

林珂, 崔俊芳, 李若萱, 等. 西南干热河谷土壤水分对降雨入渗的响应机制[J]. 南水北调与水利科技(中英文), 2024, 22(4): 736-746.
LIN K, CUI J F, LI R X, et al. Mechanisms of soil moisture response to rainfall infiltration in dry-hot valley of southwest China[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2024, 22(4): 736-746. (in Chinese)

西南干热河谷土壤水分对降雨入渗的响应机制

林珂¹, 崔俊芳², 李若萱¹, 张亚玲¹, 廖敏希¹, 郭立¹, 聂锐华¹

(1. 四川大学水利水电学院, 成都 610065; 2. 中国科学院水利部成都山地灾害与环境研究所, 成都 610299)

摘要:以四川凉山州西昌喜德县热水河流域为研究区, 在林地和草地样点 5 个土壤深度(10、20、50、75 和 100 cm) 安装土壤水分传感器, 连续采集 10 个月 30 min 分辨率土壤水分动态变化数据, 解析土壤水分对降雨入渗的响应规律。研究表明: 土壤水分对降雨入渗的响应特征在不同植被覆盖、降雨属性以及初始土壤水分条件下存在显著差异($P < 0.05$)。林地土壤水分响应降雨的雨量阈值为 1.88 mm, 而草地为 9.15 mm。林地降雨入渗过程受降雨属性影响较小, 下渗深度更深(浸润深度达到 100 cm 的事件超过 76.08%, 比草地多 8.23%), 表明增加林地植被覆盖能够更有效地促进深层土壤水分的补给和储存, 进而减少水土流失。此外, 雨量大、雨强高的降雨事件促进降雨下渗和深层土壤水分补给(草地小降雨和大降雨事件导致平均相对最大土壤水分增率分别为 2.68% 和 71.16%)。初始土壤水分较高条件下, 土壤水分对降雨输入的响应更快, 但下渗深度相对较浅。上述结果反映了下垫面条件、降雨特征和初始土壤水分条件对降雨入渗过程的耦合调控机制, 加深了对干热河谷土壤水分动态变化及降雨入渗机制的理解, 反映出西南干热河谷水土保持治理中需要充分考虑当地降雨特征和初始土壤水分条件, 且提高植被覆盖度可能是一种有效措施。

关键词: 干热河谷; 土壤水分; 降雨入渗; 坡面水文; 植被类型

中图分类号: S152.7 **文献标志码:** A **DOI:** 10.13476/j.cnki.nsbdkq.2024.0075

土壤水分是土壤-植物-大气连续体的关键环节, 对生态系统的组成和功能具有决定性作用^[1-2]。降雨入渗是土壤水分的重要补给来源, 不同的气候、地形、下垫面条件等均会影响降雨入渗^[3-4], 改变土壤水分的时空分布格局, 进而对植被生长发育和生态功能产生影响^[5-6]。西南干热河谷植被覆盖度低, 干燥炎热, 蒸发量大, 水土流失与生境退化情况严重^[7], 是我国泥石流、滑坡等地质灾害高风险区。西南干热河谷基于入渗形成的土壤水分变化迅速^[8-9], 降雨入渗特征和控制因素复杂, 使得土壤水分成为制约当地农业发展的重要因素^[10]。因此, 研究干热河谷土壤水分动态变化, 并深入了解坡面土壤水文过程, 能为更广泛的生态水文过程研究提供有力的支撑, 对干热河谷发展农业、治理自然灾害和区域生态环境有着重要的理论意义。

