

黄河下游大型引黄灌区蒸散发长期变化特性

雷慧闽¹, 蔡建峰², 杨大文¹, 王凤娇³

(1. 清华大学水沙科学与水利水电工程国家重点实验室, 北京 100084 ;
2. 聊城市位山灌区管理处, 山东 聊城 252000 ; 3. 滨州市气象局, 山东 滨州 256600)

摘要 采用生态水文模型模拟黄河下游大型引黄灌区——位山灌区 1984—2006 年的水量平衡过程, 分析蒸散发量的长期变化规律。结果表明 : 位山灌区多年平均蒸散发量为 596 mm, 占降雨和灌溉总量的 82% ; 小麦和玉米生长期多年平均蒸散发量分别为 284 mm 和 314 mm, 分别占降雨和灌溉总量的 99% 和 71% ; 降雨量的年际变异性较大, 但受灌溉的影响蒸散发量的年际变异性较小, 且无显著的时间变化趋势 ; 作物主要生长期蒸散发量的年际变化主要与潜在蒸发量有关 ; 蒸散发量的季节变化主要受潜在蒸发量和作物生长过程的控制。

关键词 蒸散发 ; 夏玉米 ; 冬小麦 ; 生态水文模型 ; 位山灌区

中图分类号 : P334⁺.92 **文献标志码** : A **文章编号** : 1006-7647(2012)01-0013-05

Long-term variability of evapotranspiration in a large irrigated area in lower reach of Yellow River//LEI Hui-min¹, CAI Jian-feng², YANG Da-wen¹, WANG Feng-jiao³ (1. *State Key Laboratory of Hydrosience and Engineering, Tsinghua University, Beijing 100084, China* ; 2. *Management Office of Weishan Irrigation District, Liaocheng 252000, China* ; 3. *Binzhou Meteorological Bureau, Binzhou 256600, China*)

Abstract : The process of water balance in Weishan Irrigation District during the period from 1984 to 2006, a large irrigation district in the lower reach of Yellow River, is simulated by means of the ecohydrological model. The long-term variability of its evapotranspiration (ET) is analyzed. The results show that the annual mean ET is 596 mm and accounts for 82% of the total amount of precipitation and irrigation. The mean annual ET of wheat and maize during their growing periods is 284 and 314 mm, respectively, and accounts for 99% and 71% of the total amount of precipitation and irrigation, respectively. The inter-annual variability of the precipitation is dramatic. However, the inter-annual variability of ET is small and has no significant temporal trend owing to the influence of the irrigation. The inter-annual variation of ET of the crops during their main growing periods mainly relates to the potential evaporation. The seasonal variation of their ET is mainly controlled by the potential evaporation and the growth of the crops.

Key words : evapotranspiration ; summer maize ; winter wheat ; ecohydrological model ; Weishan Irrigation District

黄河下游灌区是中国主要粮食产区之一, 由于该地区水资源总量十分有限, 因而灌溉是粮食生产的重要保障之一, 但灌溉同时也引起了地下水超采、河道断流等严重的环境问题。水资源的合理配置需要定量掌握该地区的水循环规律。非湿润农田地区的主导水文过程主要为垂向水分交换, 主要表现为蒸散发引起的水分耗散^[1]。例如, 海河流域山区的蒸散发占降雨的 88%^[2], 而农田的这一比例高达 96%^[3]。准确模拟蒸散发成为水循环模拟的重点。蒸散发既是水循环的关键要素, 也是能量循环的重要部分(表现为潜热通量), 蒸散发将能量循环与水循环紧密结合。光合作用是联系碳循环和水循环的

纽带, 植物通过叶片气孔控制 CO₂ 的吸收和蒸腾。水循环过程通过土壤水分胁迫影响植物生长, 进而影响植物的光合作用和气孔运动。水分、能量以及碳循环之间存在固有的紧密耦合关系。基于这一认识, 模型已经从描述单一的水文循环过程的水文模型逐渐发展为耦合水分、能量及碳循环过程的生态水文模型^[4-7]。验证结果表明, 生态水文模型能更加准确地描述水文循环过程, 提高水文循环模拟的机理研究水平。

