

基于遥感的泾河流域日蒸散量估算

董国涛¹, 王鸣程², 白娟³, 蒋晓辉¹, 何宏谋¹, 党素珍¹, 王化儒⁴

(1. 黄河水利委员会黄河水利科学研究院, 郑州 450003; 2. 中国科学院昆明植物研究所山地生态系统研究中心, 昆明 650201;
3. 山西师范大学城市与环境科学学院, 山西 临汾 041000; 4. 黄河水资源保护科学研究院, 郑州 450003)

摘要: 蒸散发是陆地水分和能量循环过程中的重要环节。利用遥感数据与传统蒸散发模型相结合的方法, 对泾河流域 2006 年 3—10 月日实际蒸散量进行动态模拟, 并利用 LAS 站实测数据对模拟结果进行了验证。结果表明: 1) 基于遥感的 P-T 方法估算地表实际蒸散发可获得较好的效果。2) 泾河流域蒸散发空间上, 总体趋势为“南高北低; 东西两侧山区高, 中部平原低”; 林地蒸散量最高, 其次为农田, 最低的是草地。3) 时间上, 泾河流域蒸散发呈单峰型分布, 7 月、8 月份的蒸散发量最高。4) 月均气温、月降雨量和月均植被指数与月均蒸散发量的相关系数分别在 0.8, 0.5, 0.7 左右, 表明温度、降水和植被是影响泾河流域蒸散发的关键因素。

关键词: 蒸散发; 遥感; 区域蒸散发模型; 泾河流域

中图分类号: P426.2

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2015)02-0101-05

Estimation of Daily Evapotranspiration Based on Remote Sensing Data in Jinghe Basin

DONG Guotao¹, WANG Mingcheng², BAI Juan³, JIANG Xiaohui¹,
HE Hongmou¹, DANG Suzhen¹, WANG Huaru⁴

(1. Yellow River Institute of Hydraulic Research, YRCC, Zhengzhou 450003, China;
2. Centre for Mountain Ecosystems Studies, Kunming Institute of Botany, Chinese Academy of Sciences, Kunming 650201, China; 3. College of Urban and Environmental Science, Shanxi Normal University, Linfen, Shanxi 041000, China; 4. Yellow River Water Resources Protection Institute, Zhengzhou 450003, China)

Abstract: Evapotranspiration (ET) is a key process in the global water and energy cycle. It is convenient to estimate the spatiotemporal variation of ET using remote sensing techniques. The regional ET model driven by remote sensing was built by coupling the conventional ET model with remote sensing data. Daily ET was estimated from March to October of 2006 in the Jinghe basin. The estimation was validated with LAS data. The results showed that: 1) the estimation using the P-T method based on remote sensing met the observations well; 2) spatial distribution patterns indicated that ET was higher in lower latitudes and mountainous areas than in higher latitudes and plains, and ET of forest ranked the highest among other land cover types; 3) ET presented a unimodal distribution and peaked in July and August; 4) strong correlations were found between monthly ET and the monthly average temperature, monthly precipitation, and vegetation index, the correlation coefficients were 0.8, 0.5 and 0.7, respectively. Temperature, precipitation and vegetation index were the major factors affecting the daily ET in Jinghe basin.

Keywords: evapotranspiration; remote sensing; regional ET model; Jinghe basin

蒸散发 (Evapotranspiration, ET) 包括土壤、水面的蒸发和植被蒸腾, 是陆地生态系统水分输出的主要途径, 是认识和研究地气相互作用中水量平衡和热量平衡过程的重要参量, 也是植被生长状况与作物产量

的重要指标^[1]。蒸散发量的大小反映了陆面过程中地、气作用的强度, 准确地估算区域地表蒸散量对于流域水资源管理和农业旱情监测等具有重要意义^[1-2]。自 1802 年 Dalton 提出计算蒸发的公式以

来,蒸散发理论取得一系列重要成果^[3-8],如波文比能量平衡法、空气动力学方法、涡度相关法、Penman-Monteith 公式、Priestley-Taylor 公式等。这些理论主要是在点尺度上应用,而在区域尺度上的应用仍有很多局限性。

从 20 世纪 70 年代起,遥感不仅作为获取区域信息的手段,而且开始作为一门独立的学科提出了一些估算区域蒸散发的方法,区域蒸发量的研究取得了突破性成果,并发展了许多遥感蒸散发模型。遥感估算区域蒸散发的方法主要分为^[9]:经验统计模型、与传统方法相结合的遥感模型、地表能量平衡模型和陆面过程与数据同化等。其中与传统模型相结合的遥感模型方法,既具有较为坚实的理论基础,又能用遥感获取区域尺度的参数,国内外得到广泛的应用^[10-12]。本研究在传统 Priestley-Taylor (P-T) 公式^[8]的基础上,采用多源遥感数据驱动模型,对泾河流域 2006 年 3—10 月的日实际蒸散量进行估算,结合地表 LAS 实测数据对模型的模拟精度进行评价,并进一步分析研究区实际蒸散发的时空分布特征及降水和植被对实际蒸散发的影响,为泾河流域的水文过程模拟提供基础数据,对研究泾河流域水资源综合管理具有重要意义。