目前已有关于干热河谷土壤水分动态变化的研

究, 揭示了干热河谷土壤理化性质(如孔隙度、田间持水量)^[10]和植被类型(如根系分布深度)^[11-12]等因素导致土壤渗水与持水能力的差异, 从而影响土壤水分的分布, 以及干湿季雨量差异导致土壤水分分布的季节性规律^[9], 即湿季土壤水分随降雨动态变化而干季土壤水分更稳定。例如: 杨溟舟等^[13]通过监测云南元谋干热河谷不同土地利用类型土壤水分, 揭示了干热河谷旱雨季不同植被覆盖下土壤水分分布差异; 石春茂等^[9]通过高频监测花江干热河谷土壤水分, 阐明了降雨类型对坡位土壤水分的影响, 指出干热河谷微气候是影响土壤水分的重要因素; Rong 等^[14]揭示了干热河谷土壤水分强烈的时间变化及其相对于降雨变化的滞后性。然而目前相关研究大多集中在土壤水分长期动态变化及其影响因素方面, 对于干热河谷降雨入渗过程中土壤水分动态变化的认识十分有限。特别是, 干热河谷

收稿日期: 2023-11-02 修回日期: 2024-04-12 网络出版时间: 2024-07-14

网络出版地址: <https://link.cnki.net/urlid/13.1430.TV.20240711.0850.004>

基金项目: 四川省科技计划资助项目(2023NSFSC1989); 四川省科技计划项目/对口科技援助(川青)柴达木盆地干旱区太阳能光伏节水灌溉关键技术研究与示范项目(2022YFQ0066); 中国科学院战略性先导科技专项(A类)项目(XDA23090202)

作者简介: 林珂(2001—), 女, 四川宜宾人, 主要从事生态水文研究。E-mail: linke9919@stu.scu.edu.cn

通信作者: 郭立(1985—), 男, 四川成都人, 教授, 博士, 主要从事关键带水文土壤研究。E-mail: liguo01@scu.edu.cn

土壤水分分布具有高度动态性,对于干热河谷土壤水分高时空动态变化过程及其控制因素尚未明确。因此,揭示干热河谷土壤水分动态变化特征,解析不同植被覆盖下干热河谷土壤水分对降雨的响应机制是亟待解决的问题,这对治理区域生态环境和制定防灾减灾措施至关重要。

本文基于凉山州喜德县热水河支流林地和草地高频原位土壤水分监测数据,提出降雨类型划分的新方法,同时分析降雨入渗过程中土壤水分的短时动态变化特征及其控制因素,旨在揭示不同植被覆盖条件下土壤水分响应特征和再分配过程,以及不同环境控制因素在土壤水分动态变化中的作用,为更广泛的生态水文研究提供有力的支撑。

1 研究区域

研究区位于四川省凉山州喜德县热水河支流(102°9'E~102°23'E, 28°3'N~28°13'N),海拔约2 800 m,属亚热带季风气候,冬暖干夏湿凉。年平均气温为14℃,多年平均降雨量为1 034.2 mm,年内降雨集中在5—10月,约占全年降水的90%,干湿季分明,属金沙江段典型干热河谷^[8]。区域内水土流失严重,自然灾害频发,严重威胁当地经济发展和生态环境。土壤类型属于棕壤,主要土地利用类型为林地和草地。草地监测区上覆天然生长的草丛,林地监测区覆盖有高度为2~6 m的乔木。研究区土壤密度为1.108~1.547 g/cm³,随土壤深度增加而增加,土体内砾石含量丰富(51.7%以上)。林地土壤密度略低于草地(平均密度分别为1.262与1.352 g/cm³),垂直方向上具有不均匀性,变异系数分别为0.135 4和0.134 8,平均饱和持水量分别为42.56%和37.30%。

2 数据来源与研究方法

2.1 数据来源

草地和林地分别设置自动雨量站,采用翻斗式雨量计(分辨率:0.2 mm, SS-JD-02)分别进行大气降雨和林内穿透雨的监测,采用HOBO UA-003-64数据记录仪(精度:1 min/月)进行数据采集,采集频次为15 min。与自动雨量站的安装同步,分别在草地和林地选取典型监测点位,安装土壤水分自动监测系统。该监测系统采用SS-TRS402传感器(精度:0.1%),探头安装深度分别为10、20、50、75和100 cm,监测频率为30 min。

