

# 基于遥感反演河套平原区域蒸发蒸腾量研究

张薇, 蔺文静, 王贵玲

(中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 石家庄 050061)

**摘要:**采用 SEBS 模型, 结合地面站点观测的温度、湿度、风速、日照时数等气象数据, 利用 MODIS/TERRA 卫星遥感影像, 反演河套平原 2006 年日蒸散发量, 对河套平原蒸散发量进行分析研究。并结合彭曼公式计算的理论蒸散发量的年内分布规律进行分析, 对河套平原实际蒸散发量进行时间尺度推演, 对河套平原区域蒸散发量的时间分布特点进行了分析。

**关键词:** SEBS 模型; 蒸发蒸腾量; 河套平原

**中图分类号:** TP751      **文献标识码:** A      **文章编号:** 1000-3177(2009)106-0028-04

## 1 引言

蒸发蒸腾是水循环的重要组成部分, 也是地面热量平衡的重要组成部分, 一直是国内外地学、农学等研究领域关心的主要问题。随着水资源合理利用与管理量化的迫切需求, 蒸发蒸腾问题越来越受到人们的重视, 并取得了一系列有使用价值的成果。

国际上对蒸发量的研究已有 200 多年的历史, 1802 年 Dalton 提出了综合考虑风及空气温、湿度对蒸发量影响的道尔顿蒸发定律, 使蒸发的理论计算具有了明确的物理意义, 对近代蒸发理论的创立起到了决定性的作用。许多研究者根据道尔顿的蒸发理论研究了各种因素对蒸发的影响, 建立了一系列经验公式。BREB 法在 20 世纪 80 年代以前一直被认为是较可靠的蒸发量计算方法。1960 年 Penman 和 Long<sup>[1]</sup>通过模拟 SPAC (Soil-Plant-Atmosphere-Continuum) 中能量和物质交换过程来计算植物蒸腾、土壤蒸发。Monteith<sup>[2]</sup>于 1963 年通过引入表面阻力的概念对 Penman 公式进行了改进, 导出了彭一曼公式。我国对蒸发的研究工作起步较晚, 从 20 世纪 50 年代以来, 许多学者结合中国的实际情况引用、推导或修正国外普遍流行的公式, 进行了大量蒸发计算工作。

然而, 传统的点上监测方法对于大区域蒸发蒸腾量监测具有很大的局限性, 虽然有其精确度上的优势, 但当土壤的物理化学性质和水分空间变异性

较大时, 存在以点代面的问题, 用于区域蒸发蒸腾量的监测存在一定的局限性, 不能很好的反映区域分异性。而随着遥感技术的不断发展, 具有时空连续性和跨度性的卫星遥感资料能够把观测范围扩展到整个流域, 对区域 ET 进行观测, 克服了以点代面的误差, 同时遥感技术在数据获取方面节省了大量人力物力。

掌握区域尺度蒸发蒸腾量的时空分布特征, 为大区域水均衡计算提供了基础, 对水资源的合理配置起到了重要作用, 同时也为农业生态环境可持续发展的必然选择。

## 2 基本原理

本文选用具有较强物理基础的 SEBS (Surface Energy Balance System) 模型, 根据地表能量平衡系统估算地表蒸发量, 在遥感蒸发计算方面有较高精度<sup>[3~5]</sup>。能量平衡原理就是指地球表面所获得的净辐射能等于土壤热通量、感热通量和潜热通量之和。因此, 地球表面任意点处的能量平衡通常可以表示为:

$$R_n = G_0 + H + \lambda E \quad (1)$$

式中  $R_n$  为净辐射通量,  $G_0$  为土壤热通量,  $H$  为感热通量, 分别计算得到后, 利用余项法计算潜热通量(蒸发蒸腾所用能量)  $\lambda E$ 。

净辐射通量是指地表短波和长波辐射的收入与支出的差值。

$$R_n = (1 - \alpha) \cdot R_{swd} + \varepsilon \cdot R_{lwd} - \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (2)$$