本文以分布式水文模型为框架, 引入能量及碳循环耦合过程以增强对水文循环机理的描述, 模拟了大型引黄灌区——位山灌区 1984—2006 年间蒸

散发的变化过程,并基于模拟结果分析蒸散发的变化规律,为水资源的高效管理提供依据。

1 研究方法

1.1 研究区域概况

位山灌区位于海河流域南系徒骇马颊河流域上游,总面积约为 5 711 km²,历年平均引黄灌溉面积约为 4 448 km²,气候条件为半湿润、温带季风气候。灌区内农田占 81%,城镇用地占 16%。大部分农田采用冬小麦/夏玉米轮种制。冬小麦一般 10 月中旬播种,次年 6 月收割。夏玉米一般 6 月中下旬播种,10 月初收割。黄河是灌区的主要灌溉水源,灌渠下游的北部和西部辅有井灌。渠系由 3 条南北向干渠和若干条支渠组成,排水道为天然河道,见图 1。土壤类型主要有潮土和脱潮土 2 种,其中潮土约占 72%,脱潮土约占 28%,主要分布在灌区的西北和东南部。

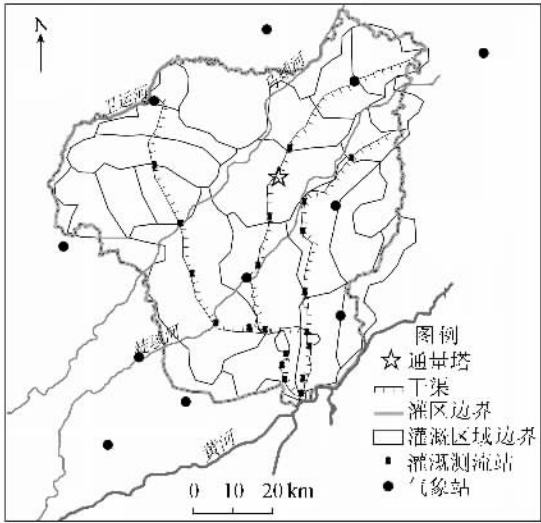


图 1 灌区位置及测站点分布

1.2 模型介绍

陆面过程模型因耦合了水分、能量和碳循环过程,是模拟地表蒸散发的有效工具,但未考虑地下水及侧向汇流的模拟,对产流的模拟也较为简单。为实现区域水文循环模拟的封闭性,将陆面过程模型与分布式水文模型相耦合。其中,陆面过程模型用于模拟网格内的蒸散发和土壤水,是模型的核心;分布式水文模型仅用于模拟产流、地下水变化和汇流过程。二者的耦合关系如图 2 所示。陆面过程模型在简单生物圈模型(SiB2)^[8-9]基础上根据灌区的特点进行修改^[10]。SiB2 由一系列具有物理机制的方程组成,描述了水量平衡、能量平衡、植被生化过程以及它们之间的相互耦合关系,主要用于模拟陆面与大气之间的能量(包括净辐射、显热通量和潜热通量)、蒸散发以及 CO₂ 交换。模型中,蒸散发由 4 个