2.2 土壤水分响应的分析指标

2.2.1 降雨事件及划分方法

采用2020年1月—2020年10月的实测土壤水分数据分析土壤水分对降雨入渗的响应。通过计算累积降雨距平并寻找累计降雨距平曲线波谷^[15],将2020年1月7日—2020年5月24日划分为干季,2020年5月25日—2020年10月23日划分为湿季。同时采用双阈值法^[16]对降雨事件进行划分,确定最小无雨周期(T_p , h)和最小降雨量(T_a , mm/30 min),并将降雨事件定义为将所有小于 T_a 的降雨记录删除后30 min降雨量超过 T_a 且无降雨记录时长超过 T_p 的降雨时间序列。

为精确分析降雨特征对土壤水分的影响,采用因子分析法提取出降雨历时(h)、总降雨量(mm)、峰前降雨历时(h)、峰前降雨量(mm)、峰值雨强(mm/h)、平均雨强(mm/h)、峰型系数(峰前雨量/峰值雨量)和雨峰位置系数(峰前降雨历时/总降雨历时)的主成分,之后基于K-means聚类分析划分降雨事件,进而分析不同类型降雨事件的土壤水分动态。

2.2.2 土壤水分响应标准与响应特征分析指标

为分析土壤水分响应特征,采用Jin等^[4]提出的方法,定义土壤水分响应事件与无响应事件。根据传感器精度和传感器受土壤水分变化以外的因素影响的敏感程度,定义30 min内10和20 cm土壤水分首次增加超过0.8%体积分数或者50、75和100 cm土壤水分首次增加超过0.4%的时刻为土壤水分响应的开始时刻^[17]。当任一深度的土壤水分发生响应,则定义此次降雨事件为响应事件,反之为无响应事件。

同时采用降雨入渗浸润深度、土壤水分响应滞后时间、响应所需累积降雨、相对最大土壤水分与相对最大储水量增率表征土壤水分的响应特征。其中:降雨事件发生后传感器探测到的土壤水分响应的最深深度定义为某次降雨事件的浸润深度;从降雨开始时刻到土壤水分开始响应时刻的历时定义为某次事件的滞后时间;滞后时间内累积的大气降雨量(穿透雨量)定义为某次降雨事件导致土壤水分产生响应所需的累积降雨;一次降雨事件内土壤水分(储水量)的最大值与初始值之差和初始值的比值定义为相对最大土壤水分(储水量)增率,用百分比表示。土壤划分为4层并按式(1)计算土壤储

水量。

$$Q = \sum dh\theta \quad (1)$$

式中: d 为土壤密度, g/cm^3 ; h 为土层厚度, cm ; θ 为土壤含水体积分数, %。

2.3 统计分析

结合 K-means 聚类分析^[18] 与因子分析划分降雨事件类别, 采用 Mann Whitney U 检验 [公式(2)] 与 Kruskal-Wallis 检验 [公式(3)] 判别土壤水分响应特征的差异性, 采用变异系数 C_v 表征土壤水分时空变异程度。

$$U_1 = n_1n_2 + \frac{n_1(n_1 + 1)}{2} - R_1, U_2 = n_1n_2 + \frac{n_2(n_2 + 1)}{2} - R_2 \quad (2)$$

