

DOI: 10.5846/stxb202004210955

王承书,高峰,孙文义,穆兴民,高鹏,赵广举,宋小燕.黄土丘陵沟壑区坡沟系统不同降雨类型的土壤入渗特征.生态学报, 2021, 41(8): 3111-3122.

Wang C S, Gao F, Sun W Y, Mu X M, Gao P, Zhao G J, Song X Y. Rainfall-infiltration process and characteristics of slope-gully system in the hilly and gully region of the Loess Plateau. Acta Ecologica Sinica, 2021, 41(8): 3111-3122.

# 黄土丘陵沟壑区坡沟系统不同降雨类型的土壤入渗特征

王承书<sup>1</sup>, 高峰<sup>4</sup>, 孙文义<sup>1,2,\*</sup>, 穆兴民<sup>1,2</sup>, 高鹏<sup>1,2</sup>, 赵广举<sup>1,2</sup>, 宋小燕<sup>3</sup>

1 西北农林科技大学土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 杨凌 712100

2 中国科学院水利部水土保持研究所土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 杨凌 712100

3 西北农林科技大学水利与建筑工程学院, 杨凌 712100

4 内蒙古自治区水利科学研究院, 呼和浩特 010051

**摘要:**黄土高原退耕还林草生态建设改变了区域覆被格局和下垫面环境条件,对流域地表水文过程产生了重要影响。研究黄土丘陵沟壑区坡沟系统不同降雨类型下的土壤水分入渗特征,对揭示植被恢复驱动下的降雨-入渗机制变化具有重要的科学意义。基于坡沟系统土壤水分入渗过程的定位监测,阐明了坡沟系统土壤水分入渗特征对不同降雨类型的响应,并采用 Horton、Mezencev、Kostiakov、USDA-NRCS 模型进行土壤水分入渗过程模拟,筛选特定降雨类型下最佳的入渗模型。结果表明:(1)0—60 cm 是降水—入渗过程响应的关键层次,沟坡总入渗蓄存量较坡面高约 42.67%;(2)坡沟系统土壤水分入渗量与深度成反比,且沟坡土壤水分入渗量较坡面平均高约 9.75%;(3)不同降雨类型下坡面湿润锋深度均小于沟坡,且以极端暴雨、长历时小雨强降雨最深,短历时中雨强次之,短历时小雨强降雨最浅;(4)坡沟系统各降雨类型土壤水分入渗量对降雨的响应表现出一定的滞后性,沟坡响应快于坡面,沟坡湿润锋深度平均较坡面深约 5—10 cm;(5)Mezencev 入渗模型对四种不同降雨类型入渗量的模拟均具有较高精度( $\text{Adj-}R^2 > 0.96$ ;  $\text{NSE} > 0.92$ ),Horton 模型可用于模拟极端降雨类型( $\text{NSE} > 0.98$ ),而 Kostiakov 模型、USDA-NRCS 模型适于模拟短历时中强度降雨和短历时低强度降雨类型。

**关键词:**黄土丘陵沟壑区;坡沟系统;降雨-入渗过程;入渗模拟

## Rainfall-infiltration process and characteristics of slope-gully system in the hilly and gully region of the Loess Plateau

WANG Chengshu<sup>1</sup>, GAO Feng<sup>4</sup>, SUN Wenyi<sup>1,2,\*</sup>, MU Xingmin<sup>1,2</sup>, GAO Peng<sup>1,2</sup>, ZHAO Guangju<sup>1,2</sup>, SONG Xiaoyan<sup>3</sup>

1 State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau, Northwest Agriculture and Forestry University, Yangling 712100, China

2 Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resources, Yangling 712100, China

3 College of Water Resources and Architectural Engineering, Northwest Agriculture and Forestry University, Yangling 712100, China

4 Water Conservancy Science Research Institute of Inner Mongolia, Hohhot 010051, China

**Abstract:** Since the implementation of a series of major ecological construction projects, vegetation has been restored on the Loess Plateau. Soil structure and physical characteristics changed by vegetation restoration, such as soil infiltration characteristics and soil water holding capacity and so on, have significant impacts on the surface hydrological process and mechanism of runoff generation and convergence. The change of environmental conditions in the underlying surface is

基金项目:国家重点研发计划项目(2016YFC0402401);中央高校基本科研业务费(2452020167)

收稿日期:2020-04-21; 修订日期:2020-10-13

\* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: sunwy@ms.iswc.ac.cn

necessarily change the surface hydrological process, the soil hydrological characteristics and mechanism of runoff generation and convergence on the Loess Plateau. The slope-gully system, as an important geomorphic unit of watershed on the Loess Plateau, is an integral part of the process of runoff generation and convergence and sediment transportation. Therefore, study of the rainfall-infiltration process is of great significance to comprehensively understand the rainfall-infiltration process of slope-gully system driven by “Grain for Green” projects on the Loess Plateau and reveal mechanism of runoff generation and convergence. In this paper, the dynamic response of different rainfall types and infiltration processes in the slope-gully system was studied by long-term dynamic monitoring of soil moisture in multiple depths. Based on clustering analysis, we divided the rainfall events into four different types. Afterward, the characteristics of soil moisture infiltration process under different rainfall types were analyzed. Results show that (1) soil moisture is sensitive to the response to rainfall events in the 0—60 cm soil layer, and the deepest level affected by the rainfall process is 60 cm. (2) The soil moisture infiltration amount of slope-gully system is inversely proportional to the depth, and the infiltration amount of downhill is about 9.75% higher than that of the uphill. (3) The depth of the wetting front is deeper with the extreme rainfall and long-duration light intensity type, followed by the short-duration medium intensity type, the shallowest by the short-duration light intensity type. (4) The response time of soil moisture under different rainfall types show different degrees of hysteresis, and there are significant differences. On the whole, the response of downhill is faster than that of uphill. Compare with the uphill, wetting front depth of downhill of each rainfall type is about 5—10 cm deeper than the uphill on average. (5) The Mezencev infiltration model has high accuracy in simulating the infiltration amount of four different rainfall types ( $\text{Adj-}R^2 > 0.96$ ;  $\text{NSE} > 0.92$ ). The Horton model can be used to simulate extreme rainfall types ( $\text{NSE} > 0.98$ ), while the Kostikov model and the USDA-NRCS model are suitable for simulating short duration medium intensity rainfall and short duration light intensity rainfall.

