

Hydrus-1D 模型在田间水循环规律分析中的应用及改进

马欢¹, 杨大文¹, 雷慧闽¹, 蔡建峰², 楠田哲也³

(1. 清华大学水利水电工程系, 水沙科学与水利水电工程国家重点实验室, 北京 100084;
2. 位山灌区管理处, 聊城 252000; 3. 日本北九州市立大学国际环境工学部, 北九州 808-0135)

摘要: 为分析农田水分运移规律, 以华北平原位山引黄灌区典型田间为研究对象, 应用 Hydrus-1D 模型连续模拟了 2006—2009 年的田间水分运移过程。对模型中表面阻抗的计算方法进行了改进, 从而改善了蒸散发的模拟结果, 与涡度相关系统的实测蒸散发数据对比表明了改进的合理性。对蒸散发的分析表明, 对于种植季节性作物的农田, 叶面积指数 (leaf area index, LAI) 是影响蒸散发季节变化过程的重要因素, 而气象条件主要决定其在较短时间尺度 (如一周) 内的波动。与时域反射仪 (time domain reflectometry, TDR) 实测土壤含水率的对比表明, 模型对土壤含水率的模拟精度较高。水量平衡分析结果表明, 降雨和灌溉的 80% 由蒸散发消耗, 在汛期农田通过排水发生田间渗漏损失。

关键词: 蒸发, 蒸腾, 模型, Hydrus-1D 模型, 位山灌区, 水量平衡

doi: 10.3969/j.issn.1002-6819.2011.03.002

中图分类号: S152.7

文献标志码: A

文章编号: 1002-6819(2011)-03-0006-07

马欢, 杨大文, 雷慧闽, 等. Hydrus-1D 模型在田间水循环规律分析中的应用及改进[J]. 农业工程学报, 2011, 27(3): 6-12.

Ma Huan, Yang Dawen, Lei Huimin, et al. Application and improvement of Hydrus-1D model for analyzing water cycle in an agricultural field[J]. Transactions of the CSAE, 2011, 27(3): 6-12. (in Chinese with English abstract)

0 引言

田间的水循环过程是指水分在土壤、植被与大气中的传输过程, 包括土壤蒸发 (Evaporation, 以下简称“蒸发”)、植被蒸腾 (Transpiration, 以下简称“蒸腾”)、降雨 (灌溉)、土壤水分运移等多个过程。近年来研究者对该过程的机理认识与模型模拟等方面均取得了一定进展^[1-3]。Hydrus-1D 模型^[4]将蒸散发 (Evapotranspiration, ET) 与降雨 (灌溉)、土壤水运移、地下水位变化等过程进行完整的模拟, 且边界条件灵活, 为实际田间的水循环模拟提供了可能。该模型包括饱和-非饱和带的水、热及溶质运移、蒸散发以及碳循环等多个计算模块, 目前主要应用于室内和田间试验中水分^[5-6]及溶质^[7-9]的运移模拟等方面, 但将模型应用于实际田间, 且有较充分的观测数据作验证的研究在国内尚不多见, 尤其对模型的长系列蒸散发模拟精度关注很少。

本文在华北平原位山引黄灌区 2006—2009 年田间原位观测资料的基础上, 应用 Hydrus-1D 模型对这 4 a 的田间水分运移进行了模拟, 对田间水循环规律和水量平衡进行了分析。该地区为半干旱气候, 蒸散发是田间水循环的重要组成部分, 表面阻抗 (Bulk surface resistance) 是估算蒸散发的重要参数。Hydrus-1D 模型采用的表面阻抗计算方法不能反映不同植被类型的差别, 也未考虑土

壤的因素, 因此原模型应用在种植季节性作物的农田时可能引起较大误差。本文对表面阻抗的计算方法进行了改进, 以提高蒸散发模拟精度, 并通过与实测数据比较, 验证改进的合理性。

1 研究对象与观测资料

位山引黄灌区位于山东省聊城市, 灌区总面积 5 700 km², 是中国的第五大灌区, 灌溉方式为漫灌。灌区大部分地区为冬小麦和夏玉米轮作区, 其中冬小麦的生长期为 10 月中旬至次年 6 月中旬, 夏玉米生长期为 6 月中旬至 10 月中旬。清华大学水沙科学与水利水电工程国家重点实验室于 2005 年在位山灌区建立了田间观测站^[10], 对灌区典型田间的水循环要素进行观测。该观测站位于灌区东北部 (北纬 36°39', 东经 116°03'), 其所在田间的作物种植与田间管理 (灌溉、施肥等) 方式在灌区具有较好的代表性, 相关观测项目如表 1 所示。

表 1 田间观测项目
Table 1 Field observation items

观测项目	传感器及型号	时间分辨率/min	观测高度 (负值表示地面以下埋设深度)
实际蒸散发/mm	3D 超声风速温度计 (Campbell-CSAT-3) 二氧化碳和水分红外分析仪 (Licor-LI7500)	30	3.73 m
土壤含水率/(m ³ ·m ⁻³)	时域反射仪 (TRIME-EZ/IT)	10	-5、-10、-20、-40、-80、-160 cm
地下水埋深/m	压力传感器 (Campbell-CS420-10)	10	-4.8 m
降雨/mm	雨量计 (Campbell-TE525MM)	10	1.5 m
温度/℃, 湿度/%	温湿度仪 (Vaisala-HMP45C)	10	3.55 m
辐射/(W·m ⁻²)	净辐射仪 (Campbell-CNR1)	10	3.47 m
风速/(m·s ⁻¹)	普通风速仪 (Young-05103)	10	10.5 m

