

草原露天矿区劣质土壤水平扩散特征与模拟

陈 功¹, 刘 虎², 魏占民¹

(1.内蒙古农业大学水利与土木建筑工程学院,呼和浩特 010018;2.水利部牧区水利科学研究所,呼和浩特 010020)

摘要:为探究草原露天矿区不同类型土壤的水平扩散特征,以内蒙古鄂尔多斯市伊旗武家塔矿区的原状土、矿山堆积土和生态改造土 3 种不同立地类型的土壤为对象,通过土壤质地、扩散率、含水率等测试试验,采用 HYDRUS-1D 软件,对原状土、矿山堆积土和生态改造土入渗特性进行数值模拟,分析各因素对矿区土壤入渗规律的影响,探讨草原露天矿区不同类型土壤水平扩散过程的影响及变化规律。结果表明,在一维水平入渗运动条件下,原状土、堆积土、生态改造土 3 种不同粒径土壤的湿润锋运移距离与时间曲线整体呈现相似变化,随着入渗时间的增加,湿润锋运移距离呈现先快速增加,后缓慢推进趋势。同一种土壤类型条件下,土壤的湿润锋到达土柱最末端所需时间与土层深度呈反比关系,随着土层深度的增加,所需时间逐渐减少,且平均扩散速率更快;在同一入渗时间下,湿润锋运移距离与土层深度呈正比关系,随着土层深度增加,湿润锋运移距离也相应增大。Boltzmann 参数(λ)随着土壤含水率的增加而逐渐减小,各土壤的 $\lambda \sim \theta$ 关系曲线随土壤含水率的增加呈现下降趋势。当 θ 达到某一临界值之后, λ 急剧减少,原状土、堆积土和改造土各土层 θ 临界值略有差异,原状土各土层的 θ 临界值为 0.29,堆积土各土层分别为 0.24,0.28,0.30,而生态改造土除 60—90 cm 外,其余土层的 θ 临界值为 0.31。通过 HYDRUS-1D 模型结合水平土柱剖面含水量变化对土壤水力参数进行反演,模拟 3 种土壤面含水量的变化, R^2 均大于 0.91,纳什效率系数(NSE)均大于 0.95,均方根误差(RMSE)均小于 0.20。利用 HYDRUS-1D 模型反演土壤水力参数模拟矿区劣质土壤水平入渗过程,能较好地模拟入渗过程,描述矿区不同土地类型的土壤水分动态变化规律,为矿区的土壤水分动态监管及生态治理提供参考依据。

关键词: 劣质土壤; 水平扩散率; 草原露天矿区; 水平土柱法

中图分类号: S152.7 **文献标识码:** A **文章编号:** 1009-2242(2023)02-0076-07

DOI:10.13870/j.cnki.stbcbxb.2023.02.010

Horizontal Diffusion Characteristics and Simulation of Poor Soil in Grassland Open-pit Area

CHEN Gong¹, LIU Hu², WEI Zhanmin¹

(1.Water Conservancy and Civil Engineering College of Inner Mongolia Agricultural University, Hohhot 010018; 2.Institute of Water Resources for Pastoral Area Ministry of Water Resources, Hohhot 010020)

Abstract: In order to explore the horizontal diffusion characteristics of different soil types of in the grassland open-pit mining area, three different soil types including undisturbed soil, mine accumulation soil and ecological transformation soil in Wujiata mining area of Yiqi, Ordos City and Inner Mongolia were taken as the objects. The soil texture, diffusion rate and water content were measured, and the infiltration characteristics of undisturbed soil, mine accumulation soil and ecological transformation soil were numerically simulated by HYDRUS-1D software, so as to analyze the influence of various factors on the soil infiltration law in mining area, and to explore the influence and variation law of horizontal diffusion process of different types of soil in grassland open-pit mine area. The results show that under the condition of one-dimensional horizontal infiltration movement, the wetting front migration distance and time curve of three different particle sizes of undisturbed soil, accumulated soil and ecologically modified soil show similar changes as a whole : with the increase of infiltration time, the wetting front migration distance increases rapidly at first and then slowly advances.Under the same soil type, the time required for the wetting front to reach the end of the soil column

is inversely proportional to the soil depth ; with the increase of soil depth, the time required decreases gradually, and the average diffusion rate is faster ; under the same infiltration time, the wetting front migration distance is proportional to the soil depth ; with the increase of soil depth, the wetting front migration distance also increases accordingly. The Boltzmann parameter λ decreased with the increase of soil moisture content, and the $\lambda \sim \theta$ relationship curve of each soil showed a decreasing trend with the increase of soil moisture content. When θ reaches a certain critical value, λ decreases sharply, and the critical values of θ in each soil layer of undisturbed soil, accumulation soil and modified soil are slightly different. The critical values of θ in each soil layer of undisturbed soil are 0.29, and those in each soil layer of accumulation soil are 0.24, 0.28, 0.30, respectively. However, the θ critical value in the ecological transformation soil except 60—90 cm is 0.31. The soil hydraulic parameters were inverted by HYDRUS—1D model combined with the change of water content in horizontal soil column profile. The changes of water content in three kinds of soil surface were simulated. The R^2 was greater than 0.91, The NSE was greater than 0.95, and the RMSE was less than 0.20. Using HYDRUS—1D model to invert soil hydraulic parameters to simulate the horizontal infiltration process of poor quality soil in mining area can better simulate the infiltration process, describe the dynamic changes of soil moisture in different land types in mining area, and provide reference for dynamic supervision and ecological management of soil moisture in mining area.

