第45卷 第5期
2026年10月

高 原 气 象
PLATEAU METEOROLOGY

Vol. 45 No. 5
October, 2026

王赵培，胡海军，鱼腾飞，等，2026. 基于多源观测的HYDRUS-1D模型在阿拉善荒漠区土壤水热过程模拟中的验证与诊断[J]. 高原气象，45(5)：1315−1329. Wang Zhaopei，Hu HaiJun，Yu Tengfei，et al.，2026. Validation and diagnosis of HYDRUS-1D simulations of soil hydrothermal processes in the Alxa Desert Region based on multi-source observations[J]. Plateau Meteorology，45(5)：1315−1329. DOI：10. 7522/j. issn. 1000−0534. 2026. 00053. CSTR：32265. 14. gyqx. CN62−1061/P. 2026. 00053.

基于多源观测的HYDRUS-1D模型在阿拉善荒漠区土壤水热过程模拟中的验证与诊断

王赵培[1]，胡海军[1]，鱼腾飞[2,3]，韩 拓[3]，苏永红[3]，崔玉军[4]，安 妮[5]

（1. 西北农林科技大学水利与建筑工程学院，陕西 杨凌 712100；
2. 中国科学院西北生态环境资源研究院 干旱区生态安全与可持续发展全国重点实验室，甘肃 兰州 730000；
3. 中国科学院西北生态环境资源研究院 阿拉善荒漠生态水文试验研究站，甘肃 兰州 730000；
4. Laboratoire Navier/CERMES，Ecole des Ponts ParisTech，Champs-sur-Marne，77455，Marne-la-Vallée，France；
5. 浙江大学建筑工程学院，浙江 杭州 310058）

摘要：土壤蒸发是区域水循环和地表能量交换的关键过程，其准确模拟对干旱区水热过程研究具有重要意义。然而，现有模型在干旱区的适用性仍缺乏多源观测约束下的系统验证。基于此，本研究在内蒙古阿拉善荒漠区集成蒸渗仪、涡动协方差、土壤水热观测与气象数据，对HYDRUS-1D模型在干旱区土壤蒸发模拟中的适用性进行评估。结果表明，在本研究采用的无植被配置下，模型能较好模拟裸土蒸发总量及其日尺度动态变化，蒸发过程与蒸渗仪实测值高度一致（R^2=0. 99），逐日累计蒸发量误差较小（*PBIAS*=−8. 45%）。模型对浅层土壤（0~20 cm）水热动态的再现较好，但在中深层土壤（20~100 cm）中出现明显偏差，表现为降雨后含水率响应提前、峰值偏高且回落更快，以及温度模拟值系统性偏高。与涡动协方差观测相比，模型对潜热通量的模拟偏低，而对显热和土壤热通量的模拟偏差相对较小。这些偏差主要反映了当前无植被配置未显式考虑植被根系吸水与蒸腾过程的影响。HYDRUS-1D在当前配置下适用于裸土蒸发及表层水热交换过程模拟，但难以完整表征实际植被条件下的中深层水热过程和潜热耗散。后续应在HYDRUS-1D框架下进一步耦合根系吸水与植被蒸腾过程，提高对干旱区长期水分运移过程的模拟能力。

关键词：土壤蒸发；旱区；一维数值模拟；水汽热耦合；能量平衡

文章编号：1000−0534(2026)05−1315−15 **中图分类号**：P426. 2$^+$2 **文献标识码**：A

DOI：10. 7522/j. issn. 1000−0534. 2026. 00053

CSTR: 32265. 14. gyqx. CN62−1061/P. 2026. 00053

1 引言

在全球气候变化背景下，陆地干旱化趋势及其生态水文效应受到广泛关注。基于标准化降水蒸散指数（SPEI）和CMIP6情景数据的研究表明，1980—2022年全球约33%的陆地面积呈持续干旱化趋势，且未来在高排放情景下干旱范围和强度可能进一步增加（徐欣瑶等，2025）。中国旱区面积约占国土总面积的56. 48%（Prăvălie，2016），水分匮乏使其生态系统高度脆弱（Zheng et al.，2020）。其

收稿日期：2025-10-20；**定稿日期**：2026-04-13

资助项目：中国科学院B类先导专项课题（XDB0720401）；甘肃省杰出青年基金项目（24JRRA076）；甘肃省科技重大专项（23ZD-FA018）；内蒙古自治区“揭榜挂帅”项目（2023JBGS000801，2023JBGS000802）；国家自然科学基金-青年基金项目（42301136）；阿拉善盟林业和草原局自选项目（2024LC0001）；甘肃省自然科学基金项目（23JRRA668）

作者简介：王赵培（2001—），男，陕西咸阳人，硕士研究生，从事土壤蒸发方面研究. E-mail：asdzermidk@gmail. com

通信作者：胡海军（1982—），男，河南遂平人，副教授，主要从事大气降雨蒸发作用下土体水分场数值模拟方面研究. E-mail：hu. hai-jun@163. com

鱼腾飞（1987—），男，甘肃定西人，研究员，主要从事旱区生态水文学方面研究. E-mail：yutf@lzb. ac. cn

© Editorial Department of *Plateau Meteorology*（CC BY-NC-ND）

中，西北内陆干旱区位于欧亚大陆腹地，同时受中纬度西风环流和东亚季风边缘活动影响，降水、水汽输送及干湿变化过程具有显著复杂性（肖生春等，2024）。因此，在全球干旱化增强与区域环流共同作用背景下，深入理解西北干旱区水循环过程，对生态系统保护和水资源可持续利用具有重要意义（赵家培等，2023；奥银焕等，2013）。

土壤蒸发作为土壤—大气界面水分与能量交换的核心环节，直接影响旱区地表水分消耗、能量分配及近地层水热过程，其准确模拟对揭示旱区水循环机制具有重要意义（Seneviratne et al.，2010；Lyles et al.，2024；董世玉等，2023）。在阿拉善荒漠区，降水稀少、蒸发强烈，土壤水分长期处于低含水率状态，液态水运移、水汽扩散和热量传输共同控制土壤蒸发过程（马稚桐等，2021）。因此，开展多源观测约束下的土壤蒸发与水热过程模拟，不仅有助于评估模型在典型干旱区的适用性，也可为认识区域干旱响应机制和改进生态水文模型提供依据。

在干旱条件下，土壤含水率常接近残余值，气态水运移对蒸发的贡献显著增强（Shokri and Or，2011），若模型仅考虑液态水流，则可能低估蒸发强度（Assouline et al.，2014）。同时，荒漠区的砂质土壤比热容小、对能量变化敏感，而水汽运移伴随潜热传输，进一步增强了能量平衡过程对蒸发估算的影响（Sakai et al.，2009）。因此，能够耦合描述水分、水汽和热量传输过程的模型，是认识旱区蒸发机理的重要工具。其中，HYDRUS-1D模型因可求解非饱和土壤中水−热耦合传输过程，已被广泛应用于土壤蒸发模拟研究（Šimůnek et al.，2016）。

然而，HYDRUS-1D模型在真实旱区野外条件下的适用性仍缺乏严格的系统验证。已有研究多依赖单一观测数据对模型进行检验，如仅利用蒸发量、某一深度含水率或单一通量数据进行比较（如李冰冰等，2019），虽然能够在一定程度上评价模型拟合效果，但难以全面识别模型在水分剖面演变、土壤热传输及地表能量分配等方面的偏差来源。尤其在野外环境中，植被蒸腾、根系吸水、土壤边界条件及下垫面非均一性等因素共同作用，模型误差往往不仅来源于参数不确定性，也可能反映模型结构对关键生态水文过程的缺失（Balugani et al.，2023；高震国等，2022）。因此，相较于单一数据拟合，基于多源观测数据对模型进行系统验证和偏差诊断，更有助于揭示模型适用边界及其物理机制缺陷。

目前，蒸发和蒸散发的直接观测主要包括基于能量平衡的涡动协方差系统和基于质量平衡的蒸渗仪。涡动协方差系统通过垂直风速与比湿度协方差计算可连续获取潜热、显热等湍流通量，反映中等尺度范围内的陆气交换特征，但存在一定程度的能量不闭合问题，且对下垫面均一性要求较高（Allen et al.，2011；Denager et al.，2020；任雪塬等，2021）。蒸渗仪则通过精确监测降雨、排水量与蒸渗仪质量变化，直接获取实际蒸发量（陈言等，2019），因其高精度和直接测量的特点，常被用作其他蒸散发测量方法的校准基准（谢丽君等，2023）。但由于其点测量的本质，数值易受内部土壤剖面结构与周边环境的干扰，难以准确代表区域尺度的真实蒸发情况（Allen et al.，2011）。此外，连续土壤水热传感器能够提供不同深度土壤温度和含水率动态，为检验模型对剖面过程的再现能力提供关键依据。由此，蒸渗仪、涡动协方差和土壤水热剖面观测在蒸发总量、能量分配和水热运移过程三个层面具有互补性，为构建多源观测约束下的模型验证体系提供了基础。

因此，本研究在内蒙古阿拉善荒漠区开展野外观测，联合蒸渗仪、涡动协方差系统与高频率气象−土壤水热数据，构建一个多源数据验证体系，旨在系统评估HYDRUS-1D水热耦合模型在旱区的模拟性能。本文研究目的：（1）验证HYDRUS-1D模型对旱区土壤蒸发量与地表能量分配的模拟能力；（2）评估模型再现土壤水热剖面的能力，并解析模拟与实测差异的成因；（3）揭示植被过程缺失对模型模拟结果的影响，为干旱区生态水文模型的改进及参数化优化提供依据。

2 资料来源与方法介绍

2.1 试验区概况

研究区位于中国第四大沙漠腾格里沙漠边缘的内蒙古自治区阿拉善盟东南部，地理坐标37°47′49″N、105°30′54″E，属于沙漠−绿洲过渡带，平均海拔1339 m。该区域气候干燥，降雨稀少，站点气象站3年连续监测数据显示，平均年降水量150. 03 mm；日平均气温季节性差异显著，1月最低（−10. 13 ℃），7月最高（39. 93 ℃）（Zhao et al.，2025）。每年12月至次年3月为土壤结冰期，次年3月后随气温回升，油蒿等优势植物逐步进入生长季。土壤中砂粒含量占比高达90%，干密度约