**Key Words:** hilly and gully loess region; slope-gully system; rainfall-infiltration process; infiltration simulation

黄土高原自退耕还林还草以来,植被得到良好的恢复,植被绿度和覆盖度呈显著增加趋势<sup>[1]</sup>,土壤物理特性随之发生了相应改变,势必对地表水文过程产生重要影响<sup>[2-4]</sup>,尤其是植被恢复驱动下的降雨-入渗过程及机制<sup>[5-6]</sup>。因此,研究黄土高原下垫面植被恢复后降雨-入渗过程可以为黄土高原流域产汇流机制是否发生变化提供科学依据。

坡沟系统是黄土高原丘陵沟壑区联结坡面和沟道的重要地貌单元,是分析流域水文过程变化的重要结构体<sup>[7-8]</sup>。坡沟系统土壤水分变化影响着流域的产汇流和产输沙过程<sup>[7,9]</sup>,对于阐明黄土高原的产汇流机制和构建水沙过程模型具有重要的意义。王云强等<sup>[10]</sup>研究表明,坡沟系统土壤水分在垂直方向和水平方向上均具有显著的空间异质性。甘森等<sup>[7]</sup>和赵明阳<sup>[11]</sup>研究认为,坡面土壤持水能力低于沟坡,土壤有效水含量亦有相似的特征。可见,目前研究大多围绕坡沟系统土壤水分空间异质性、土壤持水能力差异以及侵蚀产沙过程开展<sup>[12-13]</sup>,而有关土壤水分入渗过程与不同降雨类型的动态响应的研究较少,未能有效地揭示不同降雨类型下的土壤水分入渗特征。因此,本文通过高数据采集频率的土壤水分长期定位监测,分析了不同降雨类型坡沟系统降水入渗差异和响应特征,为揭示黄土高原植被恢复后的土壤水文过程提供科学支撑。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

研究区位于陕西省榆林市绥德县裴家峁村桥沟小流域(37°29′41″ N, 110°17′56″ E),是裴家峁沟的一级支沟,属于黄土高原丘陵沟壑区第一副区(图1)。流域面积 0.45 km<sup>2</sup>,主沟长 1.4 km,沟壑密度 5.4 km/km<sup>2</sup>。流域内有两条支沟,其中一支沟沟长为 870 m,沟道比降 4.97%;二支沟沟长为 805 m,沟道比降 1.15%。桥沟流域坡度集中在 11—49°,占整个流域面积的 69%。流域多年平均气温 10.2 ℃;平均降雨量约 486 mm;降水

主要集中在雨季 6—9 月,约为年降水量的 70.4%,且多以暴雨形式出现。流域水土流失严重,年平均侵蚀模数为  $3\,423\text{ t km}^{-2}\text{ a}^{-1}$ ,以水力侵蚀和重力侵蚀为主<sup>[14]</sup>。

研究区植被以草本为主,主要有艾蒿(*Acroptilon repens* (L.) DC.)、狗尾草(*Cynosurus* L.)、本氏羽茅(*Achnatherum sibiricum* (Linn.) Keng.)、胡枝子(*Bush Clover Lespedeza bicolor* Turcz.)、百里香(*Thymus mongolicus* Ronn.)、白草(*Pennisetum centrasiaticum* Tzvel.)、猪毛蒿(*Artemisia scoparia waldst. et Kit.*)、冰草(*Agropyron cristatum* (L.) Gaertn.)等数十种,多分布于沟谷的荒坡上,人工草地较少。

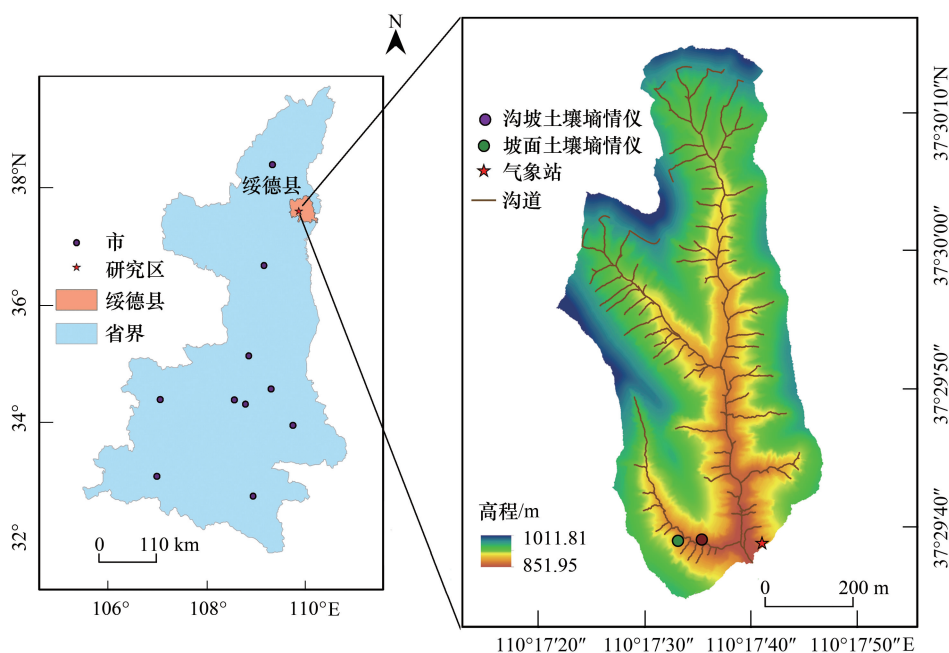


图 1 桥沟流域及水分仪和气象站分布

Fig.1 Location of the Qiaogou watershed, moisture meters and meteorological station

## 1.2 试验设计

以黄土丘陵沟壑区绥德桥沟小流域坡面、沟坡上自然恢复草地为研究对象,分别布设土壤墒情仪(TD200),将 0—200 cm 深度的土壤水分分为 20 层进行长期、稳定、多层次的土壤水分动态监测,监测频率为 30 min/个。降雨资料由布设在研究区的自动气象站监测,监测频率与土壤水分同步。依据降雨类型(极端降雨类型、短历时中雨强降雨类型、短历时小雨强降雨类型、长历时小雨强降雨类型)和土壤水分过程资料,分析坡沟系统次降雨过程中不同降雨类型下的土壤水分入渗过程和变化规律。

### 1.2.1 土壤水分监测及入渗量计算

土壤水分动态监测采用北京东方润泽生态科技股份有限公司生产的土壤墒情监测仪(TD200),监测深度为 0—200 cm,共 20 层,每层间隔为 10 cm,监测频率为 30 min。

土壤入渗量是某一时刻土壤蓄水量与前一时刻的差值,计算公式如下:

土壤入渗量:

$$I = S_i - S_0$$

式中, $I$  为土壤入渗量, $S_i$  为某一时刻土壤蓄水量, $S_0$  为前一时刻土壤蓄水量。

土壤蓄水量:

$$S_i = \theta_i \cdot h_i$$

$$S = \sum_i^n S_i$$

式中,  $S_i$  为每层土壤蓄水量, mm;  $\theta_i$  为土壤体积含水量, %;  $h_i$  为分层厚度, 10 cm;  $n$  为土壤层序号;  $S$  为土壤总蓄水量, mm。

### 1.2.2 降雨过程监测

降雨过程监测由布设在研究区的小型气象站监测, 监测频率与土壤水分监测频率同步, 为 30 min。气象站雨量传感器为翻斗式雨量计, 仪器分辨率为 0.2 mm, 降雨强度测量范围为 0.01—4 mm/min, 翻斗计量误差为  $\leq \pm 4\%$ 。

### 1.3 入渗模型

选取 Horton 模型、Mezencev 模型、Kostiakov 模型以及 USDA-NRCS 模型对坡面降雨-入渗过程进行模拟。

#### 1.3.1 Horton 模型

$$I_{(t)} = f_c t + \frac{1}{k} (f_0 - f_c) (1 - e^{-kt})$$

式中,  $f_c$  为稳渗速率, cm/min;  $f_0$  为初始入渗率, cm/min;  $k$  为无量纲常数;  $I_{(t)}$  为累积入渗量, mm;  $t$  为时间, h。