收稿日期: 2010-10-18 修订日期: 2010-11-29

基金项目: 国家自然科学基金国际合作与交流项目 (50811140089); 教育部博士点基金项目 (20070003075)

作者简介: 马欢 (1983—), 女, 辽宁大石桥人, 清华大学水利系博士研究生, 主要从事水分及溶质运移模拟和水文模型等方面研究。北京 清华大学水利水电工程系, 水沙科学与水利水电工程国家重点实验室, 100084。

Email: mah06@mails.tsinghua.edu.cn

2 模型原理

Hydrus-1D 模型对饱和-非饱和带土壤水分运移的模拟采用 Richards 方程, 方程的数值求解采用 Galerkin 有限元法对土壤剖面进行空间离散, 采用隐式差分格式进行时间离散。模型的边界条件灵活, 上边界可以选择降雨和蒸发作为通量边界, 其中蒸发量可直接作为模型输入, 也可以输入气象数据由模型计算得到; 下边界条件包括水头边界、侧向排水、深层渗漏、通量边界等。在有植被覆盖时, 模型将根据气象和水分条件计算蒸腾量, 再将蒸腾量(即根系吸水量)根据根系的垂向分布进行分配, 得到各土层的根系吸水量, 作为 Richards 方程的源汇项。

当以气象条件作为模型输入时, 模型采用 FAO^[11]推荐的 Penman-Monteith 公式计算潜在蒸散发

$$ET_p = \frac{1}{\lambda} \left[\frac{\Delta(R_n - G)}{\Delta + \gamma(1 + r_s/r_a)} + \frac{\rho c_p(e_a - e_d)/r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s/r_a)} \right] \quad (1)$$

式中, ET_p 为潜在蒸散发量, 即充分供水条件下蒸腾与蒸发之和, mm/d; λ 为水的汽化潜热, MJ/kg; R_n 为净辐射, MJ/(m²·d); G 为土壤热通量, MJ/(m²·d); ρ 为大气密度, kg/m³; c_p 为空气定压比热容, J/(kg·°C); e_a 与 e_d 分别为饱和水汽压和实际水汽压, kPa; r_s 为表面阻抗, 即水汽通过土壤表面蒸发和通过植被蒸腾时克服的阻抗, s/m; r_a 为空气动力学阻抗, 即水汽从蒸发界面到达冠层上方的空气中遇到的阻抗, s/m; Δ 为饱和水汽压与温度之间函数的梯度, kPa/°C; γ 为湿度计常数, kPa/°C。

公式(1)中的表面阻抗(r_s)与作物类型及生长阶段有关, 若采用 FAO 定义的参考作物^[11](Reference crop, 生长旺盛、高度均匀、完全覆盖地表且供水充分的绿草地)的表面阻抗(70 s/m), 则 ET_p 即为参考作物蒸散发量(常用 ET_0 表示); 如果采用农田实际的作物情况估计表面阻抗, ET_p 则为该农田的潜在蒸散发量; Hydrus-1D 模型采用了后者。在充分供水条件下, 对于覆盖度为 100% 的密集植被(Dense full cover vegetation)地表, 表面阻抗可根据作物的叶面积指数由下式估算^[11]

$$r_s = \frac{r_l}{LAI_{active}} \quad (2)$$

式中, r_l 为单叶片的平均气孔阻抗, s/m; LAI_{active} 为有效叶面积指数, m²/m²; 指密集冠层中被阳光照射到的(sunlit)那部分叶面积。

在充分供水条件下, r_l 约为 100 s/m, 而对于密集植被, 有效叶面积指数约为叶面积指数 LAI 的 1/2, 因此 r_s 可简化为^[11]

$$r_s = \frac{200}{LAI} \quad (3)$$

Hydrus-1D 模型采用了公式(3)作为公式(1)中 r_s 的估算方法, 但表面阻抗与叶面积指数 LAI 之间的关系与植被类型有关^[11], 而公式(3)只反映一种平均情况, 不能体现不同作物之间的差别。另外, 由于该方法是在密集植被假设的基础上提出的, 因此对于植被覆盖度很低(LAI 很小)的情况并不适用。本文的研究对象是冬小

麦和夏玉米轮作的灌区田间, 冬小麦和夏玉米分别为 C3 和 C4 作物, 二者的叶片气孔阻抗有较大差别^[12]; 同时, 在收割及播种前后地表覆盖度很低, 不符合公式(3)的适用条件; 这些原因会导致模型计算的潜在蒸散发产生较大误差。本文参考 Cleugh 等^[13]提出的方法, 综合考虑植被和土壤对表面阻抗的影响, 并对不同作物类型采取不同参数, 从而使模型的潜在蒸散发计算更为合理, 采用的公式如下

$$\frac{1}{r_s} = g_s = cLAI + g_{s,min} \quad (4)$$

式中, g_s 为表面导度, m/s; c 为单层叶片的平均导度, 与植被类型有关, 本研究中对冬小麦和夏玉米采用不同取值, m/s; $g_{s,min}$ 反映土壤的导度, 其倒数可认为是裸土情况下的表面阻抗, m/s。 c 和 $g_{s,min}$ 作为模型参数, 需要进行率定, 后文给出了这两个参数在本研究中的取值, 并比对表面阻抗计算方法改进前后模型的蒸散发模拟结果进行了比较。