为1.66 g·cm^{-3}，因气候干燥土壤体积含水率常年维持在残余含水量附近。

2.2　环境因子及水热通量观测

2.2.1　气象因子与土壤温湿度

试验场地及观测设备如图1所示，涡动协方差（EC）通量塔设在试验场地中心，8个微型蒸渗仪（25 cm、50 cm两种规格）布设在通量塔下风向3~5 m范围内，根据涡动协方差系统观测足迹模型计算，该布设区域处于EC通量塔的核心观测足迹内，保证EC观测的下垫面完全覆盖蒸渗仪的测量区域，为后续两种观测手段的数据对比和成因分析提供可靠的空间基础。为获取研究区大气驱动因子（温度、湿度、辐射等），在试验场地布设通量塔，在通量塔2 m高度处安装空气温湿度传感器（110WX，Airmar公司，美国）、净辐射计（Nrlite2，Kipp&Zonen公司，荷兰）、风速计（CSAT3B，CampbellSci，美国）和翻斗式雨量桶（TE525MM，CampbellSci公司，美国），分别对大气温度、相对湿度、净辐射、风速和降水量进行连续观测，所有传感器信号都接入CR1000X数据采集器，采样间隔为30 min。为保证数据完整性，观测系统采用本地存储卡与远程无线传输相结合的方式实现数据双备份，并定期对数据进行完整性检查和异常值剔除。本文选取2025年5月29日至7月11日的气象观测数据作为研究基础，主要包括降雨量、气温、相对湿度、净辐射、风速等要素。需要指出的是，微型蒸渗仪是裸土单点测量设备，观测范围只包括仪器内部无植被的土壤柱体，只能观测到土壤表面的物理蒸发过程，而涡动通量塔是区域尺度通量观测设备，观测覆盖范围包含裸土区域和周边稀疏植被区，所测蒸散发量为土壤蒸发和植被蒸腾的总和，观测对象和空间代表性的本质差异，是涡动观测蒸散发量大于蒸渗仪实测土壤蒸发量的主要原因，也为后续解析HYDRUS-1D模型模拟蒸发量小于涡动观测值的成因提供了重要依据，即模型没有引入植被模块，只模拟无植被覆盖条件下的土壤物理蒸发。

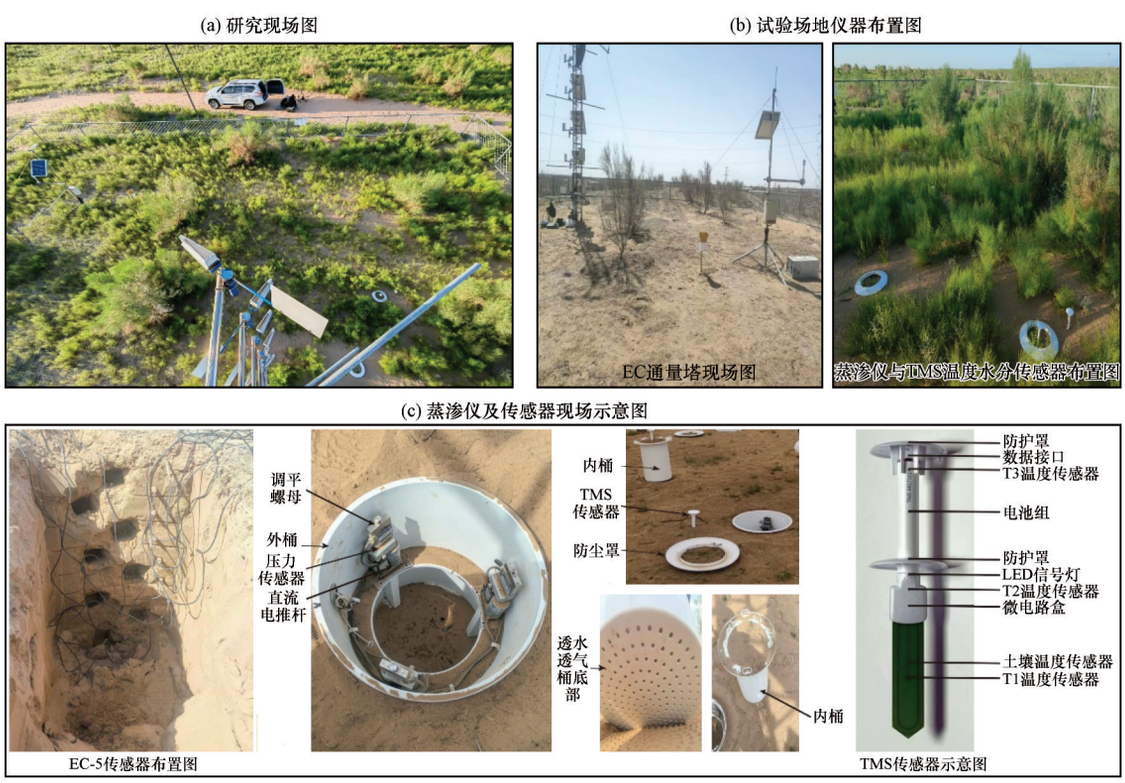


图1　试验场地以及观测设备概况

Fig. 1　Overview of test site and observation equipment

土壤水分与温度数据通过以下方案获取：

土壤体积含水率：在微型蒸渗仪旁3~5 m处开挖1 m深剖面，以10 cm为间隔垂直埋设EC-5型土壤水分传感器，获取剖面含水率数据。

土壤温度（采用两套传感器系统进行同步监测）：

（1）长期定点监测：使用3年前埋设于通量塔下方10、30、50及80 cm深度的5TE型土壤温度传感器，获取自然土层的温度变化。

（2）桶内外对比监测：在微型蒸渗仪桶内、外

同步插入TMS传感器，分别测量地表及地下10 cm处桶内外的温度变化。

所有土壤传感器的记录间隔均为30 min。在后续模型验证中，为明确边界条件，地表及10 cm深度的温度采用代表“无植被干扰”的桶内TMS数据；而30、50及80 cm深度的温度则采用代表“自然状态”的桶外5TE数据。

2.2.2 土壤蒸发

已有研究表明，综合测量精度与野外布设便携性，在干旱区开展微型蒸渗仪观测时，以高度大于20 cm、内径约10 cm的装置综合性能较优（杨宪龙等，2017）。本研究共布设两种类型微型蒸渗仪8台。其中，4台为底部封闭式蒸渗仪，高25 cm，测量面积314. 16 cm²；另外4台为底部自由交换式蒸渗仪，高50 cm，测量面积490. 87 cm²，底部采用透水透气材料，允许水分和气体在下边界自由交换。两类蒸渗仪均配备高精度称重装置，称重精度为0. 01 g，记录间隔为30 min。

正式观测前，预先清除蒸渗仪桶内植被，并选择地表裸露、周围一圈范围内无植被生长的位置进行埋设，以减少植被蒸腾对蒸渗仪观测结果的干扰。考虑到底部自由交换式蒸渗仪更符合野外天然土体下边界特征，本文以该类型蒸渗仪观测结果作为裸土蒸发量验证的主要依据，且在后续模拟中也将HYDRUS-1D模型下边界设为自由排水边界条件。底部封闭式蒸渗仪由于下边界条件与天然土体存在差异，其观测结果主要用于蒸发过程的一致性检验，而不作为模型深验证的主要依据。土壤蒸发量根据蒸渗仪在相邻观测时段内的质量变化量，由质量变化除以测量面积计算，并对同类型多台装置取平均以减弱局部空间异质性对蒸发量估算的影响。

2.2.3 水热通量

水热通量依托通量塔搭载的涡动协方差系统测定，具体参见文献Yu et al.（2023）。原始通量数据获取后，以30 min为间隔采用滑动3次标准差的方法来去除日尺度上的异常值来直接记录显热通量H与潜热通量LE从而获取实际的蒸散发量。该直接测量值可用于两方面：一是结合同步观测的净辐射R_n与地表热通量G，验证模型通过地表能量平衡方程（$R_n=H+LE+G$）模拟能量分配的合理性；二是在能量不闭合时，可作为基准，通过能量平衡残差法等间接手段重新计算LE。为准确捕捉0~100 cm土壤热通量的变化情况，热通量G采用热容法计算。

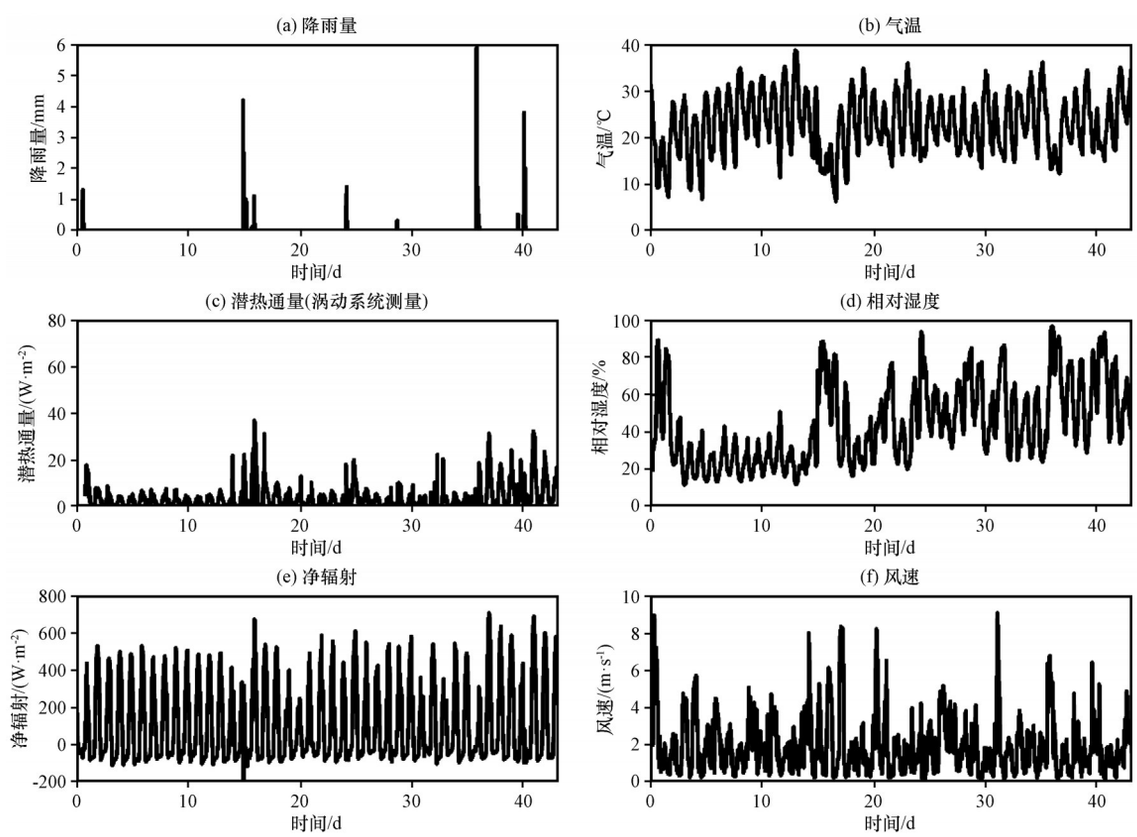


图2 2025年5月29日至7月11日研究区主要气象观测数据变化过程

Fig. 2 Temporal variations in observed meteorological data in the study area from May 29 to July 11, 2025