式中: U_1 和 U_2 分别代表第 1 组和第 2 组样本的 U 值; n_1 和 n_2 分别代表第 1 组和第 2 组的样本量; R_1 和 R_2 分别代表第 1 组和第 2 组样本的秩和。

$$H = \frac{12}{N(N+1)} \sum_{i=1}^m \frac{R_i^2}{n_i} - 3(N+1) \quad (3)$$

式中: H 代表检验统计量; N 代表的总样本数; m 代表组数; n_i 代表第 i 组的样本量; R_i 代表第 i 组样本的秩和。

3 研究结果

3.1 土壤水分时空分布

草地和林地土壤水分时空分布见图 1。结果显示, 不同植被条件下干湿季的土壤水分变化规律一致。在干季, 草地和林地土壤水分低且稳定, 均值分别为 9.87% 与 10.71%, 变异系数分别为 0.007 5 与 0.019 5。5 月下旬进入湿季, 土壤水分开始随降雨急剧变化, 并在 7 月下旬达到峰值, 湿季草地与林地土壤水分均值分别为 12.69% 与 16.05%, 变异系数分别为 0.084 4 与 0.183 4。

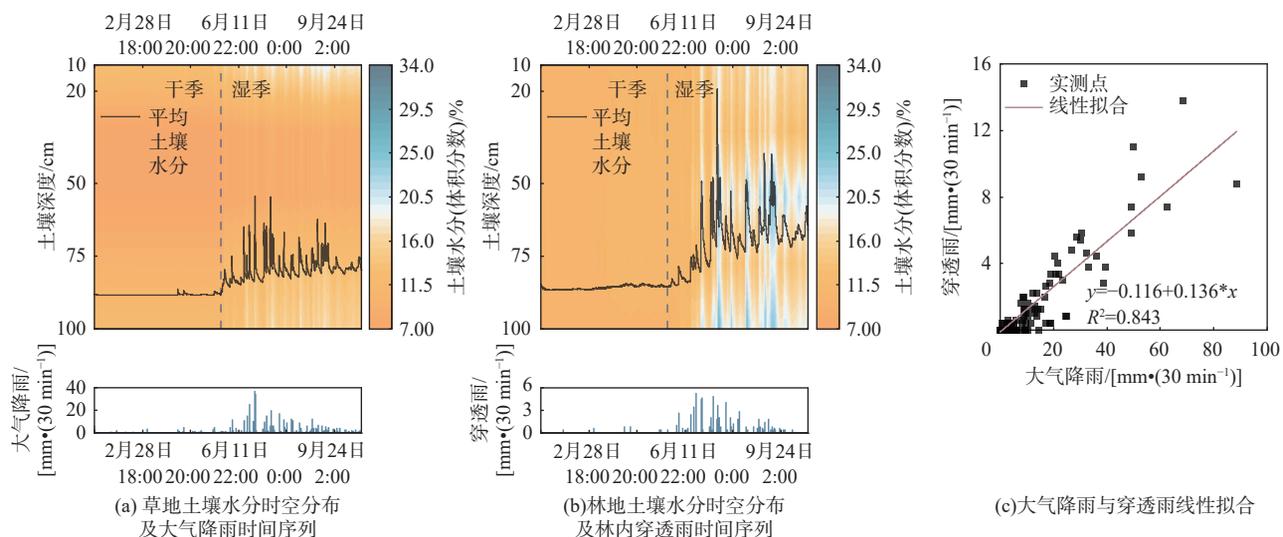


图 1 土壤水分时空分布与降雨时间序列

Fig. 1 Temporal and spatial distribution of soil moisture with rainfall time series

从植被覆盖情况看, 草地土壤水分变异性及平均土壤水分低于林地。干季和湿季土壤水分变异性分别低 0.012 和 0.099, 超过林地变异性的 50%; 平均土壤水分分别低 0.84% 和 3.36%。从剖面上看, 随着土壤深度增加, 草地土壤水分在干湿季均呈先减少后增加的趋势, 均值表现为 $10\text{ cm} > 100\text{ cm} > 75\text{ cm} > 20\text{ cm} > 50\text{ cm}$ 。林地在干湿季各层土壤水分分布具有不同的规律, 干季各层土壤水分接近, 而湿季差异较大, 均值为 $100\text{ cm} > 50\text{ cm} > 10\text{ cm} > 75\text{ cm} > 20\text{ cm}$ 。草地和林地各层土壤水分均呈干季稳定、湿季波动的分布格局, 但波动程度存在