1 研究区概况

泾河是渭河重要的支流,发源于宁夏泾源县六盘山东麓,由西北向东南流经宁夏、甘肃、陕西 3 省区,在陕西省高陵县陈家滩注入渭河。流域位于 106°14'—

108°42'E, 34°46'—37°19'N, 全长 483 km, 流域面积 45 421 km², 流域绝大部分位于陇东黄土高原。流域北缘有贺兰山、鄂尔多斯高原, 南为秦岭山脉, 西依六盘山脉, 东抵子午岭山系, 地貌分为北部黄土丘陵区、中部黄土残塬区、西南部山地林区和东南部山地河川区。地势西北高, 东南低, 总体是东北西三面向东南倾斜。

泾河流域属于大陆性气候, 是半湿润一半干旱过渡带, 气温南高北低, 年平均气温 8~13℃, 年平均降水量 390~560 mm, 降雨时空分布不均, 由东南向西北逐渐递减, 降水主要集中于 7—9 月, 多以暴雨形式出现, 约占全年降水量的 50%~60%^[13]。泾河位于六盘山和子午岭森林分布区之间, 流域的中上游主要为草地, 流域的中下游主要为农田, 灌丛主要处于森林向农田和草地的过渡区, 这 4 种土地利用类型占流域总面积的比例超过 90%^[14]。土壤类型主要为黄绵土、黑垆土、褐土、新积土等。

2 研究方法及数据处理

2.1 研究方法

本文采用传统模型与遥感数据产品相结合的方法计算潜在蒸散发。选择 P-T 公式^[8], P-T 模型是 Priestley and Taylor 对 Penman 公式的修正式, 主要输入参数为大气温度和太阳净辐射, 这两个参量可通过遥感数据计算获取, 基于遥感数据的 P-T 模型计算流程见图 1。

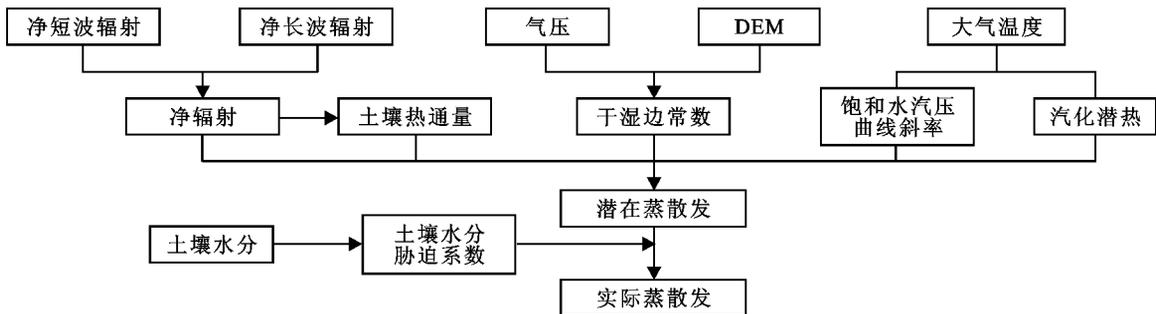


图 1 基于遥感数据的 P-T 模型计算流程

2.1.1 Priestley-Taylor 公式 Priestley-Taylor 是在平衡蒸发(当下垫面上空的空气趋于饱和或当下垫面的湿度与空气相等时的蒸发)的基础上, 引入常数 α , 从而推导出无平流条件下潜在蒸散发的计算公式, 其与 Penman 公式的主要差别在于没有考虑空气动力项, Priestley-Taylor 公式的表达式如下:

$$ET_P = \alpha \left(\frac{R_n - G}{\lambda} \right) \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \quad (1)$$

式中: ET_P ——潜在蒸散发 (mm); α ——Priestley-Taylor 系数, 不同条件需要修正; R_n ——地表净辐射

量 (W/m^2); G ——土壤热通量 (W/m^2); λ ——汽化潜热 (MJ/kg); Δ ——饱和水汽压—温度曲线斜率 ($kPa/^\circ C$); γ ——干湿表常数 ($kPa/^\circ C$)。

饱和水汽压曲线斜率 Δ 计算公式如下:

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

式中: T_a ——气温 ($^\circ C$)。

干湿表常数计算公式采用下式:

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

式中: P_r ——空气定压比热,取值 1.013×10^{-3} MJ/(kg·°C)一定气压下,单位体积的空气温度升高 1°C 所需的能量为 1.013×10^{-3} MJ/(kg·°C); P_r ——大气压(kPa); ϵ ——水汽分子量与干空气分子量之比,值为 0.622; λ ——汽化潜热,取值 2.45 MJ/kg; 也可通过下式计算:

$$\lambda = 2.50 - 0.0022T_a \quad (4)$$

区域尺度上大气压基于海拔估算:

$$P_r = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065H}{293} \right)^{5.26} \quad (5)$$