具体步骤为：首先基于土壤水分剖面数据计算各土层体积热容C；其次通过土壤温度剖面数据与对应土层热容，计算土壤热储存量S。而整个土壤剖面的热储量随时间的变化率即代表地表热通量（Sakai et al.，2011）。因100 cm以下土层温度变化幅度极小，对能量平衡的贡献可忽略，最终以0~100 cm土层土壤热储量的时间变化率（dS/dt）表征由地表向下传递的热通量。

2.3　数值模拟

利用HYDRUS-1D程序模拟在上述气象条件下裸地场地不同深度处的水分与温度以及地表蒸发量的动态变化过程。该程序的最大优势在于模拟过程中能够耦合等温/非等温液、气相水的运输过程并与热传导方程耦合求解（Dijkema et al.，2018）。接下来，本文将依次介绍模型中的水分与温度传输控制方程，土壤渗透和热传递所需参数的确定以及边界、初值条件的具体设置方案。

2.3.1　水流动控制方程

Hydrus中竖直一维水流动控制方程基于质量守恒方程提出（Saito et al.，2006）：

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=-\frac{\partial q_{\mathrm{L}}}{\partial z}-\frac{\partial q_{\mathrm{v}}}{\partial z} \tag{1}$$

式中：θ是土壤总体积含水率（单位：$\mathrm{cm^3\cdot cm^{-3}}$），由液态水体积含水率$\theta_{\mathrm{L}}$与水蒸气体积含水率$\theta_{\mathrm{V}}$组成，即：$\theta=\theta_{\mathrm{L}}+\theta_{\mathrm{V}}$；$q_{\mathrm{L}}$与$q_{\mathrm{v}}$分别代表代表液态水与水蒸气通量密度（单位：$\mathrm{cm\cdot d^{-1}}$）；$t$代表时间（单位：d）；$z$是空间坐标（向上为正，单位：cm）。

根据通量分解思想，总水通量密度由温度梯度驱动与等温条件下基质势/蒸汽压梯度驱动的液态水、气态水通量共同构成（Philip and De Vries，1957）：

$$\begin{aligned}q_{\mathrm{total}}&=q_{\mathrm{L}}+q_{\mathrm{v}}=q_{\mathrm{Lh}}+q_{\mathrm{LT}}+q_{\mathrm{vh}}+q_{\mathrm{vT}}\\&=-K_{\mathrm{Lh}}\left(\frac{\partial h}{\partial z}+1\right)-K_{\mathrm{LT}}\frac{\partial T}{\partial z}-K_{\mathrm{vh}}\frac{\partial h}{\partial z}-K_{\mathrm{vT}}\frac{\partial T}{\partial z}\end{aligned} \tag{2}$$

式中：q_{Lh}与q_{LT}代表基质势梯度与温度梯度驱动下的液态水通量密度（单位：$\mathrm{cm\cdot d^{-1}}$）；q_{vh}与q_{vT}代表蒸汽压梯度（与基质势相关）、温度梯度驱动的气态水通量密度（单位：$\mathrm{cm\cdot d^{-1}}$）；h代表压力水头（单位：cm）；T代表温度（单位：K）；K_{Lh}（单位：$\mathrm{cm\cdot d^{-1}}$）与K_{LT}（单位：$\mathrm{cm\cdot K^{-1}\cdot d^{-1}}$）分别为液态水在基质势梯度、温度梯度下的渗透系数；K_{vh}与K_{vT}分别为气态水在蒸汽压梯度、温度梯度下的渗透系数。将式（2）代入式（1）整理后，可以得到HYDRUS-1D中裸土条件下一维非等温液态水−水蒸气耦合运移控制方程（Saito et al.，2006）：

$$\frac{\partial\theta}{\partial \mathrm{t}}=\frac{\partial}{\partial z}\left[K_{\mathrm{Lh}}\left(\frac{\partial h}{\partial z}+1\right)+K_{\mathrm{LT}}\frac{\partial T}{\partial z}+K_{\mathrm{vh}}\frac{\partial h}{\partial z}+K_{\mathrm{vT}}\frac{\partial T}{\partial z}\right] \tag{3}$$

2.3.2　热传输控制方程

饱和−非饱和土中的能量传输控制方程基于能量守恒原理构建（Philip and De Vries，1957）：

$$\frac{\partial S_{\mathrm{h}}}{\partial t}=-\frac{\partial q_{\mathrm{h}}}{\partial z}-Q \tag{4}$$

式中：S_{h}代表土中储存的热量（单位：$\mathrm{J\cdot m^{-3}}$）；q_{h}代表总的热流密度（单位：$\mathrm{J\cdot m^{-2}\cdot s^{-1}}$）；$Q$代表着能量源汇总（本研究中暂不考虑额外能量输入）。

土中储存热量S_{h}由土壤固相、液态水、气态水的显热储存量，以及潜热储存量共同构成，计算公式为：

$$S_{\mathrm{h}}=C_{\mathrm{n}}T\theta_{\mathrm{n}}+C_{\mathrm{w}}T\theta_{\mathrm{l}}+C_{\mathrm{v}}T\theta_{\mathrm{v}}+L_0\theta_{\mathrm{V}}=C_{\mathrm{p}}T+L_0\theta_{\mathrm{v}} \tag{5}$$

式中：C_{n}，C_{w}，C_{v}与C_{p}是土壤固相、液态水、水蒸气与湿土体积热容（单位：$\mathrm{J\cdot m^{-3}\cdot K^{-1}}$）；$\theta_{\mathrm{n}}$、$\theta_{\mathrm{l}}$与$\theta_{\mathrm{v}}$分别代表土壤固相、液态水、气态水的体积分数（单位：$\mathrm{cm^3\cdot cm^{-3}}$）；$L_0$代表液态水的体积汽化潜热（单位：$\mathrm{J\cdot m^{-3}}$），其值由液态水汽化潜热与水的密度乘积计算，表达式为：

$$L_0=L_{\mathrm{w}}\rho_{\mathrm{w}} \tag{6}$$

式中：L_{w}代表液态水汽化潜热[单位：$\mathrm{J\cdot kg^{-1}}$，可表示为：$L_{\mathrm{w}}=2.501\times10^6-2369.2T$，其中$T$为温度（单位：℃）]；$\rho_{\mathrm{w}}$代表水的密度。

土壤总热流量密度包含3部分：土壤固相热传导显热、液气相对流显热以及气态水迁移伴随的潜热，表达式基于傅里叶定律与能流叠加原理构建：

$$q_{\mathrm{h}}=-\lambda\left(\theta_l\right)\frac{\partial T}{\partial z}+C_{\mathrm{w}}Tq_{\mathrm{l}}+C_{\mathrm{v}}Tq_{\mathrm{v}}+L_0q_{\mathrm{v}} \tag{7}$$

式中：λ是土壤的热传导系数（单位：$\mathrm{W\cdot m^{-1}\cdot K^{-1}}$）。

将式（5）、（7）两个展开式带入上述能量守恒方程（4）中，并考虑本研究裸土条件下根系吸水项为0，即可得到HYDRUS-1D中一维非等温热量传输的控制方程（Saito et al.，2006）：

$$\begin{aligned}\frac{\partial C_{\mathrm{p}}T}{\partial t}+L_0\frac{\partial\theta_{\mathrm{v}}}{\partial t}&=\frac{\partial}{\partial z}\left[\lambda(\theta_l)\frac{\partial T}{\partial z}\right]-C_{\mathrm{w}}\frac{\partial q_{\mathrm{l}}T}{\partial z}\\&\quad-C_{\mathrm{V}}\frac{\partial q_{\mathrm{v}}T}{\partial z}-L_0\frac{\partial q_{\mathrm{v}}}{\partial z}\end{aligned} \tag{8}$$

2.3.3　土壤水热参数获取与参数化方法

HYDRUS-1D模型通过将土壤特性参数化来反映现场真实的土壤性质，根据模型水−汽−热耦合的特点，模拟所需要的土壤参数大致可以分为土壤水与热参数。

非饱和土壤水分运动的核心特征通过土壤持水曲线（Soil Water Characteristic Curve，SWCC）与

渗透系数函数描述，前者刻画土壤体积含水率θ与基质吸力h的关系，后者反映土壤渗透系数K与体积含水率θ的关联。本研究采用VG模型（van Genuchten，1980）结合Mualem的孔隙分布模型（Mualem，1976）对SWCC与渗透系数函数进行参数化，具体表达式如下：

$$\theta(h)=\begin{cases}\theta_r+\dfrac{\theta_s-\theta_r}{[1+|\alpha h|^n]^m} & h\leqslant 0\\ \theta_s & h>0\end{cases} \tag{9}$$

$$K(h)=K_sS_e^l[1-(1-S_e^{1/m})^m]^2 \tag{10}$$

$$S_e=\frac{\theta_l-\theta_r}{\theta_s-\theta_r} \tag{11}$$

式中：K_s表示饱和渗透系数（单位：cm·d^{-1}）；θ_s、θ_r与θ_l分别代表土壤饱和、残余以及某一时刻体积含水率（单位：cm^3·cm^{-3}）；α代表进气值（单位：cm^{-1}）；n、m（m=1−1/n）为VG模型形状参数，无量纲；S_e为饱和度（无量纲）；l表示Mualem模型经验参数（无量纲）。

本研究在蒸渗仪周边布点，按0~10，10~20，20~40，40~60，60~80与80~100 cm共6个土层，每层土采集4组原状土样，带回实验室开展测试。

（1）土壤粒径分析：将各土层土样过2 mm筛后，利用激光粒度仪测定小于2 mm的粒径[根据国家标准（GB/T 50145−2007）分类：砾粒为2~60 mm，砂粒为0.075~2 mm，粉粒为0.005~0.075 mm，黏粒为≤0.005 mm。]分布，结果如图3所示。