差异。其中, 草地最浅层和最深层土壤水分波动更大, 而林地最深和中间层土壤水分波动程度更大, 这可能与土壤颗粒和林地植被根系的分布有关。

3.2 降雨事件划分

研究期内监测到的总大气降雨量为 1 466.4 mm, 总渗透雨量为 165.8 mm。大气降雨量最大的事件发生在 7 月 15 日—7 月 20 日, 降雨量为 205.6 mm; 渗透雨降雨量最大的事件发生在 7 月 15 日—7 月 18 日, 降雨量为 19.8 mm。对大气降雨与渗透雨日数据进行线性拟合, 发现两者呈线性相关关系 [图 1(c)], R^2 为 0.843, 纵截距为 -0.116, 表明由于植被等产生

的滞留雨量平均为 0.116 mm/d。

根据雨量计的精度和降雨特征,令 $T_a = 0.4$ mm、 $T_p = 18$ h,得到 73 个大气降雨事件和 46 个穿透雨事件。分别采用因子分析法提取出大气降雨事件和穿透雨事件降雨属性的两类主成分因子(图 2),可

得到 4 类降雨: a(强度小、持续时间短)、b(强度大、持续时间短)、c(强度较大、持续时间长)和 d(强度小、持续时间长)。划分结果显示,研究期大气降雨事件为 a 类 55 个、b 类 12 个、c 类 2 个、d 类 4 个,穿透雨事件为 a 类 29 个、b 类 11 个、c 类 2 个、d 类 4 个。

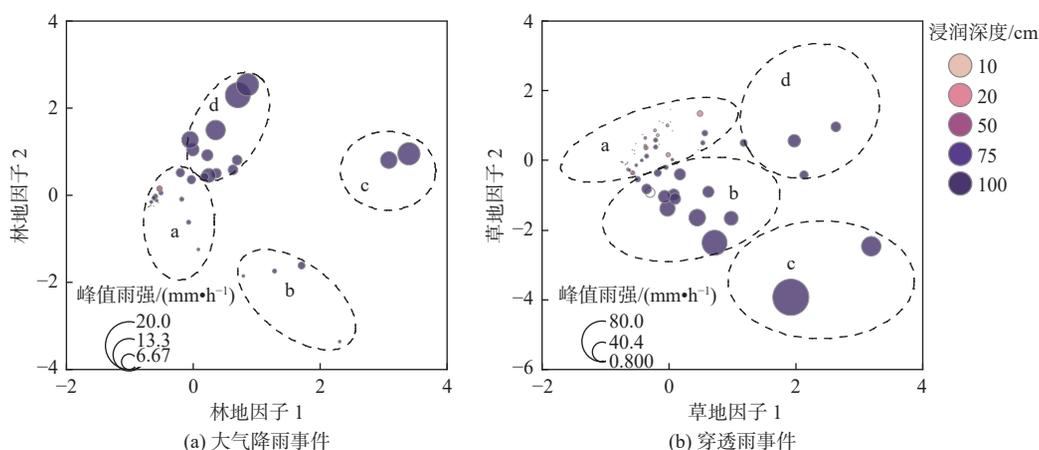


图 2 降雨事件的分类

Fig. 2 The classification of rainfall events and throughfall events

根据土壤水分响应的定义,进一步划分大气降雨事件与穿透雨事件为响应事件和无响应事件(图 3)。结果显示,林地土壤水分对所有降雨事件都响应,草地土壤水分对 76.7% 的降雨事件响应,其中不能引起土壤水分响应的事件均为 a 类(16 个)和 b 类(1 个)降雨。同时分析降雨响应事件,发现存在降雨属性相接近的两个事件,其中一个土壤水分发生响应,而另一个未响应。因此对比其初始土壤水分[图 3(a)],结果显示,响应事件与无响应事件初始土壤水分存在显著性差异($P = 0.023 < 0.05$),响应事件对应的初始土壤水分更高,说明初始土壤水分越高,越容易发生土壤水分响应。