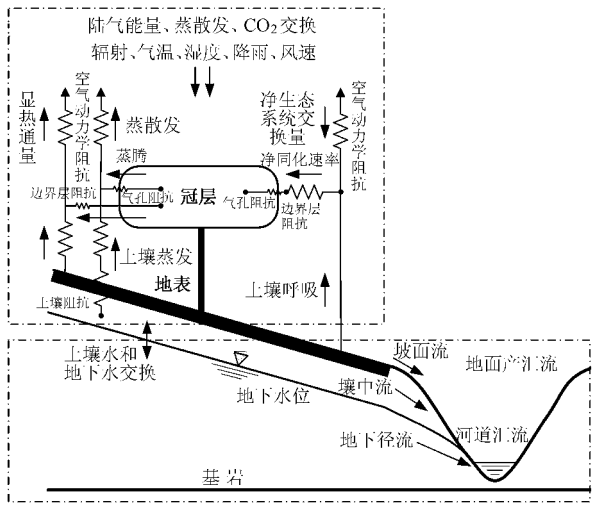


图 2 网格单元内的模型结构示意图

部分组成,分别为植物蒸腾 E_{ct} 、冠层表面截留水蒸发 E_{ci} 、土壤蒸发 E_{gs} 和土壤表面储水蒸发 E_{gi} ,计算公式如下:

$$E_{ct} = \frac{(e^*(T_c) - e_a) \rho_a c_p (1 - W_c)}{\gamma \lambda (r_c + 2r_b)} \quad (1)$$

$$E_{ci} = \frac{(e^*(T_c) - e_a) \rho_a c_p W_c}{2\gamma \lambda r_b} \quad (2)$$

$$E_{gs} = \frac{(h_{soil} e^*(T_g) - e_a) \rho_a c_p (1 - W_g)}{\gamma \lambda (r_{soil} + r_d)} \quad (3)$$

$$E_{gi} = \frac{(e^*(T_g) - e_a) \rho_a c_p W_g}{\gamma \lambda r_d} \quad (4)$$

式中: T_c 和 T_g 分别为冠层和地表的温度; $e^*(T_c)$ 和 $e^*(T_g)$ 分别为 T_c 和 T_g 对应的饱和水汽压; e_a 为参考高度处的水汽压; ρ_a 为大气密度; c_p 为定压比热容; γ 为湿度计常数; λ 为汽化潜热; r_c 为冠层气孔阻抗; r_b 为冠层边界层阻抗; h_{soil} 为土壤孔隙中的相对湿度; r_{soil} 为土壤阻抗; r_d 为地面与冠层空间之间的空气动力学阻抗; W_c , W_g 分别为冠层和土壤表面的湿润比(或雪的覆盖率)。这些变量的计算方法见文献[8]。

分布式水文模型由杨大文等^[11]开发,是一个建立在数字高程模型(DEM)及 GIS 基础上的以网格为基本单元的水文模型。根据灌区下垫面较为均一的特点,模型将灌区离散成 2 km 大小的网格,并根据 DEM、实测水系和流域边界提取河网、汇流方向及地表坡度、高程等地形参数。产流包括坡面流、壤中流以及地下径流 3 个部分,河道流量采用一维运动波方程组计算。这些过程的详细描述见文献[11]。

模型的输入包括叶面积指数和气象数据,包括风速、降雨、气温、相对湿度以及太阳短波辐射。土壤水分特征参数来源于实测数据(表 1)。本研究的模拟时段为 1984—2006 年,模拟步长为 1 h。在模型

表 1 土壤水分特征参数

土壤类型	饱和含水率/(m ³ ·m ⁻³)	残余含水率/(m ³ ·m ⁻³)	表层土壤饱和导水率/ (cm·h ⁻¹)	van Genuchten 参数 α /cm ⁻¹	van Genuchten 参数 n
潮 土	0.39	0.08	55.0	0.0067	1.7687
脱潮土	0.44	0.06	55.0	0.0040	2.0162

验证方面,采用灌区内典型通量观测站的实测地表通量、土壤水分以及表面温度数据对模型进行综合评价。结果表明,模型对小麦和玉米生长期潜热通量模拟的确定性系数均在 0.8 以上,对显热通量、土壤热通量、土壤水分以及表面温度的模拟精度也较高,表明该模型适合于灌区水循环的模拟^[10]。