#### 1.3.2 Mezencev 模型<sup>[15]</sup>

$$I_{(t)} = Kt + \alpha t^\beta$$

式中,  $K > 0$ ;  $\alpha > 0$  和  $0 < \beta < 1$  为无量纲常数;  $I_{(t)}$  为累积入渗量, mm;  $t$  为时间, h。

#### 1.3.3 Kostiakov 模型

$$I_{(t)} = \alpha t^\beta$$

式中,  $\alpha > 0$  和  $0 < \beta < 1$  为无量纲常数;  $I_{(t)}$  为累积入渗量, mm;  $t$  为时间, h。

#### 1.3.4 USDA-NRCS 模型<sup>[15]</sup>

$$I_{(t)} = at^{-b} + 0.6985$$

式中,  $a$ 、 $b$  为无量纲常数;  $I_{(t)}$  为累积入渗量, mm;  $t$  为时间, h。

### 1.4 精度评价

模型精度评价指标采用调整决定系数 (Adj- $R^2$ )、纳什效率系数 (NSE)<sup>[15-16]</sup>, 调整决定系数、纳什效率系数越大, 模拟结果越好。

#### 1.4.1 调整决定系数 (Adj- $R^2$ )

$$R^2 = 1 - \left( \frac{\sum (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum (y_i - \bar{y})^2} \right)$$

$$\text{Adj-}R^2 = 1 - (1 - R^2) \frac{n - 1}{n - k}$$

式中,  $y_i$ 、 $\hat{y}_i$ 、 $\bar{y}$  分别为观测值、模拟值、模拟值平均值;  $R^2$  为决定系数;  $n$  为观测值样本数;  $k$  为模拟参数个数。

#### 1.4.2 纳什效率系数 (NSE)

$$\text{NSE} = 1 - \frac{\sum (Y_{\text{obs}} - Y_{\text{pred}})^2}{\sum (Y_{\text{obs}} - Y_{\text{mean}})^2}$$

式中,  $Y_{\text{obs}}$  为观测值;  $Y_{\text{pred}}$  为模拟值;  $Y_{\text{mean}}$  为观测值平均值。当 NSE 接近 1 时, 说明模拟值可信度高; 越接近 0 误差越大。

## 2 结果

### 2.1 次降雨类型和坡沟系统土壤水分入渗量的分布特征

#### 2.1.1 次降雨类型

采用聚类分析法, 依据降雨量、降雨历时、雨强、最大 30 min 雨强<sup>[17]</sup>, 将次降雨事件分为四类 (表 1,

图 2)。组 1(R6)为极端降雨类型,主要特征为降雨总量大,降雨强度高,R6(7 月 26 日)降雨量为 114.5 mm,平均雨强为 22.9 mm/h;组 2(R1、R3、R7、R8、R12、R13、R15、R16、R17),为短历时中雨强降雨类型,主要特征为最大 30 min 雨强较大,最大 30 min 雨强平均为 3.83 mm/h;组 3(R2、R5、R9、R11、R14),为短历时小雨强,降雨量小、降雨历时短,最大 30 min 雨强小;组 4(R4、R10)为长历时小雨强降雨类型,降雨历时长,平均降雨历时为 44.5 h,降雨强度相对较低。从降雨类型特征来看,桥沟流域的降雨类型主要为短历时中雨强(组 2),其次为短历时小雨强(组 3)。

表 1 次降雨特征

Table 1 Eigenvalues of the rainfalls

名称 Name	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10	R11	R12	R13	R14	R15	R16	R17
分组 Group	2	3	2	4	3	1	2	2	3	4	3	2	2	3	2	2	2
降雨量 Precipitation/mm	14.5	16.7	27.9	17.4	14	114.5	28.7	29.78	27.3	57	30.7	36.4	29.9	6.1	18.3	19.9	26.7
历时 Duration/h	17	29	14	44	27	8	11	14	26	45	28	11	15	20	10	9	13
平均雨强 Average intensity/(mm/h)	1.45	0.57	2.07	0.39	0.82	22.9	2.61	2.13	1.05	1.2	1.09	3.30	1.99	0.31	1.87	2.21	2.05
最大 30min 雨强 30min maximum intensity/(mm/h)	3.16	2.61	4.55	2.95	1.43	29	4.81	3.67	1.78	3.07	1.8	4.32	3.77	2.09	4.28	2.9	3.05

R \* 为某一次降雨

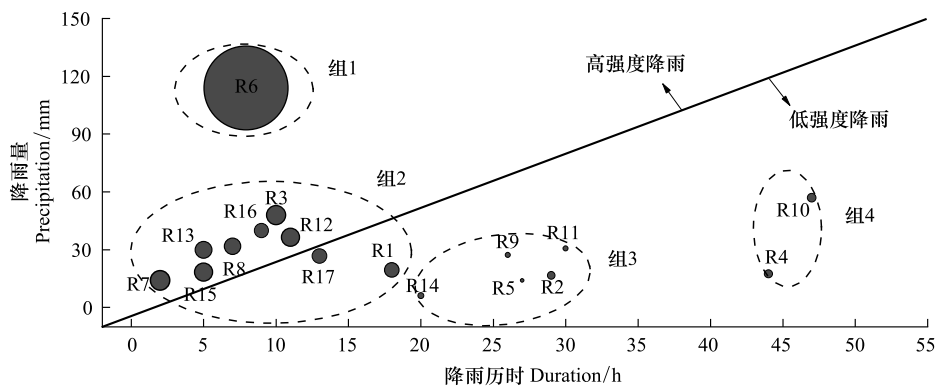


图 2 降雨类型分组

Fig.2 The group of rainfall types

R:降雨

2.1.2 坡沟系统土壤水分入渗量的分布特征

坡沟系统土壤水分入渗量分布如图 3,降雨量对坡面、沟坡土壤水分入渗量的影响程度相似。坡面不同类型次降雨入渗量基本蓄存在 0—60 cm 层次,其中约有 66.09% 的入渗量集中在 0—20 cm。沟坡土壤水分入渗量对次降雨事件的响应深度比坡面深约 5—10 cm,其中约有 65.87% 的入渗量处于 0—20 cm 层次。沟坡总入渗蓄存量较坡面高约 42.67%。

如表 2 所示,坡沟系统土壤水分入渗量对不同降雨类型的响应深度存在显著差异 ( $P<0.05$ )。土壤水分入渗量对短历时小雨强类型的响应深度最小,约为 40 cm;其次为短历时中雨强降雨类型,平均深度为 60 cm;极端降雨类型 R6 及长历时小雨强降雨类型 R10 入渗量能够达到 70—80 cm, 80 cm 以下层次土壤水分在降水—入渗过程中无明显变化。不同降雨类型的土壤水分入渗量亦具有显著差异 ( $P<0.01$ ),各雨型入渗量依次为:极端降雨类型(100.94 mm)>长历时小雨强降雨类型(26.52 mm)>短历时中雨强降雨类型(19.63 mm)>短历时小雨强类型(17.58 mm);沟坡入渗量高于坡面,沟坡不同降雨类型的入渗量分别较坡面高约 25.37%、47.07%、84.15%、14.09%。



