

原状黄土积水入渗条件下 VG 模型参数敏感性分析

吴家璇¹, 吴家琦², 黄志全³, 戴福初⁴, 王洪建¹, 赵菲¹, 冉涛¹

(1. 华北水利水电大学, 河南 郑州 450046; 2. 河南财政金融学院, 河南 郑州 451464;

3. 洛阳理工学院, 河南 洛阳 471023; 4. 北京工业大学, 北京 100124)

摘要:【目的】揭示积水入渗条件下原状黄土水分运移特征及水力参数扰动对湿润锋迁移过程的影响, 获取适用于原状黄土积水入渗模拟的水力参数, 为黄土边坡水分场演化模拟及入渗风险评价提供参数依据。【方法】以陕西泾阳南塬大尺寸原状黄土土柱为研究对象, 开展初始水头为 13.1 cm 的积水入渗试验, 监测不同深度处体积含水率和基质吸力变化。将两类时程数据共同纳入 HYDRUS-1D Inverse 模块, 开展 VG 模型水力参数多目标联合反演, 采用均方根误差 (RMSE) 和纳什效率系数 (NSE) 评价模型拟合效果; 采用 $\pm 20\%$ 单因素扰动法, 以湿润锋到达时间为指标分析水力参数敏感性。【结果】①多目标联合反演结果表明, 模型能够较好再现不同深度体积含水率和基质吸力的变化过程, 整体拟合效果良好。②各水力参数对湿润锋到达时间的综合敏感性由强到弱依次为饱和含水率、饱和渗透系数、孔径分布参数、进气吸力倒数和残余含水率。③饱和含水率和进气吸力倒数增大使湿润锋迁移减缓, 而饱和渗透系数、孔径分布参数和残余含水率增大则促进湿润锋迁移。④各参数敏感性随深度呈非单调变化, 且不同参数具有不同的敏感深度区间。【结论】基于大尺寸原状黄土土柱试验率定的 HYDRUS-1D 模型能够有效描述积水入渗条件下原状黄土水分运移过程, 湿润锋迁移受土体储水、持水和导水特性共同控制, 可为黄土边坡水分场模拟及水力参数合理选取提供重要依据。

关键词: 原状黄土; 积水入渗; HYDRUS-1D; 水力参数反演; 敏感性分析

中图分类号: P642

文献标识码: A

黄土作为第四纪沉积物, 主要分布于世界半干旱和干旱区域, 其覆盖面积约占全球陆地总面积的 10%^[1-2]。在中国, 黄土分布广泛, 不仅沉积厚度大, 而且连续性极好, 形成了全球最完整、最典型的黄土沉积序列之一^[3-4], 使之在第四纪地质学和环境研究领域占据举足轻重的地位, 被誉为是世界三大研究宝地之一^[5]。然而, 由于黄土特殊的土壤结构疏松、多孔且具有较高的垂直节理发育度, 使得黄土在水分作用下极易发生物理性质的变化, 进而影响到地表形态的稳定性^[6]。尤其是在积水条件下, 黄土中的水分入渗过程显得尤为重要, 然而室内试验多使用重塑黄土开展积水入渗试验, 重塑黄土改变了原状黄土的孔隙结构, 导致入渗规律与原状黄土中的入渗规律截然不同; 并且滑坡的水文过程直接关系到地质灾害的发生频率及其严重程度^[7], 据

统计在中国的黄土地区由于积水入渗(灌溉或强降雨)造成的滑坡事件占全国约三分之一^[8]。黄土滑坡的频繁发生不仅严重威胁当地居民的生命财产安全, 还造成土地资源持续流失和农业耕地减少, 因此, 有必要进一步加强对积水条件下原状黄土水分入渗规律的研究。这不仅是理解自然环境中水循环机制的关键环节, 也是评估和预防由水分引起的地质灾害的基础工作^[9]。

当前, 土壤水分入渗的研究通常主要采用三类方法, 即野外监测、室内试验以及数值模拟。传统的方法如野外监测虽然能够提供详实的第一手资料, 但往往耗时较长且成本高昂; 而室内试验虽然能够降低成本且便捷, 但试验条件无法还原现场的自然环境条件, 同时室内试验多使用重塑黄土, 难以真实反映原状黄土的天然结构特征, 从而限制了

收稿日期/Received: 2026-05-13

修回日期/Revised: 2026-08-19

基金项目: 河南省科技研发计划联合基金重点项目 (252103810002); 河南省自然科学基金面上科学基金项目 (252300421854)。

第一作者: 吴家璇 (2000—), 男, 在读硕士研究生, 从事岩土及地质灾害防治方面的研究。E-mail: X20251020219@stu.ncwu.edu.cn。

通信作者: 黄志全 (1970—), 男, 教授, 博导, 博士, 从事岩土及地质灾害防治方面的研究。E-mail: huangzhiquan1970@163.com。

对水分在黄土中入渗规律的准确认识。相比传统研究方法,数值模拟则因其高效性和灵活性而受到广泛关注。特别是 HYDRUS-1D 模型,作为一个专为非饱和带水流运动设计的强大工具,已被广泛应用于不同类型的土壤水分运移模拟中,并取得了良好的效果^[10]。已有研究表明, HYDRUS-1D 模型可以有效地捕捉到土壤水分在时间和空间上的分布特征,并通过调整模型参数来适应特定的研究场景。例如 Samani J M V 等^[11]和 Neumann L E^[12]利用 HYDRUS-1D 反演模块对土壤水力参数进行估计,指出该模块能够有效预测土壤水分运动过程;Šimuněk J 等^[13]进一步认为,反演建模的关键在于其对土壤多孔系统变化的敏感响应及对实测参数的拟合能力。Guellouz L 等^[14]使用土壤内部排水试验期间测量的渗透流量、土壤含水量和压力水头作为 HYDRUS-1D 反演模块的输入数据,利用 HYDRUS-1D 反演模块对非饱和土壤水力参数进行了估算,并基于所得参数预测了灌溉、排水及蒸散条件下水分在垂向土壤剖面中的动态运移过程。Scherger L E 等^[15]通过 HYDRUS-1D 反演模块,以长期现场监测的不同土壤深度的含水率和水头 ($\theta(t)$ 、 $h(t)$) 数据为依据,输入不同组合数据来优化土壤水力学参数 (θ_r 、 θ_s 、 α 、 n 和 K_s),指出随着监测数据量的增加, HYDRUS-1D 对含水率 θ 和压力水头 h 的拟合结果与观测值之间的一致性不断提高。Porn L 等^[16]基于室内土柱试验,利用 HYDRUS 软件对有孔洞和无孔洞两种条件下黄土中的水分入渗过程进行了模拟,结果表明,孔洞的存在能够明显提高浅层土壤的蓄水能力。尽管已有研究在黄土入渗试验、非饱和渗流模拟和 HYDRUS-1D 参数反演方面取得了一定进展,但仍存在以下不足:一是室内土柱试验多采用小尺寸重塑黄土,难以保持原状黄土天然孔隙结构,导致所得水力参数对现场水分迁移过程的代表性不足;二是 HYDRUS-1D 模型中的 Van Genuchten (VG) 模型水力参数常依赖经验估计、室内小尺寸试验试样或软件内置预测模块确定,缺少基于大尺寸原状黄土积水入渗实测响应的参数反演结果;三是已有研究多关注模型拟合精度,对 θ_s 、 θ_r 、 α 、 n 和 K_s 等参数扰动如何影响湿润锋迁移及其非饱和渗流机制解释不足。因此,如何在保持原状黄土天然结构特征的基础上获得可靠的 VG 模型水力参数,并阐明不同水力参数对湿润锋推进过程的控制作用,是积水诱发黄土边坡水分场模拟中需要进一步解决的问题。

对黄土边坡而言,积水入渗首先表现为坡体含

水率升高和基质吸力衰减,并进一步引起土体水力状态及有效应力条件变化。湿润锋推进深度和到达时间决定了水分影响范围及其持续过程,是分析潜在滑动带水分响应的重要基础。因此,准确获取原状黄土水力参数,并明确各参数对湿润锋迁移的影响程度,可为边坡非饱和渗流计算、潜在滑动带水分状态识别及后续渗流—稳定性耦合分析提供必要的水分场参数。需要说明的是,本文重点研究积水入渗条件下的水分运移及参数敏感性,不直接开展边坡应力场和稳定系数计算。