式中  $\alpha$  为反照率,  $R_{swd}$  为下行太阳辐射,  $R_{lwd}$  为

收稿日期: 2008-12-02      修订日期: 2009-01-12

基金项目: 中国地质科学院水文地质环境地质研究所基本科研业务费 SK07014。

作者简介: 张薇(1981~), 女, 辽宁省大连人, 硕士研究生, 地质工程专业, 主要从事土壤水分运移与遥感研究。

E-mail: hdhzw@yahoo.com.cn

下行长波辐射,  $\epsilon$  为地表比辐射率,  $\sigma$  为 Stefan-Boltzmann 常数,  $T_0$  为地表温度。这些有关参数均可从遥感数据中获得。

土壤热通量  $G_0$  是指被地表吸收和释放到空气中的那部分辐射能量。由下式计算:

$$G_0 = R_n \cdot [\Gamma_c + (1 - f_c) \cdot (\Gamma_s - \Gamma_c)] \quad (3)$$

在地表全部被植被覆盖时,地面土壤热通量  $G_0$  计算所需的比值  $\Gamma_c = 0.05$  (Monteith, 1973 年),而裸土时,  $\Gamma_s = 0.315$  (Kustas and Daughtry, 1989 年)。引入参数—植被覆盖率  $f_c$  来描述植被的不同覆盖程度。

感热通量通过描述地表与大气之间能量和物质传输的模型,基于莫宁—奥布霍夫相似理论(Monin-Obukhov Similarity)(MOS)进行整体参数化,估算地面和大气间的能量和物质传输过程。

$$u = \frac{u_*}{k} \left[ \ln\left(\frac{z-d_0}{z_{om}}\right) - \Psi_m\left(\frac{z-d_0}{L}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_{om}}{L}\right) \right] \quad (4)$$

$$T - T_a = \frac{H}{k u_* \rho C_p} \left[ \ln\left(\frac{z-d_0}{z_{oh}}\right) - \Psi_h\left(\frac{z-d_0}{L}\right) + \Psi_h\left(\frac{z_{oh}}{L}\right) \right] \quad (5)$$

$$L = -\frac{\rho C_p u_*^3 T_v}{k g H} \quad (6)$$

式中  $u$  为平均风速,  $Z_{om}$  为动量传输粗糙度,  $Z_{oh}$  为热传导相对粗糙度,  $z$  为距地表的高度,  $\rho$  为空气密度,  $k = 0.4$  为 von Karman 常数,  $d_0$  为零平面位移高度,  $g$  为重力加速度,  $T_v$  为近地表虚位温,  $\Psi_m$  和  $\Psi_h$  分别为 MOS 中动量和显热传输稳定度订正函数,  $C_p$  为比热,  $T_a$  为参考高度温度。通过公式联立求出:摩擦速度  $u_* = (\tau_0/\rho)^{1/2}$ , 奥布霍夫长度  $L$ , 感热通量  $H$ 。

利用干限和湿限的极端情况,蒸发比可最终确定为:

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{H + \lambda E} = \frac{\lambda E}{R_n - G} = \frac{\Lambda_r \cdot \lambda E_{wet}}{R_n - G} \quad (7)$$

得到蒸发比( $\Lambda$ )之后,每日的蒸发蒸腾量即可确定:

$$E_{daily} = 8.64 \times 10^7 \times \Lambda_0^{24} \times \frac{\overline{R_n}}{\lambda \rho_w} \quad (8)$$

其中  $\Lambda_0^{24}$  为日蒸发比。

### 3 研究区概况及数据资料

#### 3.1 研究区概况

河套平原位于内蒙古自治区西部,巴彦淖尔盟南部,地理坐标  $40^{\circ}10' \sim 41^{\circ}20'N$ ,  $106^{\circ}10' \sim 109^{\circ}20'E$ , 见图 1。

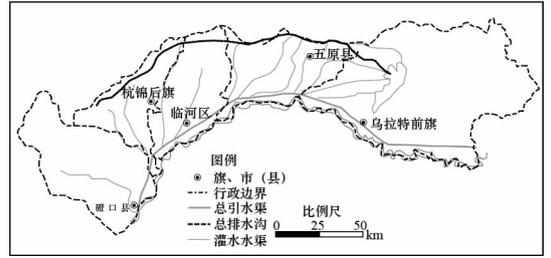


图 1 河套平原位置图

研究区位于干旱与半干旱区、荒漠与草原的过渡地带,生态环境十分脆弱。盐渍化与沙漠化这相关联的两大问题制约着农业的发展。从灌区的发展来看,区域水资源的不合理开发利用冲击着社会与环境的协调发展。实施区域水资源的时空协调配置,是实现地区社会经济与环境可持续发展的必然选择。河套平原具有以垂直交替为主的区域水循环特征,在区域水均衡中,蒸发蒸腾作用显得尤为重要。