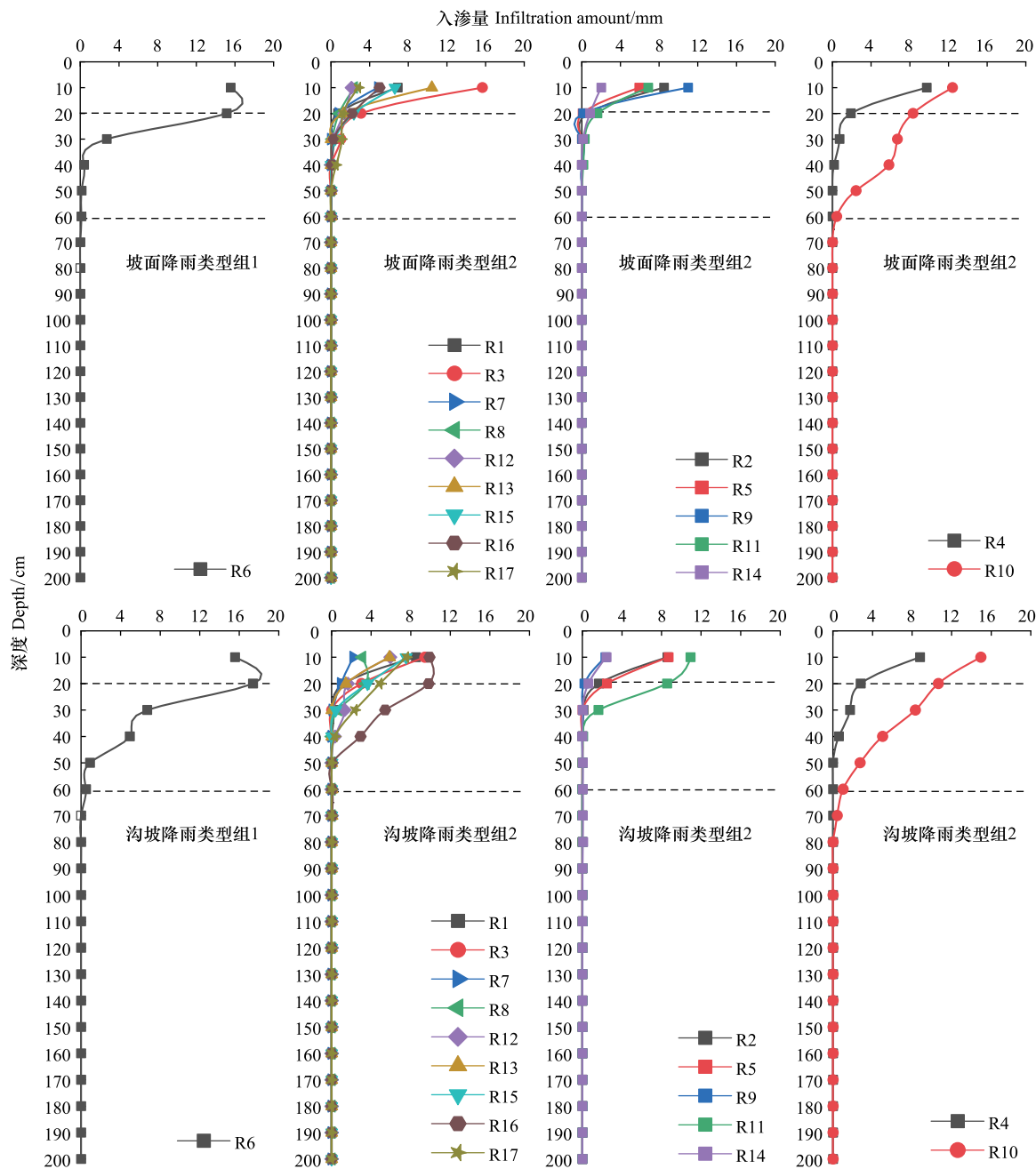


图3 不同降雨类型土壤水分入渗动态

Fig.3 Dynamics of infiltration processes under different rainfall types

坡沟系统土壤水分入渗量随深度增加而减小(图4)。坡面土壤水分入渗量在深度上服从指数函数递减趋势( $\text{Adj-}R^2 = 0.96$ )；沟坡土壤水分入渗量变化与坡面相似,但沟坡土壤水分入渗量较坡面平均高约9.75%，其中0—20 cm 沟坡入渗量比坡面高约21.83%。

## 2.2 降雨类型对土壤水分入渗湿润锋的影响

降雨类型不同,坡面和沟坡土壤水分湿润锋到达深度存在较大差异(图5)。极端暴雨类型(组1)坡面湿润锋深度为60 cm；沟坡湿润锋深度则较坡面深,为70 cm。短历时中雨强降雨(组2)坡面和沟坡湿润锋深度介于20—40 cm,其中坡面有8场降雨的湿润锋深度达到20 cm,仅有1场降雨的湿润锋达到40 cm；而沟坡有4场降雨的湿润锋深度达到40 cm。短历时小雨强降雨(组3)湿润锋深度最浅,坡面、沟坡湿润锋深度介于10—30 cm,

其中坡面约有 80% 场次降雨的湿润锋深度为 10 cm; 而沟坡 80% 场次降雨的湿润锋深度到达 20 cm 及以下层次。长历时小雨强降雨(组 4)湿润锋深度比之组 2 和组 3 更深,其深度约为 40—70 cm,坡面湿润锋深度浅于沟坡。可见,不同降雨类型下坡面湿润锋深度均小于沟坡,且极端暴雨类型(组 1)、长历时小雨强降雨(组 4)湿润锋深度较深,短历时中雨强降雨(组 2)湿润锋深度次之,短历时小雨强降雨(组 3)湿润锋深度最浅。

表 2 降雨类型对湿润锋深度的影响

Table 2 The influence of rainfall types on the depth of wetting front

位置 Position	降雨类型组 Group of rainfall type	场次 Number	$\bar{x} \pm s$	<i>F</i>	<i>p</i>
坡面 Uphill	组 1	1	70.00	12.39	<0.01
	组 2	9	22.22±8.33		
	组 3	5	18.00±10.95		
	组 4	2	45.00±7.07		
沟坡 Downhill	组 1	1	80.00	14.05	<0.01
	组 2	9	27.78±8.33		
	组 3	5	26.00±11.40		
	组 4	2	60.00±14.14		