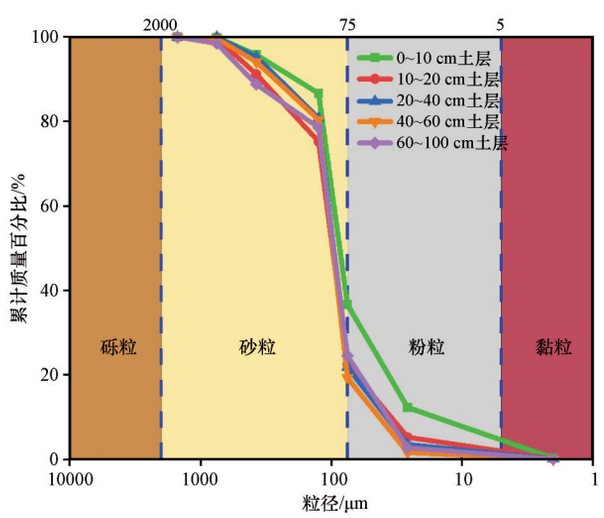


图3 不同深度土层粒径分布情况

Fig. 3 The particle size distribution of soil layers at different depths

（2）饱和渗透系数测试：考虑砂土粗颗粒的特性选择DIK4012仪器进行常水头试验，以4. 5、6. 5、8. 5 cm 3个不同水头差对原状土环刀样进行测试，结果显示不同深度与不同取样坑的K_s差异较小，因此取平均值得到最终K_s。

（3）土壤持水曲线测试：针对干旱区砂土地含水率的特点，重点刻画持水曲线拐点区间，以提高对水分变化敏感区的刻画精度。按照吸力梯度与每种测试方法的精度区间将整个测试分为3段进行：低吸力段（<10 kPa）采用底部维持恒定水位的一维土柱毛细上升平衡法；中吸力段（10~1000 kPa）采用滤纸法；高吸力段（>1000 kPa）采用蒸汽平衡法。结合粒径分布特征、干密度以及饱和渗透系数测试结果，判断研究区砂土在垂直方向上性质均一性较好，故采用各土层测试平均值作为代表数据，测得吸力同体积含水率的关系（图4）。将数据导入RETC软件（van Genuchten et al.，1991）应用VG模型进行拟合，获得θ_s、θ_r等参数，最终确定试验场地土壤水特性参数（表1）。

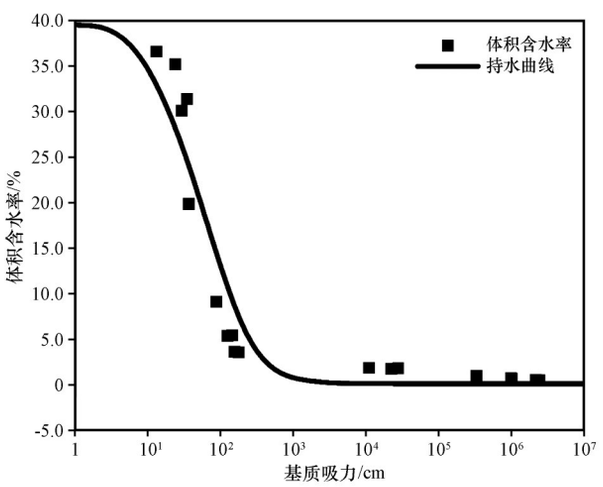


图4 土壤体积含水率与基质吸力之间的对应关系（持水曲线）

Fig. 4 Corresponding relationship between soil volumetric water content and matric suction（water retention curve）

表1 土壤水特性参数测量值

Table 1 Measurement of soil hydrological parameters

参数	θ_s	θ_r	α /cm^{-1}	n	l	K_s /(cm·d^{-1})	R^2
测量值	0. 392	0. 01	0. 0278	2. 76	0. 5	338	0. 979

土壤热导率λ是刻画土壤热传输的核心参数，主要受含水率及土壤组成影响。HYDRUS-1D中采用Horton模型计算热传导率（Chung and Horton，1987），表达式为：

$$\lambda(\theta_l)=b_1+b_2\theta_l+b_3\theta_l^{0.5} \tag{12}$$

式中：b_1，b_2，b_3均为土壤材质决定的经验参数（单位：W·m^{-1}·K^{-1}）；λ代表土壤热导率；θ_l代表土体积含水率。鉴于砂土固相热性质差异相对较小，含水

率是影响热导率的主导因素（Saito et al.，2006），本文采用HYDRUS-1D中内置的砂土经验参数作为热导率模型参数（b_1=0. 228 W·m^{-1}·K^{-1}、b_2=−2. 40599 W·m^{-1}·K^{-1}、b_3=4. 909 W·m^{-1}·K^{-1}）HYDRUS-1D。

2. 3. 4　初值与边界条件

以2025年5月29日实测土壤含水率、温度剖面为初始场，通过线性插值生成模型计算域（0~1 m）的初始分布。对未监测深度范围的初始含水率与温度，采用邻近观测层数值进行延拓。为准确反映干旱区地下水位低与梯度大的特征，模型高度设为3 m，并划分为1001个计算节点（分辨率约3 mm），以确保水热耦合计算的稳定性与精度。

地表边界条件采用的是土−大气相互作用边界条件，所需气象输入包括降雨、气温、相对湿度、风速和净辐射，时间分辨率为30 min，与试验场地测量步长一致。该边界条件根据气象数据、大气传输阻力参数以及表土能量平衡来计算蒸发潜热、显热及土壤热通量，并进一步获得地表水通量Q_{top}（单位：cm·d^{-1}）以及热通量G（单位：W·m^{-2}）（van Bavel and Hillel，1976；Boulet et al.，1997），Q_{top}和G均规定以进入土壤方向为正，表达式为：

$$Q_{top} = P - R_{off} - E \tag{13}$$

$$G = R_n - LE - H \tag{14}$$

式中：P为降雨强度（单位：cm·d^{-1}）；R_{off}为径流量（单位：cm·d^{-1}）；E为蒸发率（单位：cm·d^{-1}）；L为汽化潜热的体积密度［单位：J·m^{-3}，可表示为：L=2. 495×10^9−2. 247×10^6T，其中T为温度（单位：℃）］；R_n是净辐射（单位：W·m^{-2}），以地表获得净辐射能量为正；H是感热通量（单位：W·m^{-2}），规定由地表向大气传递为正；LE是潜热通量（单位：W·m^{-2}），以蒸发或蒸散发过程中地表向大气输送水汽所消耗的能量为正。蒸发率、净辐射（Brutsaert，1982）以及感热通量（van Bavel and Hillel，1976）的定义如下：

$$E = \frac{\rho_{vs} - \rho_{va}}{r_v + r_s} \tag{15}$$

$$R_n = (1 - \alpha) R_s + \varepsilon_s \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \tag{16}$$

$$H = C_a \frac{T_s - T_a}{r_H} \tag{17}$$

式中：R_s代表入射短波辐射；α表示地表反照率；ε_a代表大气发射率受空气温湿度影响；ε_s表示裸露土壤发射率受土壤含水率影响；σ代表斯特藩−玻尔兹曼常数；T_a代表大气温度（单位：K）；T_s代表地表温度（单位：K）；C_a代表体积热容（单位：J·m^{-3}·K^{-1}）；r_H代表空气对热传递的抑制作用（单位：s·m^{-1}）；ρ_{vs}与ρ_{va}分别代表地表与大气的水蒸气密度（单位：kg·m^{-3}）；r_s与r_v分别表示大气与地表对水汽运输的阻力（单位：s·m^{-1}），关于水−汽−热边界条件更详细的介绍见（Saito et al.，2006）。

由于研究区地下水埋深较大（>50 m），雨水不能补给地下水，而文中主要采用的蒸渗仪数据是底部联通式的蒸渗仪，因此模拟的水分下边界采用自由排水边界条件。本研究中HYDRUS-1D模型模拟对象为底部透水型蒸渗仪（50 cm规格），水分下渗过程与自由排水边界条件一致。温度边界条件方面，上边界条件设置为热通量边界条件，热通量由土−大气相互作用边界条件计算获得，由于观测期较短，深层温度变化幅度小，因此将温度下边界设为零温度梯度近似处理。综上，本文在HYDRUS-1D中构建了基于实测土壤水热参数的一维数值模型，结合合理的初始条件与边界条件，为后续蒸发过程模拟提供边界和参数条件。

2. 4　统计分析

本研究的实验数据整理及统计分析均在Excel 2021软件中完成，图形绘制采用Origin 2022软件执行。土壤水分特征曲线等关键水力参数通过RETC软件进行拟合求解。为系统、全面地评估模型对土壤蒸发及能量平衡各分量的模拟性能，本研究构建了一套互补性统计指标体系：决定系数R^2用于量化模拟值与实测值在动态变化趋势上的一致性程度；均方根误差*RMSE*用于表征模拟结果相对于实测数据的平均综合误差幅度；平均偏差*BIAS*用于诊断模型模拟过程中存在的系统性高估或低估倾向。此外，为进一步评估累计蒸发量的总体吻合程度，同步引入百分比偏差*PBIAS*进行辅助分析，具体计算公式如式（20）。上述指标从变化形态一致性、误差量化幅度及偏差方向识别三个维度形成互补，共同实现对模型模拟精度与可靠性的全面、客观评价。

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(P_i - O_i)^2} \tag{18}$$

$$BIAS = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(P_i - O_i) \tag{19}$$

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^{n}(P_i - O_i)}{\sum_{i=1}^{n}O_i} \times 100\% \tag{20}$$

式中：O_i为第i个时刻的实测值；P_i为第i个时刻的模拟值；n为样本数。

3 结果与分析

3.1 土壤蒸发总量与时间动态模拟表现

试验期间蒸渗仪实测逐日累计蒸发量、涡动协方差观测累计蒸散发量以及 HYDRUS-1D 模拟累计蒸发量的对比如图5所示。研究期内，土壤温度和含水量、涡动协方差及常规气象观测数据均完整记录至7月11日；但受数据传输故障影响，蒸渗仪7月9日后的观测记录存在缺失，无法获得连续完整的实测蒸发量数据。为避免记录不完整对日累计结果产生影响，本文从5月29日至7月9日的蒸渗仪观测记录中筛选出40个完整自然日，并将其实测蒸发量与同期模拟结果进行对比。由于缺少同期蒸渗仪实测数据，7月9日后的模拟结果未纳入模型统计评价。为评价模型在无植被条件下对土壤蒸发的模拟能力，本文采用线性回归、*PBIAS*、*BIAS*和*RMSE*进行分析。结果表明，逐日累计蒸发量模拟值与实测值之间具有较好的线性关系，回归斜率为0.90，决定系数R^2为0.99，表明模型能够较好再现观测期内蒸发变化过程。累计蒸发量的百分比偏差*PBIAS*为−8.45%，表明模型对总蒸发量存在轻微低估，但总体处于可接受范围内（绝对值<10%）。日尺度平均偏差*BIAS*和均方根误差*RMSE*分别为−0.005 cm·d^{-1}和0.068 cm·d^{-1}。参照水文模型常用评价标准（Moriasi et al.，2007），模型综合性能可评定为“良好”。综合来看，HYDRUS-1D在研究期裸土蒸发总量及日尺度动态模拟中具有较好的适用性。