Keywords: poor-quality soil; horizontal diffusion rate; grassland open-pit area; horizontal soil column method

土壤水又称包气带土壤水,是土壤组成中重要的部分。在我国西部地区,水分对生态系统至关重要,是影响其稳定的主要因素,对矿区而言更是如此^[1]。矿区的开采对土壤性质变化有直接影响,产生地表变形、地表沉陷、土体扰动等问题。由于地表变形、土体扰动等导致矿区土壤整体构造的毁坏,土壤颗粒组成、孔隙率以及含水量等产生变化,土壤水分运移规律也随之产生大幅度变化,对地表水和地下水系造成严重的破坏,容易造成地表覆盖土壤的大规模沉降移动和地表水资源的渗漏流失^[2-3]。

不同矿区开采对土壤破坏的影响作用不同,由于我国国土面积广袤,有多种地形;横跨多个温度带,气候差别也较大;此外,在地下水位等因素的影响下,造成复杂的土壤侵蚀破坏影响作用,与之对应,土壤的物理结构发生巨大的变化,由此导致土壤水分运移规律也有较大的差异^[4-5]。吕晶洁等^[6]和张欣等^[7]认为,矿区开采增加土壤中的非毛管孔隙,对土壤水分侧向蒸发有正向促进作用,进而加剧 0—80 cm 深度土壤的水分损失;在入渗研究方面,姚光华等^[8]对比矿区不同区域地表水入渗特征认为,矿区开采后地表水入渗量大量增加,地下水位大幅下降;而未开采地区地表水入渗量基本不变,地下水位无明显下降。

扩散率是土壤水动力学中一个重要的反映土壤水分运动状况的参数,研究矿区土壤水平扩散过程对矿区生态系统的进一步恢复具有指导作用^[9-10]。本研究针对内蒙古西部矿区露天开采引起的土壤环境问题,拟以鄂尔多斯市伊旗武家塔矿区的原状土、矿山堆积土和生态

改造土作为研究对象,在 3 种立地类型土壤区域设置样地,分层取样,通过测定矿区原状土、堆积土、生态改造土 3 种不同类型土壤的质地、扩散率、含水率等,解析不同类型土壤水动力学特性变化规律,研究不同立地类型土壤水分入渗特性、水分分布规律以及土壤水力参数的影响,揭示矿区土壤水分扩散性质变化规律及其响应机制,以期对地质气候等条件类似的地区生态系统修复提供理论支撑与科学依据。

1 材料与方法

1.1 供试材料

研究土样取自内蒙古鄂尔多斯市伊旗武家塔草原露天矿区(110.10°E,39.26°N),分别在研究区的原状土、矿山堆积土和生态改造土 3 种不同立地类型进行样品采集和野外检测工作。原状土样点编号为 1#点,堆积土样点编号为 2#点,生态改造土样点编号为 3#点。每个样点以 30 cm 为 1 层取土,共取 3 层,各土层分别命名为 1—1,1—2,1—3,2—1,2—2,2—3,3—1,3—2,3—3。各取土样点内每个土层采集样品各 3 袋,共计 27 袋样品。在采样时,已经采用环刀法针对原状土、矿山堆积土和生态改造土对土壤干容重进行测定。通过激光粒度仪测定土壤质地,采用水平土柱法和烘干法分别测定土壤水扩散率和含水率。

1.2 试验原理

试验方法采用水平土柱法。试验前需控制土柱中的土壤质地均匀、初始含水率相同;调节装置高度使进水端高度恒定同时使连接管保持自然弯曲、无对

折^[11-13]。土壤水平入渗过程中忽略重力作用,视作一维水平运动,非稳定流方程定解条件为:

$$\begin{cases} \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \\ \theta = \theta_a & x > 0, t = 0 \\ \theta = \theta_b & x = 0, t > 0 \\ \theta = \theta_a & x \rightarrow \infty, t > 0 \end{cases} \quad (1)$$

式中: θ 为距进水处距离 x 的土壤含水率(m^3/m^3); θ_a 为土壤样品的初始含水率(m^3/m^3); θ_b 为饱和含水率(m^3/m^3); x 为土柱截面距进水的距离(cm); t 为试验时间(min); $D(\theta)$ 为土壤水分扩散率(cm^2/min)。

采用 Boltzmann 变换,将非饱和流的二阶偏微分方程变为常微分方程,求解得到 $D(\theta)$ 的计算公式为:

$$D(\theta) = \frac{-1}{2(d\theta/d\lambda)} \int_{\theta_a}^{\theta} \lambda d\theta \quad (2)$$

式中: $\lambda = xt^{-1/2}$ 为 Boltzmann 变换的参数。

进行水平土柱试验时,测出 t 时刻土柱含水率,并计算出各 x 点的 λ 值,就可以绘制出 $\theta=f(\lambda)$ 关系曲线。由曲线就可以求出相应于不同 θ 值的 $d\theta/d\lambda$ 值和 $\int_{\theta_a}^{\theta} \lambda d\theta$ 值,应用式(2)就可以计算出 $D(\theta)$ 。为了便于计算,通常将公式(2)改写为差分形式:

$$D(\theta) = -\frac{1}{2} \frac{\Delta \lambda}{\Delta \theta} \sum_{\theta_a}^{\theta} \lambda \Delta \theta \quad (3)$$

这样可将 $\theta \sim \lambda$ 图划分成条状,然后列表计算出土壤水分扩散率 $D(\theta)$ 。

1.3 试验设计

试验于2020年7月18日至8月2日在内蒙古农业大学水利楼进行。试验采用长度为45 cm的圆柱形水平有机玻璃管,直径为5 cm。柱体结构由水室段、滤层段、试样段组成:第1段(水室段)长5 cm,控制水室液面高度;第2段(滤层段)长5 cm,填充石英砂,缓冲水流;第3段(试样段)填充测试土样,长35 cm,分为21小节。试验装置见图1。