基于此,本文以陕西泾阳南塬大尺寸原状黄土土柱为研究对象,开展一次性积水入渗试验,获取不同深度处体积含水率和基质吸力时程数据;将两类观测数据共同输入 HYDRUS-1D Inverse 模块,开展体积含水率—基质吸力多目标联合反演,获得 VG 模型水力参数;建立上边界为变水头、下边界为自由排水的一维垂直入渗模型,并采用均方根误差 (Root Mean Square Error, RMSE) 和纳什效率系数 (Nash-Sutcliffe efficiency coefficient, NSE) 评价联合反演后的模型拟合效果;进一步采用 $\pm 20\%$ 单因素扰动法,分析各水力参数对湿润锋到达时间的影响规律及其物理机制。本文拟解决的核心问题是:在保持原状黄土天然结构特征的前提下,如何利用体积含水率和基质吸力两类观测数据共同约束水力参数,并阐明不同参数对湿润锋迁移过程的影响规律。研究结果可为黄土边坡非饱和水分场模拟、潜在滑动带水分响应识别及后续渗流—稳定性耦合分析提供参数依据。

1 试验设计与研究方法

1.1 试验设计

本试验所采用的土样来自陕西省咸阳市泾阳南塬的舒唐王村,土样属于 Q_3 黄土,试验点位置如图 1 所示。研究区长期存在大水漫灌活动,灌溉型黄土滑坡较为发育,区内自西向东分布有庙店、寨头、舒唐王和蒋刘 4 处主要滑坡群(图 1(b)),其中试验点位于舒唐王滑坡群附近。因此,选取该区域原状黄土开展积水入渗试验,可较好反映灌溉条件下黄土水分入渗特征。

大尺寸原状黄土土柱采用人工开挖方式获取,直径 60 cm、高 100 cm(图 2(a))。分别在土柱 10、50 和 90 cm 深度采集原状土样并测定基本物理性质,不同深度土样的天然含水率、密度、孔隙比、界限含水率及颗粒组成差异较小,因此模型中将土柱近似视为均质土体(表 1)。

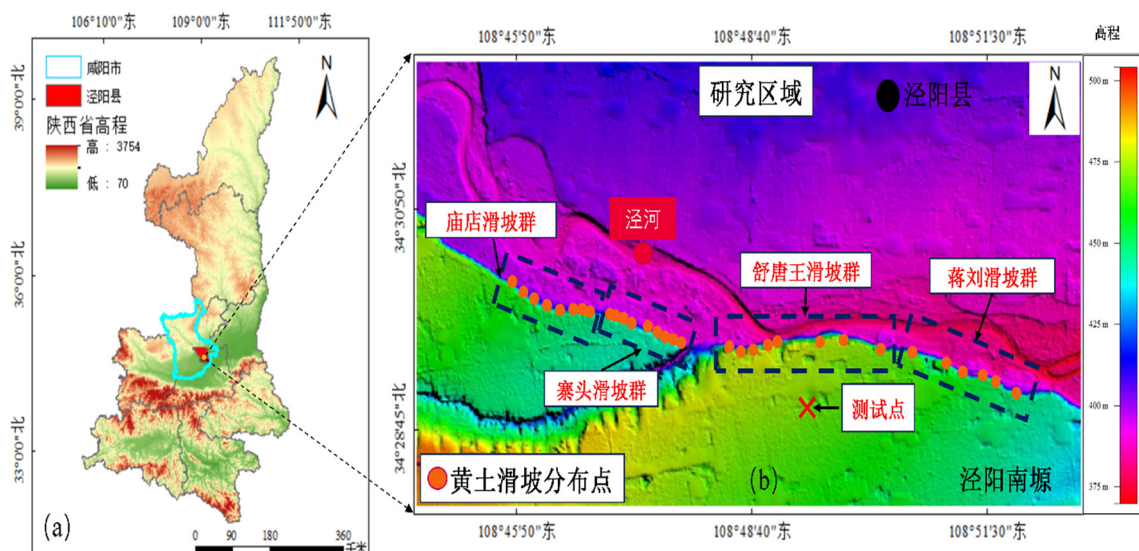


图 1 研究区和试验点位置
Fig.1 Location of the study area and test site

表 1 原状土柱中黄土基本物理性质
Tab.1 Basic physical properties of loess in undisturbed soil column

深度/cm	天然含水量/%	天然密度/ ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)	干密度/ ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)	比重	孔隙比	液限/%	塑限/%	颗粒组成	
								黏粒	粉粒
10	18.19	1.6	1.347	2.70	1.13	31.2	16.7	22.6	77.4
50	18.25	1.6	1.350	2.71	1.13	31.1	16.5	22.3	77.7
90	18.36	1.6	1.348	2.70	1.13	31.1	16.5	22.4	77.6

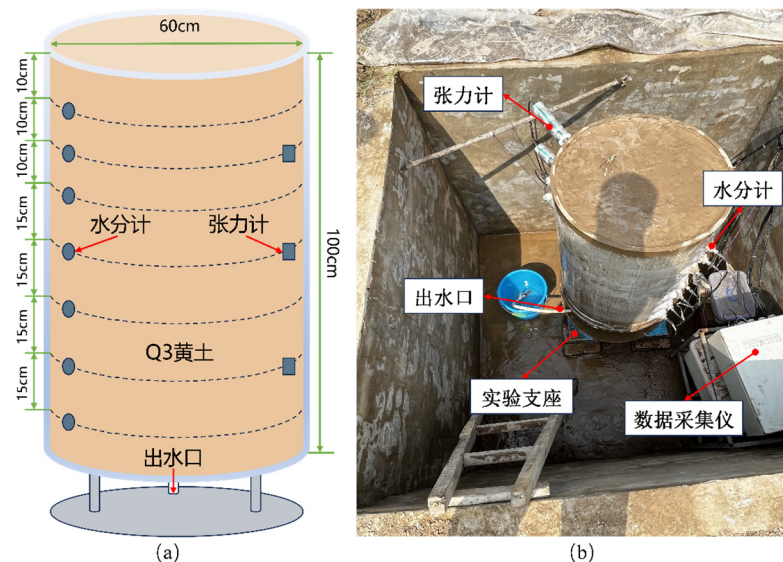


图 2 土柱设计示意图及实物图
Fig.2 Schematic diagram and photograph of the soil column design

为监测积水入渗过程中土体水分状态变化,在土柱两侧分别布设了水分计和张计。在 10 cm、20 cm、30 cm、45 cm、60 cm、75 cm 和 90 cm 深度布设 7 个水分计,在 20 cm、45 cm 和 75 cm 深度布设 3 个张计(图 2a)。试验过程中数据采集系统是使用 DataTaker 公司开发的 DT80 数据采集仪完成土柱两侧水分计、张计数据的收集(图 2

(b), 采集数据的时间间隔为 3 min。水分计使用的是星仪传感器制造有限公司生产的 CSF-11 型土壤水分变送器,水分量程为 $0\sim0.60\text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$, 测量精度为 $\pm 3\%$;张计使用的是星仪传感器制造有限公司生产的 CYYZ31A 型压力变送器,量程为 $-100\sim0\text{ kPa}$, 误差在 0.5% 以内。

试验于 2022 年 7 月 23 日开展,参照研究区夏

季漫灌量 $90 \text{ m}^3 \cdot \text{亩}^{-1}$ ，对原状土柱开展积水入渗试验，试验过程见图 3。一次性加入 38.2 kg 灌溉水，对应初始积水高度为 13.1 cm ，以模拟泾阳南塬大水漫灌条件。试验总历时 50 h ，并采用标尺同步记录积水深度随时间的变化。



