

洪光宇,王晓江,苏庆溥,等.毛乌素沙地流动沙丘土壤水分模拟及渗漏特征[J].中国沙漠,2023,43(2):288-298.

# 毛乌素沙地流动沙丘土壤水分模拟及渗漏特征

洪光宇<sup>1</sup>,王晓江<sup>1</sup>,苏庆溥<sup>2</sup>,海 龙<sup>1</sup>,王少昆<sup>3</sup>,高孝威<sup>1</sup>,  
徐艳艳<sup>4</sup>,周景山<sup>5</sup>,李卓凡<sup>1</sup>,李梓豪<sup>1</sup>,胡尔查<sup>1</sup>

(1.内蒙古自治区林业科学研究院,内蒙古 呼和浩特 010010; 2.乌审旗委宣传部,内蒙古 乌审旗 017300; 3.中国科学院西北生态环境资源研究院,甘肃 兰州 730000; 4.内蒙古自治区大青山国家级自然保护区管理局,内蒙古 呼和浩特 010010; 5.内蒙古自治区林业和草原局综合保障中心,内蒙古 呼和浩特 010010)

**摘要:**干旱半干旱区土壤水分的主要补给来自于降水,降水决定土壤水分时空格局变化,对不同深度土壤水分的补给起到了关键作用。通过优化参数后的Hydrus-1D模型,分析出毛乌素沙地流动沙丘10、30、50、70、90、110 cm土层水分渗漏量变化特征及其对不同降雨格局的响应。结果表明:5—9月,流动沙丘不同深度土层渗漏量随着深度的增加存在一定差异,5—8月渗漏量随着土层深度的增加呈递减趋势,9月呈增加趋势。渗漏量与降水量变化一致,最大渗漏量发生在8月,110 cm处渗漏量为148.51 mm,占该月降水量的67.5%;最大渗漏速率与最大渗漏量发生在降雨量大的降水事件,降水量和土壤初始含水量共同决定了渗漏速率及渗漏时长。14.8 mm降水可渗漏到110 cm深度土层,达到最大渗漏速率的累计渗漏量为1.89 mm,占降水量的13.69%。连续降水事件有利于水分的深层渗漏补给,并且缩短了各土层渗漏速率到达峰值的时间。

**关键词:**毛乌素沙地; 流动沙丘; 降水入渗; 渗漏; Hydrus-1D

**文章编号:** 1000-694X(2023)02-288-11

**DOI:** 10.7522/j.issn.1000-694X.2022.00147

**中图分类号:** S157

**文献标志码:** A

## 0 引言

在干旱半干旱区,土壤水是制约植被正常生长的主要因子<sup>[1]</sup>,是生态系统水循环的关键环节,决定沙地生态系统植物群落结构与稳定性<sup>[2]</sup>,将直接影响该地区的功能与可持续发展<sup>[3]</sup>。降水分布不均匀、有效降水量少及地表蒸发大是该区域水分短缺的原因,而该区土壤水分主要补给来源于降水入渗,降水入渗也决定着物质循环与能量流动<sup>[4]</sup>。充分了解并计算干旱半干旱区土壤水动态变化及降水补给量,能够定量地认识地表水资源稀缺地区降水分配过程中水分运输与循环响应规律,对沙区生态建设与水资源管理具有重要意义<sup>[5-6]</sup>。

沙区的降水特征、土壤水分及水分渗漏量三者的变化及其相互关系一直是国内外学者研究的热

点,并取得了大量的研究成果,目前主要通过仪器观测法、经验方程法、同位素示踪法及模型预测法<sup>[4]</sup>进行研究。洪光宇等<sup>[7]</sup>利用土壤水分自动监测仪研究了毛乌素沙地降水入渗补给过程及深度,结果表明>8.8 mm的单次降水可以对飞播杨柴灌木林10 cm及以下深度土壤进行水分补给,>40 mm的单次降水可以入渗到土壤110 cm以下深度。王博等<sup>[8]</sup>研究了库布齐沙漠油蒿灌丛浅层土壤水分对降水脉动的响应,发现>8.6 mm的降水可以对30 cm深度土层进行水分补给,11.8 mm的降水可以对50 cm深度土层进行水分补给,随着土层深度的增加对降水反馈滞后性增强,随降水的波动具有季节性。沙地降水入渗补给深度到140 cm及以下土层时的降水阈值为13.4 mm,并且200 cm深度土层不会受到土壤蒸发的影响<sup>[9]</sup>。研究者通过优化参数后的Hy-

收稿日期:2022-10-24; 改回日期:2022-12-12

资助项目:国家自然科学基金项目(41867043);中央财政林业和草原科技推广示范项目(内林草科推[2022]09号);内蒙古科技重大专项(2019ZD007)

作者简介:洪光宇(1985—),女,内蒙古呼和浩特人,博士,副研究员,研究方向为沙地水资源管理与应用。E-mail: nmghgy@163.com

通信作者:王晓江(E-mail: xjwang21cn@163.com)

drus-1D模型对比科尔沁沙地流动沙丘与草甸土壤渗漏量对降水的响应,估算出渗漏到流动沙丘200 cm土层的降水量为173.9 mm,占降水量的59.5%,草甸80 cm土层无渗漏量,主要靠地下水补给<sup>[10-11]</sup>。流动沙丘深层渗漏量主要发生在降水集中的6—8月,且渗漏速率随着降水量及频次的增大呈增加趋势,降水历时长且强度小时更有利于水分向深层土壤渗漏,16~18 mm降水可以渗漏到200 cm深度土壤,高频次的降水渗漏时长在164 h以上。李卫等<sup>[12]</sup>通过团队自主研发的深层渗漏计对毛乌素沙地进行研究,发现高频次降水加快入渗速率且渗漏量占降水的比重升高。目前,利用Hydrus-1D模型研究毛乌素沙地的土壤水分变化及其渗漏量的研究较少,尤其在全球气候变化的大背景下,干旱半干旱区脆弱的生态系统面临严峻的挑战,因此研究不同降水格局下沙区土壤水分变化及其渗漏补给规律显得尤为重要。

本试验通过对土壤水分连续定位观测及测定土壤理化性质实验,基于Hydrus-1D模型对毛乌素沙地流动沙丘土壤水分变化及降水渗漏量进行模拟,分析Hydrus-1D模型在毛乌素沙地流动沙丘的适用性,估算不同深度土层渗漏量及其对降水格局的响应。研究将对系统研究毛乌素沙地流动沙丘水分变化规律及其渗漏特征提供技术支撑,同时也为毛乌素沙地水资源利用与管理提供数据支撑。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