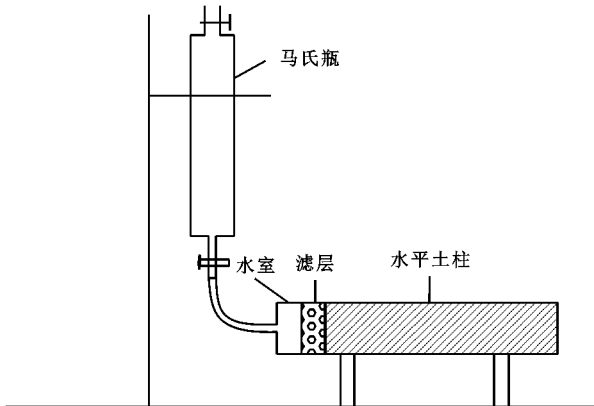


图1 试验装置示意

土壤样品经风干、研磨、过筛(2 mm)后,把筛网贴紧进水段铺好,在滤层外垫1层滤纸后,开始在水

平有机玻璃管中装填土壤。分层装土,压实,装下一层时表面打毛,每小节间用胶布固定好;调节马氏瓶高度,用细皮软管连接马氏瓶与水平土柱。保持阀门、水室中心与土柱段中心的高度相同,以消除压力对试验的影响。马氏瓶中加满去离子水,开启供水阀门并开始计时,记录试验时间并用记号笔标记土柱中湿润锋位置,试验初期记录时间间隔为30 s,第5 min后,间隔变为1 min,第10 min后直到试验结束时间间隔均为3 min。当水分扩散到土柱的3/4处时停止计时,关闭阀门并记录结束时间。迅速从湿润锋最后1次的标记处开始取土,每小节的土壤装1个铝盒,称重后放入烘箱烘10 h,冷却后取出再次称重,计算得出各小节的土壤含水率分布。由试验数据计算土壤水分扩散率。

1.4 HYDRUS-1D 模型

1.4.1 基本方程 在HYDRUS-1D模型中,采用 Richards 方程描述一维饱和一非饱和土壤水运动。其表达式为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (4)$$

式中: θ 为单位体积土壤含水量(cm^3/cm^3); t 为时间(h); z 为垂直空间坐标,也可认为是土层深度(cm); K 为土壤导水率(cm/h); h 为土壤压力水头(cm)。公式(4)中涉及的土壤水分特征曲线 $\theta(h)$ 和土壤非饱和导水率 $K(h)$ 采用 van Genuchten-Mualem 模型拟合。其表达式为:

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + |\alpha h|^n)^{\frac{n-1}{n}}} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad (5)$$

$$K(h) = K_s S_e^l [1 - (1 - S_e^{l/m})^m]^2 \quad (6)$$

式中: θ_r 为土壤残余含水率(cm^3/cm^3); θ_s 为土壤饱和含水率(cm^3/cm^3); $S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$; K_s 为土壤饱和导水率(cm/d); α 为进气吸力的倒数; n 为土壤孔隙体积大小分布指数; m 为经验拟合参数值, $m = 1 - n^{-1}$ 。

1.4.2 模型参数 利用HYDRUS-1D软件模拟3种土壤不同土壤质地、初始含水率条件下的土壤水平入渗特性。模拟过程中,土壤剖面采用 Galerkin 有限元法进行空间离散,时间离散采用隐式差分格式。模拟土柱长度设为31.14 cm。本模拟中起始时间设置为0,初始时间步长为0.001 min,最小时间步长为0.1 min,最大时间步长为1 min。时间步长为0.01 min,空间步长为1 cm。土壤质地通过 van Genuchten-Mualem 模型中的参数来体现^[14]。采用烘干法测定土壤的饱和含水率和残余含水率。模型中的饱和导水率(K_s)、进气吸力倒数(α)及孔隙体积大小分布指数(n)由 Neural Network Prediction 模块根据每

种土壤质地类型的土壤粒径组成反演得出^[15]。模型参数设置见表 1。

表 1 模型参数设置

土层	残余含水率/ (cm ³ ·cm ⁻³)	饱和含水率/ (cm ³ ·cm ⁻³)	α	n	饱和导水率/ (cm·d ⁻¹)
1-1	0.024	0.337	0.018	10.112	0.510
1-2	0.021	0.370	0.008	1.3002	1.510
1-3	0.002	0.341	0.032	1.4374	1.349
2-1	0.005	0.322	0.033	1.5967	0.236
2-2	0.001	0.376	0.029	3.2345	0.225
2-3	0.018	0.370	0.017	1.5559	0.310
3-1	0.047	0.377	0.038	3.6552	0.585
3-2	0.009	0.347	0.042	1.9520	0.368
3-3	0.050	0.379	0.036	4.1049	0.814

1.4.3 数据处理 采用 Excel 对数据信息进行分析处理,在 SPSS 26.0 软件中采用单因素方差法(ANOVA)对土壤颗粒组成及容重进行分析,采用 Origin 2018 软件绘图。

2 结果与分析

2.1 土壤粒径组成及质地差异性分析

土壤颗粒粒径试验测得的土壤粒度成分含量见表 2,结合土壤质地分类的三角坐标图,确定土壤质

地。由表 2 可以看出,原状土 0—30 cm (1-1)区域土壤容重最大,为 1.77 g/cm³,堆积土 60—90 cm (2-2)区域土壤容重最小,为 1.46 g/cm³,生态改造土土壤容重介于 1.56~1.66 g/cm³。原状土和堆积土的容重随着土层深度的增大而减小,黏粒也随之而减少。3 种类型土壤均属于砂土,含量表现为砂粒>粉粒>黏粒。随土层深度的增加,生态改造土的砂粒颗粒组成逐渐增加,增加幅度分别为 1.26%,1.31%;粉粒的颗粒组成逐渐减小,降低幅度分别为 1.19%,1.31%;而原状土以及矿山堆积土的砂粒呈先减小后增大趋势,粉粒呈先增大后减小趋势;3 种土壤中,矿山堆积土的粉粒含量最高,均在 10%以上,砂粒含量却最低,与其他 2 种土壤相差近 10%,说明矿区开采后对土壤结构造成破坏,土壤中的粉粒构成增加、砂粒构成减少,土壤原本稳定的整体构造遭到破坏;3 种土壤黏粒均呈减小趋势,即随着土层深度的增加,土壤整体结构愈加稳定。生态改造土的结构明显优于矿山堆积土,生态修复对土壤的粒径组成和土壤质地的改良效果明显,减少开采后矿山堆积土壤中的粉粒及黏粒组成,增大砂粒的占比,土壤粒径组成更接近于原状土,土壤结构得到明显改善^[16-17]。