图 3 土柱积水入渗试验示意图

Fig.3 Schematic diagram of the ponded infiltration test for the soil column

1.2 研究方法

1.2.1 HYDRUS-1D 模型

HYDRUS-1D 模型^[17]可用于描述多孔介质中的水分运移过程。本文将土柱视为各向同性介质，并假定水分主要沿竖向一维方向运移^[18]。在以土柱表面为坐标原点，规定 z 轴沿土体表层向下为正方向，采用一维 Richards 方程描述积水入渗过程中土体水分运移，其控制方程为：

$$\frac{\partial \theta(h)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] - S \quad (1)$$

式中： θ 为土壤体积含水率， t 为入渗时间， z 为竖向坐标， $K(h)$ 为非饱和渗透系数， h 为负压水头， S 为根系吸水项。由于本研究土柱试验未涉及植被及根系吸水作用，因此计算中取 $S=0$ 。

非饱和土水分运移与基质吸力密切相关^[19]，模型求解需结合土水特征曲线确定相应水力参数^[20]。已有研究表明，van Genuchten (VG) 模型能够较好描述非饱和土水分保持及传导特征^[21-22]，因此本文采用 VG 模型，其表达式如下：

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left(1 + |\alpha h|^n\right)^m}, & h < 0 \\ \theta_s, & h \geq 0 \end{cases} \quad (2)$$

$$K(h) = \begin{cases} K_s S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2, & h < 0 \\ K_s, & h \geq 0 \end{cases} \quad (3)$$

其中：

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

式中： $\theta(h)$ 为土壤体积含水率； $K(h)$ 为土壤渗透系数； θ_r 为残余含水率； θ_s 为饱和含水率； α 为进气吸力倒数； K_s 为饱和渗透系数； m 为形状系数； n 为孔径分布参数； l 为孔隙连通性参数，本文取 $l=0.5$ ； S_e 为有效饱和度。

1.2.2 水力参数反演与精度评价方法

VG 模型包含多个水力参数，其合理取值直接影响数值模拟结果。已有研究表明，黄土 VG 模型水力参数具有明显的空间差异，不同参数预测和参数化方法也会影响水力参数的确定结果^[23-24]。因此，本文基于大尺寸原状黄土土柱积水入渗试验数据，采用 HYDRUS-1D 中的 Inverse 模块对 VG 模型水力参数进行反演。待反演参数包括残余含水率 θ_r 、饱和含水率 θ_s 、进气吸力倒数 α 、孔径分布参数 n 和饱和渗透系数 K_s ；孔隙连通性参数 l 固定取 0.5 ；采用约束关系 $m=1-1/n$ ，因此 m 不作为独立参数参与反演。

参数反演采用体积含水率—基质吸力多目标联合约束方式。将 10 、 20 、 30 、 45 、 60 、 75 cm 和 90 cm 处体积含水率时程数据，以及 20 、 45 和 75 cm 处基质吸力时程数据共同输入 Inverse 模块。基质吸力根据压力水头与基质吸力之间的换算关系转换为相应负压水头，并与相同深度处模型计算值进行比较。考虑两类观测变量在量纲、数值范围及测试误差方面存在差异，反演过程中通过观测权重协调其对目标函数的贡献。

为定量评价模型模拟结果与实测结果之间的一致性，采用均方根误差 (RMSE) 和纳什效率系数 (NSE) 作为模型精度评价指标^[25-26]。

RMSE 用于衡量模拟值与实测值之间的总体偏差，其计算式为：

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_{\text{obs},i} - y_{\text{sim},i})^2}{N}} \quad (4)$$

NSE 用于评价模拟时程与实测时程之间的一致性，其计算式为：

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_{obs,i} - y_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^n (y_{obs,i} - \bar{y}_{obs})^2} \quad (5)$$

式中： $y_{obs,i}$ 为第*i*个观测时刻的实测值； $y_{sim,i}$ 为第*i*个观测时刻对应的模拟值； $\bar{y}_{obs}$ 为全部实测值的算术平均值；*i*为观测数据序号；*N*为参与模型精度评价的观测数据总数。RMSE 越小、NSE 越接近 1，表明模型对实测过程的拟合效果越好。

需要说明的是，本文全部体积含水率和基质吸力监测数据均参与参数联合反演，因此 RMSE 和 NSE 主要用于评价反演后模型对观测数据的拟合效果，并不构成基于独立数据集的外部验证。

1.2.3 水力参数扰动与敏感性分析方法

以反演获得的 VG 模型水力参数为基准值，选取饱和含水率 θ_s 、残余含水率 θ_r 、进气吸力倒数 α 、孔径分布参数 *n* 和饱和渗透系数 K_s 作为敏感性分析参数，分别进行 $\pm 20\%$ 的单因素扰动，并利用 HYDRUS-1D 模拟不同参数扰动条件下水分入渗过程。由于采用 $m=1-1/n$ 的约束关系，*m* 不作为独立参数进行扰动分析，而是随 *n* 的变化同步确定。

为统一判定不同参数工况下湿润锋到达各监测深度的时间，本文采用体积含水率增量阈值法。以各监测深度初始体积含水率为基准，并根据 0% 扰动工况下 50 h 内该深度的最大体积含水率确定湿润锋判定阈值：

$$\theta_{th,j} = \theta_{0,j} + 0.10(\theta_{max,j}^0 - \theta_{0,j}) \quad (6)$$

式中： $\theta_{th,j}$ 为第*j*个监测深度处的湿润锋判定阈值； $\theta_{0,j}$ 为该深度的初始体积含水率； $\theta_{max,j}^0$ 为 0% 扰动基准工况下 50 h 内该深度的最大体积含水率；*j*为监测深度编号。阈值系数取 0.10，该值高于初始稳定阶段的含水率波动范围，可用于识别含水率由稳定状态转入持续上升阶段的起始时刻。

模拟结果按 3 min 间隔输出。当某监测深度的体积含水率首次达到或超过判定阈值，且随后连续 3 个输出时刻均不低于该阈值时，将首次满足条件的时刻定义为湿润锋到达时间。对于同一监测深度，0% 扰动基准工况及各参数 $\pm 20\%$ 扰动工况下均采用相同均采用相同阈值，以保证湿润锋到达时间及参数敏感性分析结果的可比性。

1.3 一维垂直渗流模型建立

采用 HYDRUS-1D 建立与试验土柱尺寸一致的一维垂直水分运移模型，模型高度为 100 cm，沿竖向划分为 100 个单元，单元长度为 1 cm，共设

置 101 个计算节点。

模型边界条件依据实际积水入渗过程设置。试验开始时，土柱顶部一次性形成 13.1 cm 积水，随后积水深度随入渗过程逐渐降低，因此模型顶部在积水阶段采用实测积水深度随时间变化的变水头边界，其变化过程见图 4；土柱底部设有透水石和排水口，水分可自由排出，因此采用自由排水边界。通过上述设置，将试验过程中顶部积水变化和底部排水状态引入数值模型。

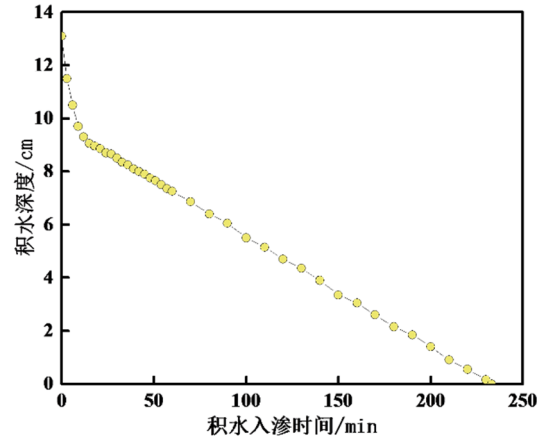


图 4 积水深度随时间变化曲线

Fig.4 Variation curve of ponded water depth with infiltration time

在边界条件确定后，根据试验开始时各监测深度的实测体积含水率设置模型初始含水率，其分布如图 5 所示。模型计算时，将反演获得的 VG 模型水力参数作为输入，在上述初始条件和边界条件下，通过求解 1.2.1 节所述的一维 Richards 方程，模拟水分由土柱表层向深部迁移的过程，并获得不同深度处体积含水率和压力水头随时间的变化结果。试验及模拟总历时均为 50 h，数值计算中最小时间步长为 0.0001 min，最大时间步长为 0.1 min。