式中: H ——海拔高度(m),由 DEM 数据获取。

净辐射是驱动地表蒸散和显热通量的主要来源^[15],本文中利用 GLDAS 数据产品净短波辐射和净长波辐射计算获得。土壤热通量的估算本文采用 Su^[16]提出的计算方法,对于有植被覆盖的地面,计算公式如下:

$$G = R_n [\tau_c + (1 - f_c)(\tau_s - \tau_c)] \quad (6)$$

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 ——植被覆盖率。

对于水体和冰雪,土壤热通量的计算多采用与 R_n 取值的方法,本文水体的土壤热通量与净辐射的比值取 0.5^[16],即

$$G = 0.5R_n \quad (7)$$

2.1.2 日潜在蒸散发推求 本文采用正弦曲线法推算潜在蒸散发的日过程,根据谢贤群的研究结果^[17],当达到农田上的净辐射与土壤热通量之差为零时,蒸发速率为零,一般出现在日出后 1 h 和日出前 1 h 左右,同时潜在蒸散发的日变化过程呈现余弦曲线的变化趋势。最大潜在蒸散发量出现在当地正午时间,通过该最大值可计算出曲线上任何时间点的潜在蒸散发^[18],计算公式如下:

$$ET_P(t) = ET_{P\max} \sin \left[\left(\frac{t - (t_{\text{rise}} + 1)}{t_{\text{set}} - t_{\text{rise}} - 2} \right) \pi \right] \quad (8)$$

式中: $ET_{P\max}$ ——日最大潜在蒸散发; t ——任意时间点, t_{rise} , t_{set} ——日出时间和日落时间,分别对应净辐射变为正和变为负的当地时间,可通过纬度和日期计算得到。

通过遥感能获取卫星过境时刻的净辐射量以及大气温度,可由 Priestley-Taylor 公式估算卫星过境时刻的瞬时潜在蒸散发量,结合余弦曲线法即可估算日最大潜在蒸散发量,计算公式如下:

$$ET_{P\max} = \frac{INET_P}{\sin \left[\left(\frac{t_{\text{pass}} - (t_{\text{rise}} + 1)}{t_{\text{set}} - t_{\text{rise}} - 2} \right) \right]} \quad (9)$$

式中: $INET_P$ ——卫星过境时刻的潜在蒸散发;

t_{pass} ——卫星过境时刻的当地时间。由此,日潜在蒸散发总量计算公式为:

$$ET_P = \int_{t_{\text{rise}}}^{t_{\text{set}}} ET_P(t) dt = \int_{t_{\text{rise}}}^{t_{\text{set}}} ET_{P\max} \sin \left[\left(\frac{t - (t_{\text{rise}} + 1)}{t_{\text{set}} - t_{\text{rise}} - 2} \right) \pi \right] dt \quad (10)$$

通过以上方法,即可计算出基于遥感数据的日潜在蒸散发。

2.1.3 实际蒸散发计算 基于潜在蒸散发量结果,结合实际土壤水分状况计算实际蒸散发量,实际蒸散发的估算采用土壤水分胁迫系数^[19],计算公式如下:

$$ET_a = K_s \times ET_P \quad (11)$$

$$K_s = \frac{\ln(A_v + 1)}{\ln 101} \quad (12)$$

$$A_v = \left[\frac{(SW - SW_w)}{SW_{FC} - SW_w} \right] \times 100\% \quad (13)$$

式中: ET_a ——实际蒸散发量(mm); K_s ——土壤水分胁迫系数; SW ——土壤水分(mm); SW_w ——土壤凋萎含水量(mm); SW_{FC} ——土壤田间持水量(mm)。

土壤水分计算采用为条件植被温度指数法(VT-CI)^[20],利用 MODIS 遥感产品和农业气象观测站点土壤水分数据,建立基于温度植被指数的表层土壤水分遥感估算模型,对泾河流域土壤水分进行模拟估算。农业气象观测的土壤水分数据为泾河流域内 10 个农业气象观测站点 2000—2010 年的 10 cm 土壤相对含水量数据,时间为旬尺度。土壤相对含水量可通过下式计算:

$$SW_{\text{相对}} = \frac{SW_{\text{实际}}}{SW_{fc}} \quad (14)$$

式中: $SW_{\text{相对}}$ ——土壤相对含水量; $SW_{\text{实际}}$ ——土壤实际含水量; SW_{fc} ——土壤田间持水量。

通过公式(14)可知,站点土壤实际含水量可根据土壤相对含水量与田间持水量计算得出。通过全球土壤数据库 HWSD(The harmonized world soil database)查询获得表层土壤类型、机械组成、有机碳含量、土壤容重等,再用 SPAW 软件(<http://hydrolab.arsusda.gov/SPAW/index.htm>)计算不同土壤类型的田间持水量和凋萎含水量。