表 2 土壤颗粒组成及容重

土壤样点	土层	砂粒 (2~0.02 mm)/%	粉粒 (0.02~0.002 mm)/%	黏粒 (<0.002 mm)/%	容重/ (g·cm ⁻³)
1#	1-1	96.07±0.48b	3.72±0.35e	0.21±0.13cd	1.77±0.01a
	1-2	94.64±0.23c	5.11±0.24d	0.25±0.14c	1.75±0.01a
	1-3	95.49±0.18b	4.29±0.17e	0.22±0.14c	1.48±0.03de
2#	2-1	87.37±0.15e	11.99±0.14b	0.65±0.01a	1.74±0.08a
	2-2	86.60±0.38f	12.80±0.39a	0.61±0.01a	1.53±0.05cd
	2-3	88.51±0.04d	11.00±0.06c	0.49±0.28b	1.46±0.11e
3#	3-1	95.83±0.15b	4.03±0.12e	0.15±0.28cd	1.62±0.02b
	3-2	97.37±0.55a	2.49±0.61f	0.14±0.57cd	1.66±0.01b
	3-3	98.06±0.33a	1.84±0.33f	0.10±0d	1.56±0.03c

注:表中数据为平均值±标准差;同列不同字母表示不同土层差异显著($p<0.05$)。

2.2 土壤水平扩散率差异性分析

从表 3 可以看出,水平扩散率与含水率的拟合曲线均为指数函数, R^2 均在 0.91 以上,表明土壤的水平扩散率与含水率呈良好的指数函数关系。参数 a 反映土壤基质传输水分的潜在能力,堆积土的 a 最大,说明当含水量为零时堆积土的扩散能力最好,持保水能力最差,经过修复后,改造土的 a 比堆积土的 a 小,扩散能力下降,持保水能力增加 1~2 个数量级;参数 b 表示水分扩散率随含水量的变化速率,很大程度上依赖于液体性质。拟合参数 b 的取值以原状土的最大,其次是改造土,最小的为堆积土。

从图 2 可以明显看出,各类土壤水平扩散率与含水率的关系变化呈现相似变化趋势:开始时土壤的

水平扩散率非常大,随着扩散时间序列的向前推移,扩散率减小,曲线下降趋势明显变缓。显然,扩散率与含水率(θ)呈正比关系,扩散率随着土壤含水率的增大而增大。以原状土为例,当 $\theta<0.30$ 时,各层土样扩散率相差不明显;当 $\theta>0.30$ 时,各层土样随着含水率的增大逐渐分离;当 θ 相同时,土壤非饱和扩散率随着土层深度、干容重增加而减小。在 3 类土壤的水平扩散中,矿山堆积土 30—60 cm (2-2)的初始水平扩散率远大于其他各土壤,2-2 的初始水平扩散率达 268.957 cm²/min,其他土壤的初始水平扩散率分别为 31.564,31.910,67.757,32.308,74.407,42.006,86.579,102.382 cm²/min。从不同土层来看,堆积土和改造土 30—60 cm 的 $D(\theta)$ 较高,而原状土

60—90 cm 的 $D(\theta)$ 较高;原状土、堆积土和改造土 $D(\theta)$ 较低的土地层分别为 0—60,60—90,0—30 cm。此外,堆积土和改造土不同土层 $D(\theta)$ 随 θ 的变化差异较大,而原状土的差异较小。

表 3 扩散率拟合结果

土壤 样点	土层	拟合公式	a	b	R^2
1#	1-1	$D(\theta)=1\text{E}-08\text{e}^{70.282\theta}$	1×10^{-8}	70.282	0.93
	1-2	$D(\theta)=1\text{E}-07\text{e}^{62.127\theta}$	1×10^{-7}	62.127	0.92
	1-3	$D(\theta)=2\text{E}-05\text{e}^{44.876\theta}$	2×10^{-5}	44.876	0.93
2#	2-1	$D(\theta)=1\text{E}-04\text{e}^{39.748\theta}$	1×10^{-4}	39.748	0.93
	2-2	$D(\theta)=4\text{E}-05\text{e}^{43.234\theta}$	4×10^{-5}	43.234	0.93
	2-3	$D(\theta)=3\text{E}-06\text{e}^{45.719\theta}$	3×10^{-6}	45.719	0.96
3#	3-1	$D(\theta)=1\text{E}-05\text{e}^{39.729\theta}$	1×10^{-5}	39.729	0.95
	3-2	$D(\theta)=1\text{E}-07\text{e}^{59.589\theta}$	1×10^{-7}	59.589	0.95
	3-3	$D(\theta)=3\text{E}-08\text{e}^{59.583\theta}$	3×10^{-8}	59.583	0.96