#### 3.2 数据选取

本文所用到的数据主要包括两个部分:2006 年的 MODIS/TERRA 卫星数据产品;2006 年河套平原 4 个气象站的地面气象观测数据。

MODIS 数据选用 MODIS2 级数据产品(MODIS Level-2 land data products),包括地表温度产品(MOD11),地表反射率产品(MOD09),均来自于 NASA 的陆地过程分布式数据档案中心(Land Processes Distributed Active Archive Center, LPDAAC)。

气象数据包括河套平原 4 个气象站点 2006 年全年每日小时间隔的气温、风速、相对湿度、日照时数、水气压及辐射数据。通过预处理进行内插,得到卫星通过的瞬间的数值。

### 4 结果与讨论

#### 4.1 日蒸发蒸腾量

从图 2~图 5 中可以看出,最高值多出现在乌梁素海区域,而低值区多出现在西部乌兰布和沙漠区域。结合不同的地物类型,可以看出,不同的地表覆盖对蒸发蒸腾的影响,水体的蒸发蒸腾量最高,其次是山地与植被覆盖区,而沙地和裸地的蒸发蒸腾量最低。

春季蒸发蒸腾量在  $1 \sim 7\text{mm}$  均有分布,但主要集中在  $2 \sim 4\text{mm}$ ,最高值达到  $6.31\text{mm}$ 。夏季,蒸发蒸腾量普遍升高,由于植被生长等影响,地物特征的区别更加明显,蒸发蒸腾量受地物影响也更加明显,最高值达到  $7.44\text{mm}$ 。秋季蒸发蒸腾量逐渐减小,

主要分布在 3~5mm 之间,最高值降低为 4.73mm。冬季,蒸发蒸腾量分布进一步降低,随着地物特征趋于一致,蒸发蒸腾量的空间分布也趋于一致。ET 基本小于 1mm,最高值仅为 1.23mm。

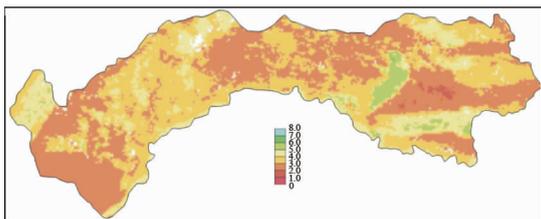


图 2 4月30日蒸发蒸腾量分布图

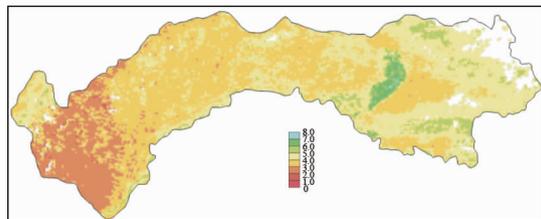


图 3 6月7日蒸发蒸腾量分布图

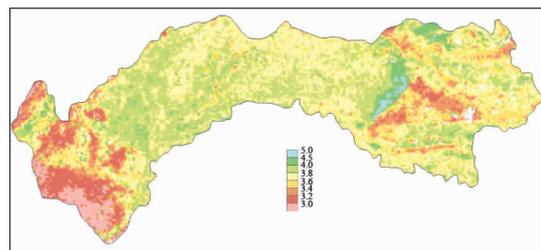


图 4 9月2日蒸发蒸腾量分布图

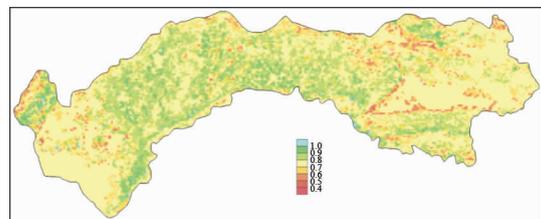


图 5 11月17日蒸发蒸腾量分布图

### 4.2 实际蒸散量推演

选择一年中质量较好的 52 张影像,计算研究区单日的蒸散发量( $ET_a$ ),并利用世界粮农组织推荐的彭曼方法,结合气象数据计算河套平原每日参考蒸发蒸腾量( $ET_0$ )。

$$ET_0 = [0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} \mu_2 (e_s - e_a)] / [\Delta + \gamma(1 + 0.34\mu_2)] \quad (9)$$