以 MODIS 数据的植被指数 NDVI 为横坐标,地表温度 LST 为纵坐标的散点图,通过绘制特征空间拟合“干边”和“湿边”,并求出“干边”和“湿边”的截距和斜率,进而结合 NDVI 和 LST 数据利用波段运算得到 2006 年 16 d 的 VTCI 数据。利用泾河流域内农业气象观测站点的表层(0—10 cm)土壤相对含水量,计算出各站点的实际土壤水分,建立实际土壤水分与条件温度植被指数(VTCI)之间的线性关系模

型,进而拟合得到泾河流域 2006 年 16 d 的土壤水分数据,最后利用线性时间插值为日土壤水分数据。

2.2 数据处理

本文使用的公共平台数据主要包括 SRTM 的

DEM 数据、GLDAS (Global Land Data Assimilation System) 气温数据、MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) 数据、世界土壤属性数据库 (HWSD) 数据等。各数据的详细信息如表 1 所示。

表 1 研究所用公用平台数据产品信息表

序号	数据集	数据内容	产品代码	产品分辨率	
				时间分辨率	空间分辨率
1	SRTM	地面高程	DEM	—	90 m
2	GLDAS	大气温度	NOAH011	3 h	0.25°
		净短波辐射 净长波辐射	NOAH025	3 h	0.25°
3	MODIS	地表温度和发射率	MOD11A1	1 d	1 km
		植被指数	MOD13A2	16 d	1 km
4	HWSD	土壤类型	—	—	1 km

DEM 数据采用 SRTM 数据,空间分辨率为 90 m,为了与其他数据保持一致,数据重采样到 1 km×1 km 分辨率。GLDAS 气温数据、净短波辐射和净长波辐射是模型的重要输入参数,本文采用 NOAH 模式同化的 GLDAS 产品,空间分辨率为 0.25°,为满足模型空间分辨率的要求,进行降尺度处理和计算,获得空间分辨率为 1 km 的瞬时气温数据和净辐射。MODIS 数据主要有地表温度和发射率 (MOD11A1) 和植被指数数据 (MOD13A2)。其中 MOD11A1 数据提供地表温度、过境时间等参数,MOD13A2 计算获得植被覆盖率。下载的 MODIS 数据使用 ModisTool 工具对数据进行波段提取、拼接及重采样、转投影处理,然后边界裁剪得到空间分辨率为 1 km 的 ENVI 标准格式数据。

3 结果与分析

3.1 模拟结果验证

利用泾川站 LAS 监测的 2006 年 5—7 月的日均蒸散量观测资料,将模型估算的日均蒸散量与实测的日均蒸散量比较。考虑到影像的几何纠正的误差带来的空间尺度取样引起的误差,观测点处遥感估算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。模型模拟的 2006 年第 152 d 到 212 d 的模拟蒸散量与实测蒸散量,总体符合较好,模拟值与观测值相关性分析见图 2,相关系数为 0.54。结果表明基于遥感的 P-T 方法计算实际蒸散发可以获得较好的效果,该方法适用于本地的蒸散发模拟。

3.2 时间变化规律分析

图 3 为泾河流域 2006 年 3—10 月实际蒸散发的月均值变化图。总体来看,泾河流域的月均地表实际

蒸散发量分布呈单峰型分布,与杨小利等^[21]采用 Penman-Monteith 公式估算的泾河上游潜在蒸散发的结论一致。3 月份和 10 月份的蒸散发量较低,从 4 月开始蒸散发量呈现显著的增长趋势,5 月份月蒸散量达到 50 mm,6 月份蒸散量继续快速攀升,7—8 月两个月份的蒸散发量差异不大,均处于 80 mm,其中 8 月蒸散发量最大,达到 83 mm。分析原因为 3 月、10 月份研究区气温极低,不利于地表蒸散发;从 4 月开始气温回升蒸散发逐渐升高,5 月,6 月份气温继续回升,空气饱和差变大,导致耗水增加。7 月,8 月份是植被生长的旺季,植被蒸腾显著提高,导致蒸散发量的大量增加。9 月开始气温降低,植株衰老,叶片功能丧失,蒸散发降低。进入 10 月份随着温度进一步降低,大部分植物的代谢活动已经很低,蒸腾量也随之降低。