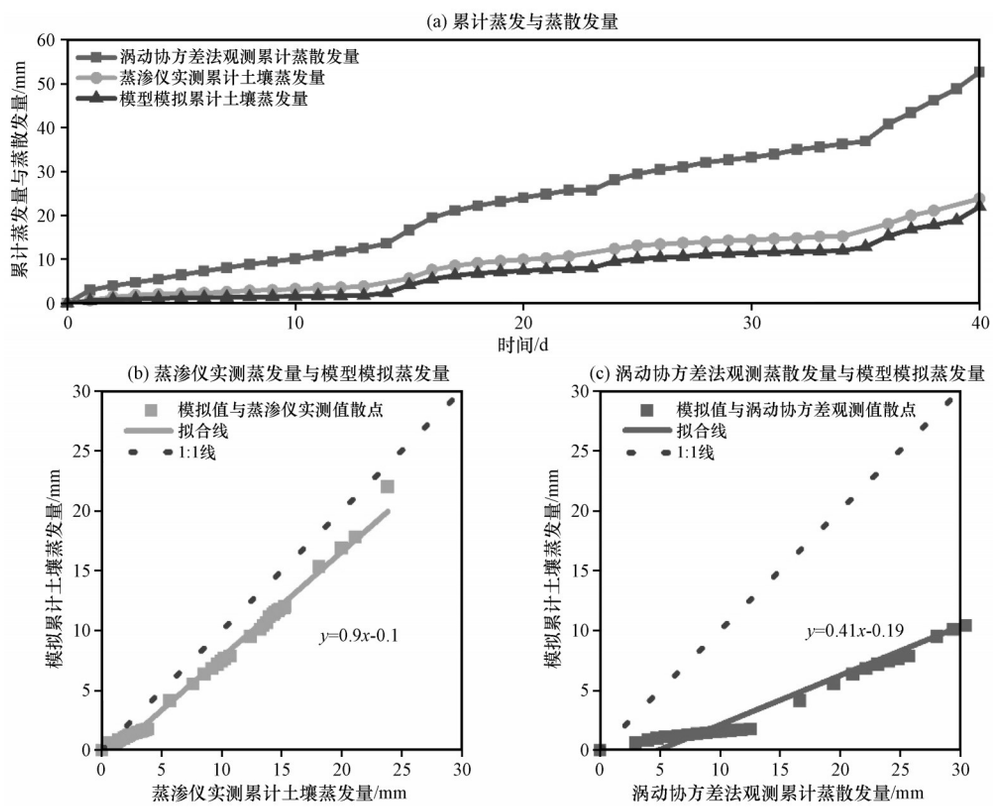


图5 研究区2025年5月29日至7月9日期间40个完整观测日的蒸渗仪实测土壤蒸发量、涡动协方差法观测蒸散发量和HYDRUS-1D模拟土壤蒸发量的累计变化(a)及相关关系(b,c)

Fig. 5 Cumulative changes in lysimeter-measured soil evaporation, eddy covariance-derived evapotranspiration, and HYDRUS-1D-simulated soil evaporation (a), and their correlations (b, c), during 40 days with complete observations in the study area between May 29 and July 9, 2025

与涡动协方差观测的总蒸散发相比，模型模拟的土壤蒸发在时间变化趋势上基本一致，但变化幅度明显偏低。累计量对比表明，观测期内模型模拟蒸发量约占涡动观测总蒸散发量的47%，二者线性拟合斜率约为0.41。该结果表明，研究区总蒸散发除土壤蒸发外，还存在显著的植被蒸腾贡献；据此估算，观测期内植被蒸腾约占总蒸散发的53%。这意味着即使在极端干旱区，虽然植被覆盖度低，但是梭梭、油蒿等优势植物通过根系汲取深层土壤水分来维持蒸腾对区域水分消耗的贡献不能忽略。因此，HYDRUS-1D 虽能较好模拟裸土蒸发过程，但不能直接代表实际下垫面条件下的总蒸散发

过程。

3.2　土壤含水率与温度剖面的模拟表现

尽管HYDRUS-1D模型在蒸发量模拟中表现良好，但其可靠性仍需通过土壤水热剖面进一步评估。不同深度土壤含水率与温度的模拟值与实测值随时间变化的对比分别如图6和图7所示。总体来看，模型能够再现土壤水分和温度的基本变化趋势，但模拟精度随深度增加呈明显分化特征。

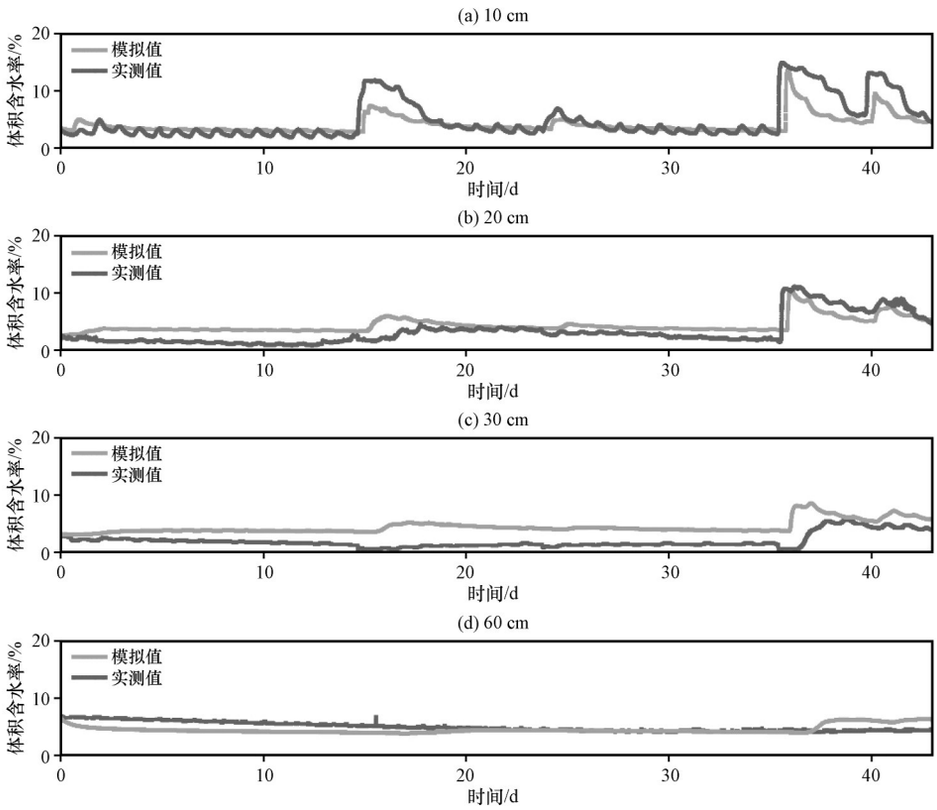


图6　2025年5月29日至7月11日研究区不同深度土壤体积含水率实测值与HYDRUS-1D模型模拟值对比

Fig. 6　Comparison between measured and HYDRUS-1D-simulated soil volumetric water content at different depths in the study area from May 29 to July 11, 2025

在表层土壤（0~20 cm）中，模型对水热动态表现出较好的再现能力。以10 cm土层为例，模型较好捕捉了降雨后含水率快速上升的过程；温度方面，模型也较好再现了表层土壤的昼夜波动特征，模拟值与桶内实测值的日均温度相关性较高（R^2>0.8）。说明模型对表层蒸发主控层的水热过程具有较好的刻画能力。

相比之下，随着深度增加，模型对中深层土壤（20~100 cm）水热过程的模拟偏差逐渐增大。在水分模拟方面，30 cm与60 cm土层对降雨的响应速度显著快于实测值，具体表现为含水率上升时间早于实测值、峰值偏高且回落更快，而在非降雨阶段模拟值整体低于实测值。在温度模拟方面，20~100 cm土层的模拟值则呈现系统性偏高。上述结果表明，HYDRUS-1D虽能较好模拟表层土壤水热动态，但在中深层水热过程再现中存在明显不足，其偏差主要反映了当前无植被配置未显式考虑桶外植被根系吸水与蒸腾过程对中深层水热动态的调控作用。

3.3　地表能量分配的模拟表现

图8对比了地表能量平衡各分项（潜热通量*LE*、显热通量*H*、土壤热通量*G*）的模拟值与观测/计算值，左图分别表示感热通量（*H*）、潜热通量（*LE*）和土壤热通量（*G*）的时间变化过程，右图分别表示对应通量分项的模拟值与观测/计算值之间的相关关系。其中，模型模拟基于无植被的理想条件，而观测/计算值则分别由涡动协方差系统（*LE*、*H*）和热容法（*G*）在有植被的实际下垫面中获得。

结果表明，模型对感热通量（*H*）和土壤热通量（*G*）的日变化过程具有较好的再现能力，能够基本反映二者的变化幅度及日变化特征，仅在峰值时段存在一定高估。观测/计算值与模拟值的线性拟合斜率分别为1.04和1.21，决定系数（R^2）分别为0.85和0.79（图8）。相比之下，模型对潜热通量