1.3 数据及其处理

DEM 数据来自全球地形数据库^[12],分辨率为 90 m。1:100 万土地利用类型及 8 km 分辨率 15 d 平均 GIMMS 植被归一化指数 NDVI 的数据均来自于国家自然科学基金委员会中国西部环境与生态科学数据中心^[13]。1985 年、1995 年及 2000 年农田所占比例分别为 82%、81% 和 81%,城镇所占比例分别为 15%、16% 和 16%,土地利用类型分布几乎未发生变化。土壤类型分布来源于 1:100 万中国土壤数据库。气象数据来源于灌区内外共 19 个国家气象站,包括日降水量,日平均、最大、最低气温,日平均相对湿度,日照时数以及日平均风速。日灌渠流量数据来源于聊城市水利局位山灌区管理处。

模型假设网格内的气象条件均匀,每个网格的日气象数据根据其周边最近的 8 个气象站的观测数据采用距离方向加权平均法插值得到^[11],其中气温还考虑了高程修正。由于模拟步长为 1 h,因此需要对日气象数据进行小时降尺度。小时温度根据日最高和最低气温由正弦函数计算得到;小时降雨量由日降雨量根据正态分布确定(正态分布的参数由通量观测站实测小时降雨数据确定),降雨中心时刻由程序随机生成;小时向下短波辐射采用日照时数计算得到^[14];小时风速和小时相对湿度假设与日平均值相等。根据灌溉测流站分布、县市行政区划以及干渠的空间位置,将灌区分为若干灌溉区域(图 1),并假设每个灌溉区域内的灌溉量相同。灌溉量由同一引水期内灌溉区域进出口测流站的流量差计算得到。部分井灌地区的灌溉量 I 采用式(5)计算:

$$I = (\theta_{\max} - \theta_{\min}) D_{\text{root}} \tag{5}$$

表 2 灌区不同时期的水量平衡统计

时 段	年均降雨量/mm	年均灌溉量/mm	年均供水量/mm	年均蒸散发量/mm	灌溉量占 供水量的比例/%	蒸散发量占 供水量的比例/%
1984—1989 年	482	206	688	574	30	83
1990—1999 年	562	210	772	607	27	79
2000—2006 年	539	167	706	599	24	85
1984—2006 年	534	196	730	596	27	82

式中: $\theta_{\max}$ 和 $\theta_{\min}$ 分别为灌溉上限和开始的阈值,中等灌溉水平下 $\theta_{\max}$ 和 $\theta_{\min}$ 分别为 $0.6\theta_{\text{fld}}$ 和 $0.4\theta_{\text{fld}}$ (θ_{fld} 为田间持水率)^[15]; D_{root} 为根层深度。

叶面积指数 LAI 根据 WDRVI 指数推算^[16]:

$$LAI = \frac{LAI_{\max}(WDRVI - WDRVI_{\min})}{WDRVI_{\max} - WDRVI_{\min}} \tag{6}$$

其中
$$WDRVI = \frac{(\beta + 1)NDVI + \beta - 1}{(\beta - 1)NDVI + \beta + 1} \tag{7}$$

式中: $LAI_{\max}$ 为植被的最大叶面积指数;WDRVI 为宽幅植被指数;WDRVI_{max} 与 WDRVI_{min} 分别为 WDRVI 的最大值和最小值; β 为参数,取值 0.2^[16]。

文中,小麦和玉米的 WDRVI_{max} 分别为 0.43 和 0.77, WDRVI_{min} 均为 -0.60, LAI_{max} 分别为 6.5 和 5.0。