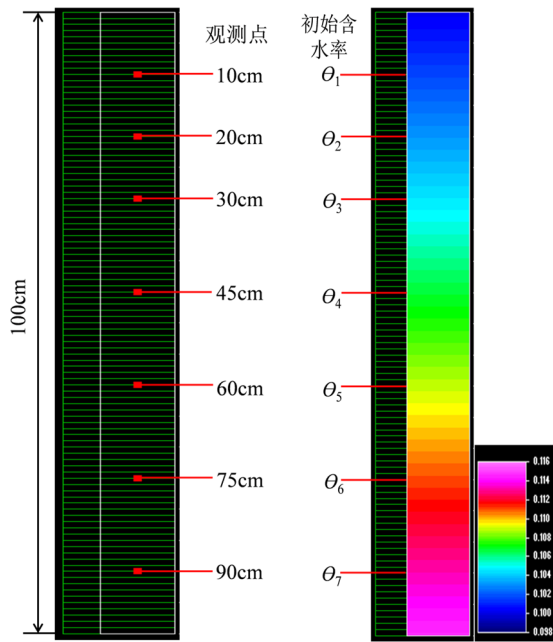
积水完全消失后，土表蒸发可能进一步影响浅层土体含水率。由于试验过程中未同步监测气温、相对湿度、风速及土表蒸发通量，难以准确确定该阶段的蒸发边界，因此模型中未显式设置积水消失后的蒸发通量。

HYDRUS-1D 直接输出的是压力水头，而试验中张力计监测的是基质吸力。为实现模拟值与实测值的统一比较，将模型计算得到的压力水头按式(7)换算为基质吸力：

$$\psi = -\gamma_w h \quad (7)$$

式中： ψ 为基质吸力，kPa； γ_w 为水的重度，取 $9.81 \text{ kN} \cdot \text{m}^{-3}$ ；*h*为 HYDRUS-1D 计算得到的压力水头，m。经换算后，将 20 cm、45 cm 和 75 cm 处模

拟基质吸力与相应实测值进行比较,以评价模型对土体水分运移过程的再现能力。



(a) 一维渗流模型 (b) 初始含水率设置

图5 一维渗流模型及初始含水率设置

Fig.5 One-dimensional seepage model and initial water content setting

2 结果分析

2.1 水力参数反演结果与模型验证

依据 1.2.2 节所述多目标联合反演方法,获得原状黄土 VG 模型水力参数的优化值,具体取值见表 2。采用该组参数模拟不同监测深度处体积含水率和基质吸力随入渗时间的变化过程,并与相应实

测结果进行对比。10、20、30、45、60、75 和 90 cm 处体积含水率以及 20、45 和 75 cm 处基质吸力均作为多目标联合反演的观测约束。

鉴于各监测深度处体积含水率变化规律整体相似,图 6 (a) — (c) 分别选取 20、45 和 90 cm 处结果进行代表性展示,以反映浅部、中部和深部土体含水率的拟合效果;图 6 (d) — (f) 给出 20、45 和 75 cm 处基质吸力模拟值与实测值的对比结果,以评价联合反演模型对土体吸力响应过程的拟合能力。

由图 6 (a) — (c) 可知,不同深度处体积含水率模拟值与实测值的总体演化趋势较为一致。积水入渗初期,土体饱和度较低、基质吸力较大,水分入渗速率较快,含水率迅速升高;随着入渗持续进行,土体饱和度逐步增加,基质吸力降低,含水率变化逐渐趋于平缓。

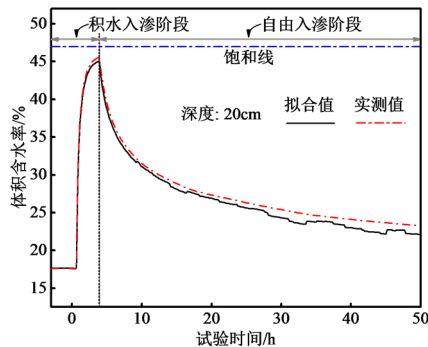
由图 6 (d) — (f) 可知,积水入渗前,各监测深度处土体均保持较高的基质吸力;湿润锋到达相应深度后,基质吸力迅速降低,随后逐渐趋于稳定。20、45 和 75 cm 处基质吸力模拟值总体能够反映实测基质吸力随湿润锋向下推进而衰减的变化过程。其中,45 cm 和 75 cm 处模拟曲线与实测曲线的吻合程度较高,20 cm 处在湿润锋到达后的快速下降阶段存在一定偏差。总体而言,多目标联合反演所得参数能够同时反映基质吸力的快速衰减阶段和后期稳定变化阶段。

依据 1.2.2 节中的式 (4) 和式 (5),分别计算不同监测深度处体积含水率和基质吸力模拟值与实测值之间的 RMSE 和 NSE,评价结果见表 3。

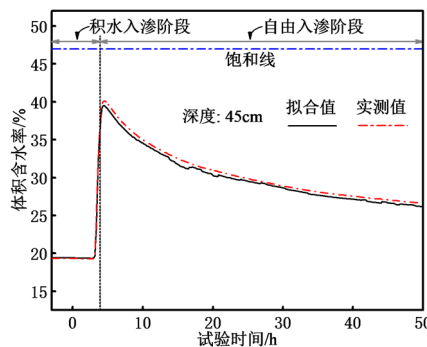
表 2 VG 模型水力参数最优反演值

Tab.2 Optimized hydraulic parameters of the VG model

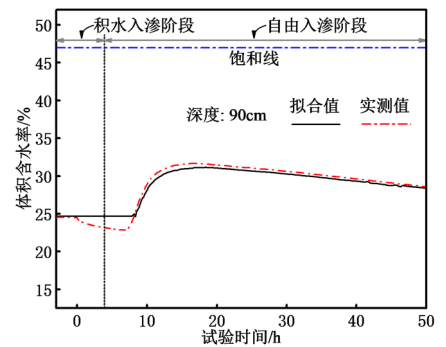
$K_s/(m \cdot s^{-1})$	θ_r	θ_s	α/m^{-1}	n	m
7.96×10^{-6}	0.0677	0.4836	0.0636	2.174	0.540



(a) 20 cm 含水率



(b) 45 cm 含水率



(c) 90 cm 含水率

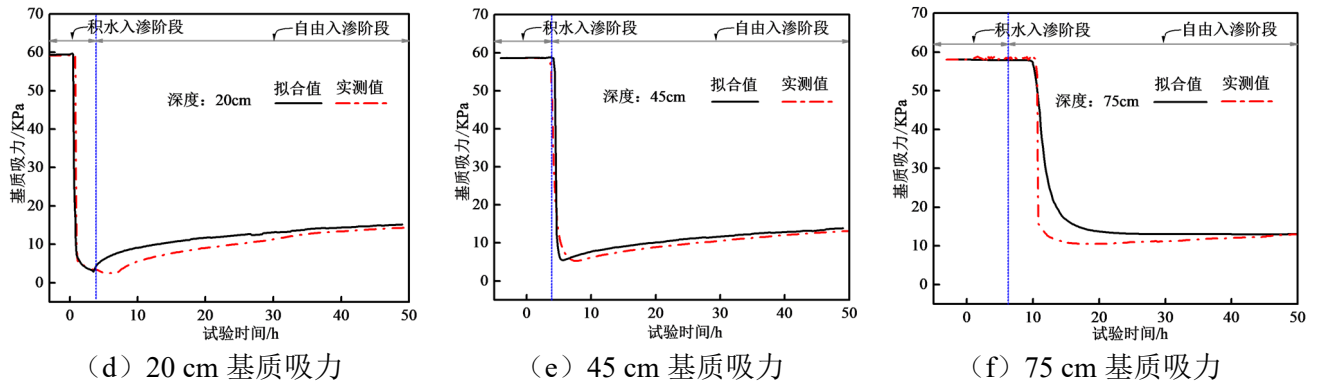


图 6 不同深度处体积含水率和基质吸力模拟值与实测值对比

Fig.6 Comparisons between simulated and measured volumetric water contents and matric suctions at different depths