研究区位于鄂尔多斯市乌审旗乌拉陶勒盖治沙站内,该研究区属于毛乌素沙地典型腹地(39°08′17″N, 109°31′36″E),温带大陆性气候,年降水量270~450 mm,每年7—8月降水量最高,约占年降水量的60%,年蒸发量2 100~2 600 mm,平均气温6℃,常年风大沙多。风沙土是研究区分布最广泛的土壤,其次是栗钙土、草甸土等。植被类型多样,主要的沙生灌木有杨柴(*Hedysarum laeve*)、黄柳(*Salix gordejvii*)、沙地柏(*Juniperus sabina*)、油蒿(*Artemisia ordosica*)等,草本层植物有虫实(*Corispermum hyssopifolium*)、沙米(*Agriophyllum squarrosum*)、碱蓬(*Suaeda glauca*)、雾冰藜(*Bassia dasyphylla*)等<sup>[7]</sup>。

### 1.2 野外调查与数据采集

#### 1.2.1 土壤含水量测定与样品采集

对土壤含水量的监测,采用Watch Dog2800型土壤水分自动监测系统(Item 3345WD2 Watch Dog 2800 Weather Station,美国),该仪器配置6个水分传感器,分别对深度为10、30、50、70、90、110 cm处土壤进行水分动态监测,数据采集间隔为30 min。

挖取5个2 m×1 m×2 m的土壤剖面,利用直径10 cm的环刀分别在5~15、25~35、45~55、65~70、85~95、105~115 cm土层取原状土样3个,带回实验室用于土壤水分特征曲线及土壤饱和含水率等的测定。土壤水分特征曲线采用压力膜仪测定;土壤饱和含水率的测定是将3层纱布缠绕于环刀底部且让底部浸水,使顶部与水面近乎齐平测定,每3 h称重1次,待两次称重误差小于2%时,取其平均值为试验值;饱和导水率采用定水头下的马氏瓶渗透仪进行测定,取其稳定后的平均值,同时通过环刀法测定干容重。

用布袋挖取0~20、20~40、40~60、60~80、80~100、100~120 cm土层土样并扰动,带回实验室测定土壤理化性质。土壤颗粒粒径百分占比采用德国Symaptec公司的NANOPHOXTM纳米激光粒度仪,选用干法进行测定;土壤粒径分级标准采用美国农业部USDA制,黏粒(<0.002 mm)、粉粒(0.002~0.05 mm)、砂粒(0.05~2 mm);土壤有机质采用浓硫酸-重铬酸钾外加热法测定。

#### 1.2.2 气象数据及其他模型所需数据

在研究区内同时布设了HOBO U30小型气象站,同步测定风向、风速、空气温湿度、降水量、光合有效辐射等气象数据,采集频率每次30 min。

### 1.3 模型介绍

#### 1.3.1 土壤水分运移模型

采用经典的Richards方程来描述本研究的土壤水分运移过程<sup>[13]</sup>,鉴于风沙土该研究仅考虑垂向运动。

$$\begin{cases} \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] - s(z, t) \\ \theta(z, t) = \theta_0(z) \\ h(z, t)|_{z=B} = h(B, t) \\ -K(\theta) \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) = q_0(0, t) \end{cases} \quad (1)$$

式中:  $t$  为时间(h);  $\theta$  为土壤体积含水率( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ );  $h$  为负压水头(cm);  $z$  为垂向空间坐标(cm);  $K(h)$  为非饱和导水率( $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ );  $q_0(0, t)$  为上边界水分通量( $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ );  $L$  为模拟深度(cm);  $h(B, t)$  为下边界负压值(cm);  $s(z, t)$  为根系吸水速率( $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ )。

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

$$S_e = \frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} \quad (4)$$

式中:  $\theta_s$  为土壤饱和含水率( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ );  $\theta_r$  为土壤残余含水率( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ );  $K_s$  为饱和导水率( $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ );  $S_e$  为无量纲的相对含水量;  $\alpha, m, n, l$  均为拟合参数。

### 1.3.2 时间和空间离散

选取5—9月土壤解冻、集中降水期为研究期,时间单元为小时,共计2 928 h。采用时间离散化的方式进行模拟,依据收敛的迭代次数逐渐调整时间离散的间隔。在整个模拟期内,若任一时间间隔达到收敛所需的迭代次数 $\leq 3$ ,则下一时段的时间增量乘以1.3;若达到收敛的迭代次数 $\geq 7$ ,则将下一时段的时间增量乘以0.7<sup>[11]</sup>。本模拟中起始时间设置为0,模拟结束时间为2 928 h。初始时间步长为

土壤水分特征曲线和非饱和导水率利用 van Genuchten 方程拟合<sup>[14]</sup>。

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

0.01 h,最小时间步长为0.01 h,最大时间步长为1 h,流动沙丘110 cm土壤剖面水分测试分6层,该研究也同步设置6个观察点。

### 1.3.3 边界设置

本文中模拟的地点位于流动沙丘中上部,因此地下水位埋深均较大,且沙土渗透性强,所以下边界统一设置为自由排水边界,由于样地内均无径流产生,上边界都设置为无径流的大气边界。

### 1.3.4 土壤参数

初始土壤水力参数中残余含水率( $\theta_r$ )、饱和含水率( $\theta_s$ )、饱和导水率( $K_s$ )、 $\alpha, n, l$ 等模型参数是将土壤干容重及砂粒、粉粒、黏粒含量代入 Rosetta 公式进行预测得出(表1),其中饱和含水量、土壤干容重、饱和导水率采用实测值。

表1 流动沙丘土壤基本物理性质和水力学参数

Table 1 Basic physical properties of soil and the hydraulic parameters in mobile dunes

土层深度 /cm	粒径/%			土壤容重 /( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ )	土壤水力学参数					
	砂粒0.05~ 2.00 mm	粉粒0.002~ 0.05 mm	黏粒 <0.002 mm		$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$	$n$	$K_s$	$l$
0~10	97.24	1.74	0.91	1.56	0.042	0.368	0.031	3.998	42.056	0.5
10~30	97.90	0.94	0.76	1.52	0.021	0.380	0.031	4.162	48.761	0.5
30~50	97.22	2.06	0.68	1.49	0.030	0.364	0.032	4.003	41.299	0.5
50~70	97.47	1.40	0.87	1.48	0.037	0.391	0.032	4.070	48.470	0.5
70~90	97.30	1.82	0.90	1.46	0.016	0.384	0.032	4.053	45.481	0.5
90~110	96.15	2.51	1.05	1.46	0.009	0.383	0.032	3.806	39.664	0.5

### 1.3.5 模型检验及数据处理

为了判断流动沙丘土壤水分渗流量及其动态过程模拟的准确性,利用 $R^2$ (决定系数 coefficient of determination)、均方根误差(root mean square error, RMSE)和平均相对误差(mean relative error, MRE)对模拟精度和误差进行评价,其中, $R^2$ 的大小决定了模拟值与实测值的密切程度, RMSE 和 MRE 趋向于0,即模拟值越接近于实测值,计算公式如下:

$$R^2 = \frac{\text{cov}(y^p, y^m)}{\text{var}(y^p) \text{var}(y^m)} \quad (5)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i^p - y_i^m)^2} \quad (6)$$

$$MRE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{(y_i^m - y_i^p)}{y_i^p} \right| \quad (7)$$