找出一旬/月中影像质量较好的遥感数据反演结果,同时找到与遥感影像同一天的参考蒸发蒸腾量,对一旬/月内的参考蒸发蒸腾量求和,得到此旬/月总参考蒸发蒸腾量,用总的参考蒸散发量除以与遥感影像同一天的参考蒸散发量,得到一个系数,利

用此系数乘以遥感影像反演的单日蒸发蒸腾量,即得到旬/月遥感影像反演结果,其中 1、2、12 月由于研究区冰封影响,实际蒸散发量为 0,不再计算。

由于地物特征及环境变化的影响,选取的时间间隔越短,对蒸发蒸腾量的计算则越准确。把每月的蒸散发量求和,即得到年总蒸散发量。此方法的平均误差,可控制在 10% 左右<sup>[6]</sup>。

### 4.3 ET 年内时间分布特征

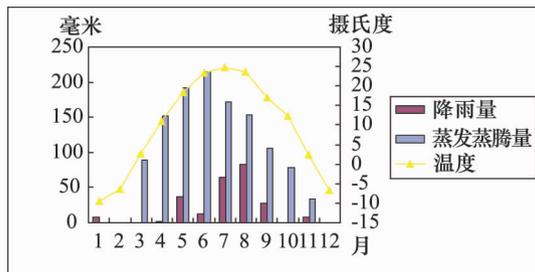


图 6 2006 年蒸发蒸腾量、降雨量及温度月变化

由图 6 中可以看出研究区蒸发蒸腾量的年内分布规律,1、2 月份,受土壤封冻的影响,蒸发蒸腾量为零。3 月份起,随着气温回暖、辐射增强,蒸发蒸腾量呈现增长趋势,进入 4 月,蒸发蒸腾量的增幅达到最大,约为 51.57mm。随着 5 月夏灌的开始,雨水增多、温度增高,蒸发蒸腾量持续增高。但同时也导致了耗水量不断增大,土壤和植被供水量受到一定的影响。7 月蒸发蒸腾量开始出现下降,进入 9 月后,气温下降、辐射量与降雨量明显减小,蒸发蒸腾量逐步减少,并于 11 月出现了一次最大幅度的下降,降幅达到 33.51mm。进入 12 月后,地表逐渐冰封,蒸发蒸腾停止。从图 6 中可以看出,降雨量与气温与蒸散发量呈正相关性,表明气象因素对蒸散发量存在很大的制约作用。

除气象因素的影响外,地下水位是蒸散发的重要影响因素之一,研究区地下水主要以垂直运动为主,地下水位动态是降雨、灌溉和蒸发等因素的综合反映。如图 7 所示,地下水位年际变化不大,但季节性变化明显,年内变化分为春融、夏秋灌溉、冬储及冰冻 4 个阶段。最低水位多出现在 3 月份,但随着春融的开始,水位逐渐回涨,5 月中旬开始夏灌,达到第一个峰值。6 月,随着气温的升高和植被的生长,蒸散发量迅速增大,在一定程度上限制了水位的增长,而水位的下降又对蒸散发产生了影响,两者相互制约。进入 9 月,由于秋灌的开始,使地下水位急剧上升,最高水位出现在 11 月份。从 11 月开始到 12 月,气温下降,土壤封冻,水分逐渐上移进入冻层,水资源难以补给地下水,水位随之下降。年水位变幅在 1~2m,最大达到 2~2.5m。

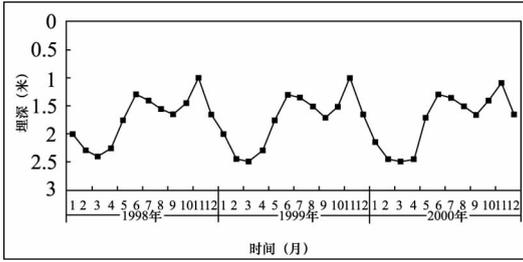


图7 1998年至2000年水位变化趋势图

### 4.4 气象数据敏感性分析

由于气象数据是蒸发蒸腾量计算中的重要参数,在一定程度上决定了反演结果的准确度,故以6月30日的数据为例,保持其他参数不变,对湿度、温度和风速进行了敏感性分析。由图8~图10可以看出,在蒸发蒸腾量的计算过程中,裸地受气象因素的影响十分显著,明显高于水体和植被,其中对温度的变化最为敏感,并具有一定的正相关性。植被与水体在湿度变化达到15%时,蒸发蒸腾量的变化幅度均小于0.15%,几乎无影响。而在风速变化15%幅度内,蒸发蒸腾量的变化幅度基本小于2%,影响较小。当温度发生变化时,对水体区蒸发蒸腾量影响基本小于0.2%,而对植被覆盖区蒸发蒸腾量影响范围为4.4%~8.2%。