采用基于秩的 Mann-Kendall 非参数统计检验方法对蒸散发量及相关因子的时间序列进行趋势分析^[17],并取显著性水平为 5%。

2 结果分析

2.1 灌区水量平衡的基本特点

1984—2006 年间灌区多年平均降雨量和灌溉量分别为 534 mm 和 196 mm,灌溉量占供水量(降雨量与灌溉量之和)的 27%。另一方面,多年平均蒸散发量为 596 mm,占供水量的 82%,表明灌区绝大部分供水为蒸散发所消耗。灌区不同时期的水量平衡统计见表 2。表 2 表明,引黄灌溉占供水的比例从 20 世纪 80 年代的 30% 降低到 2000 年之后的 24%。小麦生长期内(10 月 16 日至次年 6 月 15 日)多年平均降雨量和灌溉量分别为 152 mm 和 134 mm,灌溉量与降雨量相当,多年平均蒸散发量为 284 mm,为其供水量的 99%。玉米生长期内(6 月 16 日至 10 月 15 日)多年平均降雨量和灌溉量分别为 382 mm 和 60 mm,灌溉量仅为降雨量的 16%;多年平均蒸散发量为 314 mm,占供水量的 71%。

小麦生长期内虽然供水量与蒸发量基本持平,

但由于一部分供水通过地下径流的形式排出,蒸散发量的消耗还来源于一部分土壤和地下水。相反,土壤和地下水则主要在玉米生长期的七八月得到补给。受季风气候的影响,灌区降雨主要集中在玉米生长期的6—9月。由于小麦生长期大量引黄灌溉(主要发生在3—5月以及10月),蒸散发的季节变化过程与降雨的变化过程相差较大,而与潜在蒸发的季节变化相似。但六七月的蒸散发量较潜在蒸发量显著偏低,这主要是受小麦收割及玉米播种的影响。

2.2 蒸散发量的年际变化特点及其控制因素

蒸散发量年际变化的主要影响因素为降雨量、灌溉量、潜在蒸发量以及作物生长过程(以NDVI表示),其中降雨量和灌溉量表示水分供给能力,潜在蒸发量表示大气需水能力,而NDVI表示植物通过气孔对蒸腾的控制。对于自然流域,湿润区蒸散发量主要受潜在蒸发量的控制,而在非湿润区,蒸散发量主要受降雨量的控制^[18]。Mann-Kendall趋势分析表明,灌区年蒸散发量、降雨量、灌溉量、潜在蒸发量以及NDVI均无显著的时间变化趋势。但年降雨量呈现出较大的年际变异性,变化范围为295 mm(2002年)~800 mm(1990年);年灌溉量的变化范围为90 mm(1991年)~301 mm(1989年),且与年降雨量呈互补关系,年蒸散发量的年际变异性较小,变幅为526 mm(2003年)~681 mm(2005年),见图3。进一步分析小麦和玉米主要生长期内蒸散发量的变化规律,结果表明:小麦主要生长期内(3—5月)蒸散发量呈显著升高的趋势,为2.7 mm/a,但同期降雨量、灌溉量和潜在蒸发量均无显著的变化趋势,仅NDVI呈显著升高趋势,表明NDVI升高可能是小麦蒸散发量显著升高的主要原因;玉米主要生长期内(7—9月)降雨量、灌溉量、潜在蒸发量以及蒸散发量均无显著的变化趋势。小麦和玉米主要生长期内水量平衡的年际变化表明,玉米主要生长期内降雨量的年际变异性显著大于小麦主要生长期内降雨量的年际变异性(图4),这在一定程度上有利于小麦生长期灌溉水的管理。