式中:  $y_i^p$  为土壤含水率的实测值;  $y_i^m$  为土壤含水率的模拟值;  $N$  为样本点个数。

利用R语言计算IA(一致性指数);采用SPSS 20.0进行土壤水分实测值和模拟值的相关分析与验证;采用Excel 2010进行数据整理、模型检验与作图。

## 2 结果与分析

### 2.1 流动沙丘土壤含水率变化过程模拟

利用优化土壤参数后的Hydrus-1D模型对毛乌素沙地流动沙丘的土壤含水率动态变化进行模拟(图1)。流动沙丘10、30、50、70、90 cm处土壤含水

率模拟值与实测值趋于一致,110 cm处土壤含水率模拟值波动性较实测值大,但整体趋势趋于一致。对0~110 cm各土层模型模拟值与watchdog监测数据的相关性分析显示,50 cm土层处相关性达到最大,为0.83,10、30、70、90 cm介于0.6~0.8,110 cm土层处相关性最小为0.51, $P$ 值均 $<0.01$ ,总体而言,模拟值与实测值拟合精度高,相关性强(表2)。

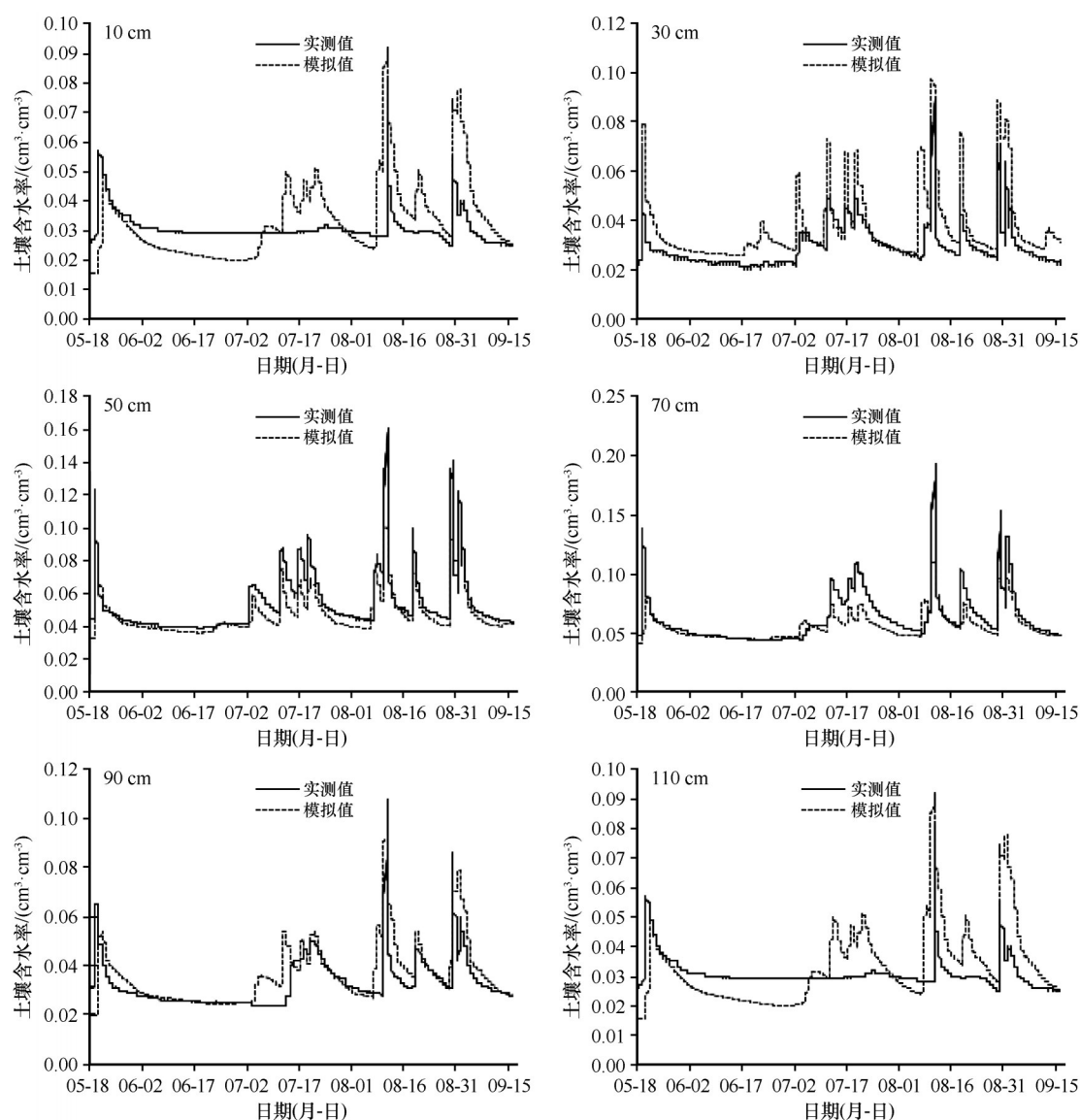


图1 流动沙丘土壤含水率动态变化模拟值与实测值对比

Fig.1 Comparison between the simulated and measured water contents in mobile dunes

通过4种评价指标( $R^2$ 、 $RMSE$ 、 $MRE$ 、 $IA$ )对不同土层土壤含水率分别进行验证。由表3与图1可以看出, $RMSE$ 均在 $0.001\sim 0.012\text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ ,土壤含水率模拟值与实测值分布偏差较小且较为集中; $MRE$ 分布在 $0.10\sim 0.29$ ,模拟值精度较高;10~90 cm土层 $IA$ 指数大于0.6, $R^2$ 分布在 $0.426\sim 0.68$ ,10~90 cm土层

模拟值与实测值的拟合关系较好,而110 cm土层 $IA$ 指数为0.33, $R^2$ 为0.2576,该土层模拟值精度不高。

### 2.2 流动沙丘不同深度土壤渗漏动态特征

通过模型模拟流动沙丘不同深度土层土壤水分渗漏变化,由图2可以看出,5—9月流动沙丘0~

表2 流动沙丘0~110 cm土层土壤含水率模型模拟值与实测值相关性

Tabel 2 Correlation between the simulated and measured of mobile dunes 0~110 cm soil layer

土层深度/cm	<i>r</i>	<i>P</i>
10	0.65	<0.01
30	0.71	<0.01
50	0.83	<0.01
70	0.79	<0.01
90	0.74	<0.01
110	0.51	<0.01