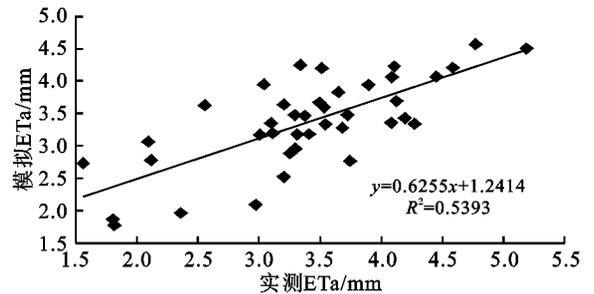


图 2 泾川站模拟 ETa 与实测 ETa 相关性分析

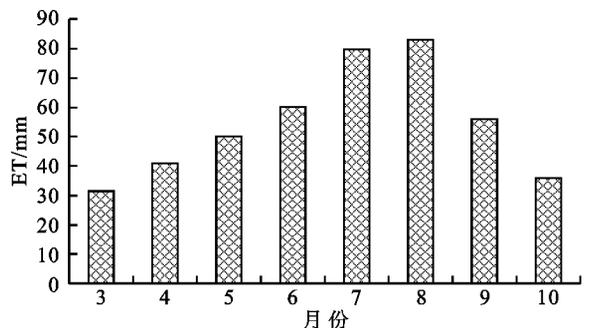


图 3 2006 年 3—10 月地表实际蒸散发的月均值

3.3 空间变化规律分析

图4为泾河流域2006年3—10月蒸散发量的空间变化图。泾河流域实际蒸散发量随着季节的变化差异较大,在7月、8月份蒸散发量达到最高值。空间分布主要受土地利用类型的影响,总体趋势为“东西两侧山区高,中部平原低;南高北低”,3月、4月份林地蒸散发较显著,7月、8月份所有植被类型蒸散发都为一年中的最高值。

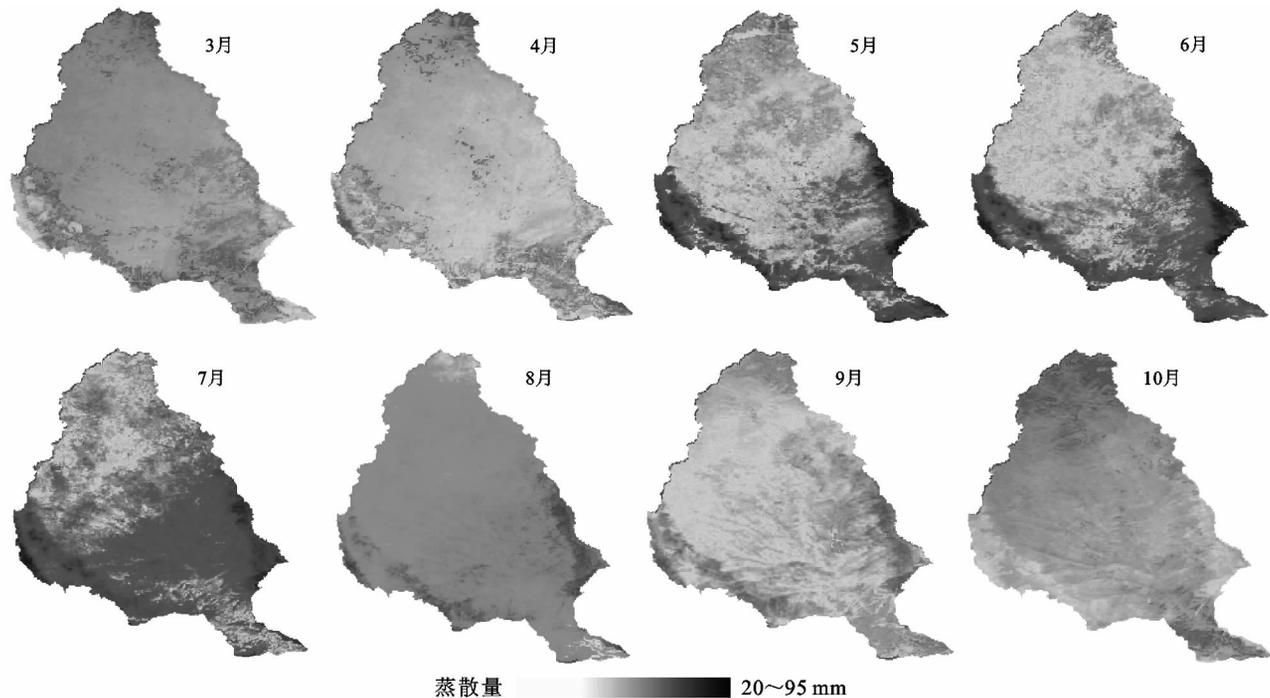


图4 泾河流域月均实际蒸散发量空间分布

流域的蒸散发受土地利用和覆被类型的影响,同时与作物的生长有很好的对应关系。林地植被覆盖区,位于山区,降水相对多,7月份月蒸散发量超过100 mm;同期供水充足的农田,由于生长发育旺盛,蒸散发量也达到85 mm;而草地在7月份的蒸散发不到70 mm,由于泾河流域旱地大多不具备灌溉条件,大面积的旱田只能雨养,很多的时候处于缺水状态,故蒸散量较低。总体来说,林地覆盖区域蒸散发大于农田和草地,表明蒸散发量主要与植被盖度和水分供给状况有关。从年蒸散发(3—10月)来看,研究结果与张淑兰等^[2,22]对泾河流域实际蒸散发研究结果较为一致,森林覆盖区域的年蒸散发量明显高于其他区域,且总体上看流域自南向北蒸散发有明显的减少趋势。