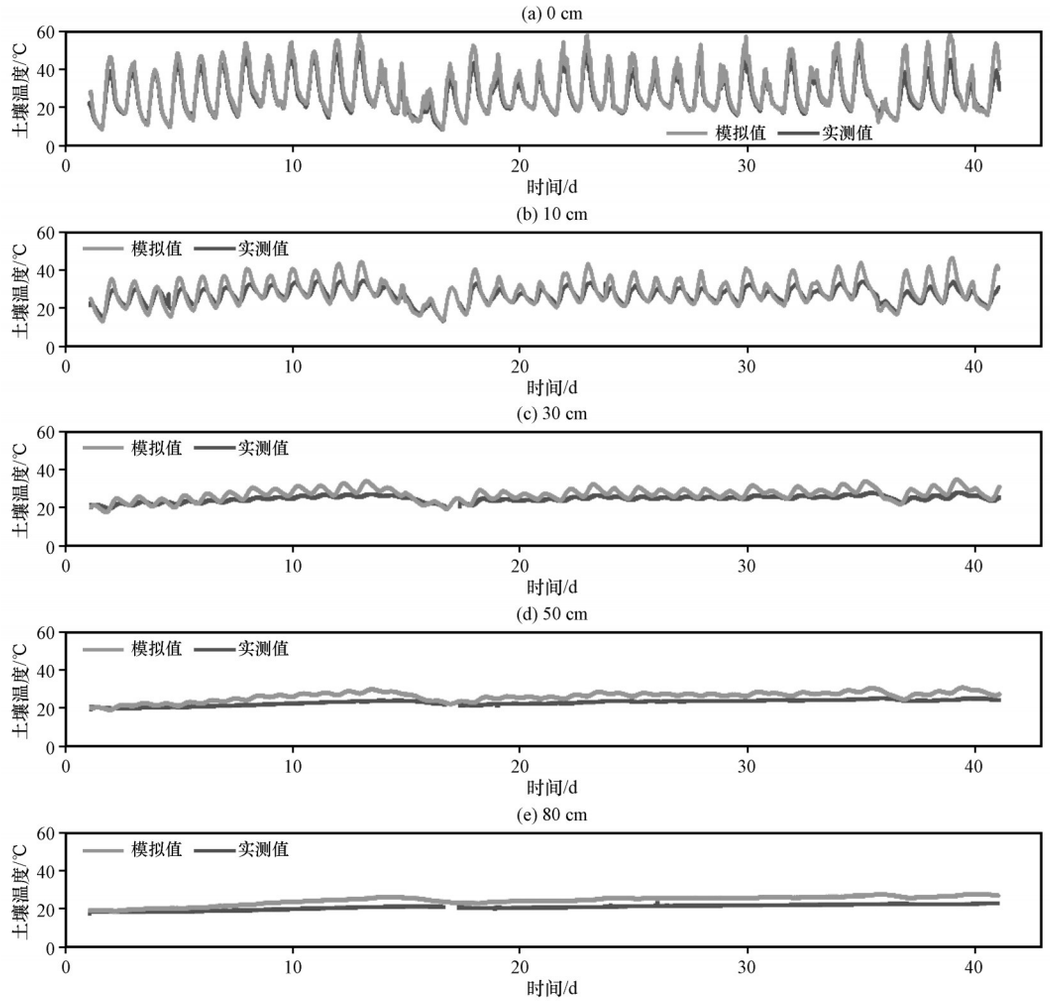


图7 2025年5月29日至7月11日研究区不同深度土壤温度实测值与HYDRUS-1D模型模拟值对比

Fig. 7 Comparison between measured and HYDRUS-1D-simulated soil temperature at different depths in the study area from May 29 to July 11, 2025

(*LE*)的模拟存在显著偏差(图8)。尽管变化趋势一致，但模拟值在数值上系统性偏低，其与涡动协方差实测值的线性拟合斜率仅为0.45，决定系数R^2为0.41。

结合第3.1节中模型蒸发量约占总蒸散发47%的结果可以看出，模型对潜热通量的系统性低估与实际下垫面中存在显著植被蒸腾耗能过程相一致。这说明，在当前无植被模型框架下，HYDRUS-1D能较好描述裸土蒸发相关的地表能量交换，但难以完整表征实际下垫面的潜热耗散过程。

4 讨论

4.1 HYDRUS-1D在裸土蒸发与表层水热过程模拟中的适用性

本研究表明，基于气象驱动和实测土壤水热参数构建的HYDRUS-1D模型能够较好再现研究期内裸土蒸发总量及其日尺度动态变化，表明本研究采用的HYDRUS-1D无植被配置及其土−大气相互作用边界条件在旱区裸土蒸发模拟中具有较好的适用性。与此同时，模型对表层土壤(0~20 cm)含水率和温度变化也具有较好的再现能力，表明其对蒸发主控层内的水热耦合过程具有较强刻画能力。这说明，在以裸土蒸发或表层土壤水热交换为主要研究对象时，HYDRUS-1D能够提供较为可靠的模拟结果。

在能量分配方面，模型对显热通量*H*和土壤热通量*G*的变化趋势再现较好，但对潜热通量*LE*存在明显低估。结合模型蒸发量仅约占涡动协方差观测总蒸散发量47%的结果可以看出，实际下垫面中存在显著的植被蒸腾耗能过程，而这一过程未包含在当前无植被模型框架中。因此，*LE*的偏低并不意味着模型在裸土蒸发模拟上失效，而是表明模型结果反映的是裸土蒸发而非实际下垫面总蒸散

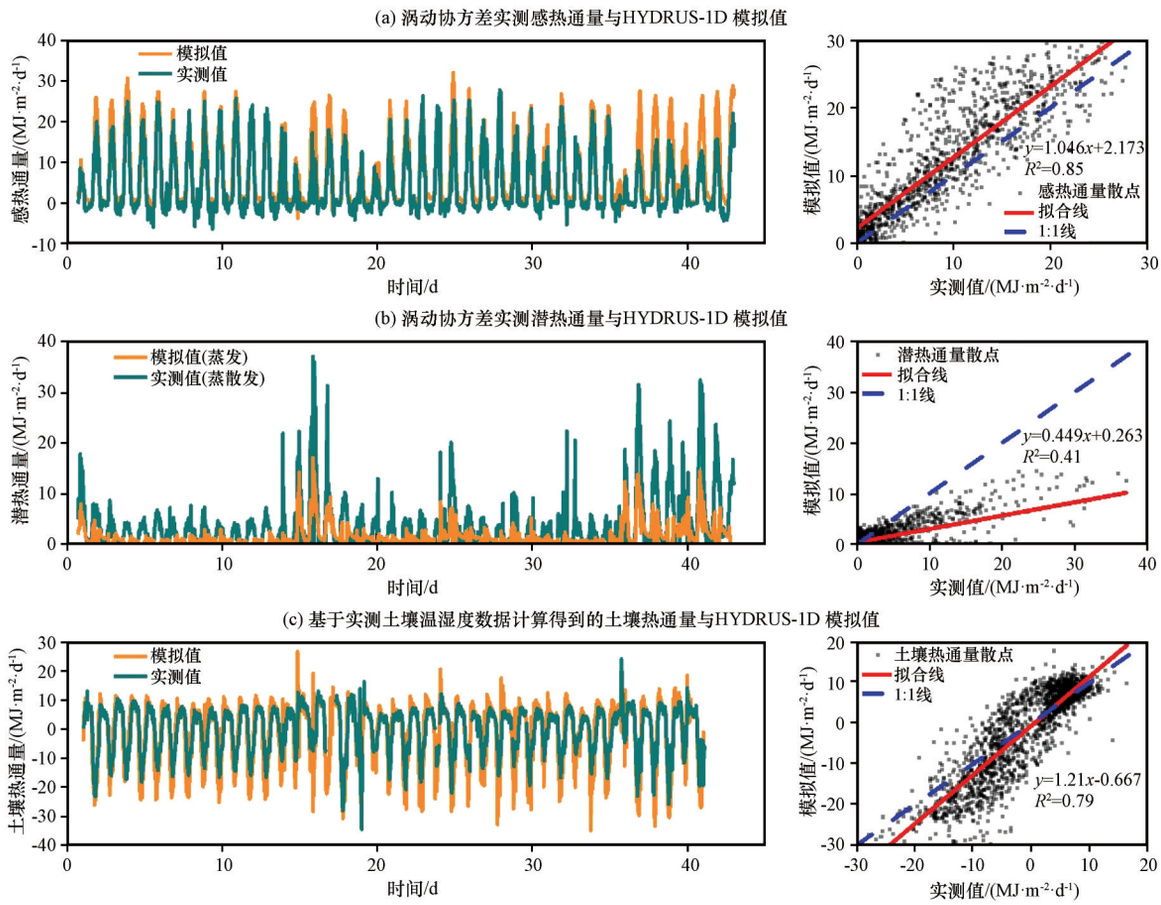


图8　2025年5月29日至7月11日研究区能量平衡各通量分项观测/计算值与HYDRUS-1D模拟值对比（左）及相关关系（右）

Fig. 8　Comparison between measured/calculated and HYDRUS-1D-simulated components (left) and correlation (right) of the surface energy fluxes in the study area from May 29 to July 11, 2025

发过程。

综上，HYDRUS-1D模型在模拟旱区裸土蒸发及土壤−大气界面能量交换方面表现出较高的可靠性。模拟与实测在*LE*通量上的差异并非模型缺陷，反而清晰揭示了植被蒸腾对区域能量平衡的关键作用。同时也明确了该模型的适用边界：在当前未显式耦合植被过程的配置下，更适用于裸土蒸发及表层水热交换过程的模拟，但在植被覆盖区应用时，需引入植物模块进行合理的分析。由于土壤蒸发模拟值与实测值高度一致，这也为涡动协方差结合土壤蒸发模拟分割蒸散发提供了新思路。

4.2　中深层水分温度剖面模拟与实测差异成因

尽管模型较好再现土壤蒸发量与浅层土壤的水热变化（图6，图7），但中深层土壤水热变化的模拟偏差随深度增加而增大，主要表现为降雨后含水率响应提前、峰值偏高且回落更快（图9），以及温度模拟值系统性偏高。这说明，蒸发总量和表层过程的一致性并不意味着模型能够同步准确再现整个土壤剖面的水热过程。

需要指出的是，本文用于对比的实测土壤水热数据来源于蒸渗仪桶外原位土壤，而模型模拟对象为桶内无植被、底部自由排水边界条件下的裸土系统。虽然HYDRUS-1D模型框架本身可以考虑根系吸水和植被蒸腾过程，但本研究采用的模拟方案未显式耦合植被过程，因此模拟对象与实测对象在植被覆盖、根系活动及近地表微环境条件上存在明显差异。基于这一点判断，中深层土壤水热过程模拟偏差的首要原因很可能是桶外植被作用未在当前模型配置中体现。

在降雨过程中，桶外植被根系对土壤水分再分配的调控作用可能是导致含水率差异的关键因素。已有研究表明，植物根系吸水会改变降雨入渗后土壤水分在剖面中的迁移路径和分布状态，使更多水分在根区附近被截留和消耗，从而削弱向更深层土壤的补给（Feddes et al.，2001；Kool et al.，2014）。因此，与桶内无植被裸土模拟相比，桶外实测中深

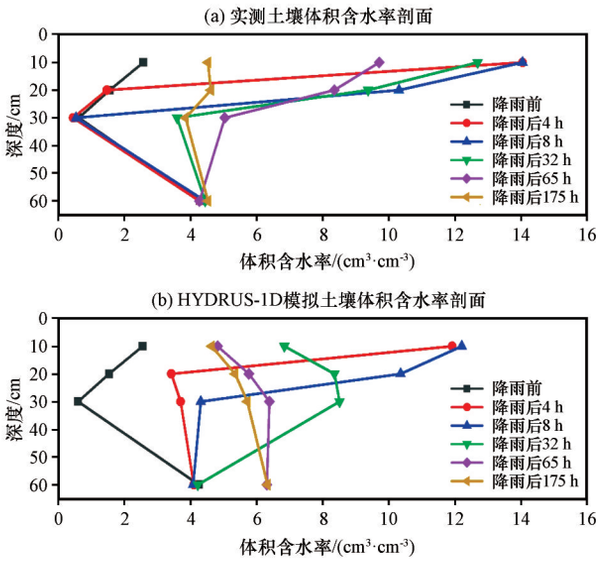


图9 2025年7月4日降雨事件前后不同时间土壤剖面体积含水率变化

Fig. 9 Changes in soil volumetric water content profiles at different times before and after the rainfall event on July 4, 2025