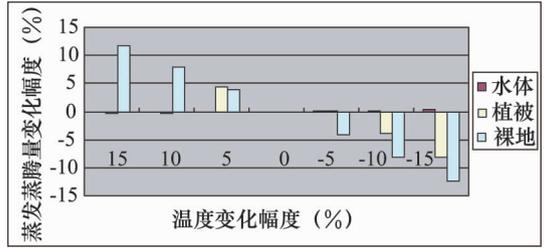


图9 蒸发蒸腾量对温度变化的敏感性

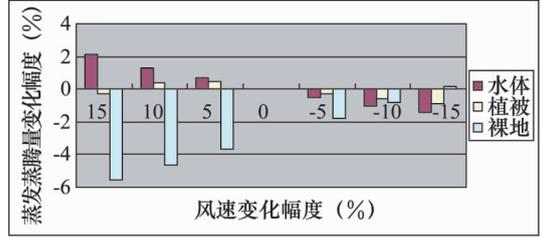


图10 蒸发蒸腾量对风速变化的敏感性

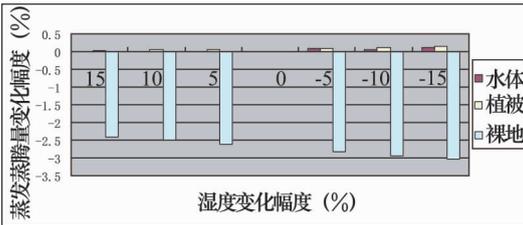


图8 蒸发蒸腾量对湿度变化的敏感性

## 5 结束语

利用遥感手段,结合气象数据计算蒸发蒸腾量的方法可行,能够在大气区域范围反映蒸发蒸腾量的时空变化特征,并具有省时省力等优势,对区域水资源研究具有重要的现实意义。

在蒸发蒸腾量计算过程中,不同的地物类型对气象数据的敏感性有所差异。裸地区受各气象因素的影响均较为明显,如研究区内裸地覆盖面积较大时,建议加密气象数据的选取。在选用蒸发蒸腾的计算方法时首先要考虑研究目的,侧重点上精确研究时,适合选用传统方法,以保证计算精度,但侧重与大尺度研究时,适合选用遥感方法,从区域尺度着眼,分析蒸发蒸腾量在区域上的分布规律。

## 参考文献

- 1 Penman H L, JF Long. Weather in wheat, and essay in micrometeorology[J]. Quant. J. R. Met. Soc., 1960, (86): 1~50.
- 2 Monteith J. L. Environmental Control of Plant Growth (LT Evans, ed.) [M]. Academic Press, New York, 1963.
- 3 Su Z, Jacobs C. ENVISAT: Actual Evapotranspiration BCRS Report 2001: USP-2 Report 2001 01-02 [A]. Beleidscmissie Remote Sensing (BCRS) [C]. 2003.
- 4 Su Z, Yacob A, et al. Assessing relative soil moisture with remote sensing data: Theory, experimental validation, and application to drought monitoring over the North China plain [J]. Physics and Chemistry of the Earth, 2003 (28).
- 5 Su H, McCabe F, et al. Modeling evapotranspiration during SMACEX: Comparing two approaches for local and regional-scale prediction [J]. Journal of hydrometeorology, 2005 (6).
- 6 吴炳方, 邵建华. 遥感估算蒸腾蒸发量的时空尺度推演方法及应用 [J]. 水利学报, 2006, 27 (3).

# Study on the Distribution of the Real Evapotranspiration in Hetao Plain Based on Remote Sense

ZHANG Wei, LIN Wen-jing, WANG Gui-ling

(The Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, CAGS, Shijiazhuang 050061)

(下转第42页)