此外,为探究降雨属性对土壤水分响应的影响,将响应事件与无响应事件的降雨属性进行了对比(图 3)。响应事件、无响应事件和除平均雨强($P = 0.240 > 0.05$)外的其他降雨属性均存在显著差异($P < 0.001$)。总体来看,响应事件对应的降雨属性值更大,即降雨量更大、峰值雨强更大且峰值出现越早的降雨更容易引起土壤水分响应。然而存在极少小降雨事件(a 类)引起土壤水分响应的情况,说明土壤水分响应可能受非降雨因素控制。

3.3 降雨入渗特征

3.3.1 降雨入渗浸润深度

降雨入渗浸润深度见图 2,结果显示,降雨量越大、峰值雨强越大、峰值出现越早的降雨对土壤水

分补给更充沛、迅速,导致了更深层入渗。无论草地和林地, a 类降雨引起浸润深度在 100 cm 的事件超过 50%, b 类、c 类和 d 类降雨引起的浸润深度均在 100 cm。此外,林地在根系作用下导致浸润深度更深,草地浸润深度为 100 cm 的响应事件超过 67.85%,林地浸润深度为 100 cm 的响应事件超过 76.08%。

3.3.2 响应滞后时间与所需累积降雨量

不同降雨类型下林地和草地表层土壤水分响应滞后时间和响应所需累积降雨量见图 4。无论林地和草地,表层滞后时间在峰值雨强较小的降雨事件(a 类和 d 类)中具有较强的异质性,峰值雨强较大的降雨事件(b 类和 c 类)中滞后时间分布更集中[图 4(a)]。不同降雨类型下草地表层响应滞后时间具有显著差异,而林地无显著差异[图 4(a)]。从均值上看,草地和林地 a 类和 d 类降雨事件的表层滞后时间更长(草地 a 类: 5.91 h、d 类: 5.88 h,林地 a 类: 2.62 h、d 类: 7.00 h),在 b 类和 c 类更短(草地 b 类: 1.35 h、c 类: 0.75 h,林地 b 类: 0.91 h、c 类: 1.00 h)。此外,无论草地还是林地, b 类和 c 类降雨事件下表层响应所需累积降雨更多(林地 b 类: 4.24 mm、c 类: 2.20 mm,草地 b 类: 16.80 mm、c 类: 22.90 mm),在 a 类和 d 类更少(林地 a 类: 0.99 mm、d 类: 0.85 mm,草地 a 类: 6.28 mm、d 类: 6.20 mm)[图 4(b)]。总之,降雨属性调控土壤水分响应的