3.4 影响因素分析

蒸散发受很多因素的影响,主要包括气象因子、土壤水分条件、植被情况等^[23]。本文选择气温、降雨和NDVI3个重要因子,分析其对蒸散发的影响作

用。将2006年3—10月的日蒸散量求月平均,并对各月的气温、降雨量以及NDVI求月平均,分析月均温度、月降雨量和月均NDVI与区域蒸散发之间的相关关系,分别探讨温度、降水和植被对区域蒸散发量的影响。

泾河流域3—10月蒸散发量处于20~95 mm之间,林地月蒸散发量最大,其它土地利用类型的蒸散发均在20~80 mm之间。从空间分布来看,月蒸散发的高值区主要分布于东部和西部的山区地带。北部黄土丘陵区是流域内蒸散发的数量洼地,受到降雨减少的影响,该区域的蒸散发远远小于其他区域。中下游的平原区主要为农田区域,蒸散发由于受农作物生长季节的影响,其蒸散发量要高于草地,但明显低于林地。

用。将2006年3—10月的日蒸散量求月平均,并对各月的气温、降雨量以及NDVI求月平均,分析月均温度、月降雨量和月均NDVI与区域蒸散发之间的相关关系,分别探讨温度、降水和植被对区域蒸散发量的影响。

3.4.1 降水和气温对蒸散发的影响 选择泾河流域环县站和西峰镇站两个典型站点,分析得到这两个站点的3—10月降雨量、月均气温与月蒸散发量之间的相关关系。如图5所示,降雨量与蒸散发的相关系数均达到了0.5左右,二者呈较好的正相关关系,气温与蒸散发的相关系数达到0.8左右,说明温度和降水对蒸散发均有显著影响,且温度较降水对流域蒸散发的影响作用更加明显。

3.4.2 植被对蒸散发的影响 泾河流域月均NDVI与月蒸散发量之间的相关关系如图6所示:流域的月均NDVI与月蒸散发量的相关系数均达到了0.718,高于降雨与区域蒸散发的相关系数,呈显著的正相关关系,表明植被对区域蒸散发的影响作用比较明显。