表 3 不同观测变量的模型模拟精度评价指标值

Tab.3 Model performance metrics for different observation variables

评价变量	土柱深度/cm	RMSE	NSE
体积含水率	10	0.019	0.552
体积含水率	20	0.017	0.761
体积含水率	30	0.014	0.907
体积含水率	45	0.011	0.956
体积含水率	60	0.010	0.972
体积含水率	75	0.012	0.969
体积含水率	90	0.013	0.935
基质吸力	20	0.022	0.836
基质吸力	45	0.011	0.966
基质吸力	75	0.014	0.927

由表 3 可知,参与多目标联合反演的各监测深度处体积含水率 RMSE 为 0.010~0.019,表明模拟值与实测值之间的总体偏差较小。10、20、30、45、60、75 和 90 cm 处 NSE 分别为 0.552、0.761、0.907、0.956、0.972、0.969 和 0.935。其中,10 cm 和 20 cm 浅层 NSE 相对较低,但均达到可接受水平;30~90 cm 处 NSE 均大于 0.900,表明联合反演模型能够较好再现中深层土体含水率随积水入渗的时程变化过程。

20、45 和 75 cm 处基质吸力 RMSE 分别为 0.022、0.011 和 0.014 kPa, NSE 分别为 0.836、0.966 和 0.927,均大于 0.800。其中,45 cm 处 NSE 最高,表明模型对该深度基质吸力变化过程的拟合效果最好;75 cm 处次之;20 cm 处 NSE 相对较低,但仍达到较好的拟合水平。结合图 6 (d) — (f) 可知,多目标联合反演模型能够较好反映湿润锋到达后基质吸力快速衰减并逐渐趋于稳定的总体变化特征。

体积含水率和基质吸力两类观测变量的综合

评价结果表明,基于两类观测数据多目标联合反演获得的 VG 模型水力参数,能够同时再现不同深度处体积含水率和基质吸力的时程变化。各监测深度含水率 RMSE 为 0.010~0.019,30~90 cm 处含水率 NSE 均大于 0.900;20、45 和 75 cm 处基质吸力 NSE 均大于 0.800,说明联合反演增强了两类观测变量对水力参数的共同约束。需要指出的是,上述指标反映的是模型对参与反演数据的拟合效果,并不能替代基于独立数据集的外部验证;参数的预测能力仍需结合不同试验条件下的独立观测结果进一步评价。

10 cm 和 20 cm 处体积含水率的 NSE 低于中深层监测点,除受到浅层土体非均质性及边界条件波动影响外,还可能与积水消失后的土表蒸发有关。在积水存在阶段,水面蒸发对积水水头变化的影响已通过实测水深时程间接反映在模型上边界输入中;积水消失后,土表蒸发会直接消耗浅层土体水分,使浅层实测含水率下降幅度增大。由于模型未显式输入该阶段的动态蒸发通量,可能导致 10 cm 和 20 cm 处模拟值与实测值之间的偏差相对较大。土表蒸发的直接影响通常随土层深度增加而逐渐减弱,这可能是中深层监测点模拟精度相对较高的原因之一。

此外,本模型将土柱剖面内的水力参数作均一化处理,而实际原状黄土的含水状态、孔隙结构及局部非均质性可能随深度发生变化,这也是模拟结果与实测结果之间存在偏差的原因之一^[27]。

2.2 水力参数敏感性分析

在积水入渗过程中,湿润锋随水分迁移逐渐向土柱深部推进。当湿润锋到达某一监测深度时,该处体积含水率由初始稳定状态进入持续上升阶段。本文按照 1.2.3 节规定的体积含水率增量阈值及连续 3 个输出时刻判定规则,确定湿润锋到达不同监

测深度的时间。入渗深度与相应湿润锋到达时间的比值可用于表征湿润锋平均运移速率。为分析不同水力参数对湿润锋迁移过程的影响,本文采用单因素扰动方法,对反演获得的VG模型水力参数 θ_s 、 θ_r 、 K_s 、 α 及 n 开展敏感性分析。

敏感性指数计算公式如下:

$$SI=\left|\frac{R-R_0/R_0}{\Delta P/P_0}\right| \tag{8}$$

式中: P_0 为参数基准值; ΔP 为参数变化量; R_0 为0%扰动基准工况下的湿润锋到达时间; R 为参数扰动工况下的湿润锋到达时间。

根据式(8),分别计算不同水力参数在各监测深度及正、负扰动条件下的敏感性指数。各工况的湿润锋到达时间均按照1.2.3节规定的统一阈值进行判定,以定量比较不同参数扰动对湿润锋迁移过程的影响程度。

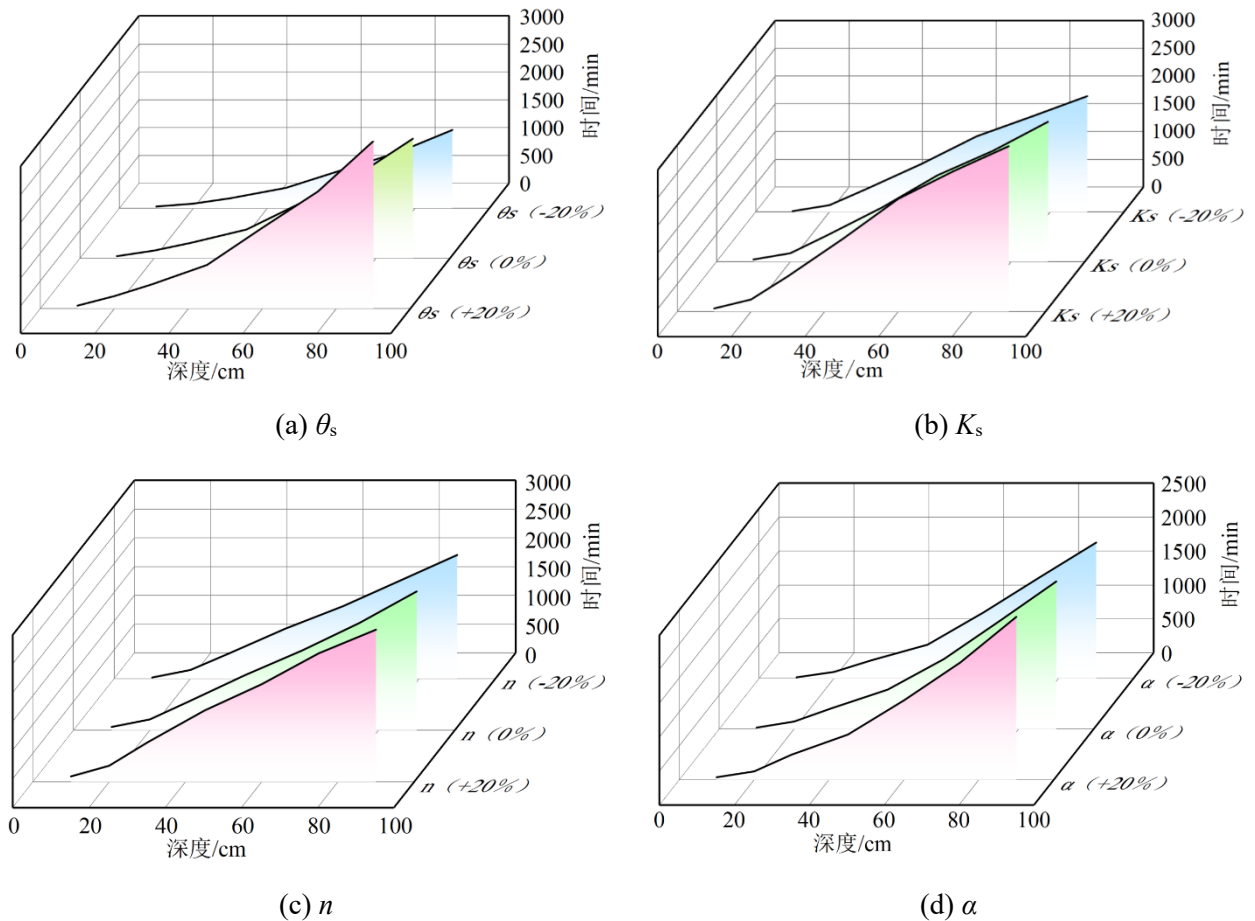
各参数均以20%为扰动幅度,分别进行正、负方向调整,具体取值见表4。按照1.2.3节规定的湿润锋量化判据,分别提取0%扰动基准工况及各参数 $\pm 20\%$ 扰动工况下湿润锋到达不同监测深度的时间,结果见图7。