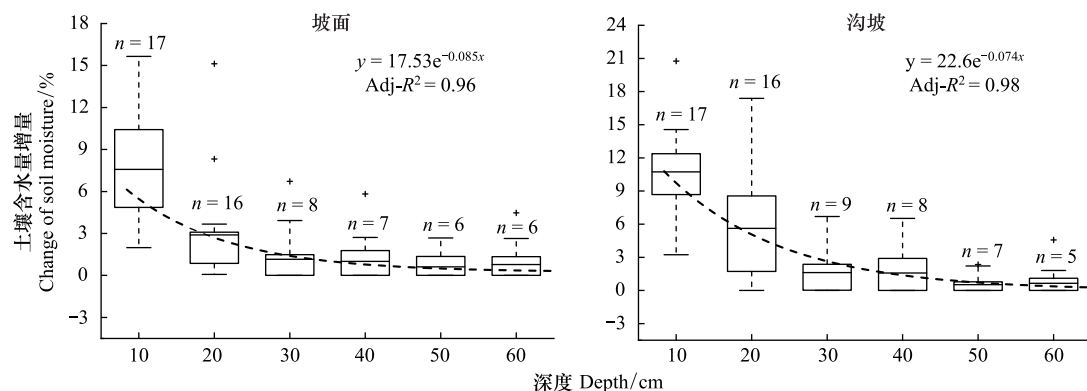


图 4 0—60 cm 土层土壤入渗量变化及趋势

Fig.4 Changes and trends of infiltration amount in 0—60 cm

### 2.3 坡沟系统土壤水分对不同降雨类型的响应差异

本章筛选了不同降雨类型下坡面和沟坡 8 次典型的降雨-入渗过程进行了分析,分别为极端降雨类型组(R6),短历时中强度降雨类型组(R12、R15、R17),短历时低强度降雨类型组(R9、R11)以及长历时小雨强降雨类型组(R4、R10)。

坡面、沟坡土壤水分对不同降雨类型的响应时间存在较大差异,具体表现为土壤水分对不同降雨类型的响应时间有明显滞后性(图 6,表 3)。表层 0—10 cm 土壤水分响应时间不随降雨类型发生改变。10—20 cm 层次坡面、沟坡响应时间则受降雨类型影响有较大差异,其中,极端降雨类型(组 1)受大雨量、大雨强影响,坡面、沟坡土壤水分入渗对降雨的响应同时发生(图 6);短历时中强度降雨类型(组 2)10—20 cm 土层较 0—10 cm 土层有 1—2 h 的滞后,且 10—20 cm 土层坡面较沟坡表现出更强的滞后性,约滞后 1 h(图 6);短历时低雨强降雨类型(组 3)响应规律与组 2 相似,但 10—20 cm 沟坡土壤水分响应时间晚于 0—10 cm 土层 1—3 h,坡面响应滞后 0—10 cm 土层约 4—7h(图 6);长历时小雨强降雨类型(组 4)相较其他降雨类型,土壤水分响应表现出更明显的滞后效应,10—20 cm 土层的响应时间更迟缓,约为降雨后 10.5—29.5 h(图 6)。

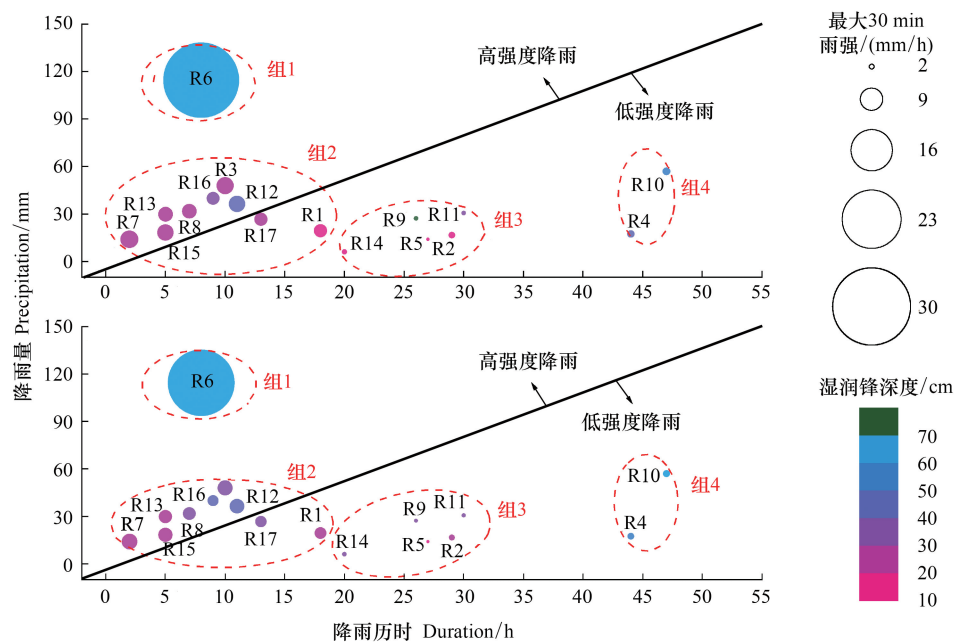


图 5 不同降雨类型下坡面、沟坡润湿锋深度差异坡面沟坡

Fig.5 The difference of wetting front in uphill and downhill under different rainfall types Uphill Downhill

表 3 各降雨事件入渗过程开始时间(以降雨开始为基准)/h

Table 3 Start time of rainfall-infiltration processes								
名称 Name	R4	R6	R9	R10	R11	R12	R15	R17
分组 Group	4	1	3	4	3	2	2	2
坡面 10cm 10cm of uphill	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	3.5	0.5	0.5
坡面 20cm 20cm of uphill	15.5	2.5	10.5	29.5	4.5	5.5	2.5	2.5
沟坡 10cm 10cm of downhill	3.5	0.5	0.5	2.5	0.5	0.5	0.5	0.5
沟坡 20cm 20cm of downhill	10.5	2.5	3.5	24.5	1.5	2.5	1.5	1.5

2.4 不同降雨类型下累积入渗量变化及模拟

从四种降雨类型中选取典型次降雨过程对降雨入渗过程的累积入渗量进行模拟,分别为:极端降雨类型(R6)、短历时中强度降雨类型(R3)、短历时低强度降雨类型(R14)以及长历时低强度降雨类型(R10)。

桥沟坡面积入渗量平均增速极端降雨 R6(3.1 mm/h)最大,短历时中强度降雨 R3(1.2 mm/h)次之,短历时低强度降雨 R14(0.13 mm/h)和长历时低强度降雨 R10(0.22 mm/h)较小(图 7)。

四种降雨类型下各入渗模型对累积入渗量的模拟如图 8,模型参数和模拟精度见表 4、表 5。四种入渗模型对不同降雨类型累积入渗量的模拟均具有较高精度,Adj- $R^2$  与 NSE 均在 0.88 以上(表 4)。其中,Horton 模型、Mezencev 模型对于极端降雨的模拟效果(NSE>0.98)优于其他模型;Horton 模型、Mezencev 模型、Kostiakov 模型以及 USDA-NRCS 模型均对短历时中强度降雨及短历时低强度降雨有较好的模拟精度(NSE>0.98);Mezencev 模型更适于模拟长历时低强度降雨(NSE =0.96)。此外,Kostiakov 模型参数  $\alpha$ 、Horton 模型参数  $f_0$ 、Mezencev 模型参数  $\alpha$  及 USDA-NRCS 模型参数  $a$  均呈现随雨强增大而增加的趋势;Kostiakov 模型参数  $\beta$ 、Horton 模型参数  $f_c$ 、Mezencev 模型参数  $\beta$  及 USDA-NRCS 模型参数  $b$  相对稳定(表 5)。