110 cm不同深度土层土壤水分渗漏量存在一定差异,10 cm表层渗漏量最高为333.75 mm,占降水量

的88.01%,并从上往下依次递减,110 cm处渗漏量为285.74 mm,占降水量的75.35%。10 cm土层渗漏天数为52 d,30 cm渗漏天数为78 d,50~110 cm在研究期内一直存在渗漏,各土层渗漏的频次远大于降水的频次。

各土层日渗漏量的波动性与降水变化具有相对一致性,5月初发生32.4 mm降水事件后,各土层渗漏量增大,110 cm处单日最大渗漏量达到4.39 mm,5—6月发生7次小于5 mm的降水,除表层10 cm处有波动外,其他土层对降水的响应比较微弱,7月发生14.8 mm降水后,各层渗漏又开始逐渐增加,8月随着降水量的增加各层渗漏量都达到最大值,单日110 cm处单日最大渗漏量达到37.31 mm。

表3 流动沙丘0~110 cm各土层土壤含水率模拟指标评价

Table 3 Evaluation of soil layer indexes from 0 to 110 cm in mobile dunes

土层厚度/cm	线性回归方程	$R^2$	$RMSE/(cm^3 \cdot cm^{-3})$	$MRE$	$IA$
10	$Y=0.6523x+0.0191$	0.426	0.0122	0.1966	0.605
30	$Y=0.3914x+0.0144$	0.5046	0.0054	0.2886	0.623
50	$Y=1.0643x+0.0022$	0.6800	0.0087	0.1096	0.708
70	$Y=1.2529x-0.0087$	0.6200	0.0014	0.1002	0.695
90	$Y=0.572x+0.0122$	0.5442	0.0063	0.1514	0.677
110	$Y=0.2197x+0.0236$	0.2576	0.0048	0.2658	0.330

由图3可以看出,不同深度土层渗漏量的月动态变化与月降水量变化趋于一致,8月降水量最大为220.01 mm,110 cm土层渗漏量达到了148.51 mm,占月降水量的67.5%。不同月份间,不同土层渗漏量变化趋势也不相同,5、7、8月,月渗漏量表现为从表层向下依次递减,6月渗漏量从表层向下递减到30 cm处,后随着深度增加渗漏量呈增大趋势,而9月渗漏量从表层向下呈现逐渐增加的趋势,并且渗漏量都显著高于月降水量,110 cm土层渗漏量达到了61.07 mm,占月降水量的267.87%。

### 2.3 降水量、降水历时和降水强度对不同土层渗漏量的影响

选取3次典型降水事件,分析不同降水量、降水历时和降水强度下不同深度土层水分渗漏差异(图4)。从表层10 cm处至110 cm渗漏速率峰值出现的时间均逐渐增加,渗漏速率逐渐降低。由表4可以看出,7月2日,降水量14.8 mm,平均降水强度为2.11 mm·h<sup>-1</sup>,降水历时7 h,在第1小时,水分渗漏到30 cm土层,第61小时,水分渗漏到110 cm土层,在

第18小时,10 cm深度土层水分渗漏速率达到了峰值0.595 mm·h<sup>-1</sup>,滞后最大降水量12 h,在第145小时,110 cm土层水分渗漏率达到峰值,为0.0359 mm·h<sup>-1</sup>。各土层在达到最大渗漏速率时累计入渗量逐渐减小,分别占同期降水60.90%、23.08%、13.26%、9.90%、11.35%及12.77%。5月20日,降水量32.4 mm,平均降水强度为4.05 mm·h<sup>-1</sup>,降水历时8小时,在降水第2小时,水分渗漏到50 cm土层,第26小时,水分渗漏到110 cm土层,在第10小时,10 cm深度土层水分渗漏速率达到了峰值1.360 mm·h<sup>-1</sup>,滞后最大降水强度6 h,在第64小时,110 cm土层水分渗漏速率达到峰值,为0.213 mm·h<sup>-1</sup>。各土层在达到最大渗漏速率时累计入渗量逐渐减小,分别占同期降水31.7%、40.60%、20.13%、10.74%、10.56%及10.48%。8月10日,降水量63.61 mm,平均降水强度为7.07 mm·h<sup>-1</sup>,降水历时9 h,在降水第1小时,水分渗漏到110 cm土层,在整个降水期间10 cm土层一直维持最大渗漏速率2.45 mm·h<sup>-1</sup>,30 cm和50 cm深度土层水分渗漏速率在第8小时渗漏速率达到了峰值,分别为2.44 mm·h<sup>-1</sup>和2.43 mm·h<sup>-1</sup>,在第14小