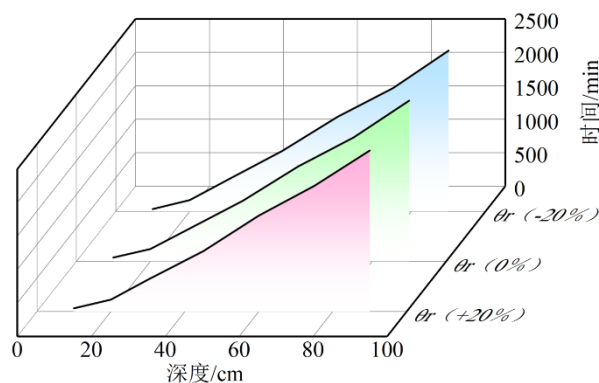
需要说明的是,图7反映不同参数扰动引起的湿润锋到达时间绝对差异,而式(8)计算得到的SI为相对于基准湿润锋到达时间和参数扰动幅度归一化后的敏感性指标。由于深层湿润锋的基准到达时间相对较长,绝对时间差与归一化敏感性指数沿深度的变化规律可能并不完全一致。因此,各参数综合敏感性大小及其沿深度的变化特征主要依据表5中的SI进行评价。

根据上述量化判据识别得到的湿润锋到达时间及表4所列参数扰动工况,按照式(8)计算各参数在不同监测深度处的敏感性指数,结果见表5。其中,“平均SI”为同一参数、同一扰动方向下7个监测深度敏感性指数的算术平均值。

表4 扰动参数设置
Tab.4 Perturbation parameter settings

扰动幅度/%	θ_s	θ_r	α/m^{-1}	n	$K_s/(m\cdot s^{-1})$
-20	0.38690	0.05420	0.05090	1.7392	6.368×10^{-6}
0	0.48360	0.06770	0.06360	2.1740	7.960×10^{-6}
+20	0.58032	0.08124	0.07632	2.6088	9.552×10^{-6}





(e) θ_r

图 7 参数扰动下不同深度湿润锋到达时间变化特征

Fig.7 Variation characteristics of wetting front arrival time at different depths under parameter perturbations

表 5 不同水力参数扰动条件下的敏感性指数计算结果

Tab.5 Sensitivity indices under different hydraulic-parameter perturbations

参数	扰动幅度 /%	10 cm	20 cm	30 cm	45 cm	60 cm	75 cm	90 cm	平均 SI
θ_s	-20	1.009	2.010	1.793	1.466	1.611	1.670	1.728	1.612
θ_s	+20	1.513	3.015	2.725	2.546	2.227	2.031	1.998	2.294
K_s	-20	3.157	1.020	0.670	0.590	0.628	0.692	0.865	1.089
K_s	+20	1.804	2.041	1.676	1.690	1.514	1.333	0.905	1.566
n	-20	3.235	1.000	0.590	0.464	0.469	0.432	0.547	0.962
n	+20	3.235	2.455	1.944	1.464	1.111	0.993	0.483	1.669
α	-20	1.643	0.777	0.672	0.738	0.283	0.333	0.402	0.693
α	+20	4.106	0.622	1.064	0.738	0.682	0.408	0.521	1.163
θ_r	-20	2.048	0.461	0.108	0.019	0.024	0.028	0.003	0.384
θ_r	+20	0.878	0.185	0.036	0.019	0.048	0.065	0.005	0.177

由表 5 可知, 按正、负扰动及各深度结果综合平均, θ_s 、 K_s 、 n 、 α 和 θ_r 的平均敏感性指数分别为 $\theta_s=1.953$ 、 $K_s=1.328$ 、 $n=1.316$ 、 $\alpha=0.928$ 、 $\theta_r=0.281$, 说明各参数对湿润锋到达时间的综合敏感性大小依次为 $\theta_s > K_s > n > \alpha > \theta_r$ 。其中, K_s 与 n 的综合敏感性较为接近, K_s 仅略高于 n , 表明饱和和导水能力和孔径分布特征对湿润锋推进均具有较强影响。该排序表明, 在积水入渗条件下, 湿润锋迁移并非仅受土体饱和和渗透能力控制, 而是同时受土体储水容量、非饱和和导水能力和土水保持特征共同影响。其中, θ_s 的敏感性最高, 说明湿润锋推进首先受单位体积土体可容纳水量控制; K_s 和 n 分别影响饱和和导水能力及孔径分布特征, 是控制水分传输速率的重要参数; α 主要反映土体进气特征和持水能力, 对湿润锋推进具有一定影响, 但敏感性弱于 θ_s 、 K_s 和 n ; θ_r 表征强吸附水或残余水含量, 该部分水分流动性弱, 难以直接参与积水入渗过程中自由水的迁移, 因此敏感性最低。

由图 7 (a) 可以看出, 相较于基准工况, θ_s 增大 20% 后, 各监测深度处湿润锋到达时间整体延后,

表明湿润锋下移过程受到抑制; 当 θ_s 下调 20% 后, 湿润锋在各监测深度的到达时间普遍提前, 说明水分下渗过程有所加快。需要说明的是, 该现象不能简单按照饱和和渗流中“孔隙率增大—渗透性增强”的逻辑理解。本文采用单因素扰动方法, 仅改变 θ_s , 而 K_s 、 α 、 n 和 θ_r 保持不变。因此, θ_s 增大主要体现为土体储水容量增加, 而不代表饱和和导水能力同步增强。在初始含水率一致的条件下, θ_s 增大使单位体积土体达到近饱和状态所需补充的水量增加, 更多入渗水首先用于填充上部土体孔隙, 从而延缓湿润锋向深部推进。另一方面, 根据有效饱和度 $S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$, 当 θ_s 增大而 θ 和 θ_r 相对不变时, S_e 将降低, 进而降低 VG 模型中的非饱和相对导水率。因此, 在非饱和和入渗阶段, θ_s 增大可能表现为湿润锋到达时间延后、下移速率降低。这说明非饱和和渗流过程不仅受孔隙空间大小影响, 还受储水容量、有效饱和度及相对导水率共同控制。随着土柱深度增大, θ_s 扰动引起的湿润锋到达时间绝对差异总体扩大; 但表 5 中的归一化 SI 沿深度呈波动变化, 并未表现出单调增强趋势。因此, θ_s 对不同深

度处湿润锋推进的相对敏感性应结合归一化 SI 进行综合评价。

饱和导水率 K_s 是表征土体水分传导能力的关键参数。由图 7 (b) 可见, 当 K_s 提高 20% 时, 各监测深度处湿润锋到达时间均提前, 表明水分向下迁移速度加快; 当 K_s 降低 20% 时, 湿润锋到达时间则明显延后, 运移速率随之减小。说明 K_s 与湿润锋到达时间呈负相关关系, 而与湿润锋运移速率呈正相关关系。其原因在于, K_s 越大, 土体渗透能力越强, 水分在土体中的传输速度越快, 进而促使湿润锋更早到达相应深度。随着深度增加, K_s 扰动引起的湿润锋到达时间绝对差异有所扩大, 但其归一化 SI 沿深度总体呈波动或降低趋势。综合正、负扰动及各监测深度结果, K_s 的综合敏感性仅次于 θ_s 。

参数 n 主要反映土壤孔径分布特征。由图 7 (c) 可知, 当 n 上调 20% 时, 各监测深度的湿润锋到达时间均有所缩短, 表明水分下渗速率提高; 当 n 下调 20% 时, 湿润锋到达时间普遍延长, 说明其推进过程受到抑制。由此可见, n 与湿润锋到达时间呈负相关, 而与湿润锋运移速率呈正相关。其主要原因在于, n 增大后土壤孔径分布更有利于水分传导, 从而提升了入渗效率。从湿润锋到达时间的绝对变化看, n 扰动对中深层湿润锋推进过程具有持续影响; 但表 5 所示归一化 SI 总体随深度增加而减小, 尤其在 10 cm 浅层表现出较高的相对敏感性。综合各监测深度及正、负扰动结果, n 的影响规律与 K_s 基本一致, 其综合敏感性略低于 K_s 。

