 25-38.
- [16] 唐世浩, 朱启疆, 孙睿. 基于方向反射率的大尺度叶面积指数反演算法及其验证[J]. 自然科学进展, 2006, 16(3): 331-337.
- [17] Monsi M, Saeki T. The light factor in plant communities and its significance for dry matter production[J]. Japanese Journal of Botany, 1953, 14: 22-52.
- [18] 孙晓敏, 朱治林, 张仁华. 生态系统中蒸发过程的精确测定: 换位式波文比观测仪介绍[J]. 资源生态环境网络研究动态, 1995, 6(4): 44-47.
- [19] 杜嘉, 张柏, 宋开山, 等. 基于 NOAA/ AV HRR 数据估算三江平原蒸散量研究初探[J]. 水土保持研究, 2009, 16(2): 56-62.
- [20] Burba G G, Verma S B, Kim J. A comparative study of surface energy fluxes of three communities (Phragmites australis, Scirpus acutus, and open water) in a prairie wetland ecosystem[J]. Wetlands, 1999, 19(2): 451-457.
- ~~~~~
- (上接第 189 页)
- [13] 李柏, 高甲荣, 崔强, 等. 油蒿、羊柴和花棒下生物结皮阻水特性分析: 以宁夏盐池县为例[J]. 水土保持研究, 2011, 18(4): 136-139.
- [14] 陈玉福, 董鸣. 毛乌素沙地景观的植被与土壤特征空间格局及其相关分析[J]. 植物生态学报, 2001, 25(3): 266-269.
- [15] 肖洒, 王刚, 李良. 毛乌素沙地油蒿与杨柴异速生长模式及个体大小的种内竞争调节[J]. 中国沙漠, 2003, 23(1): 67-72.
- [16] 张友焱, 周泽福, 程金花, 等. 毛乌素沙地几种灌木生长季土壤水分动态特征[J]. 水土保持研究, 2010, 17(2): 160-163.
- [17] 杨洪晓, 张金屯, 李振东, 等. 毛乌素沙地油蒿 (*Artemisia ordosica*) 种群空间格局对比[J]. 生态学报, 2008, 28(5): 1910-1901.
- [18] 郭柯. 毛乌素沙地油蒿群落的循环演替[J]. 植物生态学报, 2000, 24(2): 243-247.
- [19] Scheiner S M. Six types of species-area curves[J]. Global Ecology and Biogeography, 2003, 12(6): 441-447.
- [20] Fattorini S. To fit or not to fit? A poorly fitting procedure produces inconsistent results when the species-area relationship is used to locate hotspots[J]. Biodiversity and Conservation, 2007, 16(9): 2531-2538.
- [21] 邢开雄, 康慕谊, 王强, 等. 运用稀疏法分析物种丰富度的海拔梯度分布格局: 以样方实测乔木种数据为例[J]. 生物多样性, 2011, 19(5): 581-588.