模型将蒸散发分为蒸发和蒸腾分别进行计算。首先通过 Beer 定律^[14]将潜在蒸散发进行分配, 得到潜在蒸发和潜在蒸腾

$$\begin{aligned} T_p &= ET_p (1 - e^{-kLAI}) \\ E_p &= ET_p e^{-kLAI} \end{aligned} \quad (5)$$

式中, T_p 与 E_p 分别为潜在蒸腾和潜在蒸发, mm/d; k 为冠层的消光系数(extinction coefficient), 反映太阳辐射在冠层中的衰减程度, 本文取为 Hydrus-1D 模型的默认值 0.463。

Hydrus-1D 模型中, 实际蒸腾量为潜在蒸腾与水分胁迫系数的乘积, 水分胁迫系数可采用 Fedds 模型^[15]根据土壤吸力计算; 对于土壤蒸发, 在表层土壤供水充分时(土壤吸力小于某个临界值), 实际蒸发等于潜在蒸发, 当土壤吸力大于临界值时, 则表层土壤吸力保持该临界值不变, 此时上边界条件由通量边界变为定水头边界, 不发生蒸发。模型对于蒸发的计算没有考虑水分胁迫条件下蒸发存在但小于潜在蒸发的情况。本研究对此进行了改进, 将实际蒸发分为 3 个阶段^[16], 即表层土壤含水率大于田间持水量时实际蒸发等于潜在蒸发; 表层土壤含水率小于田间持水量时, 实际蒸发随土壤含水率的降低而线性递减; 土壤含水率小于毛管断裂水量时不发生蒸发。田间持水量一般取表层土壤吸力为 1/10~1/3 个大气压^[16]时所对应的土壤含水率, 本文取表层土壤吸力为 20 kPa 时对应的含水率, 即 0.26 m³/m³; 毛管断裂含水量取为田间持水量的 65%^[16], 即 0.17 m³/m³。由于缺少土壤蒸发的连续观测资料, 本文未对这种改进产生的效果进行评价。

3 模型应用

本文在位山灌区田间观测站 2006—2009 年(共 1 461 d)的实测数据基础上, 应用 Hydrus-1D 模型模拟了田间水分运移。观测站所在田间在 4 a 中的最大地下水埋深为 3.6 m, 模型中取模拟土层厚度为 0~4 m。模型将土壤剖面划分为 46 个单元, 每个单元厚度一般为 10 cm,

表层进行加密。

3.1 模型参数

土壤水分特征曲线采用 van Genuchten 模型 (VG 模

型) 描述, 本研究取田间原状土进行脱湿试验, 根据实测土壤吸力与含水率数据, 采用最小二乘法拟合得到 VG 模型中的各参数。土壤水分特征参数取值见表 2。

表 2 土壤水分特征参数
Table 2 Soil hydraulic parameters

土层/cm	饱和含水率 $\theta_s/(m^3 \cdot m^{-3})$	残余含水率 $\theta_r/(m^3 \cdot m^{-3})$	经验参数 Alpha/cm ⁻¹	曲线形状参数 n	干体质量/(g·cm ⁻³)	饱和导水率/(cm·d ⁻¹)
0~18	0.424	0.033	0.0174	1.41	1.34	110
>18~45	0.393	0.080	0.0067	1.77	1.49	80
>45~85	0.350	0	0.0048	1.36	1.52	40
>85~400	0.435	0.148	0.0053	2.54	1.47	10

根系吸水模型采用 Fedds 模型, 参数见表 3; 公式(4)中的参数值采用实测蒸散发数据对模型进行率定得到, 其中, 参数 $g_{s,min}$ 取值为 0.001 m/s, 参数 c 对于冬小麦(10月16日至次年6月15日)和夏玉米(6月16日至10月15日)分别取值为 0.0015 m/s 和 0.001 m/s。

表 3 Fedds 模型参数

Table 3 Parameters in formulation of Fedds

P0/cm	P0pt/cm	P2H/cm	P2L/cm	P3/cm	r2H/(cm·d ⁻¹)	r2L/(cm·d ⁻¹)
0	-1	-250	-300	-15 000	0.5	0.1

3.2 边界条件与输入输出

本研究以降雨(及灌溉)和蒸发作为 Hydrus-1D 模型的上边界, 其中蒸发通过输入气象数据(气温、风速、相对湿度、净辐射等)和植被情况(通过 LAI 反映)由模型自身计算得到。模型模拟对象为 0~4 m 的土层, 由于在模拟时段内田间的最大地下水埋深为 3.6 m, 因此模型底部始终位于地下水水面以下。本研究以变水头(Variable pressure head)边界作为模型的下边界条件, 水头值作为模型输入, 由模型底部埋深(4 m)减去实测地下水埋深得到。降雨、灌溉、气象数据和地下水埋深均来自田间观测数据。由于该地区地势平坦, 地表导水率较大, 且有田埂拦蓄作用, 模拟中不考虑地表径流。模型输出结果包括蒸散发、土壤含水率和底部交换量等。