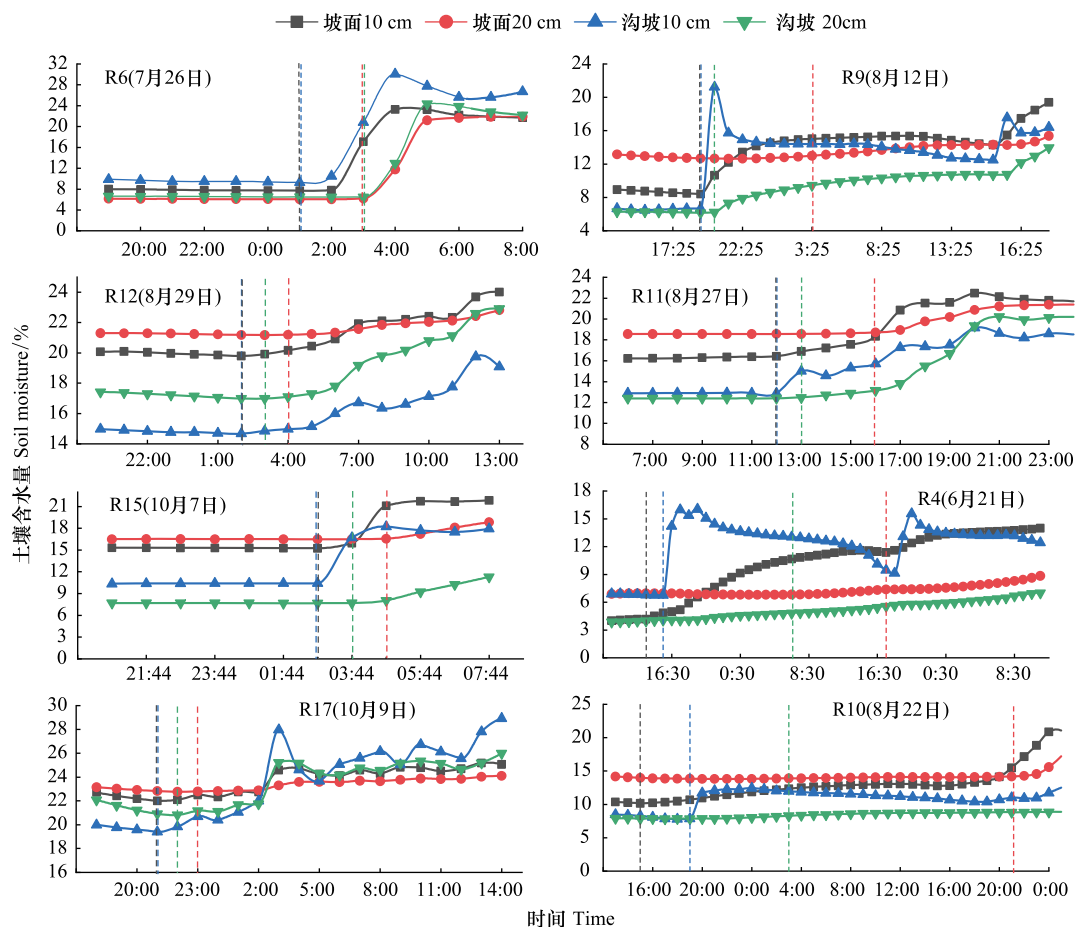


图6 降雨-入渗过程的土壤水分动态

Fig.6 The dynamics of soil moisture during rainfall-infiltration process

### 3 讨论

坡沟系统作为是黄土高原流域产水产沙的基本结构单元,地形地貌特征复杂,严重影响着坡面和沟坡的降雨-入渗过程,使得坡面和沟坡土壤剖面不同层次的蓄水能力和入渗特征存在显著差异<sup>[18-19]</sup>。研究表明,沟坡土壤水分入渗量高于坡面约 42.67%,且超过 65% 的入渗量处于 0—20 cm 层次。由于坡面监测点高程较大,因而接受较多的太阳辐射,导致地表蒸发量大;而沟坡则由于地势低洼且植被覆盖高,抑制了水分的蒸发,加大了坡沟系统的水分差异。高晓东等<sup>[9]</sup>、Li 等<sup>[20]</sup>对比坡面、沟道土壤水分的差异性,也证实沟坡土壤水分高于坡面。尽管坡沟系统土壤水分含量的差异性研究较多,但缺乏坡沟系统降雨-入渗过程的研究,使得坡沟系统产汇流机制认识还存在不足,难以揭示坡沟系统土壤水分之间的响应关系<sup>[21-23]</sup>。

降雨类型是影响坡沟系统入渗特征的重要因素,显著影响土壤水分的入渗深度。研究表明,在降雨过程中极端暴雨类型和长历时降雨类型湿润锋深度可深达 70—80 cm;短历时中雨强降雨湿润锋深度次之,约为 60 cm;短历时小雨强降雨湿润锋深度最浅,为 40 cm。可见,长历时、大雨量、高强度的降雨能够促进土壤水

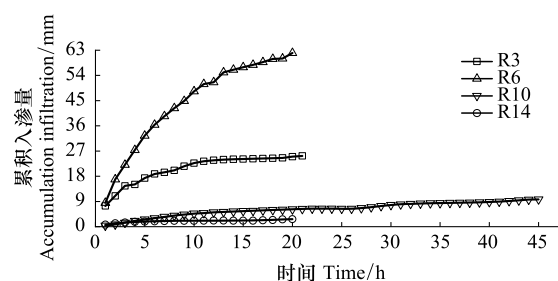


图7 四种降雨类型累积入渗量变化特征

Fig.7 Change of cumulative infiltration in different rainfall types

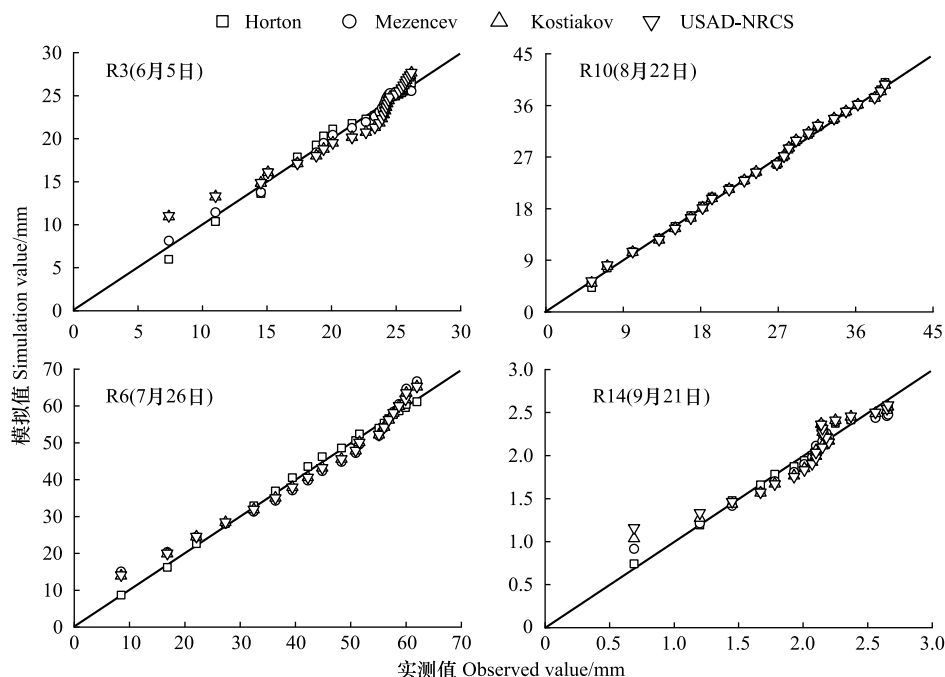


图 8 不同降雨类型下入渗模型模拟累积入渗量与观测值对比

Fig.8 The difference between the simulation value and the observed value of the infiltration model under different rainfall types