参数 α 与土体进气特征及持水性能密切相关。由图 7 (d) 可知, 当 α 上调 20% 时, 各监测深度处湿润锋到达时间整体延长, 表明湿润锋向下推进速度降低; 当 α 下调 20% 时, 湿润锋到达时间总体缩短, 水分向深层迁移速度加快。因此, α 与湿润锋到达时间总体呈正相关关系, 而与湿润锋运移速率呈负相关关系, 其影响方向与 θ_s 较为相似。其原因在于, α 的变化会改变土水特征曲线和非饱和导水能力, 进而影响湿润锋推进过程。图 7 中 α 扰动引起的湿润锋到达时间绝对差异随深度有所变化, 但表 5 所示归一化 SI 沿深度呈明显波动。综合各深度及正、负扰动结果, α 的综合敏感性低于 θ_s 、 K_s 和 n 。

由图 7 (e) 和表 5 可知, 除 10 cm 浅层外, θ_r 扰动在 20~90 cm 处产生的敏感性指数总体较低, 尤其在 45~90 cm 处接近于 0。10 cm 处 SI 相对较高, 可能是由于浅层湿润锋基准到达时间较短, 较小的绝对到达时间变化经相对归一化后形成较大的 SI。综合正、负扰动及全部监测深度结果, θ_r 的

平均敏感性仍为各参数中最低。其原因在于, θ_r 主要表征土体中的强结合水含量, 该部分水分受土粒吸附作用控制较强、流动性较弱, 难以直接参与入渗过程中自由水的迁移, 因此对整体渗流过程的影响较小。

3 讨论

本研究表明, 积水入渗条件下原状黄土湿润锋迁移并非由单一水力参数控制, 而是土体储水、持水和导水特性共同作用的结果。综合敏感性表现为 $\theta_s > K_s > n > \alpha > \theta_r$, 其中 θ_s 敏感性最高, 说明土体储水容量对湿润锋推进具有重要控制作用; K_s 和 n 分别表征饱和导水能力和孔径分布特征, 对水分传输速率影响较为显著; α 主要通过改变土体持水特征和非饱和导水能力影响湿润锋推进, 而 θ_r 所代表的残余水分流动性较弱, 因此总体敏感性最低。不同参数的敏感性随深度呈非单调变化, 表明水力参数对入渗过程的影响具有明显的空间差异, 不能简单认为参数敏感性随入渗深度增加而持续增强。原稿结果部分已经对这一敏感性排序及其物理含义进行了详细分析。

上述结果对黄土边坡水力参数获取和现场监测具有一定启示。在土性、初始状态和入渗边界相近的条件下, 参数测定与率定应重点保证 θ_s 、 K_s 和 n 的可靠性, 同时不能因 θ_r 敏感性较低而忽略其物理合理性。现场监测可适当提高浅层测点密度, 并在土层界面、裂隙发育带及潜在滑动带等水分运移和力学性质可能发生明显变化的位置重点布设含水率和基质吸力监测点。对于具有明显层状结构或非均质特征的黄土边坡, 水分场模拟还应结合实际水文边界合理设置分层水力参数。需要指出的是, 本研究所得水力参数及敏感性结果主要反映水分运移过程, 不能直接等同于边坡稳定性变化, 其模拟得到的含水率、基质吸力和孔隙水压力可进一步作为渗流—稳定性耦合分析的水文条件。原讨论中关于参数测定、监测布点和边坡模拟的内容较为分散, 可合并为这一段。

本研究仍存在一定局限性。试验仅针对单个大尺寸原状黄土土柱, 并采用一次性 13.1 cm 积水边界开展 50 h 监测, 所得结果在不同黄土类型、初始含水状态及入渗条件下的适用性仍需进一步验证。模型将土柱概化为均质、各向同性的一维介质, 尚未考虑天然黄土中节理、大孔隙、土层界面及侧向水分迁移等因素; 同时, 积水消失后的蒸发过程未进行同步监测, 全部观测数据均参与参数反演, 尚缺少独立试验数据对参数预测能力进行验证。此外, $\pm 20\%$ 单因素扰动仅反映局部参数敏感性, 未

考虑参数间交互作用及更大参数范围内的非线性响应。后续研究可通过不同初始含水率和入渗边界条件下的重复试验进行独立验证,并结合全局敏感性分析及二维或三维渗流模型进一步研究参数空间变异和侧向渗流对黄土水分运移的影响。

4 结论

本文基于大尺寸原状黄土土柱积水入渗试验,采用 HYDRUS-1D 开展 VG 模型水力参数多目标联合反演,并通过 $\pm 20\%$ 单因素扰动分析水力参数变化对湿润锋迁移的影响,得到以下主要结论:

1) 基于体积含水率和基质吸力时程数据的联合约束,反演得到原状黄土 VG 模型水力参数:饱和渗透系数 K_s 为 $7.96 \times 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 残余含水率 θ_r 为 0.0677, 饱和含水率 θ_s 为 0.4836, 进气吸力倒数 α 为 0.0636 m^{-1} , 孔径分布参数 n 为 2.174; 依据 $m=1-1/n$ 计算得到形状参数 $m=0.540$ 。

2) 联合反演所得参数能够较好再现积水入渗过程中原状黄土体积含水率和基质吸力的动态变化。各监测深度体积含水率 RMSE 为 0.010~0.019, 其中 30~90 cm 处 NSE 均大于 0.900; 20 cm、45 cm 和 75 cm 处基质吸力 NSE 分别为 0.836、0.966 和 0.927, 表明模型对土体含水状态和吸力响应过程具有较好的拟合能力。

3) 各水力参数对湿润锋到达时间的综合敏感性由强到弱依次为 $\theta_s > K_s > n > \alpha > \theta_r$, 其中 K_s 与 n 的综合敏感性较为接近。 θ_s 和 α 增大时湿润锋到达时间延后, 而 K_s 、 n 和 θ_r 增大时湿润锋迁移加快。不同参数的归一化敏感性指数随深度呈非单调变化, 且敏感深度区间存在差异, 未表现出统一的随深度增加而持续增强的规律。

4) 在土性、初始状态和入渗边界相近的黄土工程中, 水力参数测定与率定应优先保证 θ_s 、 K_s 和 n 的可靠性; 现场监测应关注浅层土体以及土层界面、裂隙发育带和潜在滑动带等关键部位。研究结果可为黄土边坡水力参数确定、水分场模拟及后续渗流—稳定性耦合分析提供依据。