LAI 对蒸散发的模拟有重要影响, 由于缺少整个时段连续的实测 LAI 数据, 本文采用遥感数据估计 LAI。归一化差值植被指数(normalized difference vegetation index, NDVI)常用来反推 LAI, 但其与 LAI 的关系是非线性的, 在 LAI 较大时, NDVI 对 LAI 的变化不敏感。本文采用 Gitelson^[17]提出的宽范围植被指数(wide dynamic range vegetation index, WDRVI)来估算 LAI, 该指数是对 NDVI 的一种改进, 与 LAI 具有较好的线性关系, 可根据下式由 NDVI 计算

$$WDRVI = \frac{(\alpha + 1)NDVI + (\alpha - 1)}{(\alpha - 1)NDVI + (\alpha + 1)} \quad (6)$$

其中, α 为权重系数, 与传感器和气象条件有关, 取值在 0.1~0.2 之间(对 MODIS 数据可取 0.2)。

本文采用 8 d 合成的 250 m 分辨率的 MODIS (moderate resolution imaging spectroradiometer, 中等分辨率多光谱成像仪)地表反射率数据(下载地址: <https://wist.echo.nasa.gov/api/>)计算田间所在网格的 NDVI, 线性插值得到逐日 NDVI, 再根据公式(6)得到逐日 WDRVI。

2006—2009 年期间, 小麦季 WDRVI 的最大、最小值分别为 0.36 和 -0.56, 玉米季 WDRVI 的最大、最小值分别为 0.68 和 -0.53。

本研究在 2006—2009 年对该田间的 LAI 进行了不连续观测(共 53 个样本), 根据观测数据, 取冬小麦和夏玉米的 LAI 最大值分别为 6.2 和 5.0, 最小值均取为 0。由于 WDRVI 与 LAI 呈线性关系, 可分别得到冬小麦和夏玉米 WDRVI 与 LAI 的关系方程如下:

$$\text{冬小麦: LAI} = (\text{WDRVI} - (-0.56)) / (0.36 - (-0.56)) \times 6.2 \\ = 6.75 \times \text{WDRVI} + 3.77$$

$$\text{夏玉米: LAI} = (\text{WDRVI} - (-0.53)) / (0.68 - (-0.53)) \times 5.0 \\ = 4.13 \times \text{WDRVI} + 2.20 \quad (7)$$

根据公式(7)可由逐日 WDRVI 值估算逐日 LAI, 估算值(有实测值的日期)与实测值的相关系数为 0.88, 表明该方法可以较好的估计 LAI 值。由 WDRVI 估算的 LAI 和实测 LAI 值如图 1 所示。

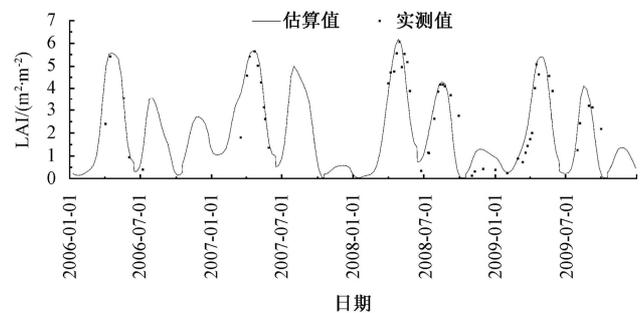


图 1 2006—2009 逐日叶面各积指数 LAI

Fig.1 Daily LAI during 2006—2009

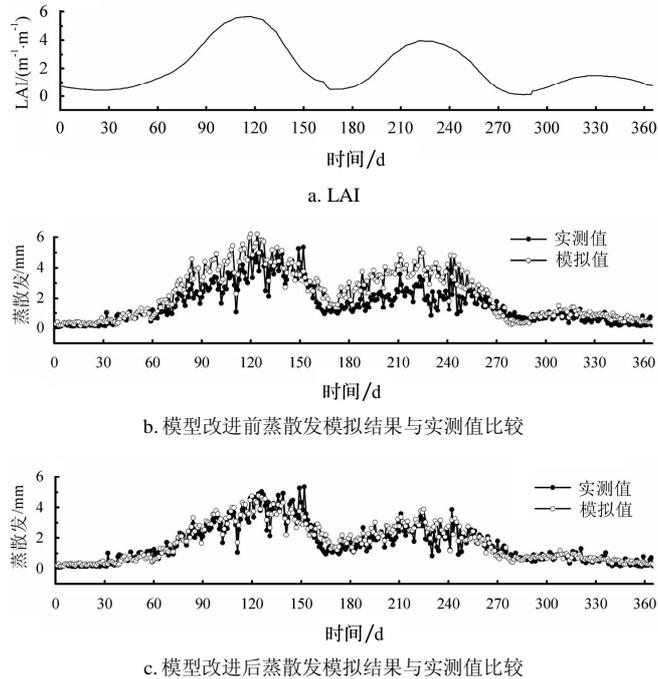
4 结果与分析

4.1 表面阻抗改进前后蒸散发模拟结果对比

本文将表面阻抗改进前后模型的蒸散发模拟结果与实测数据进行对比, 由于冬小麦和夏玉米的播种和收割时间在 4 年中基本相同, 蒸散发的年内变化规律比较一致, 这里采用 2006—2009 年实测与模拟的平均逐日蒸散发进行比较, 可以较直观的显示出模型改进前后蒸散发模拟结果的差别, 如图 2 所示。