分向深层土壤渗透<sup>[24]</sup>。大降雨量为土壤入渗提供充足的水分致使入渗深度增大,降雨量与土壤水分入渗深度存在显著正相关关系<sup>[25]</sup>,当降雨量小于 10 mm 时,入渗深度约为 10 cm 左右;而降雨量为 50 mm 时,入渗深度可达 100 cm<sup>[26]</sup>。较大的雨强则加剧了近地表水流的运动,增强土壤入渗性能,进一步促进湿润锋向深层土壤运动;长降雨历时使得入渗过程延长,入渗深度也随之增大。入渗湿润锋随降雨历时延长而逐渐增加;降雨强度由 10 mm/h 增至 30 mm/h 时,湿润锋运移深度有 3.27 倍的增加<sup>[27]</sup>。黄土高原降雨多以小雨量中到大雨强降雨为主,这种降雨类型极大影响了坡沟系统较深层次土壤水分分布,决定了植被恢复的程度<sup>[28-29]</sup>。

表 4 不同降雨类型下入渗模型精度评价

Table 4 Accuracy evaluation of infiltration model under different rainfall types

入渗模型 Infiltration model	Horton		Mezentsev		Kostikov		USDA-NRCS	
评价指标 Evaluation indicator	Adj- $R^2$	NSE	Adj- $R^2$	NSE	Adj- $R^2$	NSE	Adj- $R^2$	NSE
R3	0.98	0.98	0.99	0.99	0.93	0.93	0.92	0.93
R6	0.99	0.99	0.96	0.98	0.97	0.98	0.97	0.98
R10	0.99	0.99	0.99	0.99	0.97	0.99	0.97	0.99
R14	0.97	0.92	0.92	0.96	0.90	0.91	0.88	0.90

表 5 不同降雨类型下入渗模型参数

Table 5 Parameters of infiltration model under different rainfall types

入渗模型 Infiltration model	Horton			Mezentsev			Kostikov		USDA-NRCS	
模型参数 Model parameter	$f_0$	$f_c$	$k$	$K$	$\alpha$	$\beta$	$\alpha$	$\beta$	$a$	$b$
R3	6.93	0.18	0.32	1.47	9.60	0.58	10.94	0.28	10.34	-0.29
R6	9.41	0.35	0.16	1.23	13.83	0.37	13.92	0.52	13.42	-0.52
R10	4.78	0.28	0.33	1.12	5.02	0.64	5.07	0.66	4.65	-0.68
R14	0.53	0.24	0.54	1.07	0.99	0.45	1.04	0.30	0.46	-0.47

除了湿润锋深度差异外,坡沟系统土壤水分入渗特征的差异还体现在降雨-入渗响应时间上。研究表明,各降雨类型土壤水分含量对降雨的响应整体表现为沟坡快于坡面。这与坡沟系统的地貌结构特征有关,沟坡不仅得到降雨的输入,而且承接了来自坡面和沟道上方来水,促进沟坡水分的汇集,表现出沟坡响应快于坡面<sup>[22, 30]</sup>。降雨类型影响着降雨-入渗响应时间的差异,极端降雨类型坡面、沟坡土壤水分入渗的响应时间基本一致,但短历时中强度降雨类型 10—20 cm 坡面土壤水分入渗的响应时间滞后 1—2 h,长历时小雨强降雨类型滞后可达约 10.5—29.5 h。Jin 等<sup>[31]</sup>认为降雨量和降雨强度是引发土壤水分响应快慢最重要的降雨指标,降雨量大且降雨强度高的暴雨能够更快引起土壤水分的响应<sup>[32]</sup>。

降雨入渗过程模拟可以评价坡沟系统中不同降雨类型对土壤入渗过程的影响<sup>[33]</sup>,对于深入认识植被恢复驱动下降雨-入渗过程具有重要的科学意义。研究表明,Kostiakov 模型参数  $\alpha$ 、Horton 模型参数  $f_0$ 、Mezencev 模型参数  $\alpha$  及 USDA-NRCS 模型参数  $a$  均表现为随雨强增加而增加的趋势,这些参数对降雨性质的变化敏感,通过改变地表供水强度影响入渗过程<sup>[34]</sup>。而 Kostiakov 模型参数  $\beta$ 、Horton 模型参数  $f_c$ 、Mezencev 模型参数  $\beta$  及 USDA-NRCS 模型参数  $b$ ,则相对稳定,不随降雨强度而变化,这类参数与土壤入渗环境特征相关<sup>[35]</sup>。本研究采用的四种模型均为经验模型,适用性优于数值模拟<sup>[36]</sup>,但不能反映真实的物理过程<sup>[37]</sup>。

#### 4 结论

本文对不同降雨类型下坡沟系统降雨-入渗过程的水文特征进行了分析,探究不同降雨类型下坡沟系统土壤水分入渗的差异,以及湿润锋运移规律和土壤蓄水量变化对降雨过程的响应,揭示了不同降雨类型下坡沟系统降雨-入渗特征。主要结论如下:

(1) 黄土丘陵沟壑区 0—60 cm 是坡沟系统降雨-入渗过程响应的关键层次,超过 80% 的入渗量蓄存在土层 0—60 cm。极端暴雨类型、长历时小雨强降雨湿润锋深度可达 70—80 cm;短历时中雨强降雨湿润锋深度次之,约为 60 cm;短历时小雨强降雨湿润锋深度最浅,为 40 cm。

(2) 坡沟系统中,沟坡土壤水分总入渗量比坡面高约 42.67%,沟坡湿润锋深度平均较坡面深约 5—10 cm。

(3) 土壤水分入渗对降雨的响应时间整体表现为沟坡快于坡面。极端降雨类型坡面、沟坡对应层次响应基本一致;短历时中强度降雨类型 10—20 cm 土层坡面土壤水分入渗则滞后 1—2 h 响应,短历时小雨强类型滞后性更强;长历时小雨强降雨类型滞后约 10.5—29.5 h。

(4) Horton 模型、Mezencev 模型对于极端降雨的模拟效果 ( $NSE > 0.98$ ) 优于其他模型;Horton 模型、Mezencev 模型、Kostiakov 模型以及 USDA-NRCS 模型均对短历时中强度降雨及短历时低强度降雨有较好的模拟精度 ( $NSE > 0.98$ );仅有 Mezencev 模型擅长模拟长历时低强度降雨 ( $NSE = 0.96$ )。