层土壤含水率在降雨后的上升幅度更小、响应更缓，而模型则表现为对30 cm和60 cm土层水分变化的提前响应和峰值高估。结合研究区油蒿等植被具有一定深根特征(20~50 cm)，这种差异说明实际条件下根系吸水过程很可能显著影响了中深层土壤水分动态。

在非降雨阶段，桶外土壤仍受到植被持续蒸腾耗水的影响，而模型仅描述裸土蒸发过程，因此两者在剖面水分演化上也存在明显差异。涡动协方差观测表明，研究期总蒸散发显著高于模型模拟的土壤蒸发，说明桶外植被持续消耗土壤水分并参与能量分配。该过程不仅影响深层土壤含水率的变化趋势，也可能通过改变土壤热状况和能量耗散结构，进一步导致中深层温度模拟值偏高。

此外，植被还可能通过根系分泌物和生物孔隙的形成改变土壤的水力特性。因此，在当前未显式耦合植被过程的配置下，HYDRUS-1D在更适用于裸土蒸发及表层土壤水热交换过程的模拟(Carminati et al., 2010)。在干旱条件下，这种生物作用可能导致中层土壤的实际水力学特性(如持水性和导水性)与模型采用的均质参数发生偏离，从而降低中层土壤的有效渗透性，加剧了雨水向深层补给的限制和模拟与实测之间的差异。不过，相比于根系吸水和蒸腾作用，这类土壤性质改变更适合作为补充解释，而非主导原因。

温度模拟偏高则可能与多种因素共同有关。一方面，模型中土壤热参数采用相对均质化处理，难以充分反映实际土体在植被影响下的热学非均一性；另一方面，模型对潜热耗散的低估会导致更多能量分配至显热和土壤热通量，从而使土壤温度模拟值偏高。由此表明，中深层温度偏差不仅是热参数问题，也与能量分配结构偏差有关。

4.3 干旱区生态水文模型应用与改进的启示

通过对模拟与实测数据的系统对比表明，研究区蒸发过程主要受浅层土壤(0~20 cm)水热与能量状态控制，而深层水分差异对蒸发估计影响有限(图6，图7)。降雨发生后，浅层土壤水分迅速响应并参与蒸发；当表土干燥至一定程度后，蒸发速率即显著降低，符合蒸发阶段理论：即蒸发第一阶段受大气条件主导，第二阶段则受土壤内部水分扩散能力控制(Shokri and Or, 2011)。而中深层土壤水分虽可作为潜在水源，但由于向地表补给路径较长，其对短期裸土蒸发的直接贡献相对有限。

这一认识也有助于解释为何HYDRUS-1D在中深层土壤水热剖面存在偏差的情况下，仍能够较好再现裸土蒸发总量及部分地表能量通量。由于短期蒸发和地表能量交换主要响应浅层土壤水热状态，模型只要能够较好刻画蒸发主控层内的水热过程，即可对裸土蒸发和地表能量分配做出较合理的模拟。由此表明，仅依据蒸发总量评价模型时，可能会掩盖其中深层过程中的结构性偏差，而多源观测联合验证则能够更有效地识别模型适用范围及其局限。

需要指出的是，桶外实测剖面土壤水分动态与模型模拟结果之间的差异，提示中深层土壤过程更多受到植被根系活动的调控。与浅层蒸发主控层相比，桶外植被根系影响深度更大，降雨后模型对20~100 cm土层含水率表现出提前响应、峰值偏高且回落更快，说明无植被裸土模拟难以完整反映实际植被土壤中的深层水分再分配过程。这表明，短期裸土蒸发主要由浅层控制，而中深层水分动态则很可能更多受根系吸水和蒸腾过程支配。

因此，在当前未显式耦合植被过程的配置下，HYDRUS-1D更适用于裸土蒸发及表层土壤水热交换过程的模拟；若研究目标扩展到实际下垫面总蒸散发、生长季水量平衡或更长期深层土壤水分变化，则必须进一步耦合根区水分消耗和植被蒸腾过程。基于此，本文认为干旱区模型应用可采取分层思路：对于裸土蒸发模拟，应优先提高浅层水热与能量交换过程的刻画精度；对于涉及植被蒸腾和长期水量平衡的问题，则需在模型中引入根区过程参

数化。未来可进一步结合稳定同位素、液流观测等手段，对蒸发与蒸腾组分进行独立约束，以提升模型对干旱区土壤—植被—大气连续体过程的解释能力。

5　结论

本研究基于蒸渗仪、涡动协方差和热容法等多种观测手段，对HYDRUS-1D模型在干旱区的土壤水热过程模拟能力进行了系统验证。研究的主要意义不在于单纯证明模型“能够模拟”，而在于基于多源观测识别了其在裸土蒸发模拟中的适用范围，以及在未显式耦合植被过程时于中深层水热过程和能量分配上的结构性偏差。主要结论如下：

（1）在本研究采用的无植被配置下，HYDRUS-1D模型能够较好模拟裸土蒸发总量及其日尺度动态变化。模型模拟蒸发量与蒸渗仪实测值总体一致，浅层土壤（0~20 cm）水热剖面及显热通量H、土壤热通量G的变化过程也得到了较好再现，表明该模型配置在描述裸土条件下土壤—大气界面水热交换过程时具有较好的适用性。

（2）尽管模型在表层水热过程模拟中表现较好，但中深层土壤（30 cm 以下）水热剖面存在系统性偏差，主要表现为降雨后含水率变化响应提前、峰值偏高且回落更快，以及温度模拟值整体偏高。结合桶外原位观测条件可知，这些偏差主要反映了当前无植被配置未能表征桶外植被根系吸水与蒸腾过程对中深层水热动态的调控作用。

（3）研究期内裸土蒸发主要受浅层土壤（0~20 cm）水热状态控制，中深层土壤水分对短期裸土蒸发的直接贡献相对有限。这一认识解释了模型在中深层存在偏差的情况下，仍能较好模拟蒸发总量和部分能量通量，同时也表明植被根系活动很可能是控制干旱区中深层水分动态的重要因素。

（4）多源观测联合验证表明，未来若研究目标扩展到总蒸散发、生长季水量平衡或长期深层土壤水分变化，应在HYDRUS-1D框架下进一步耦合根系吸水与植被蒸腾过程，并结合叶面积指数、根系分布等观测参数化方案。

参考文献（References）：

Allen R G，Pereira L S，Howell T A，et al.，2011. Evapotranspiration information reporting：I. Factors governing measurement accuracy[J]. Agricultural Water Management，98(6)：899−920. DOI：10. 1016/j. agwat. 2010. 12. 015.

Assouline S，Narkis K，Gherabli R，et al.，2014. Analysis of the impact of surface layer properties on evaporation from porous systems using column experiments and modified definition of characteristic length[J]. Water Resources Research，50(5)：3933−3955. DOI：10. 1002/2013WR014489.

Balugani E，Lubczynski M W，Metselaar K，2023. Lysimeter and in situ field experiments to study soil evaporation through a dry soil layer under semi-arid climate[J]. Water Resources Research，59(3)：e2022WR033878. DOI：10. 1029/2022WR033878.

Boulet G，Braud I，Vauclin M，1997. Study of the mechanisms of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soil-atmosphere continuum. Application to the EFEDA I experiment[J]. Journal of Hydrology，193(1−4)：114−141. DOI：10. 1016/S0022−1694(96)03148−4.

Brutsaert W H，1982. Evaporation into the atmosphere：theory，history and applications[M]. Dordrecht：D. Reidel Publishing Company.

Carminati A，Moradi A B，Vetterlein D，et al.，2010. Dynamics of soil water content in the rhizosphere[J]. Plant and Soil，332：163−176. DOI：10. 1007/s11104−010−0283−8.

Chung S O，Horton R，1987. Soil heat and water flow with a partial surface mulch[J]. Water Resources Research，23(12)：2175−2186. DOI：10. 1029/WR023i012p02175.

Denager T，Looms M C，Sonnenborg T O，et al.，2020. Comparison of evapotranspiration estimates using the water balance and the eddy covariance methods[J]. Vadose Zone Journal，19(1)：e20032. DOI：10. 1002/vzj2. 20032.

Dijkema J，Koonce J E，Shillito R M，et al.，2018. Water distribution in an arid zone soil：numerical analysis of data from a large weighing lysimeter[J]. Vadose Zone Journal，17(1)：1−17. DOI：10. 2136/vzj2017. 01. 0035.

Feddes R A，Hoff H，Bruen M，et al.，2001. Modeling root water uptake in hydrological and climate models[J]. Bulletin of the American Meteorological Society，82(12)：2797−2809. DOI：10. 1175/1520−0477(2001)082<2797：MRWUIH>2. 3. CO；2.

Kool D，Agam N，Lazarovitch N，et al.，2014. A review of approaches for evapotranspiration partitioning[J]. Agricultural and Forest Meteorology，184：56−70. DOI：10. 1016/j. agrformet. 2013. 09. 003.

Lyles B F，Sion B D，Page D，et al.，2024. Closing the water balance with a precision small-scale field lysimeter[J]. Sensors，24(7)：2039. DOI：10. 3390/s24072039.

Moriasi D N，Arnold J G，Van Liew M W，et al.，2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations[J]. Transactions of the ASABE，50(3)：885−900. DOI：10. 13031/2013. 23153.

Mualem Y，1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media[J]. Water Resources Research，12(3)：513−522. DOI：10. 1029/WR012i003p00513.

Philip J R，de Vries D A，1957. Moisture movement in porous materials under temperature gradients[J]. Eos，Transactions American Geophysical Union，38(2)：222−232. DOI：10. 1029/TR038i002p00222.

Prăvălie R，2016. Drylands extent and environmental issues. A global approach[J]. Earth-Science Reviews，161：259−278. DOI：10.

1016/j. earscirev. 2016. 08. 003.

Saito H, Šimůnek J, Mohanty B P, 2006. Numerical analysis of coupled water, vapor, and heat transport in the vadose zone[J]. Vadose Zone Journal, 5(2): 784−800. DOI: 10. 2136/vzj2006. 0007.

Sakai M, Jones S B, Tuller M, 2011. Numerical evaluation of subsurface soil water evaporation derived from sensible heat balance[J]. Water Resources Research, 47(2): W02547. DOI: 10. 1029/2010WR009866.

Sakai M, Toride N, Šimůnek J, 2009. Water and vapor movement with condensation and evaporation in a sandy column[J]. Soil Science Society of America Journal, 73(3): 707−717. DOI: 10. 2136/sssaj2008. 0094.