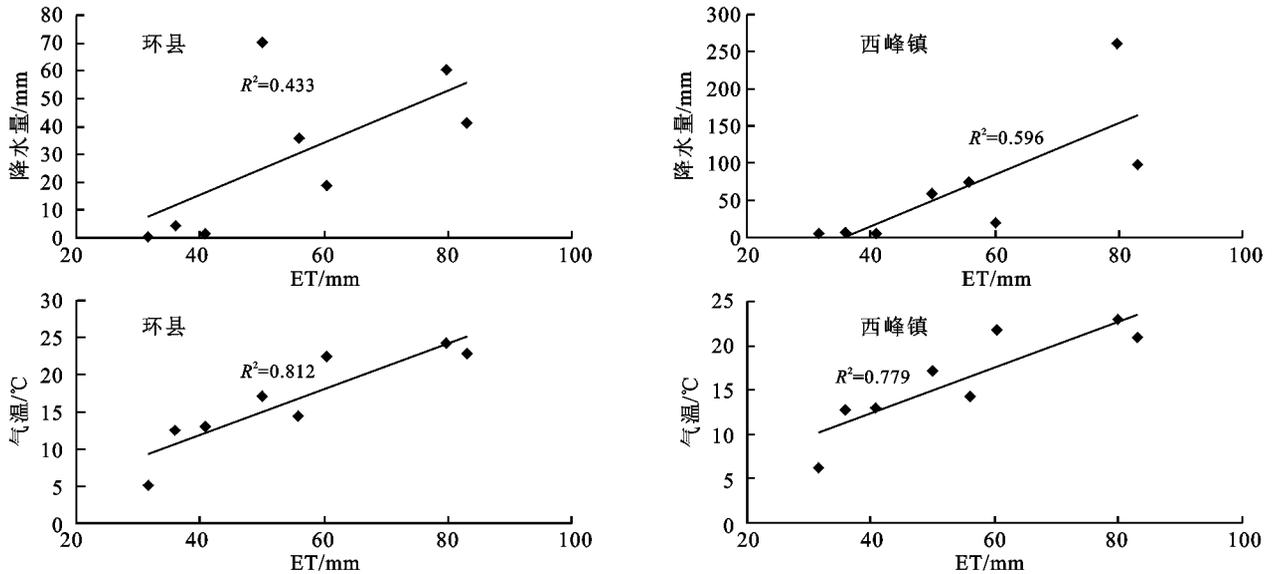


图 5 环县和西峰镇降雨量和气温与蒸散发的相关关系

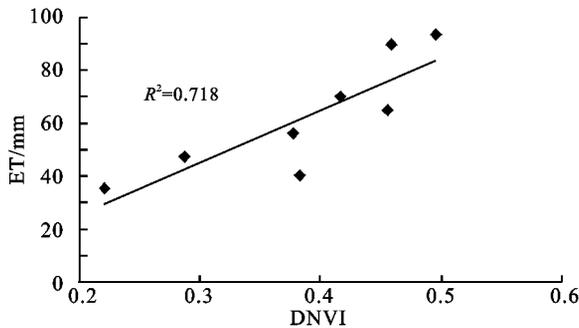


图 6 泾河流域月均 NDVI 与月均蒸散发的相关关系

4 结论

本文基于遥感驱动的区域蒸散发模型在泾河流域的模拟结果,对泾河流域蒸散发的时空变化规律进行分析,并分别探讨了降雨和植被因素对区域蒸散发的影响。结论如下:

1) 空间分布上,主要受土地利用类型的影响,总体趋势为“南高北低;东西两侧山区高,中部平原低”,林地蒸散量最高,其次为农田,最低的是草地。

2) 从时间上看,泾河流域蒸散发呈单峰型分布。3 月份蒸散发量较低,从 4 月开始蒸散发量呈现显著的增长趋势,5 月、6 月份蒸散发量继续快速攀升,7 月、8 月份的蒸散发量达到最高,9 月、10 月份显著下降。月份之间的变化主要受降雨量、气温和植被生长的影响。

3) 月均气温、月降雨量和月均植被指数与月均蒸散发量之间的相关系数分别在 0.8、0.5、0.7 左右,表明气温、降水和植被对区域蒸散发作用明显。

参考文献:

[1] 孙睿,刘昌明,李小文. 利用累积 NDVI 估算黄河流域年蒸散量[J]. 自然资源学报,2003,18(2):155-160.
[2] 张淑兰,于澎涛,王彦辉,等. 泾河上游流域实际蒸散量

及其各组分的估算[J]. 地理学报,2011,66(3):385-395.
[3] Bowen I S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface[J]. Physical Review, 1926,27(6):779-787.
[4] Thornthwaite C W, Holzman B. The determination of evaporation from land and water surfaces[J]. Monthly Weather Review,1939,67(1):4-11.
[5] Swinbank W C. The measurement of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere [J]. Journal of Meteorology,1951,8(3):135-145.
[6] Penman H L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass[J]. Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences,1948(19):205-234.
[7] Monteith J L. Evaporation and environment[C]. Symposia of the Society for Experimental Biology, 1965 (19):205-234.
[8] Priestley C H B, Taylor R J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters[J]. Monthly Weather Review,1972,100(2):81-92.
[9] 张荣华,杜君平,孙睿. 区域蒸散发遥感估算方法及验证综述[J]. 地球科学进展,2012,27(12):1295-1307.
[10] 王军,李和平,鹿海员,等. 典型草原地区蒸散发研究与分析[J]. 水土保持研究,2013,20(2):69-72.
[11] Mu Q, Zhao M, Running S W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm [J]. Remote Sensing of Environment, 2011, 115(8): 1781-1800.
[12] 白娟,杨胜天,董国涛,等. 基于多源遥感数据的三江平原日蒸散量估算[J]. 水土保持研究,2013,20(3):190-195.
[13] 毕晓丽,周睿,刘丽娟,等. 泾河沿岸景观格局梯度变化及驱动力分析[J]. 生态学报,2005,25(5):1041-1047.