#### 参考文献 (References):

- [1] Sun W Y, Song X Y, Mu X M, Gao P, Wang F, Zhao G J. Spatiotemporal vegetation cover variations associated with climate change and ecological restoration in the Loess Plateau. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2015, 209-210: 87-99.
- [2] Hou G R, Bi H X, Wei X, Kong L X, Wang N, Zhou Q Z. Response of Soil Moisture to Single-Rainfall Events under Three Vegetation Types in the Gully Region of the Loess Plateau. *Sustainability*, 2018, 10(10): 1-17.
- [3] Zhang Q Y, Jia X X, Zhao C L, Shao M A. Revegetation with artificial plants improves topsoil hydrological properties but intensifies deep-soil drying in northern Loess Plateau, China. *Journal of Arid Land*, 2018, 10(3): 335-346.
- [4] 顾朝军. 黄土区土壤水文物理特性及流域产汇流机制变化对植被恢复的响应[D]. 杨凌: 西北农林科技大学, 2019.
- [5] Assouline S. Infiltration into soils: conceptual approaches and solutions. *Water Resources Research*, 2013, 49(4): 1755-1772.
- [6] Morbidelli R, Corradini C, Saltalippi C, Flammini A, Dari J, Govindaraju R S. Rainfall infiltration modeling: a review. *Water*, 2018, 10(12): 1873.
- [7] 甘森, 贾玉华, 李同川, 毛娜, 赵明阳. 黄土区坡沟系统容重、饱和导水率和土壤含水量变化分析. *干旱区研究*, 2018, 35(2): 315-324.
- [8] 程圣东. 黄土区植被格局对坡沟—流域侵蚀产沙的影响研究[D]. 西安: 西安理工大学, 2016.

- [9] 高晓东, 吴普特, 张宝庆, 黄俊, 赵西宁. 黄土丘陵区小流域土壤有效水空间变异及其季节性特征. 土壤学报, 2015, 52(1): 57-67.
- [10] 王云强, 邵明安, 胡伟, Lin H, 黄辉. 黄土高原关键带土壤水分空间分异特征. 地球与环境, 2016, 44(4): 391-397.
- [11] 赵明阳. 陕北黄土区坡沟系统土壤水时空分布特征研究[D]. 沈阳: 沈阳农业大学, 2019.
- [12] 肖培青, 郑粉莉, 姚文艺. 坡沟系统侵蚀产沙及其耦合关系研究. 泥沙研究, 2007, (2): 30-35.
- [13] 王文龙, 莫翼翔, 雷阿林, 李占斌, 唐克丽. 坡面侵蚀水沙流时间变化特征的模拟实验. 山地学报, 2003, 21(5): 610-614.
- [14] 王玲玲. 黄土丘陵沟壑区不同空间尺度地貌单元水沙耦合机制[D]. 杨凌: 西北农林科技大学, 2017.
- [15] 黎明扬, 刘廷玺, 罗艳云, 段利民, 张俊怡, 周亚军. 半干旱草原型流域土壤入渗过程及转换函数研究. 水利学报, 2019, 50(8): 936-946.
- [16] 阿茹·苏里坦, 常顺利, 张毓涛. 天山林区不同群落土壤水分入渗特性的对比分析与模拟. 生态学报, 2019, 39(24): 9111-9118.
- [17] 韩勇. 侵蚀性降雨雨型对黄土区浅沟坡面侵蚀特征的影响[D]. 杨凌: 中国科学院研究生院(教育部水土保持与生态环境研究中心), 2016.
- [18] Bayabil H K, Dile Y T, Tebebu T Y, Engda T A, Steenhuis T S. Evaluating infiltration models and pedotransfer functions: implications for hydrologic modeling. Geoderma, 2019, 338: 159-169.
- [19] 李占斌, 朱冰冰, 李鹏. 土壤侵蚀与水土保持研究进展. 土壤学报, 2008, 45(5): 802-809.
- [20] Li T C, Shao M A, Jia Y H, Jia X X, Huang L M. Profile distribution of soil moisture in the gully on the northern Loess Plateau, China. CATENA, 2018, 171: 460-468.
- [21] 魏霞, 李占斌, 李勋贵. 黄土高原坡沟系统土壤侵蚀研究进展. 中国水土保持科学, 2012, 10(1): 108-113.
- [22] 张意奉, 焦菊英, 陈一先, 唐柄哲. 陕北安塞坊塌小流域的沟道形态及其泥沙连通性. 水土保持研究, 2019, 26(3): 11-15.
- [23] Melliger J J, Niemann J D. Effects of gullies on space-time patterns of soil moisture in a semiarid grassland. Journal of Hydrology, 2010, 389(3/4): 289-300.
- [24] Wang F J, Wang J M. Effects of rainfall intensity and compaction on water transport from opencast coal mine soils: an experimental study. Hydrological Processes, 2020, 34(2): 258-269.
- [25] 李新乐, 吴波, 张建平, 辛智鸣, 董雪, 段瑞兵. 白刺沙包浅层土壤水分动态及其对不同降雨量的响应. 生态学报, 2019, 39(15): 5701-5708.
- [26] 刘小璐, 鲁克新, 李鹏, 徐国策, 程圣东, 白璐璐, 魏芳. 不同降雨条件下坡面土壤水分入渗过程研究与模拟. 干旱区资源与环境, 2018, 32(11): 114-118.
- [27] 李毅, 邵明安. 雨强对黄土坡面土壤水分入渗及再分布的影响. 应用生态学报, 2006, 17(12): 2271-2276.
- [28] Hu J, Lü D, Sun F X, Lü Y H, Chen Y J, Zhou Q P. Soil hydrothermal characteristics among three typical vegetation types: an eco-hydrological analysis in the Qilian mountains, China. Water, 2019, 11(6): 1277.
- [29] Wang X H, Wang B T, Xu X Y, Liu T, Duan Y J, Zhao Y. Spatial and temporal variations in surface soil moisture and vegetation cover in the Loess Plateau from 2000 to 2015. Ecological Indicators, 2018, 95: 320-330.
- [30] 甘森. 坡沟系统土壤持水特性分异机制[D]. 沈阳: 沈阳农业大学, 2019.
- [31] Jin Z, Guo L, Lin H, Wang Y Q, Yu Y L, Chu G C, Zhang J. Soil moisture response to rainfall on the Chinese Loess Plateau after a long-term vegetation rehabilitation. Hydrological Processes, 2018, 32(12): 1738-1754.
- [32] Wang S, Fu B J, Gao G Y, Liu Y, Zhou J. Responses of soil moisture in different land cover types to rainfall events in a re-vegetation catchment area of the Loess Plateau, China. CATENA, 2013, 101: 122-128.
- [33] 刘昌明, 李道峰, 田英, 郝芳华, 杨桂莲. 基于 DEM 的分布式水文模型在大尺度流域应用研究. 地理科学进展, 2003, 22(5): 437-445.
- [34] Hou J M, Zhang Y W, Tong Y, Guo K H, Qi W C, Hinkelmann R. Experimental study for effects of terrain features and rainfall intensity on infiltration rate of modelled permeable pavement. Journal of Environmental Management, 2019, 243: 177-186.
- [35] Vand A S, Sihag P, Singh B, Zand M. Comparative evaluation of infiltration models. KSCE Journal of Civil Engineering, 2018, 22(10): 4173-4184.
- [36] Wang T T, Stewart C E, Ma J B, Zheng J Y, Zhang X C. Applicability of five models to simulate water infiltration into soil with added biochar. Journal of Arid Land, 2017, 9(5): 701-711.
- [37] Zakwan M. Comparative analysis of the novel infiltration model with other infiltration models. Water and Environment Journal, 2019, 33(4): 620-632.