Seneviratne S I, Corti T, Davin E L, et al., 2010. Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: a review[J]. Earth-Science Reviews, 99(3−4): 125−161. DOI: 10. 1016/j. earscirev. 2010. 02. 004.

Shokri N, Or D, 2011. What determines drying rates at the onset of diffusion-controlled stage-2 evaporation from porous media?[J]. Water Resources Research, 47(9): W09513. DOI: 10. 1029/2010WR010284.

Šimůnek J, van Genuchten M T, Šejna M, 2016. Recent developments and applications of the HYDRUS computer software packages[J]. Vadose Zone Journal, 15(7): 1−25. DOI: 10. 2136/vzj2016. 04. 0033.

van Bavel C H M, Hillel D I, 1976. Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat[J]. Agricultural Meteorology, 17(6): 453−476. DOI: 10. 1016/0002−1571(76)90022−4.

van Genuchten M T, 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. Soil Science Society of America Journal, 44(5): 892−898. DOI: 10. 2136/sssaj1980. 03615995004400050002x.

van Genuchten M T, Leij F J, Yates S R, 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils[R]. EPA/600/2−91/065. Riverside, California: U. S. Salinity Laboratory, USDA.

Yu Tengfei, Han Tuo, Feng Qi, et al., 2023. Divergent response to abiotic factor determines the decoupling of water and carbon fluxes over an artificial C4 shrub in desert[J]. Journal of Environmental Management, 344: 118416. DOI: 10. 1016/j. jenvman. 2023. 118416.

Zhao Chenguang, Guan Chao, Yu Tengfei, et al., 2025. Feasibility of planting shrubs in arid areas from a water balance perspective[J]. Journal of Hydrology, 661: 133753. DOI: 10. 1016/j. jhydrol. 2025. 133753.

Zheng Ce, Šimůnek J, Lu Yudong, et al., 2020. Monitoring and modeling the coupled movement of water, vapor, and energy in arid areas[J]. Journal of Hydrology, 590: 125528. DOI: 10. 1016/j. jhydrol. 2020. 125528.

奥银焕, 吕世华, 韩博, 等, 2013. 巴丹吉林沙漠夏季近地层微气象特征分析[J]. 高原气象, 32(6): 1682−1691. Ao Yinhuan, Lü Shihua, Han Bo, et al., 2013. Analysis on micrometeorology characteristics in surface layer over Badan Jaran Desert in summer[J]. Plateau Meteorology, 32(6): 1682−1691.

陈言, 鞠琴, 白玛旺堆, 等, 2019. 基于小型蒸渗仪试验的潜在蒸散发估算方法评价[J]. 水电能源科学, 37(2): 14−17. Chen Yan, Ju Qin, Bai Mawangdui, et al., 2019. Evaluation of potential evapotranspiration estimation method based on small lysimeter experiments[J]. Water Resources and Power, 37(2): 14−17. DOI: 10. 20040/j. cnki. 1000−7709. 2019. 02. 004.

董世玉, 朱忠礼, 徐自为, 等, 2023. 黑河流域表层土壤水分干化特征研究[J]. 高原气象, 42(3): 771−784. Dong Shiyu, Zhu Zhongli, Xu Ziwei, et al., 2023. Characteristics of surface soil moisture drydown in the Heihe River Basin[J]. Plateau Meteorology, 42(3): 771−784. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000−0534. 2022. 00086.

高震国, 钟瑞林, 杨帅, 等, 2022. HYDRUS模型在中国的最新研究与应用进展[J]. 土壤, 54(2): 219−231. Gao Zhenguo, Zhong Ruilin, Yang Shuai, et al., 2022. Recent progresses in research and applications of HYDRUS model in China[J]. Soils, 54(2): 219−231. DOI: 10. 13758/j. cnki. tr. 2022. 02. 002.

李冰冰, 王云强, 李志, 2019. HYDRUS−1D模型模拟渭北旱塬深剖面土壤水分的适用性[J]. 应用生态学报, 30(2): 398−404. Li Bingbing, Wang Yunqiang, Li Zhi, 2019. Applicability of HYDRUS-1D model in simulating the soil moisture in deep profiles on the Weibei rainfed highland, China[J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 30(2): 398−404. DOI: 10. 13287/j. 1001−9332. 201902. 009.

马稚桐, 王文科, 赵明, 等, 2021. 半干旱地区地表−地下水系统水热运移与裸土蒸发研究[J]. 水文地质工程地质, 48(4): 7−14. Ma Zhitong, Wang Wenke, Zhao Ming, et al., 2021. Hydrothermal transfer and bare soil evaporation in surface-groundwater systems in semi-arid areas[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 48(4): 7−14.

任雪塬, 张强, 岳平, 等, 2021. 中国北方四类典型下垫面能量分配特征及其环境影响因子研究[J]. 高原气象, 40(1): 109−122. Ren Xueyuan, Zhang Qiang, Yue Ping, et al., 2021. Study on energy partitioning and its environmental factors of four types of typical underlying surfaces in North China[J]. Plateau Meteorology, 40(1): 109−122. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000−0534. 2020. 00008.

肖生春, 苏靖茸, 彭小梅, 等, 2024. 中国西北干旱内陆区季风−西风交互作用研究进展[J]. 高原气象, 43(6): 1355−1363. Xiao Shengchun, Su Jingrong, Peng Xiaomei, et al., 2024. Review on the Study of Monsoon-Westerly Interaction in the Inland Arid Zone of Northwestern China[J]. Plateau Meteorology, 43(6): 1355−1363. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000−0534. 2024. 00028.

谢丽君, 奥银焕, 李照国, 等, 2023. 陇东黄土高原不同农作物下垫面小气候与蒸散发特征观测分析[J]. 高原气象, 42(4): 899−912. Xie Lijun, Ao Yinhuan, Li Zhaoguo, et al., 2023. Observation and analysis of microclimate and evapotranspiration characteristics of different crops underlying surfaces in the Loess Plateau in east of Gansu Province[J]. Plateau Meteorology, 42(4): 899−912. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000−0534. 2023. 00015.

徐欣瑶, 王旭峰, 张松林, 等, 2025. 全球陆地干旱的时空变化特征及其未来变化趋势分析[J]. 高原气象, 44(4): 923−942. Xu

Xinyao，Wang Xufeng，Zhang Songlin，et al.，2025. Characteristics of Spatial and Temporal Variations of Global Terrestrial Droughts and Analysis of their Future Trends［J］. Plateau Meteorology，44（4）：923−942. DOI：10. 7522/j. issn. 1000−0534. 2024. 00109.

杨宪龙，魏孝荣，邵明安，2017. 不同规格微型蒸渗仪测定土壤蒸发的试验研究［J］. 土壤通报，48（2）：343−350. Yang Xianlong，Wei Xiaorong，Shao Mingan，2017. Effect of different kinds of micro-lysimeters on soil evaporation measurement［J］. Chinese Journal of Soil Science，48（2）：343−350. DOI：10. 19336/j. cnki. trtb. 2017. 02. 13.

赵家培，郭恩亮，王永芳，等，2023. 基于核温度植被干旱指数的内蒙古植被生长季生态干旱监测［J］. 应用生态学报，34（11）：2929−2937. Zhao Jiapei，Guo Enliang，Wang Yongfang，et al.，2023. Ecological drought monitoring of Inner Mongolia vegetation growing season based on kernel temperature vegetation drought index（kTVDI）［J］. Chinese Journal of Applied Ecology，34（11）：2929−2937. DOI：10. 13287/j. 1001−9332. 202311. 024.

Validation and diagnosis of HYDRUS-1D simulations of soil hydrothermal processes in the Alxa Desert Region based on multi-source observations

Wang Zhaopei[1]，Hu HaiJun[1]，Yu Tengfei[2, 3]，Han Tuo[3]，Su Yonghong[3]，Cui YuJun[4]，An Ni[5]

（1. *College of Water Resources and Architectural Engineering*，*Northwest A & F University*，*Yangling* 712100，*Shaanxi*，*China*；
2. *State Key Laboratory of Ecological Safety and Sustainable Development in Arid Lands*，*Northwest Institute of Eco-Environment and Resources*，*Chinese Academy of Sciences*，*Lanzhou* 730000，*Gansu*，*China*；
3. *Alxa Desert Eco-hydrological Experimental Research Station*，*Northwest Institute of Eco-Environment and Resources*，*Chinese Academy of Sciences*，*Lanzhou* 730000，*Gansu*，*China*；
4. *Laboratoire Navier/CERMES*，*Ecole des Ponts ParisTech*，*Champs-sur-Marne*，77455，*Marne-la-Vallée*，*France*；
5. *College of Civil Engineering and Architecture*，*Zhejiang University*，*Hangzhou* 310058，*Zhejiang*，*China*）

Abstract：Soil evaporation is a key process in regional water cycling and land surface energy exchange，and its accurate simulation is essential for understanding hydrothermal processes in arid regions. However，model applicability in drylands remains insufficiently validated using multi-source field observations. In this study，lysimeter measurements，eddy-covariance observations，soil moisture and temperature profiles，and meteorological data were integrated in the Alxa Desert region of Inner Mongolia，China，to evaluate the applicability of HYDRUS-1D for simulating soil evaporation under arid conditions. The results showed that，under the bare-soil configuration adopted in this study，the model reproduced the total amount of bare-soil evaporation and its daily dynamics well. The simulated evaporation agreed closely with lysimeter measurements，with a high coefficient of determination（R^2=0. 99）and a relatively small percent bias（*PBIAS*=−8. 45%）in cumulative evaporation. The model also reproduced the hydrothermal dynamics of the shallow soil layer（0~20 cm）reasonably well. However，marked deviations occurred in the middle and deep soil layers（20~100 cm），characterized by premature soil moisture responses after rainfall，overestimated peak water contents followed by faster recession，and systematic overestimation of soil temperature. Compared with eddy-covariance observations，the model underestimated latent heat flux，whereas the deviations in sensible heat flux and soil heat flux were relatively small. These discrepancies mainly reflect the fact that the current bare-soil configuration did not explicitly account for root water uptake and vegetation transpiration. The results indicate that HYDRUS-1D，under the current configuration，is applicable to simulating bare-soil evaporation and near-surface hydrothermal exchange but cannot fully represent middle- and deep-layer hydrothermal processes or latent heat dissipation under actual vegetated conditions. Future studies should further incorporate root water uptake and vegetation transpiration into the HYDRUS-1D framework to improve its ability to simulate long-term soil water movement in arid regions.

Key words：soil evaporation；arid region；one-dimensional numerical simulation；water gas thermal coupling；energy balance