启动,强降雨能够迅速渗透土壤,导致土壤水分的迅速增加,降雨强度越大,表层土壤水分响应的滞后

时间越短、所需降雨更少。降雨属性的影响在不同植被条件下存在差异,这可能归因于植被的调控作用。

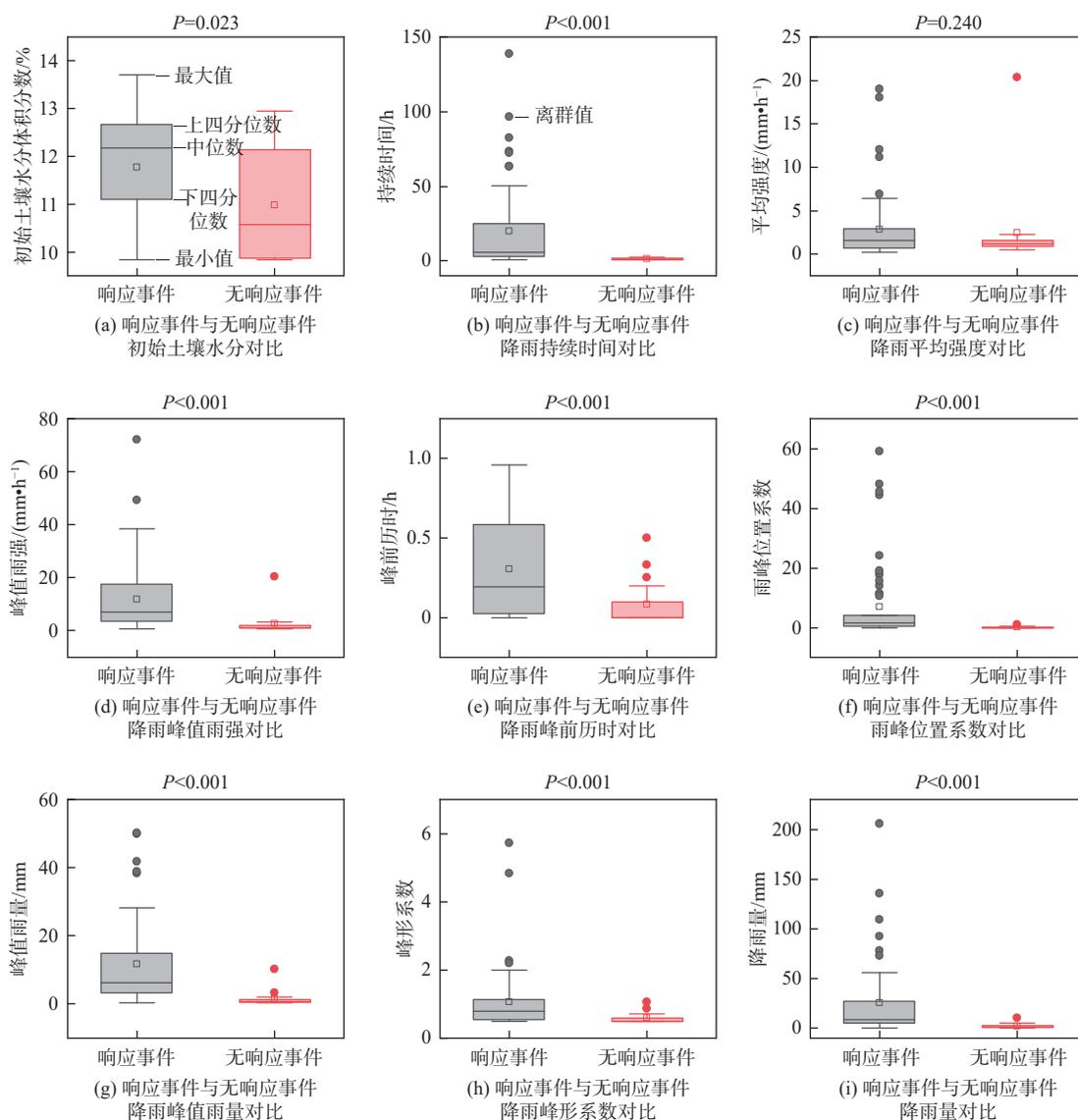


图 3 响应事件与无响应事件基于 Mann-Whitney U 检验的对比

Fig. 3 Comparison between responded events and non-responded events based on Mann-Whitney U test

对比林地和草地,发现不同植被下表层滞后时间与响应所需累积降雨 [图 4(c)] 具有显著差异 ($P < 0.05$)。草地平均表层滞后时间为 4.74 h, 林地 为 2.55 h。草地表层响应所需平均累积降雨量为 9.15 mm, 林地为 1.88 mm。林地表层土壤水分发生响应的滞后时间与所需累积降雨比草地更少, 林地土壤更容易发生降雨入渗, 这说明林地表层土壤渗透能力更高, 降雨能迅速补给表层土壤水分。进一步分析林地和草地不同深度土壤水分响应的滞后时间与所需累积降雨量, 随着深度增加, 滞后时间加长, 但当降雨强度很大时, 各层的滞后时间趋于相同。同时, 林地存在土壤水分在中部或深部优先响应的情况, 即中部土壤优先于浅层土壤响应, 滞