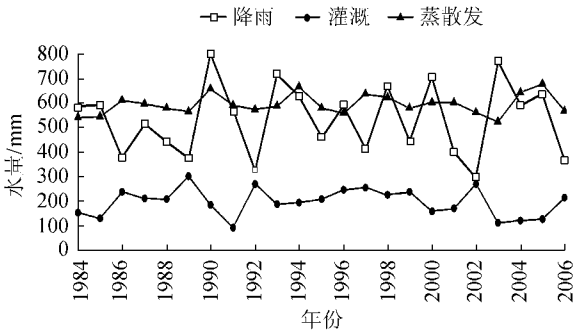


图3 灌区平均水量平衡的年际变化过程

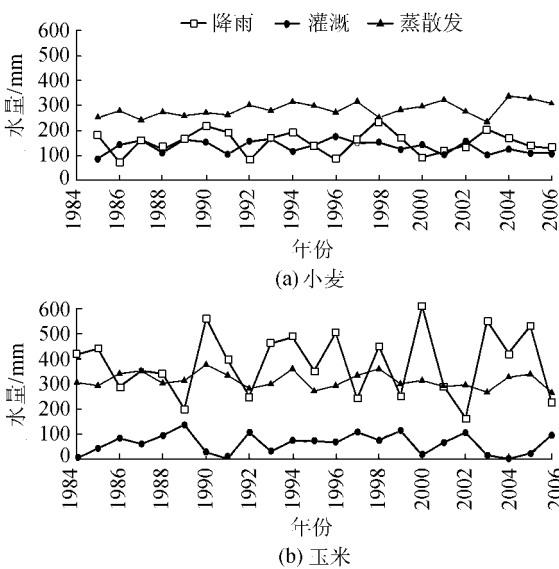


图4 小麦和玉米主要生长期灌区平均水量平衡的年际变化过程

本文通过互信息方法^[19]分析蒸散发量年际变异性的主要来源,结果见表3。互信息法是一种非参数统计方法,可用于反映2个变量之间的相关性。当2个变量之间互不相关时,互信息值趋近于零;当2个变量之间存在某种函数关系时,互信息值将趋近于正无穷大。分析结果表明,年蒸散发量年际变异性主要源于NDVI的变化,潜在蒸发量和供水量的影响次之。这说明灌区总体上供水充分,年蒸散发量的变化不受供水量的控制而主要受作物气孔调节的控制。小麦和玉米主要生长期内蒸散发量的年际变异性主要源于潜在蒸发量的变化,其次是NDVI的变化,与降雨和灌溉量的相关关系最弱。年蒸散发量与季节蒸散发量的年际变异性的主要来源不同,表明在作物非主要生长期内(6月、10月至次年2月作物处于成熟或生长初期),气孔导度对蒸散发的控制作用更强,使得NDVI成为蒸散发量的主要控制因素。另外,相关分析表明小麦主要生长期内蒸散发量与降雨和灌溉量呈负相关,这是因为在充分灌溉条件下降雨和灌溉量的增加将导致潜在蒸发量的下降,从而引起蒸散发量的下降。

表3 蒸散发量与相关因子之间的互信息值

项 目	降雨和灌溉量	潜在蒸发量	NDVI
年蒸散发量	0.0425	0.0396	0.0524
小麦3—5月蒸散发量	0.0899	0.2184	0.0275
玉米7—9月蒸散发量	0.0137	0.1017	0.0197

相比非湿润区自然流域内蒸散发量、降雨量以及潜在蒸发量三者之间的关系(即蒸散发量主要受降雨量的控制),灌区内三者之间的关系发生了较大的变化,蒸散发量的主要控制因素由降雨量转变为

潜在蒸发量或 NDVI,与湿润区的特点一致。这表明灌溉显著改变了非湿润区灌区的水文循环特征。

3 结 语

在水量平衡中引入能量和碳循环过程,构建了新的生态水文模型,利用该模型模拟了黄河下游位山灌区 1984—2006 年间水循环过程,分析了该地区蒸散发的基本特点。研究表明:灌区多年平均降雨量和灌溉量分别为 534 mm 和 196 mm,多年平均蒸散发量为 596 mm,蒸散发量占供水量的 82%。小麦生长期多年平均蒸散发量为 284 mm,占供水量的 99% ;玉米生长期多年平均蒸散发量为 314 mm,占供水量的 71%。年降雨量表现出强烈的年际变异性。由于引黄灌溉,灌区供水较为充分,年蒸散发量的年际变异性较小,且无显著的时间变化趋势。作物主要生长期蒸散发量的年际变异性主要受潜在蒸发量的控制。蒸散发量的季节变化不受降雨季节变化的影响而主要受潜在蒸发量及作物生长过程的影响。

参考文献:

[1] 黄聿刚,丛振涛,雷志栋,等.新疆麦盖提绿洲水资源利用与耗水分析:绿洲耗散型水文模型的应用[J].水利学报,2005,36(9):1062-1066.