由图 2 可以看出, 表面阻抗计算方法改进前, 模型的蒸散发模拟结果偏高, 尤其在玉米季更为明显, 而在 LAI 很低时(第 280 天左右)时模拟值则偏低; 表面阻抗

计算方法改进后,可以根据实际作物类型采用不同的参数,且考虑了土壤对蒸散发的影响,得到的蒸散发模拟结果有较大改善。



注:以一年中的第 1 天为起始时间

图 2 2006—2009 平均逐日 LAI 与蒸散发
Fig.2 Averaged daily LAI and ET during 2006 - 2009

本文采用均方根误差、相对误差和 Nash 效率系数^[18] 3 个评价指标来定量评价改进前后模型的蒸散发模拟结果,各评价指标的计算公式为:

均方根误差 (root mean square error, *RMSE*)

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (s_i - o_i)^2} \quad (8)$$

相对误差 (relative error, *RE*)

$$RE = \frac{\sum_{i=1}^N s_i}{\sum_{i=1}^N o_i} - 1 \quad (9)$$

Nash 效率系数 (Nash-sutcliffe efficiency coefficient, *NSE*)

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (s_i - o_i)^2}{\sum_{i=1}^N (o_i - \bar{o})^2} \quad (10)$$

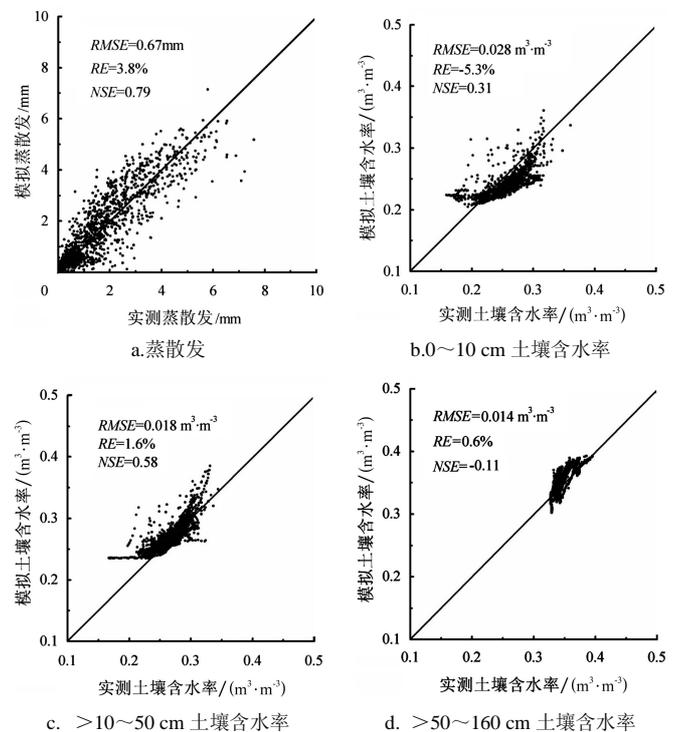
以上 3 个公式中, s_i 和 o_i 分别为第 i 个样本的模拟值和实测值, \bar{o} 为实测值的均值, N 为样本个数。3 个指标中,均方根误差 (*RMSE*) 反映模拟值与实测值的绝对误差的平均程度,相对误差 (*RE*) 反映模拟值与实测值总量之间的相对误差,Nash 效率系数 (*NSE*) 反映模拟值与实测值随时间变化过程的符合程度。

表面阻抗计算方法改进前,模型蒸散发模拟结果的均方根误差、相对误差和 Nash 效率系数分别为 1.06 mm、

31.6% 和 0.47,模型改进后 3 个指标分别达到 0.67 mm、3.8% 和 0.79。均方根误差有所减小,表明改进后的模型对日蒸散发量的模拟更为准确;相对误差的绝对值大幅减小,表明改进后的模型对田间蒸散发总量的模拟值与实际情况更为接近,这对田间水量平衡分析尤为重要; Nash 效率系数有所提高,表明模型对蒸散发随时间变化过程的模拟更为合理。后文对土壤含水率模拟精度的评价和模拟结果分析均建立在表面阻抗改进后模型的模拟结果基础上。

4.2 模拟结果评价

采用实测数据对土壤含水率的模拟结果进行验证,按 0~10、>10~50 和 >50~160 cm 土层的平均土壤含水率分别进行评价。蒸散发与土壤含水率的模拟结果和评价指标值如图 3 所示。