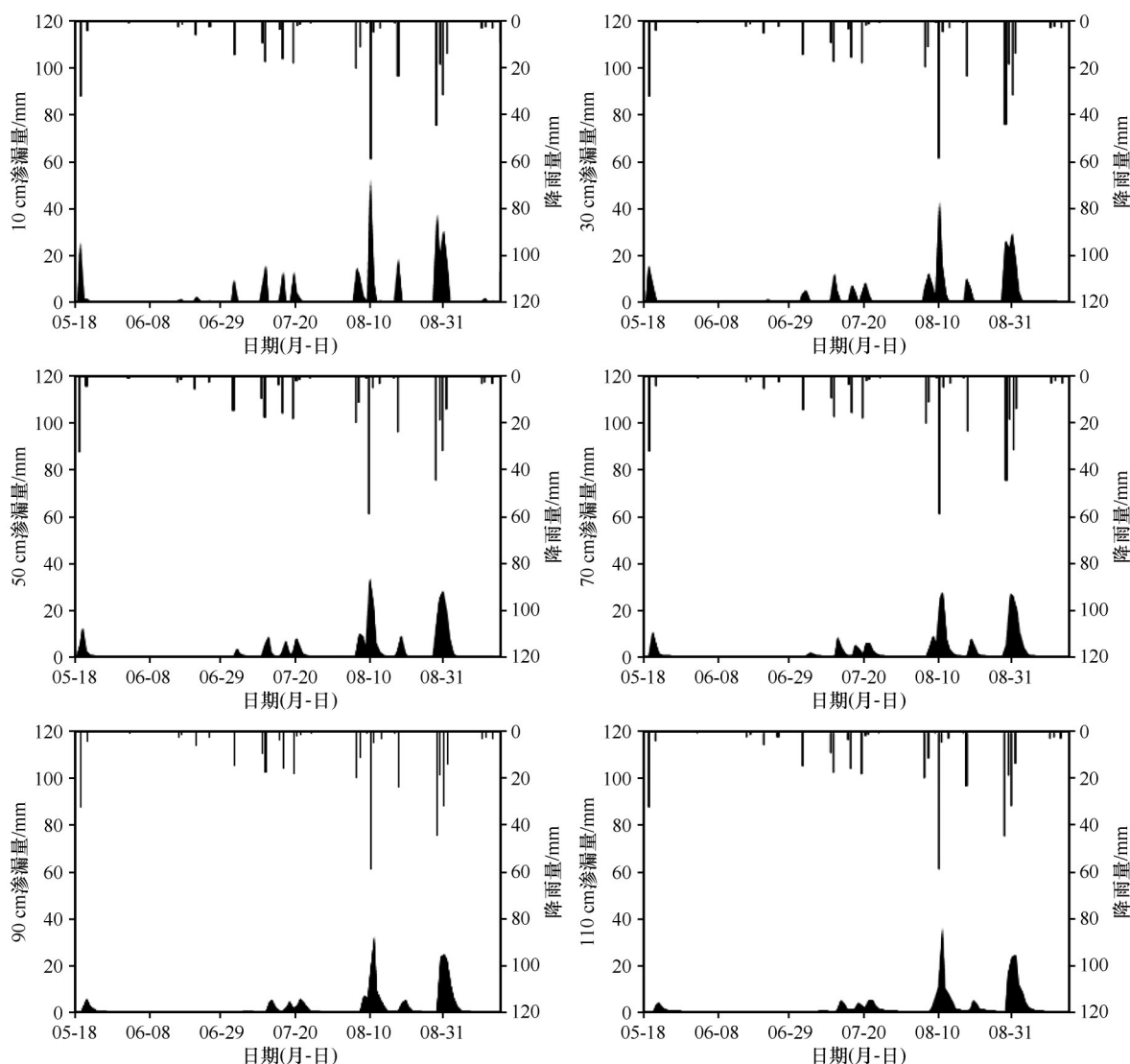


图2 降水量与不同深度土层土壤渗漏水量日分布

Fig.2 Daily rainfall and soil leakage distribution at different depth in mobile dunes

时,110 cm 土层水分渗漏率达到峰值  $2.18 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。各土层在达到最大渗漏速率时累计入渗量差异较小,占同期降水的30.26%~35.47%。

#### 2.4 降水频度对各土层渗漏补给的影响

图5为7月9日至8月3日监测到的一次高频降水事件所产生的水分渗漏过程,共计降水10次,其中,<5 mm降水6次,5~10 mm降水1次,>10 mm降水3次,累计降水量为70.4 mm。随着降水的发生,各土层渗漏速率达到峰值后下降,随着土层深度的增加渗漏速率逐渐减小,且增大及减小的幅度降低。7月10—11日发生累计降水18.4 mm事件,降水后0~110 cm土层均产生渗漏量,在66 h时,110 cm土层渗漏速率达到峰值,为  $0.25 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,此

时该层渗漏量达到了4.03 mm,占降水量的21.91%。在7月11日发生8.8 mm降水,离上次降水结束相隔11 h,该次降水后0~30 cm土层渗漏速率呈短时的增加后开始下降。7月16日发生15.8 mm降水提高了0~110 cm土层渗漏速度,并且缩短了各土层渗漏速率达到峰值所需时间,110 cm土层在53 h时达到最大渗漏速率,为0.20 mm,累计渗漏量为3.67 mm,占降水量的23.25%。7月19日发生18.2 mm降水,可使0~110 cm土层均产生水分渗漏,不同土层渗漏速率到达峰值的时间、最大渗漏速率及达到最大渗漏速率的累计渗漏量均高于15.8 mm降水事件,110 cm土层在56 h时达到最大渗漏速率,为0.26 mm,累计渗漏量为5.98 mm,占降水量的32.87%。

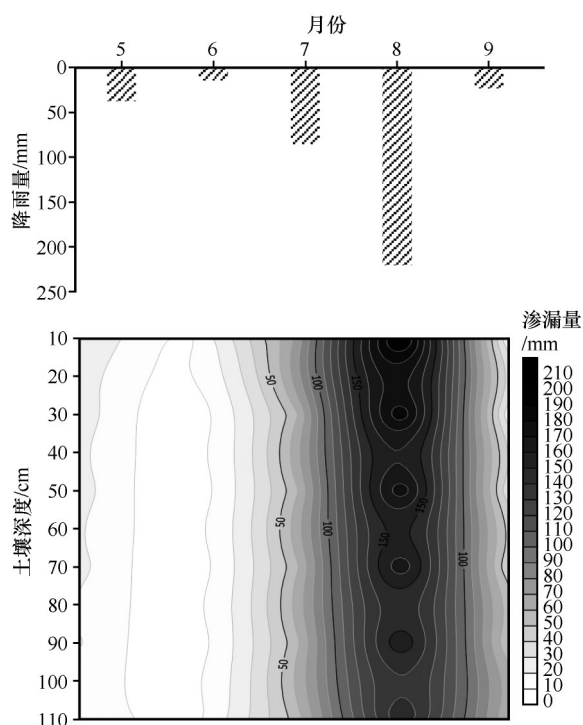


图3 降水量与不同深度土层土壤渗漏量的月分布

Fig.3 Monthly distribution rainfall and soil leakage distribution at different depth

### 3 讨论

Hydrus-1D作为一款模拟非饱和多孔介质中水分、能量、溶质运移的新型数值模型,在模拟农田灌

溉、田间施肥及水分运移等方面已经得到广泛的认可与应用<sup>[15]</sup>,近年来,又普遍应用于干旱半干旱区土壤水分的时空变化和运移规律<sup>[10-11]</sup>。本文在利用Hydrus-1D模型模拟流动沙丘不同土层土壤水分变化过程时发现,研究期内模拟值与实测值曲线拟合度较高,决定系数整体在0.43~0.68,均方根误差0.001~0.012  $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ 。李冰冰等<sup>[16]</sup>在利用Hydrus-1D模拟渭北旱塬剖面土壤水分的变化规律时得出,优化后土壤水力学参数模型的决定系数在0.65~0.85,土壤水分的均方根误差在0.01~0.02  $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ ,王宇祥等<sup>[11]</sup>在研究半干旱科尔沁沙地半流动沙丘土壤水分的动态变化过程时发现,模型的决定系数为0.86,模拟值与实测值拟合程度较好,均方根误差为0.0058  $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ ,本研究中评价指标中的决定系数和均方根误差等指标在其范围内,证实模拟值与实测值之间的吻合度较高,说明该模型适用于研究该地区流动沙丘土壤水分实际变化规律。流动沙丘110 cm处的精度低于其他土层,这是由于沙丘土壤水分入渗以垂直为主且入渗速率相对较快,降水在分配过程中较容易受坡度的影响产生侧向运移,这一现象与前人对沙质土壤水分入渗研究的结果相似<sup>[17-19]</sup>。总体而言,对流动沙丘0~110 cm土层整体模拟的精度较好。