[2] YANG Da-wen, SUN Fu-bao, LIU Zhi-yu, et al. Analyzing spatial and temporal variability of annual water-energy balance in non-humid regions of China using the Budyko hypothesis [J]. Water Resources Research, 2007, 43, W04426, doi: 10.1029/2006WR005224.

[3] LIU Chang-ming, ZHANG Xi-ying, ZHANG Yong-qiang. Determination of daily evaporation and evapotranspiration of winter wheat and maize by large-scale weighing lysimeter and microlysimeter[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 111:109-120.

[4] PITMAN A J. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models [J]. International Journal of Climatology, 2003, 23:479-510.

[5] EMANUEL R E, EPSTEIN H E, MCGLYNN B L, et al. Spatial and temporal controls on watershed ecohydrology in the northern Rocky Mountains [J]. Water Resources Research, 2010, 46, W11553, doi: 10.1029/2009WR008890.

[6] HWANG T, BAND L, HALES T C. Ecosystem processes at the watershed scale: extending optimality theory from plot to catchment [J]. Water Resources Research, 2009, 45, W11425,

doi: 10.1029/2009WR007775.

[7] KOLLET S J, MAXWELL R M. Capturing the influence of groundwater dynamics on land surface processes using an integrated, distributed watershed model [J]. Water Resources Research, 2008, 44, W02402, doi: 10.1029/2007WR006004.

[8] SELLERS P J, RANDALL D A, COLLATZ G J, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs: part I model formulation [J]. Journal of Climate, 1996, 9: 767-705.

[9] SELLERS P J, LOS S O, TUCKER C J, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs: part II the generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data [J]. Journal of Climate, 1996, 9: 706-737.

[10] LEI Hui-min, YANG Da-wen, SHEN Yan-jun, et al. Simulation of evapotranspiration and carbon dioxide flux in the wheat-maize rotation croplands of the North China Plain using the simple biosphere model [J]. Hydrological Processes, 2011, 25: 3107-3120.

[11] 杨大文,李婧,倪广恒,等.分布式水文模型在黄河流域的应用[J].地理学报,2004,59(1):143-154.

[12] USGS. Seamless data warehouse [EB/OL]. [2011-11-21]. <http://seamless.usgs.gov>.

[13] 刘纪远,张增祥,庄大方,等.20世纪90年代中国土地利用变化的遥感时空信息研究[M].北京:科学出版社,2005.

[14] YANG Kun, KOIKE T. A general model to estimate hourly and daily solar radiation for hydrological studies [J]. Water Resources Research, 2005, 41, W10403, doi: 10.1029/2005WR003976.

[15] 尚松浩,毛晓敏,雷志栋,等.土壤水分动态模拟模型及其应用[M].北京:科学出版社,2009.

[16] GITELSON A A, WARDLOW B D, KEYDAN G P, et al. An evaluation of MODIS 250 m data for green LAI estimation in crops [J]. Geophysical Research Letters, 2007, 34, L20403, doi: 10.1029/2007GL031620.

[17] BURN D H, HAGELNUR M A. Detection of hydrologic trends and variability [J]. Journal of Hydrology, 2002, 255: 107-122.

[18] YANG Da-wen, SUN Fu-bao, LIU Zhi-yu, et al. Interpreting the complementary relationship in nonhumid environments based on the Budyko and Penman hypotheses [J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33, L18402, doi: 10.1029/2006GL027657.

[19] 赵钢铁,杨大文.神经网络径流预报模型中基于互信息的预报因子选择方法[J].水力发电学报,2011,30(1):24-30.

(收稿日期:2011-03-22 编辑:骆超)