注: *RMSE* 为均方根误差, *RE* 为相对误差, *NSE* 为 Nash 效率系数

图 3 蒸散发与土壤含水率模拟结果
Fig.3 Simulation results of ET and soil water content

就土壤含水率的模拟结果而言,由于土壤含水率本身的变化范围很小,因此模拟结果的 Nash 效率系数都很低;从相对误差和均方根误差来看,模型对表层土壤含水率的模拟结果相对较差,较深层土壤的模拟结果较好。总体而言,模型的蒸散发和土壤含水率的模拟精度较高,可用于田间水循环规律分析及水量平衡计算。

4.3 水循环规律及水量平衡分析

蒸散发与 LAI 的年内变化过程基本一致 (见图 2),表明对于种植季节性作物的农田, LAI 是田间蒸散发年内变化过程的主要影响因素。气象条件影响潜在蒸散发,因此也对实际蒸散发有重要影响,其影响体现为蒸散发在较小时间尺度 (如一周) 内的波动 (见图 2)。

图 4 给出了 2006—2009 年田间降雨 (灌溉)、地下

水埋深、蒸发与蒸腾以及底部交换量的逐日变化过程。从图 4 可以看出, 地下水位受降雨、灌溉的影响明显, 水位一般在降雨和灌溉当天即发生响应(上升)。蒸发和蒸腾(模拟值)的变化过程表明, 田间蒸散发在作物生长旺季以蒸腾为主, 在作物生长初期则以蒸发为主。由于缺乏蒸发和蒸腾的田间观测资料, 本研究未对蒸发和蒸腾的模拟结果分别验证。模型输出的底部交换量反

映模拟土层与其下土层的水量交换, 在本研究中, 模型下边界位于地下水位以下, 因此在不考虑模型和输入数据误差的情况下, 这种交换可能是由深层地下水的流动造成的。底部交换量向上为正, 表示水分由深层补给浅层; 向下为负, 表示水分由浅层向深层渗漏。从图 4 可以看出, 在降雨和灌溉期间, 浅层与深层水量交换相对活跃, 无降雨和灌溉时则水量交换不明显。