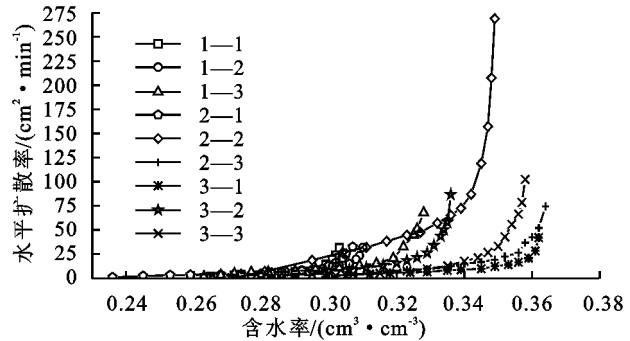


图 2 土壤水平扩散率与含水率关系曲线

矿区开采后堆积土表层土壤与原状土扩散率相差不大,中层土壤整体结构与原状土相比更为破碎,水分更易扩散,加剧土壤的侵蚀性与破坏性,降低土壤的保水能力,导致水土流失^[18-19]。对矿山堆积土采取生态修复措施后,土壤水平扩散率减小,生态改造土 30—60 cm(3-2),60—90 cm(3-3)发生变化,原因是通过土地平整、栽植树木等土体重塑、植被重建、生态修复过程,有效涵养水源,稳固水土结构,防止周边生态系统退化。

2.3 Boltzmann 变换参数差异性分析

各土壤 Boltzmann 变换参数(λ)与含水率(θ)的变化曲线见图 3。Boltzmann 参数(λ)可以表示水分在土壤中水平入渗时湿润锋向前扩散运动的快慢程度,也可表示在一定时间内水分渗入土壤的范围大小。由图 3 可以看出,土壤含水率与 Boltzmann 参数(λ)呈反比关系,Boltzmann 参数(λ)随着土壤含水率的增加而逐渐减小;从曲线的变化趋势来看,各土壤的 $\lambda \sim \theta$ 关系曲线随土壤含水率的增加呈现下降趋势^[20]。对矿山堆积土生态修复措施后,土壤含水率增大,各处理间 Boltzmann 变换参数(λ)与含水率(θ)关系曲线的斜率在逐渐变小,接近饱和状态时,Boltzmann 变换参数(λ)趋近于 0。变化曲线总体呈

现出逐渐变缓的趋势,使得各处理间的 Boltzmann 变换参数(λ)的初始值随土层深度增加而呈现减小的趋势,变化规律为 $2-1<3-1<3-2<1-1<1-2<2-2<2-3<3-3<1-3$ 。各曲线都有明显的拐点,原状土、堆积土和改造土各土层拐点略有差异,原状各土层的转折点对应 θ 值分别为 0.29,堆积土各土层的转折点各不相同,分别为 0.24,0.28,0.30;而改造土除 60—90 cm 外其余土层的转折点基本为 0.31。对于改造土来说,当 $\theta<0.31$ 时, λ 值随 θ 的增加而缓慢减小,而当 $\theta>0.31$ 时, λ 值随 θ 的增加而迅速减小。经过生态修复后,矿山堆积土的表层和下层土的 λ 值均增大,而中层土的 λ 值却减小,说明生态修复抑制矿山堆积土土壤水分的运移,减慢浸润峰向前运动的速度,提高各层土壤的持水性;与原状土进行对比,修复后土壤的初始变换参数值 λ 均呈减小趋势,表层持水性减弱,中下层持水能力增强,持水特性更加接近于原状土壤,接近于原来的土壤生态环境,促进开采后的环境生态恢复。

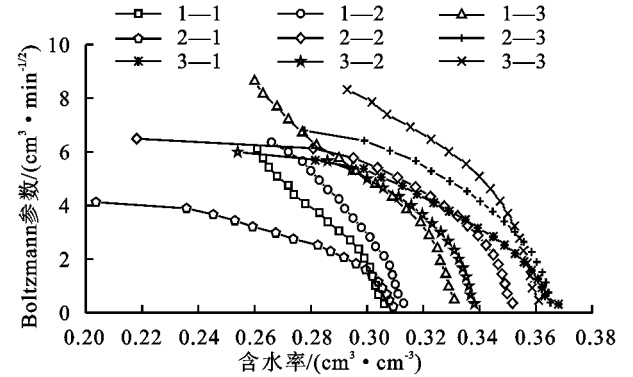


图 3 Boltzmann 参数与含水率关系曲线

2.4 水平扩散速率差异性分析

从图 4 可以看出,扩散速率下降幅度在初始 5 min 内最大,10 min 后降幅逐渐变小。土壤的扩散速率与扩散时间呈现幂函数关系。各处理的水分扩散速率变化趋势基本一致,初始扩散速率较高,但随着时间的推移,扩散速率先快速下降后逐渐趋于平缓,即达到稳定扩散阶段;各土壤初始扩散速率表现为 $2-2>3-3>1-3>1-2>1-1>3-2>2-3>2-1>3-1$,其中,3-1 的初始扩散速率最小,达 $2.27\text{ cm}/\text{min}^{0.5}$,2-2 初始扩散速率最大,达 $5.13\text{ cm}/\text{min}^{0.5}$;扩散速率整体呈现下降的趋势,在 10 min 后,扩散速率表现为 $1-3>3-3>2-3>1-2>1-1>2-2>3-2>3-1>2-1$ 。同种土壤类型条件下,土壤的湿润锋到达土柱最末端所需时间与土层深度呈反比关系:随着土层深度的增加,所需时间逐渐减少,且平均扩散速率更快;在同一入渗时间下,湿润锋运移距离与土层深度呈正比关系:随着土层深度增加,湿润锋运移距离也相应增大。如原状土湿润锋到

达土柱最末端所需时间依次为 26, 24, 13 min, 堆积土湿润锋到达土柱最末端所需时间依次为 54, 23, 21 min, 原状土湿润锋到达土柱最末端所需时间依次为 30, 27, 14 min。表明生态修复后, 中层土壤扩散速率变小, 上层和下层土壤扩散速率增大, 曲线整体趋势与原状土相似, 扩散效果也更加接近原生土壤。进行各种修复措施后, 土壤的水土涵养能力在向原状土靠近, 土壤生态正在恢复。