降水对流动沙丘不同深度的土壤剖面进行了

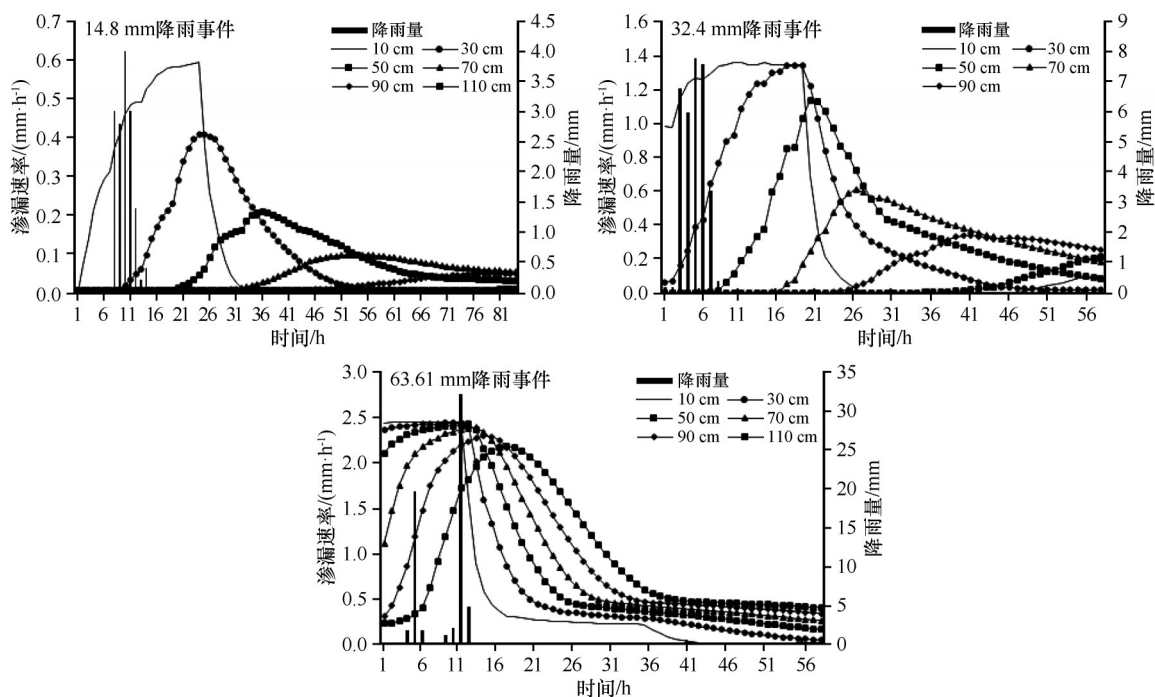


图4 不同降水条件下不同深度土层水分渗漏过程

Fig.4 Process of different depths soil layers moisture seepage with different rainfalls

表 4 典型降水事件下不同土层水分渗漏指标的比较

Table 4 Comparison of soil moisture seepage indexes in different soil layers under typical rainfalls events

降水量 /mm	指标	土层/cm					
		10	30	50	70	90	110
14.8	渗漏速率增加时间/h	1	1	5	15	26	61
	渗漏速率到达峰值时间/h	18	19	30	48	86	145
	最大渗漏速率/(mm·h <sup>-1</sup> )	0.595	0.408	0.207	0.097	0.048	0.0359
	累积渗漏补给量/mm	9.013	3.417	1.962	1.465	1.680	1.890
	平均渗漏速率/(mm·h <sup>-1</sup> )	0.530	0.190	0.078	0.044	0.028	0.023
	占同期降水比例/%	60.90	23.08	13.26	9.90	11.35	12.77
32.4	渗漏速率增加时间/h	2	2	2	9	16	26
	渗漏速率峰值时间/h	10	17	20	26	41	64
	最大渗漏速率/(mm·h <sup>-1</sup> )	1.360	1.340	1.140	0.611	0.338	0.213
	累积渗漏补给量/mm	10.27	13.154	6.521	3.481	3.420	3.396
	平均渗漏速率/(mm·h <sup>-1</sup> )	1.284	0.877	0.362	0.205	0.137	0.089
	占同期降水比例/%	31.70	40.60	20.13	10.74	10.56	10.48
63.61	渗漏速率增加时间/h	1	1	1	1	1	1
	渗漏速率峰值时间/h	8	8	9	10	11	14
	最大渗漏速率/(mm·h <sup>-1</sup> )	2.45	2.44	2.43	2.39	2.3	2.18
	累积渗漏补给量/mm	19.6	19.44	19.44	22.56	20.37	19.25
	平均渗漏速率/(mm·h <sup>-1</sup> )	2.45	2.43	2.16	2.256	1.852	1.375
	占同期降水比例/%	30.81	30.56	30.56	35.47	32.03	30.26

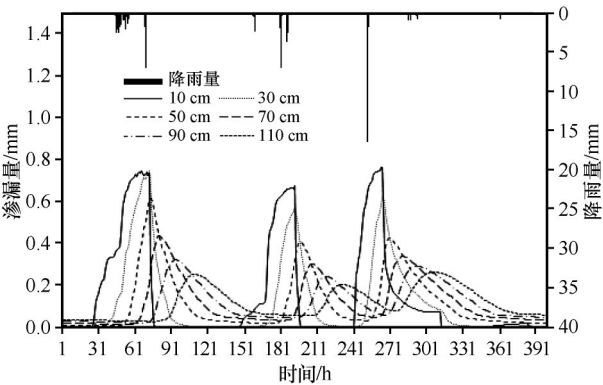


图 5 流动沙丘 7 月 9 日至 8 月 3 日降水与不同深度土壤水分渗漏过程

Fig.5 Process of rainfalls and different depths soil layers moisture seepage in mobile dunes from July 9 to August 3

水分补给,5月初发生 32.4 mm 降水事件后,各土层渗漏量增大,5—6 月发生 7 次小于 5 mm 的降水,除表层 10 cm 处有波动外,其他土层对降水的响应比较微弱,7 月发生 14.8 mm 降水后,各层渗漏又开始逐渐增加,8 月降水量达到 58.81 mm,各层渗漏量都达到最大值,这与前人的研究结果一致,渗漏补给

高峰出现在雨季<sup>[20]</sup>。降水量、降水频次和降水强度对不同深度土壤渗漏量具有显著影响,不同深度土层的渗漏量与降水量变化趋于一致,具有季节性,同时深层次的渗漏量具有滞后效应,这与前人的研究相似<sup>[11,19,21]</sup>。水分入渗到土壤首先要对上层土壤进行补给,当上层土壤达到饱和含水率时,更多的水分补给才会逐渐迁移到深层土壤,因此在水分入渗过程中随着土层深度的增加水分渗漏会出现滞后性<sup>[22]</sup>。土壤水分迁移过程中的入渗速率、渗漏深度与降水量呈正相关关系,水分受到重力及毛管力的作用下,逐步对深层的土壤进行水分补给,因此深层土壤水分渗漏缓慢并具有连续性,因此随着土层深度的增加,土壤对降水的反馈从反馈迅速逐渐变得迟滞<sup>[23-24]</sup>。