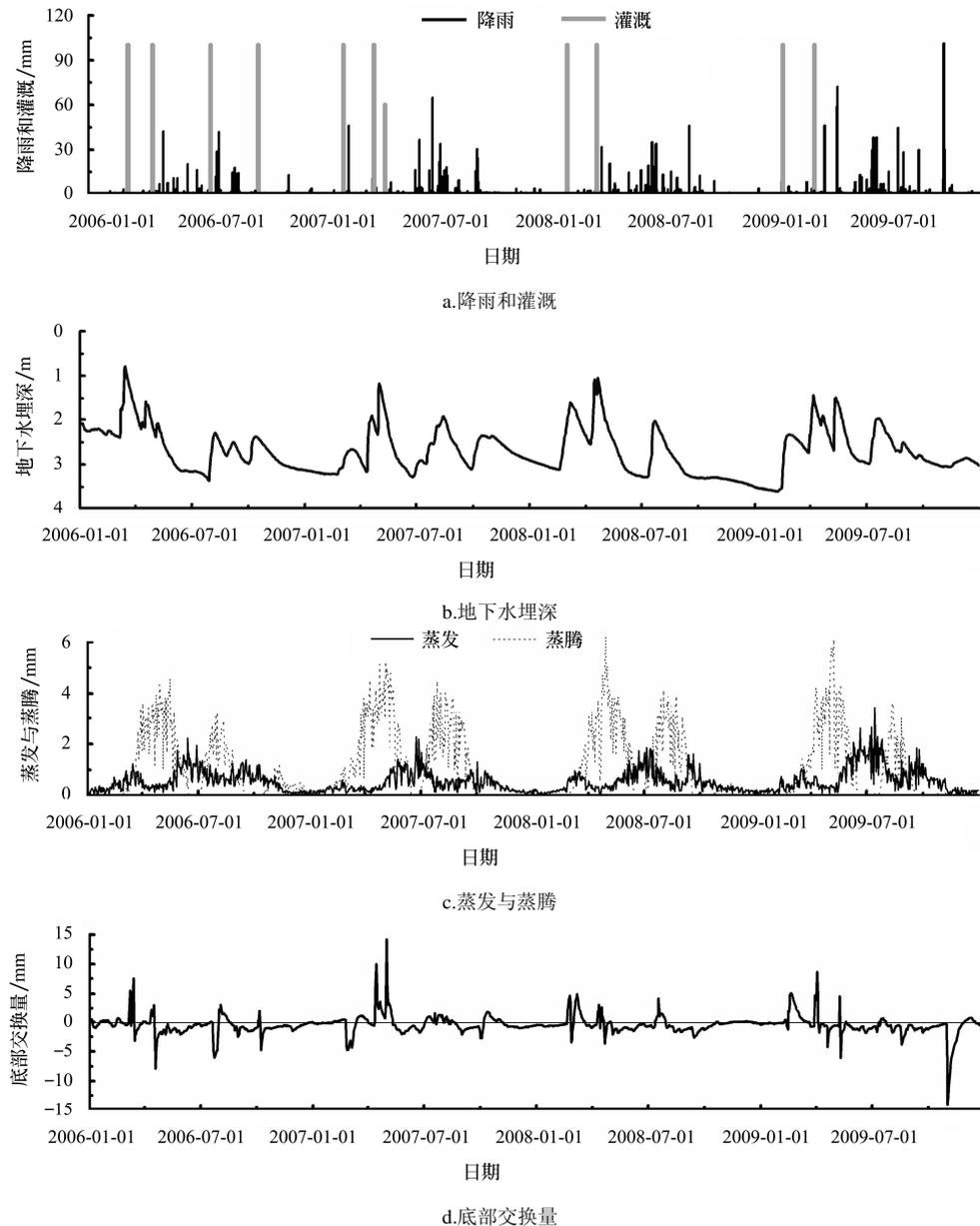


图 4 2006-2009 水文变量逐日变化过程
Fig.4 Variation of hydrological variables during 2006-2009

将模型输出的底部交换量按灌溉期间、汛期和非汛期(无灌溉)分别统计, 发现灌溉期间(年均 62 d)底部交换量为正(平均强度 0.65 mm/d), 说明田间受到深层的补给, 这可能是由于整个灌区的灌溉时间大体相同, 引水渠上游的灌溉可能略早于下游, 而该田间位于下游, 也是灌区内地下水位相对较低的地点, 因此灌溉期间深层地下水以流入田间为主; 汛期和非汛期(无灌溉)底部交换量均为负, 说明田间发生渗漏, 这可能是由于汛

期地下水位因降雨而上升时, 农田进行排水而造成深层地下水以流出田间为主; 计算结果同时表明非汛期(年均 115 d)的深层渗漏强度(平均强度 0.29 mm/d)明显小于汛期(年均 188 d, 平均强度 0.96 mm/d)可能表明该地区的稳定深层渗漏量较小。

根据模型结果, 得到田间年水量平衡如表 4 所示。

从表 4 可以看出, 年均实际蒸散发约占潜在蒸散发量的 90%, 表明本研究中田间蒸散发受水分胁迫影响较

小。年均蒸腾和蒸发量分别为 404 和 213 mm, 蒸腾约为蒸发的近 2 倍。灌溉约占降雨的 1/2, 降雨和灌溉量的 80% 左右消耗于蒸散发, 20% 为渗漏损失。模拟的蓄水量 (0~4 m 土层内的土壤水和地下水) 变化与实测地下水位的变化规律一致, 也反映出模型的合理性。蓄变量及地下水位的变化与当年的水分补给 (消耗) 情况及初始状态有关, 例如, 由于 2006 年初水位较高 (2005 年下半年降雨量明显高于正常年份), 因此 2006 年内的蓄水量和地下水位都有明显下降。

表 4 年水量平衡
Table 4 Annually water balance

年份	水量平衡各分项/mm						潜在蒸 散发/ mm	地下水 位变化/ m	
	降雨	灌溉	蒸散 发	蒸发	蒸腾	渗漏 量			
2006	336	400	596	217	379	255	-114	672	-1.0
2007	489	260	646	188	458	70	34	724	0.2
2008	464	200	619	202	417	143	-96	706	-0.6
2009	711	200	608	247	361	227	81	688	0.5
年平均	500	265	617	213	404	174	-23	697	-0.2

注: 表中降雨、灌溉和地下水位变化来自实测值, 其他项为模拟值; 渗漏量即底部交换量的相反数。

5 结论与讨论

本文改进了 Hydrus-1D 模型中表面阻抗的计算公式, 针对不同作物类型采用不同参数, 可以在较大程度上提高蒸散发的模拟精度。研究发现, 田间蒸散发的季节变化规律主要由叶面积指数 (LAI) 的变化规律决定, 而在更小时间尺度上主要由气象因素决定。本研究中田间蒸散发受土壤水分胁迫较小。模拟与实测土壤含水率的对比表明, 模型对土壤含水率的模拟具有较高的精度。田间水量平衡分析表明, 降雨和灌溉量的 80% 左右用于蒸散发, 其中蒸腾占蒸散发的 65%。

本文采用了与 LAI 线性关系较好的宽范围植被指数 (WDRVI) 数据来估计 LAI, 并给出了冬小麦和夏玉米 LAI 与 WDRVI 的线性方程。冬小麦和夏玉米轮作是整个位山灌区乃至华北平原较为普遍的种植方式, 因此该方程对其他地区也具有参考意义。

由于观测资料的限制, 本文未对蒸发和蒸腾量分别进行验证和分析, 这是后续工作应该加强的地方。农田排水和深层渗漏难以获得实测数据进行验证, 但对于整个灌区而言, 农田排水可以通过排水渠的流量进行粗略估计, 可在模拟分析全灌区的水量平衡时考虑。在缺少实测 LAI 数据时, 可通过遥感数据进行估计, 但加强 LAI 的田间观测是建立 LAI 与遥感数据之间关系的基础, 也是提高水循环模拟精度的重要途径。

[参 考 文 献]

[1] 康绍忠, 刘晓明, 熊运章. 土壤-植物-大气连续体水分传输理论及其应用[M]. 北京: 水利水电出版社, 1994.
[2] 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.
[3] 丛振涛, 雷志栋, 杨诗秀. 基于 SPAC 理论的田间腾发量计算模式[J]. 农业工程学报, 2004, 20(2): 6—9.