- Change[R]. Cambridge, Climate Change 2007, 2007.
- [2] Ding Y, Ren G, Zhao Z, et al. Detection, causes and projection of climate change over China: an overview of recent progress[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2007, 24(6): 954-971.
- [3] Kennedy D. Breakthrough of the year[J]. *Science*, 2002, 298(5602): 2283-2283.
- [4] 蓝永超, 丁永建, 沈永平, 等. 气候变化对黄河上游水资源系统影响的研究进展[J]. *气候变化研究进展*, 2005(3): 122-125.
- [5] 马明敏, 姜晓艳, 刘树华, 等. 近 47 年城市化发展对沈阳区域局地气候的影响研究[J]. *北京大学学报: 自然科学版*, 2008, 44(1): 108-114.
- [6] 施雅风, 沈永平, 李栋梁, 等. 中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨[J]. *第四纪研究*, 2003, 23(2): 152-164.
- [7] 姜创业, 蔡新玲, 吴素良, 等. 1961—2009 年陕西省极端强降水事件的时空演变[J]. *干旱区研究*, 2011, 28(1): 151-157.
- [8] 岳大鹏, 李奎, 张肖南, 等. 关中地区近 50 年来降水量变化的特征分析[J]. *陕西农业科学*, 2014, 60(2): 49-52.
- [9] 蔡新玲, 乔秋文, 王繁强, 等. 近 45 年来陕西省可利用的降水资源特征及变化[J]. *干旱区研究*, 2008, 25(2): 282-287.
- [10] 刘闻, 曹明明, 宋进喜, 等. 陕西年降水量变化特征及周期分析[J]. *干旱区地理*, 2013, 36(5): 865-874.
- [11] 王秀琴, 杨文峰. 陕西省降水分型及正态性分析[J]. *陕西气象*, 1995(4): 29-30.
- [12] 卫旭东, 刘引鸽, 缪启龙. 陕西省降水量变化及其影响分析[J]. *水土保持通报*, 2004, 24(4): 40-43.
- [13] 宋进喜, 宋令勇, 惠泱河, 等. 陕西省降水时空变化特征及资源化研究[J]. *北京师范大学学报: 自然科学版*, 2009(5): 575-581.
- [14] 陶林威, 马洪. 陕西省降水特性分析[J]. *陕西气象*, 2000(5): 6-9.
- [15] 陈颢, 任志远, 郭斌. 陕西省近 10 年来水资源足迹动态变化研究[J]. *干旱区资源与环境*, 2011, 25(3): 43-48.
- [16] 万相均, 任志远, 张翀. 陕西省气温与降水变化时空分布研究[J]. *干旱区资源与环境*, 2013, 27(6): 140-147.
- [17] 李丽娜, 杨联安. 陕西省近年来的降水变化特征[J]. *陕西师范大学学报: 自然科学版*, 2008, 36(6): 120-122.
- [18] 杜佳, 宋令勇, 何兴军. 陕西省降水时空分布与变化特征分析[J]. *地下水*, 2012(6): 128-131.
- [19] 路培, 吴发启. 陕西省近 30 年降水变化特征分析[J]. *水土保持研究*, 2013, 20(4): 64-68.
- [20] 张秀娟, 陈晓光, 王尧, 等. 西北四省区降水的时空变化特征分析[J]. *安徽农业科学*, 2012, 40(18): 9809-9812.
- [21] 王随继, 闫云霞, 颜明, 等. 皇甫川流域降水和人类活动对径流量变化的贡献率分析: 累积量斜率变化率比较方法的提出及应用[J]. *地理学报*, 2012, 67(3): 388-397.
- [22] 刘昌明, 郑红星. 黄河流域水循环要素变化趋势分析[J]. *自然资源学报*, 2003, 18(2): 129-135.
- [23] 刘光孟, 汪云甲, 张海荣, 等. 空间分析中几种插值方法的比较研究[J]. *地理信息世界*, 2011(3): 41-45.
- [24] 何艳芬, 张晓. 陕西省 1980—2006 年气候变化时空特征研究[J]. *干旱区资源与环境*, 2011, 25(11): 59-63.
- [25] 符淙斌, 王强. 南亚季风长期变化中的突变现象及其与全球迅速增温的同步性[J]. *中国科学: B 辑*, 1991(6): 666-673.
- [26] 张启东, 秦大河, 康世昌. 印度夏季风降水研究进展[J]. *自然杂志*, 2000, 22(4): 207-210.

~~~~~

(上接第 106 页)

- [14] 王辉, 咎国盛, 毕晓丽, 等. 基于 MODIS 的泾河流域植被动态年际变化[J]. *植物生态学报*, 2007, 31(5): 850-856.
- [15] Wang W, Liang S. Estimation of high-spatial resolution clear-sky longwave downward and net radiation over land surfaces from MODIS data[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2009, 113(4): 745-754.
- [16] Su Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2002, 6(1): 85-100.
- [17] 谢贤群. 遥感瞬时作物表面温度估算农田全日蒸发散总量[J]. *环境遥感*, 1991, 6(4): 253-259.
- [18] 陈云浩, 李晓兵, 史培军. 中国西北地区蒸发散量计算的遥感研究[J]. *地理学报*, 2001, 56(3): 261-268.
- [19] Kristensen K J, Jensen S E. A model for estimating actual evapotranspiration from potential evapotranspiration[J]. *Nordic Hydrology*, 1975, 6(3): 170-188.
- [20] 王鸣程, 杨胜天, 董国涛, 等. 基于条件温度植被指数 (VTCD) 的中国北方地区土壤水分估算[J]. *干旱区地理*, 2012, 35(3): 446-455.
- [21] 杨小利, 王丽娜. 泾河上游典型站近 45 年参考作物蒸散量变化特征[J]. *干旱地区农业研究*, 2013, 30(6): 238-242.
- [22] 张淑兰, 于澎涛, 张海军, 等. 气候变化对干旱缺水区中尺度流域水文过程的影响[J]. *干旱区资源与环境*, 2013, 27(10): 70-74.
- [23] 易永红, 杨大文, 刘钰, 等. 区域蒸散发遥感模型研究的进展[J]. *水利学报*, 2008, 39(9): 1118-1124.