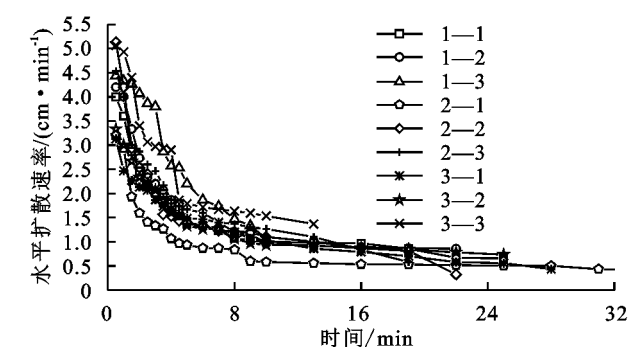


图4 时间与水平扩散速率关系曲线

2.5 水平扩散浸润峰进程差异性分析

各处理湿润锋推进距离与时间的关系曲线见图5。关系曲线斜率反映湿润锋的前进速度。曲线在扩散初始 5 min 内最陡, 即扩散开始 5 min 内湿润锋推进速度最快, 10 min 后增幅逐渐变缓。可以明显看出, 各类土壤的湿润锋推进距离与扩散时间呈现良好的幂函数关系。整体而言, 各类土壤的曲线变化趋势基本一致, 均呈上升趋势, 即初始湿润锋推进距离较大, 但随着时间的推移, 相同时间序列内湿润锋推进距离相较初始值更短; 在 3 类土壤的水平扩散中, 矿山堆积土 30—60 cm (2—2) 的初始水平扩散率远大于其他各土壤, 2—2 的初始水平扩散率达 268.957 cm²/min, 其他土壤的初始水平扩散率分别为 31.564, 31.910, 67.757, 32.308, 74.407, 42.006, 86.579, 102.382 cm²/min。随着扩散过程的持续, 相同时间内各类土壤的湿润锋前移距离均在逐渐减小; 相同时间内, 湿润锋推进距离表现为 1—3>3—3>2—3>1—2>1—1>2—2>3—2>3—1>2—1, 表明随生态修复措施的进行, 加快矿山堆积土湿润锋推进的速度, 使之上层和下层土扩散速度接近原状土, 生态修复加快复原土壤环境, 改善水土环境。

2.6 模型模拟结果

通过 HYDRUS—1D 模型对不同类型土壤在不同土层深度条件下进行模拟, 对比土壤水分实测值和模型模拟值来评估数据模型精度(图6)。通过平均误差(ME)、均方根误差(RMSE)、平均相对误差(MRE)、纳什效率系数(NSE)和决定系数(R²)等指标对模型模拟效果进行评价。ME 表示模拟值与实测值的平均偏离程度; R² 决定模拟值与实测值的密

切程度; RMSE 和 MRE 越趋向于 0, 即模拟值越接近于实测值, NSE 越接近 1, 表示模型模拟精度越高。

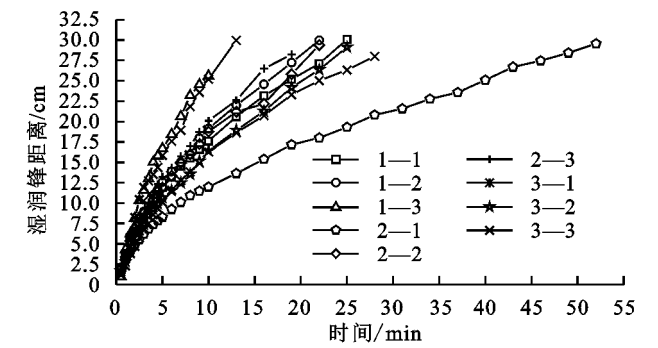


图5 时间与湿润锋距离关系曲线

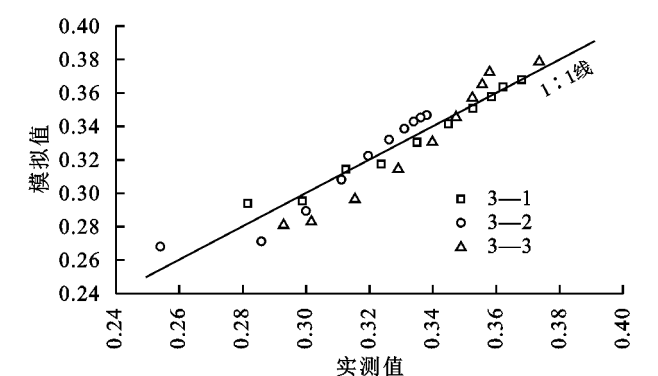
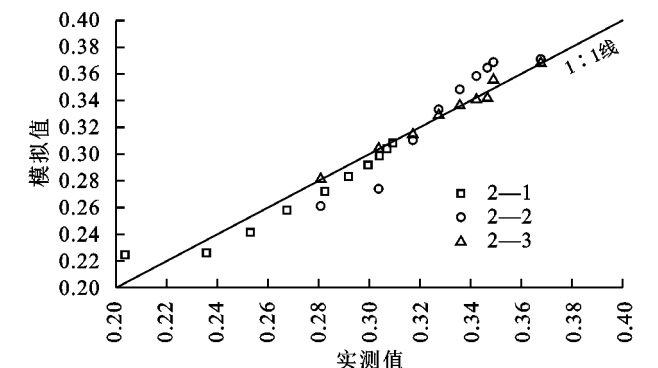
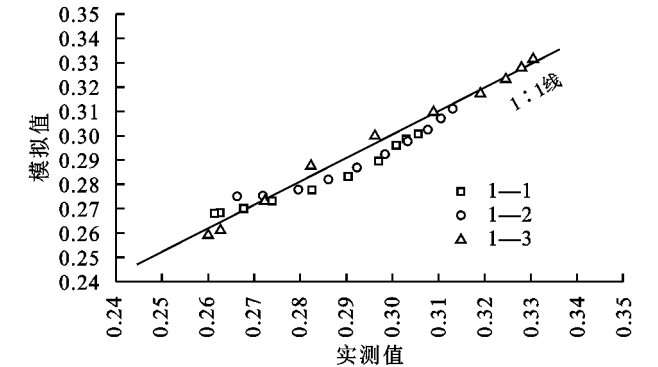