Cong Zhentao, Lei Zhidong, Yang Shixiu. Evapotranspiration model based on SPAC theory[J]. Transactions of the CSAE, 20(2): 6—9. (in Chinese with English abstract)
[4] Šimůnek J, Šejna M, Saito H, Sakai M, van Genuchten M T. The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media, Version 4.08, HYDRUS Software Series 3 [R]. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA, 2008: 330.
[5] 胡克林, 李保国, 陈研. 表层土壤饱和和导水率的空间变异对农田水分渗漏的影响[J]. 水利学报, 2006, 37(10): 1217—1223.
Hu Kelin, Li Baoguo, Chen Yan. Effect of spatial variability of surface soil saturated hydraulic conductivity on water drainage at field scale[J]. Shuili Xuebao, 37(10): 1217—1223. (in Chinese with English abstract)
[6] Ma Ying, Feng Shaoyuan, Su Dongyuan, et al. Modeling water infiltration in a large layered soil column with a modified Green-Ampt model and HYDRUS-1D[J]. Computers and Electronics in Agriculture, 2010, 71(S): 40—47.
[7] 李亮, 史海滨, 贾锦凤, 等. 内蒙古河套灌区荒地水盐运移规律模拟[J]. 农业工程学报, 2010, 26(1): 31—35.
Li Liang, Shi Haibin, Jia Jinfeng, et al. Simulation of water and salt transport of uncultivated land in hetao irrigation district in inner mongolia[J]. Transactions of the CSAE, 2010, 26(1): 31—35. (in Chinese with English abstract)
[8] Singh P N, Wallender W W, Maneta M P, et al. Sustainable root zone salinity and shallow water table in the context of land retirement[J]. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 2010, 136(5): 289—299.
[9] 曹巧红, 龚元石. 应用 Hydrus-1D 模型模拟分析冬小麦农田水分氮素运移特征[J]. 植物营养与肥料学报, 2003, 9(2): 139—145.
Cao Qiaohong, Gong Yuanshi. Simulation and analysis of water balance and nitrogen leaching using Hydrus-1D under winter wheat crop[J]. Plant Nutrition and Fertilizer Science, 2003, 9(2): 139—145 (in Chinese with English abstract)
[10] 雷慧闽, 杨大文, 沈彦俊, 等. 黄河灌区水热通量的观测与分析[J]. 清华学报: 自然科学版, 2007, 47(6): 800—804.
Lei Huimin, Yang Dawen, Shen Yanjun, et al. Energy and water fluxes in the yellow river irrigation region[J]. Journal of Tsinghua University: Sci & Tech, 2007, 47(6): 800—804. (in Chinese with English abstract)
[11] Allen R, Pereira L, Paes D, et al. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements[C]//FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 1998.
[12] Lei Huimin, Yang Dawen. Interannual and seasonal variability in evapotranspiration and energy partitioning over an irrigated cropland in the North China Plain[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2010, 150(4): 581—589.
[13] 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.
- [14] Ritchie J T. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover[J]. Water Resources Research, 1972, 8(5): 1204—1213.
- [15] Feddes R A, Bresler E, Neuman S P. Field test of a modified numerical model for water uptake by root systems[J]. Water Resources Research, 1974, 10(6): 1199—1206.
- [16] 芮孝芳. 水文学原理[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2004: 65—122.
- [17] Gitelson A A. Wide dynamic range vegetation index for remote quantification of biophysical characteristics of vegetation[J]. Journal of Plant Physiology, 2004, 161(2): 165—173.
- [18] Nash J E, Sutcliffe J V. River flow forecasting through conceptual models part I—a discussion of principles[J]. Journal of Hydrology, 1970, 10(3): 282—290.

Application and improvement of Hydrus-1D model for analyzing water cycle in an agricultural field

Ma Huan¹, Yang Dawen¹, Lei Huimin¹, Cai Jianfeng², Kusuda Tetsuya³

(1. State Key Laboratory of Hydrosience and Engineering, Department of Hydraulic Engineering, Tsinghua University, Beijing 100084, China; 2. Management Office of the Weishan Irrigation District, Liaocheng 252000, China; 3. Department of Environmental Resources and Systems, University of Kitakyushu, Kitakyushu 808-0135, Japan)

Abstract: Water cycle during 2006-2009 in a typical agricultural field of the Weishan irrigation district, which is located along the downstream of Yellow River in the North China Plain, was analyzed using the Hydrus-1D model. The equation for calculating the bulk surface resistance was modified according to the observed data. The simulated ET was compared with the observed ET by the eddy covariance system, and the result showed that simulation using modified resistance equation provided much better results than that of the original model. ET analysis showed that, for areas covered with seasonal vegetation, LAI determined the seasonal variation of ET, while weather condition determined ET variation at a much smaller time scale (e.g., one week). Comparing the simulated soil water content with the observed data by TDR, showed that the model could simulate soil water appropriately. Water balance analysis showed that about 80% of the rainfall and irrigation were consumed by ET, and drainage from the field mainly occurred during rainy season.

Key words: evaporation, transpiration, models, Hydrus-1D model, Weishan irrigation district, water balance