参 考 文 献

- [1] Liu Zhen, Liu Fengyin, Ma Fuli, et al. Collapsibility, composition, and microstructure of loess in China[J]. Canadian Geotechnical Journal, 2016, 53(4): 673-686.
- [2] Zhuang Jianqi, Peng Jianbing, Zhu Yi. Study of the effects of clay content on loess slope failure mode and loess strength[J]. Bulletin of Engineering Geology & the Environment, 2021, 80(3): 1999-2009.
- [3] Zhu Yuanjun, Jia Xiaoxu, Shao Mingan. Loess thickness variations across the Loess Plateau of China[J]. Surveys in Geophysics, 2018, 39(4): 715-727.
- [4] Zhu Yuanjun, Jia Xiaoxu, Qiao Jiangbo, et al. What is the mass of loess in the Loess Plateau of China?[J]. Science Bulletin, 2019, 64(8): 534-539.
- [5] 李培月, 李佳慧, 吴健华, 等. 黄土-古土壤互层对土壤水分运移及土体微结构的影响[J]. 水文地质工程地质, 2024, 51(3): 1-11. [Li Peiyue, Li Jiahui, Wu Jianhua, et al. Effects of loess-paleosol interbedding on soil moisture transport and soil microstructure[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2024, 51(3): 1-11.]
- [6] 杨争, 杨勇, 张凡, 等. 基于试验与电镜图像处理的重塑黄土饱和渗透性影响因素[J]. 科学技术与工程, 2025, 25(29): 12384-12392. [Yang Zheng, Yang Yong, Zhang Fan, et al. Influencing factors of saturated permeability of remolded loess based on experiments and SEM image processing[J]. Science Technology and Engineering, 2025, 25(29): 12384-12392.]
- [7] 赵志强, 戴福初, 闵弘, 等. 黄土中灌溉水入渗过程的现场试验研究[J]. 岩土工程学报, 2022, 44(3): 569-575. [Zhao Zhiqiang, Dai Fuchu, Min Hong, et al. Field experimental study on irrigation water infiltration in loess[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2022, 44(3): 569-575.]
- [8] Zhou Jinxing, Zhu Chunyun, Zheng Jingming, et al. Landslide disaster in the loess area of China[J]. Journal of Forestry Research, 2002, 13(2): 157-161.
- [9] 冯涛涛, 吴玮江, 刘兴荣, 等. 黄土高原降水入渗方式与引发滑坡研究——以甘肃黄土地区为例[J]. 科学技术与工程, 2023, 23(14): 5937-5945. [Feng Letao, Wu Weijiang, Liu Xingrong, et al. Precipitation infiltration modes and induced landslides in the Loess Plateau: A case study of the loess area in Gansu[J]. Science Technology and Engineering, 2023, 23(14): 5937-5945.]
- [10] Lazarovitch N, Kisekka I, Oker T E, et al. Chapter Two - Modeling of irrigation and related processes with HYDRUS [M]. SPARKS D L. Advances in Agronomy. Academic Press. 2023: 79-181.
- [11] Samani J M V, Fathi P. Estimation of unsaturated soil hydrodynamic parameters using inverse problem technique[J]. Journal of Agricultural Science and Technology, 2009, 11(2): 199-210.
- [12] Neumann L E, Šimůnek J, Cook F J. Implementation of quadratic upstream interpolation schemes for solute transport into HYDRUS-1D[J]. Environmental Modelling & Software, 2011, 26(11): 1298-1308.
- [13] Šimunek J, Van Genuchten M T, Šejna M. HYDRUS: Model

- use, calibration, and validation[J]. Transactions of the ASABE, 2012, 55(4): 1263-1274.
- [14] Guelloul L, Askri B, Jaffré J, et al. Estimation of the soil hydraulic properties from field data by solving an inverse problem[J]. Scientific Reports, 2020, 10(1): 9359.
- [15] Scherger L E, Javier V A, Lexow C. Identifying optimal monitoring strategies to predict soil hydraulic characteristics and water contents by inverse modeling[J]. Spanish Journal of Agricultural Research, 2022, 20(2): e1201.
- [16] Porn L, Yan B, Soun S, Ouk S. Effects of loess cavity on soil moisture movement: revealed by soil column and HYDRUS model[J]. Journal of Water Resource and Protection, 2019, 11(4): 371-394.
- [17] 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: S40-S47.
- [18] 高震国,钟瑞林,杨帅,等.Hydrus 模型在中国的最新研究与应用进展 [J]. 土壤 ,2022,54(2):219-231.[Gao Zhenguo,Zhong Ruilin,Yang Shuai,et al.Recent research and application progress of the Hydrus model in China[J].Soils, 2022,54(2):219-231.]
- [19] He Yujiang, Wang Yanyan, Liu Ying, et al. Focus on the nonlinear infiltration process in deep vadose zone[J]. Earth-Science Reviews, 2024, 252: 104719.
- [20] Singh A, Verdi A. Estimating the soil water retention curve by the HYPROP-WP4C system, HYPROP-based PCNN-PTF and inverse modeling using HYDRUS-1D[J]. Journal of Hydrology, 2024, 639: 131657.
- [21] Bai Xiao, Shao Mingan, Jia Xiaoxu, et al. Prediction of the van Genuchten model soil hydraulic parameters for the 5-m soil profile in China's Loess Plateau[J]. Catena, 2022, 210: 105889.
- [22] Kuang Xingxing, Jiao Jiujiu, Shan Jipeng, et al. A modification to the van Genuchten model for improved prediction of relative hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. European Journal of Soil Science, 2021, 72(3): 1354-1372.
- [23] Fang Shiyue, Shen Pengfei, Qi Xinhai, et al. The distribution of Van Genuchten model parameters on soil-water characteristic curves in Chinese Loess Plateau and new predicting method on unsaturated permeability coefficient of loess[J]. PLoS One, 2023, 18(1): e0278307.
- [24] Diongue D M L, Rounsard O, Do F C, et al. Evaluation of parameterisation approaches for estimating soil hydraulic parameters with HYDRUS-1D in the groundnut basin of Senegal[J]. Hydrological Sciences Journal, 2022, 67(15): 2327-2343.
- [25] Chai T, Draxler R R. Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)?—Arguments against avoiding RMSE in the literature[J]. Geoscientific model development, 2014, 7(3): 1247-1250.
- [26] Lin Feng, Chen Xingwei, Yao Huaxia. Evaluating the use of Nash-Sutcliffe efficiency coefficient in goodness-of-fit measures for daily runoff simulation with SWAT[J]. Journal of Hydrologic Engineering, 2017, 22(11): 05017023.
- [27] 王铭森,邓斌,张晚祺,等.非均质包气带土壤含水率分布定量刻画及其模拟[J].地质科技通报,2025,44(3):296-308.[Wang Mingsen,Deng Bin,Zhang Wanqi,et al.Quantitative characterization and simulation of soil moisture distribution in a heterogeneous vadose zone[J].Bulletin of Geological Science and Technology, 2025,44(3):296-308.]

Sensitivity Analysis of van Genuchten Model Parameters in Undisturbed Loess under Ponded Infiltration

WU Jiaxuan¹, WU Jiaqi², HUANG Zhiquan³, DAI Fuchu⁴, WANG Hongjian¹, ZHAO Fei¹, RAN Tao¹

(1.North China University of Water Resources and Electric Power, Zhengzhou 450046, China; 2. Henan Finance University, Zhengzhou 451464, China; 3. Luoyang Institute of Science and Technology, Luoyang 471023, China; 4. Beijing University of Technology, Beijing 100124, China)

Abstract: 【Objective】 This study aimed to investigate water migration in undisturbed loess under ponded infiltration, quantify the effects of hydraulic-parameter perturbations on wetting-front movement, and provide parameter support for water-field simulation and infiltration-risk assessment of loess slopes. **【Methods】** A ponded infiltration test was conducted

on a large undisturbed loess column collected from the Jingyang South Plateau, Shaanxi Province, with an initial ponding depth of 13.1 cm. Volumetric water content and matric suction were monitored at multiple depths. The two types of time-series observations were jointly incorporated into the HYDRUS-1D Inverse module to estimate the van Genuchten (VG) model parameters. Model performance was evaluated using the root mean square error (RMSE) and Nash–Sutcliffe efficiency coefficient (NSE). A $\pm 20\%$ single-factor perturbation method was then used to evaluate the sensitivity of individual hydraulic parameters based on wetting-front arrival time. **【Results】** (1) The multi-objective inverse modeling satisfactorily reproduced the temporal variations in volumetric water content and matric suction at different depths. (2) The overall sensitivity of the hydraulic parameters followed the order of saturated water content, saturated hydraulic conductivity, pore-size distribution parameter, reciprocal of air-entry suction, and residual water content. (3) Increasing saturated water content and the reciprocal of air-entry suction delayed wetting-front movement, whereas increasing saturated hydraulic conductivity, pore-size distribution parameter, and residual water content accelerated it. (4) Parameter sensitivity varied non-monotonically with depth, and different parameters exhibited distinct depth-dependent sensitivity characteristics. **【Conclusion】** The HYDRUS-1D model calibrated using the large undisturbed loess column adequately described water migration under ponded infiltration. Wetting-front movement was jointly controlled by soil water-storage capacity, water-retention characteristics, and hydraulic conductivity. The results provide a basis for hydraulic-parameter selection and water-flow simulation in loess slopes.

Keywords: undisturbed loess; ponded infiltration; HYDRUS-1D; hydraulic parameter inversion; sensitivity analysis