图6 土壤含水率的实测值与模拟值比较

对 3 种类型土壤在水平入渗过程结束时土壤含水率模拟曲线与实测进行对比分析(表4), 3 种不同类型土壤的含水率与土层深度呈反比关系, 随土层深度的增加而降低。通过验证, 土壤剖面含水率模拟值与实测值极为吻合(R²均大于 0.91, NSE 均大于 0.95, RMSE 均小于 0.20), 说明模拟结果可信、精确。此外, 模型对于深层土壤(60—90 cm)入渗过程土壤含水率分

布模拟效果尤为准确(R^2 均大于 0.96)。

表 4 土壤水分模拟结果

土层	ME	MAE	RMSE	NSE	R^2
1—1	0.04	0.10	0.11	0.97	0.97
1—2	0.04	0.09	0.11	0.98	0.94
1—3	−0.07	0.02	0.03	0.99	0.99
2—1	0.04	0.08	0.10	0.99	0.93
2—2	−0.04	0.12	0.18	0.97	0.92
2—3	0.03	0.05	0.08	0.95	0.97
3—1	0.02	0.05	0.07	0.97	0.96
3—2	−0.03	0.11	0.12	0.97	0.91
3—3	0.05	0.14	0.16	0.99	0.97

3 讨论

本研究表明,武家塔矿区 0—90 cm 土层的土壤水分扩散率按照原状土、生态改造土和堆积土的顺序依次增大,说明随着土壤的堆积,土壤的导水性能逐渐增强。这是因为当土壤开采后堆积的过程中,植被盖度大幅度降低,土壤裸露,部分地段几乎无植被,风蚀现象极为严重;此外裸露的地上土层使得蒸散量逐渐减少,但黏粉粒含量却在逐渐增加,使得土壤含水量逐渐增加,进一步促进水分的扩散。

土壤质地通过表面吸附土壤固体颗粒和吸持毛管孔隙影响扩散率。土壤质地越黏,颗粒越细小,土壤的吸附则随表面积的增大而增强。当 θ 增大时,砂土因为较多的孔隙促进水分的扩散,黏土中的水分因为基质吸力不易扩散,所以砂土的水分扩散率与含水率呈正比关系,这与邓建才等^[21]在封丘地区研究结论一致;秦耀东^[22]研究认为黏粒含量与水分扩散率呈反比关系。土壤黏粒是土壤质地的重要组成部分,当土壤含水率相同时,土壤黏粒含量促进土壤对水分的束缚作用,从而削减土壤水分扩散率^[23]。本研究发现,矿区堆积土和原状土的黏粉粒含量依次减小,而土壤水分扩散率也依次减小。由于武家塔矿区的原状土植被状况比堆积土好很多,但原状土却具有较低的黏粒含量,使得原状土的土壤水分扩散率较小。

土壤容重随着土层深度的增加而减小,容重越小,湿润锋运移速率越快,湿润锋曲线短而陡,初始扩散速率越大,扩散率曲线长而缓;容重越大,湿润锋运移速率越慢,湿润锋曲线长而缓,初始扩散速率越小,扩散率曲线短而陡,这与王佳坤等^[24]在内蒙古砒砂岩水平入渗特性研究中结果一致。

采用 HYDRUS—1D 模拟 3 种土壤土壤剖面含水量的变化,并结合实测值进行比较。通过 HYDRUS—1D 模型反演土壤水力参数模拟矿区劣质土壤水平入渗过程,能较好地模拟入渗过程,描述矿区不同土地类型的土壤水分动态变化规律,为矿区的土壤水分动态监管及生态治理提供参考依据。

4 结论

(1)在一维水平入渗运动条件下,原状土、堆积土、生态改造土 3 种不同粒径土壤的湿润锋运移距离与时间曲线整体呈现相似变化:随着入渗时间的增加,湿润锋运移距离呈现先快速增加,后缓慢推进趋势。

(2)同一种土壤类型条件下,土壤的湿润锋到达土柱最末端所需时间与土层深度呈反比关系:随着土层深度的增加,所需时间逐渐减少,且平均扩散速率更快;在同一入渗时间下,湿润锋运移距离与土层深度呈正比关系:随着土层深度增加,湿润锋运移距离也相应增大。

(3) Boltzmann 参数(λ)随着土壤含水率的增加而逐渐减小,各土壤的 $\lambda \sim \theta$ 关系曲线随土壤含水率的增加呈现下降的趋势。当 θ 达到某一临界值之后, λ 急剧减少,原状土、堆积土和改造土各土层 θ 临界值略有差异,原状土各土层的 θ 临界值为 0.29,堆积土各土层分别为 0.24, 0.28, 0.30;而生态改造土除 60—90 cm 外,其余土层的转折点基本为 0.31。

(4)通过 HYDRUS—1D 模型结合水平土柱剖面含水量变化对土壤水力参数进行反演,模拟 3 种土壤剖面含水量的变化, R^2 均大于 0.91, NSE 均大于 0.95, RMSE 均小于 0.20。模型对于深层土壤(60—90 cm)入渗过程土壤含水率分布模拟效果最好(R^2 均大于 0.96)。

参考文献:

[1] 张超,王会肖.土壤水分研究进展及简要评述[J].干旱地区农业研究,2003,21(4):117-120,125.

[2] 马迎宾,高永,张燕,等.黄土丘陵区采煤塌陷裂缝对坡面土壤水分的影响[J].中国水土保持,2013(11):54-57.