通过分析 3 次典型降水事件(14.8、32.4、63.16 mm)下流动沙丘不同土层渗漏变化过程发现,土壤表层对降水的响应最为敏感,当次降水事件发生,10 cm 处土壤水分渗漏速率迅速增加,而到 30 cm 土层渗漏速率增加时间明显开始滞后,而且随着土层

深度的增加,滞后时间越长,110 cm 渗漏速率增加时间都在 26 h 之后。降水量决定了流动沙丘不同土层渗漏量、渗漏速率及达到最大渗漏速率所需的时长,降水量越大入渗补给系数越大,土层达到最大渗漏速率历时是随深度的增加明显增大,随着降水量的增大,不同土层渗漏速率达到峰值的时间越早,最大渗漏速率、累积渗漏补给量及平均渗漏速率增大<sup>[25-29]</sup>。土壤水分初始含水量对降水入渗速率及入渗量具有影响<sup>[30-32]</sup>,降水前土壤水分含量越高,水分入渗的深度越大,因为相邻两层土壤中上层土层越湿润,其水分入渗的锋面与下一土层的平均势梯度差越大,使其入渗通量变大,增加了水分的入渗能力,而流动沙丘对水分渗透性极强,继续增加的水分向深层次渗漏<sup>[33]</sup>。

有效降水事件的频率决定了土壤含水量的差异,分析 7 月 9 日至 8 月 3 日的降水频度对不同深度土层入渗量的影响,发现伴随连续降水的发生,各土层水分渗漏速率峰值出现的时间提前,各层累积渗漏补给量在最后一次降水发生后明显增加,并且随着土层深度的增加,累积渗漏量越大,在 110 cm 达到最大值。在首次降水事件发生之前,土壤初始含水量较小,土壤基质势较小,土壤水吸力大,所产生的基质势梯度也大,水分入渗速率快,此时土壤储水能力强,能吸持更多的水分,不利于水分向下运动<sup>[34]</sup>;而伴随降水事件的发生,初始含水率逐渐升高,更有利于水分垂向运移,进而产生深层渗漏,随着连续的降水事件结束,不同土层累积渗漏补给量占同期降水的比例逐渐增大<sup>[6]</sup>。由此可见,高频度的降水过程随着土壤含水量的增加,降水更容易入渗补给,尤其是深层渗漏速率加快,累积渗漏补给量加大<sup>[35]</sup>。本研究通过 Hydrus-1D 模型对毛乌素沙地流动沙丘不同深度土壤水分渗漏特征及对降水格局的响应进行分析,整体来看,模型对模拟毛乌素流动沙丘土壤水分动态过程精度较高,证明该模型数值的准确性。

## 4 结论

本文利用优化参数后的 Hydrus 1D 模型模拟毛乌素沙地流动沙丘 5—9 月 0~110 cm 不同深度土层的土壤水分动态变化特征,模型总体模拟的结果较好,决定系数 0.42~0.68,均方根误差 0.001~0.012  $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ ,可以用于后续对不同土层水分入渗的定

性和定量分析。

月降水量与各土层渗漏量呈显著正相关关系,渗漏速率随着降水量的增加呈增大趋势;随着土层深度的增加,渗漏量对降水响应具有滞后性。

降水量增加,渗漏峰值到达的时间提前且补给量增大。土壤初始含水量越大越有利于土壤渗漏补给,达最大渗漏速率累计渗漏量占降水比例增大。

连续降水过程使得土壤含水量增加,深层渗漏速率加快,雨后各土层渗漏峰值出现的时间提前且渗漏量占同期降水量的比例增大,并在 110 cm 达到最大值。

## 参考文献:

- [1] Ren Z P, Li Z B, Liu X L, et al. Comparing watershed afforestation and natural revegetation impacts on soil moisture in the semiarid Loess Plateau of China[J]. *Scientific Reports*, 2018, 8 (1): 2972.
- [2] Baird A J, Wilby R L. 生态水文学[M]. 赵文智, 王根绪, 译. 北京: 海洋出版社, 2002.
- [3] 李新荣, 马凤云, 龙立群, 等. 沙坡头地区固沙植被土壤水分动态研究[J]. *中国沙漠*, 2001, 21(3): 218-222.
- [4] 洪光宇, 王晓江, 王少昆, 等. 沙地土壤水分时空动态研究进展[J]. *水土保持研究*, 2021, 28(3): 390-398.
- [5] Descroix L, Laurent J P, Vauclin M, et al. Experimental evidence of deep infiltration under sandy flats and gullies in the Sahel[J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 424-425: 1-15.
- [6] 巩伟, 胡广录, 付鹏程, 等. 干旱区沙漠-绿洲过渡带固沙植物的土壤水分入渗特征[J]. *中国沙漠*, 2020, 40(5): 200-208.
- [7] 洪光宇, 王晓江, 刘果厚, 等. 毛乌素沙地杨柴灌木林土壤水分对不同降雨格局的响应[J]. *水土保持通报*, 2021, 41(2): 76-83, 121.
- [8] 王博, 段玉玺, 王伟峰, 等. 油蒿灌丛群落浅层土壤水分对不同降雨格局的响应[J]. *应用生态学报*, 2020, 31(5): 1571-1578.
- [9] 刘新平, 张铜会, 赵哈林, 等. 流动沙丘降雨入渗和再分配过程[J]. *水利学报*, 2006, 37(2): 166-171.
- [10] 王宇祥, 刘廷玺, 段利民, 等. 基于 Hydrus-1D 模型的科尔沁沙地沙丘-草甸相间区土壤水分动态模拟[J]. *中国沙漠*, 2020, 40(2): 195-205.
- [11] 王宇祥, 刘廷玺, 段利民, 等. 半干旱地区半流动沙丘水分深层渗漏量及其对降雨格局的响应[J]. *应用生态学报*, 2020, 31(8): 2710-2720.
- [12] 李卫, 冯伟, 杨文斌, 等. 流动沙丘水分深层入渗量与降雨的关系[J]. *水科学进展*, 2015, 26(6): 779-786.
- [13] Simunek J, Genuchten M, Sejna M. The HYDRUS 1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media[M]. Riverside, CA, USA: University of California, 2013.