[3] 张发旺,赵红梅,宋亚新,等.神府东胜矿区采煤塌陷对环境影响效应研究[J].地球学报,2007,28(6):521-527.

[4] 何金军,魏江生,贺晓,等.采煤塌陷对黄土丘陵区土壤物理特性的影响[J].煤炭科学技术,2008,35(12):92-96.

[5] 姚国征.采煤塌陷对生态环境的影响及恢复研究[D].北京:北京林业大学,2012.

[6] 吕晶洁,胡春元,贺晓.采煤塌陷对固定沙丘土壤水分动态的影响研究[J].干旱区资源与环境,2005,19(7):152-156.

[7] 张欣,王健,刘彩云.采煤塌陷对土壤水分损失影响及其机理研究[J].安徽农业科学,2009,37(11):5058-5062.

[8] 姚光华,陈正华,向喜琼.采煤条件下地表水入渗特征研究[J].矿业安全与环保,2012,39(3):12-15.

[9] 甘永德,胡顺军,陈秀龙.土壤盐分对土壤水分扩散率的影响[J].水土保持通报,2010,30(6):56-59.

[10] 吴凤平,王辉,卢霞,等.砂石含量及粒径对红壤水分扩散率的影响[J].水土保持学报,2009,23(2):228-231.

[11] 雷志栋.土壤水动力学[M].北京:清华大学出版社,1988.

ment of soils under different land uses in the Loess Plateau of China[J].Transactions of the ASAE,2008,51(3):883-890.

[10] Steffen S, Philipp G, Pascale Z, et al. The influence of leaf litter diversity and soil fauna on initial soil erosion in subtropical forests[J].Earth Surface Processes and Landforms,2015,40(11):1-10.

[11] De B S, Poesen J, Knapen A, et al. Impact of root architecture on the erosion-reducing potential of roots during concentrated flow[J].Earth Surface Processes and Landforms,2007,32(9):1323-1345.

[12] Gyssels G, Poesen J, Bochet E, et al. Impact of plant roots on the resistance of soils to erosion by water: A review[J].Progress in Physical Geography,2005,29(2):189-217.

[13] Pan C, ShangGuan Z P. Runoff hydraulic characteristics and sediment generation in sloped grassplots under simulated rainfall conditions[J].Journal of Hydrology,2006,331(1/2):178-185.

[14] Sun L, Zhang G H, Liu F, et al. Effects of incorporated plant litter on soil resistance to flowing water erosion in the Loess Plateau of China[J].Biosystems Engineering,2016,147:238-247.

[15] Nearing M A, Simanton J R, Norton L D, et al. Soil erosion by surface water flow on a stony, semiarid hill slope[J].Earth Surface Processes and Landforms,1999,24(8):677-686.

[16] Dunne T, Dietrich W E, Brunengo M J. Recent and past erosion rates in semi-arid Kenya[J].Zeitschrift für Geomorphologie,1978,29:130-140.

[17] Snelder D J, Bryan R B. The use of rainfall simulation tests to assess the influence of vegetation density on soil loss on degraded rangelands in the Baringo District, Kenya[J].Catena,1995,25(1):105-116.

[18] Poesen J W, Torri D, Bunte K. Effects of rock fragments on soil erosion by water at different spatial scales: A review[J].Catena,1994,23(1/2):141-166.

[19] Zhang G H, Tang K, Ren Z, et al. Impact of grass root mass density on soil detachment capacity by concentrated flow on steep slopes[J].Transactions of the ASAE,2013,56(3):927-934.

[20] 李勇,徐晓琴,朱显谟.黄土高原油松人工林根系改善土壤物理性质的有效性模式[J].林业科学,1993,29:193-198.

(上接第 82 页)

[12] 杨诗秀,雷志栋.水平土柱入渗法测定土壤导水率[J].水利学报,1991(5):1-7.

[13] 古莱姆拜尔·艾尔肯,虎胆·吐马尔白,吴永涛.不同粒径沙壤土水分扩散率测定[J].新疆农业大学学报,2015,38(5):426-430.

[14] 范严伟,黄宁,马孝义,等.应用 HYDRUS-1D 模拟砂质夹层土壤入渗特性[J].土壤,2016,48(1):193-200.

[15] 曲芷程,栗云召,于君宝,等.黄河口湿地典型植物群落土壤水、盐入渗过程模拟[J].生态学杂志,2022,41(5):903-911.

[16] 胡传旺,王辉,刘常,等.南方典型土壤水力特征差异性分析[J].水土保持学报,2017,31(2):97-102.

[17] 苏帅,杨永刚,黄磊.矿区生态修复过程中不同立地类型土壤水动力学特性[J].水土保持通报,2018,38(1):18-23.

[18] 马美红,张书函,王会肖,等.非饱和土壤水分运动参数的确定:以昆明红壤土为例[J].北京师范大学学报(自然科学版),2017,53(1):38-42.

[19] 单鱼洋,马晨光,王全九,等.羧甲基纤维素钠对壤砂土水分运动及水力参数的影响[J].土壤学报,2022,59(5):1349-1358.

[20] 赵炜.水煤浆气化渣对风沙土改良效果与作物生长响应研究[D].呼和浩特:内蒙古农业大学,2021.

[21] 邓建才,卢信,陈效民,等.封丘地区土壤水分扩散率的研究[J].土壤通报,2005,36(3):317-320.

[22] 秦耀东.土壤物理学[M].北京:高等教育出版社,2003.

[23] 魏飒,任树梅.承德围场地区土壤水分扩散率的研究[J].中国农村水利水电,2007(1):55-56,61.

[24] 王佳坤,郭月峰,祁伟,等.内蒙古砒砂岩土壤水平入渗特性及适用模型研究[J].内蒙古农业大学学报(自然科学版),2021,42(5):46-52.