- [14] Genuchten V, Th M. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. Soil Science Society of America Journal, 1980, 44(5): 892–898.
- [15] 高震国, 钟瑞林, 杨帅, 等. Hydrus 模型在中国的最近研究与应用进展[J]. 土壤, 2022, 54(2): 219–231.
- [16] 李冰冰, 王云强, 李志. HYDRUS-1D 模型模拟渭北旱塬剖面土壤水分的适用性[J]. 应用生态学报, 2019, 30(2): 398–404.
- [17] 刘昊, 周宏飞, 刘翔. 强降雨条件下沙丘土壤水分运移特征分析[J]. 水土保持学报, 2015, 29(2): 157–162, 182.
- [18] 李晶, 何志斌, 王建兵, 等. 荒漠绿洲农田土壤水热动态及硝态氮淋溶特征[J]. 中国沙漠, 2022, 42(5): 245–257.
- [19] 王博, 段玉玺, 王伟峰, 等. 人工固沙区植被演替过程中土壤水分时空分异特征[J]. 干旱区研究, 2020, 37(4): 881–889.
- [20] 段良霞, 黄明斌. 干旱-半干旱地区深层渗漏研究方法综述[J]. 中国水土保持科学, 2016, 14(2): 155–162.
- [21] 曹静, 阿拉木萨, 张圆浩. 科尔沁沙地沙丘水分深层渗漏量和侧向运移量[J]. 中国沙漠, 2019, 39(3): 41–47.
- [22] Lai X, Liao K, Feng H, et al. Responses of soil water percolation to dynamic interactions among rainfall, antecedent moisture and season in a forest site[J]. Journal of Hydrology, 2016, 540: 565–573.
- [23] 孙程鹏, 赵文智. 土地利用对河西走廊荒漠绿洲区土壤入渗的影响[J]. 中国沙漠, 2021, 41(6): 148–156.
- [24] 王建新, 王恩志, 王思敬. 降雨自由入渗阶段试验研究及其过程的水势描述[J]. 清华大学学报(自然科学版), 2010, 50(12): 1920–1924.
- [25] 岳艳鹏, 成龙, 孙迎涛, 等. 毛乌素沙地生物结皮覆盖区土壤水分收支变化特征[J]. 应用生态学报, 2022, 33(7): 1861–1870.
- [26] 王少昆, 赵学勇, 左小安, 等. 科尔沁沙地小叶锦鸡儿灌丛下土壤水分对降雨响应的空间变异性[J]. 干旱区研究, 2008, 25(3): 5.
- [27] Gamboa C, Godfrey L, Urrutia J, et al. Conditions of groundwater recharge in the hyperarid southern Atacama Desert[J]. Global and Planetary Change, 2022, 217(10): 103931.
- [28] Liu X P, He Y H, Sun S S, et al. Restoration of sand-stabilizing vegetation reduces deep percolation of precipitation in semi-arid sandy lands, northern China[J]. Catena, 2022, 208(1): 105728.
- [29] 石明明, 王晓敏, 陈奇, 等. 高寒草地干湿生态系统土壤水分及入渗对降水的响应[J]. 草业学报, 2021, 30(12): 49–58.
- [30] Yao S X, Zhang T H, Zhao C C, et al. Saturated hydraulic conductivity of soils in the Horqin Sand Land of Inner Mongolia, northern China[J]. Environmental Monitoring and Assessment, 2013, 185(7): 6013–6021.
- [31] 贺超, 刘廷玺, 段利民, 等. 科尔沁沙地差巴嘎蒿(*Artemisia halodendron*)水分利用特征[J]. 中国沙漠, 2022, 42(4): 190–198.
- [32] 王新平, 康尔泗, 李新荣, 等. 荒漠地区土壤初始状况对水平入渗的影响[J]. 地球科学进展, 2003, 18(4): 592–596.
- [33] Briz-Kishore B H. Quantitative estimation of groundwater potentiality and rainfall infiltration in a typical crystalline environment[J]. Proceedings of the Indian Academy of Sciences, 1983, 92: 63–71.
- [34] 陈林, 宋乃平, 杨新国, 等. 荒漠草原不同土地利用类型土壤水分对降水的响应[J]. 水土保持学报, 2022, 36(2): 153–160.
- [35] 吴丽丽, 刘丹一, 杨文, 等. 降雨量、土壤蓄水量对流动沙地土壤水分深层渗漏的影响[J]. 中国沙漠, 2020, 40(3): 210–218.

## Simulation of soil moisture and leakage characteristics of mobile dunes in Mu Us Sandy Land

Hong Guangyu<sup>1</sup>, Wang Xiaojian<sup>1</sup>, Su Qingpu<sup>2</sup>, Hai Long<sup>1</sup>, Wang Shaokun<sup>3</sup>, Gao Xiaowei<sup>1</sup>,  
Xu Yanyan<sup>4</sup>, Zhou Jingshan<sup>5</sup>, Li Zhuofan<sup>1</sup>, Li Zihao<sup>1</sup>, Hu Ercha<sup>1</sup>

(1.Inner Mongolia Academy of Forestry Sciences, Hohhot 010010, China; 2.Publicity Department of CPC Wushen Banner Committee, Wushen Banner 017300, Inner Mongolia, China; 3.Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 4.Daqingshan National Nature Reserve Administration of Inner Mongolia Autonomous Region, Hohhot 010010, China; 5.Comprehensive Security Center of Forestry and Grassland Bureau of Inner Mongolia Autonomous Region, Hohhot 010010, China)

**Abstract:** The main supply of soil water comes from precipitation, which determines the changes of soil water patterns spatially and temporally in arid and semi-arid areas. Precipitation also plays a key role in the supply of soil water at different soil depths in sandy areas. In this study, the hydro 1D model with optimized parameters was used to analyze the variation characteristics of soil water leakage at different depths of 10, 30, 50, 70, 90 and 110 cm in the mobile dunes of Mu Us Sandy Land and its response to different rainfall patterns. The results showed that the amount of soil water leakage was different at different soil depths in mobile dunes from May to September. The amount of water leakage decreased along the increase of the soil depth from May to August. The amount of water leakage increased along the increase of the soil depth in September. The changes of water leakage was consistent with precipitation. The maximum water leakage occurred in August, that the amount of soil water leakage was 148.51 mm at the depth of 110 cm, accounting for 67.5% of the monthly precipitation. The maximum leakage rate and the maximum leakage amount accompanied with large rainfall events. The amount of rainfall and the initial soil water content jointly determined the soil water leakage rate and duration. The soil water will infiltrate to 110 cm when the rainfall reached to 14.8 mm, and the cumulative leakage reaching the maximum leakage rate is 1.89 mm, accounting for 13.69% of the precipitation. Continuous precipitation events are conducive to recharge the deep water, and they shorten the time when the leakage rate reaches the peak in each soil layer. Our results from the estimation of soil water leakage in sandy soils could provide theoretical basis in the assessment of water resources and water demand for ecological construction in arid and semi-arid regions.

**Key words:** Mu Us Sandy Land; mobile dunes; rainfall infiltration; leakage; Hydrus-1D model