后时间更短, 这反映了林地与裸地相异的土层结构。此外, 深层土壤水分难以快速接受降雨补给, 随着土壤深度增加, 草地响应所需平均累积降雨呈增加趋势。林地各层所需平均累积降雨量差异较小, 但 50 cm 处少于相邻两层, 这可能与林地植被根系主要分布在这一层有关。

3.3.3 降雨后的土壤水分与储水量变化

为探究土壤吸水、持水和储水能力, 分析不同植被条件下相对最大土壤水分增率与相对最大储水量增率(图 5)。结果表明, 无论草地还是林地, 不同降雨类型导致的相对最大储水量增率与相对最大土壤水分增率均存在显著差异 ($P < 0.001$)。草

地 a、b、c、d 类降雨导致的平均相对最大储水量增率分别为 2.68%、22.54%、71.16%、29.61%，平均相对最大土壤水分增率分别为 3.33%、26.43%、76.93%、31.29%；林地 a、b、c、d 类降雨导致的平均相对最大储水量增率分别为 1.84%、20.46%、47.46%、25.03%，平均相对最大土壤水分增率分别为 4.32%、26.73%、95.66%、25.97%。其中：b 类相对 a 类和 c 类相对 d 类导致的相对最大土壤储水量增率和土壤水分增

率更大；d 类相对 a 类和 c 类相对 b 类导致的相对最大土壤储水量增率和土壤水分增率更大。持续时间相近的降雨，水分输入强度越大，土壤储水量和土壤水分变化越大；水分输入强度类似的降雨，持续时间越长、降雨量越多，土壤储水量和土壤水分变化越大。这说明，强降雨下渗更迅速，使土壤水分迅速增加；长时间、雨量大的降雨能使土壤积蓄更多水分。

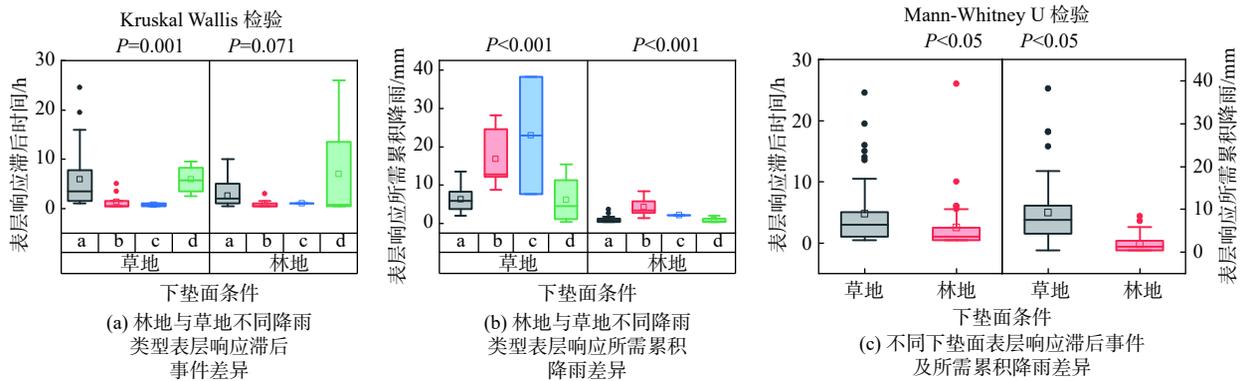


图 4 不同降雨事件和不同下垫面条件下表层滞后时间与响应所需累积降雨的差异

Fig. 4 Differences of lag time and accumulated rainfall amount for different rainfall events and vegetation covers

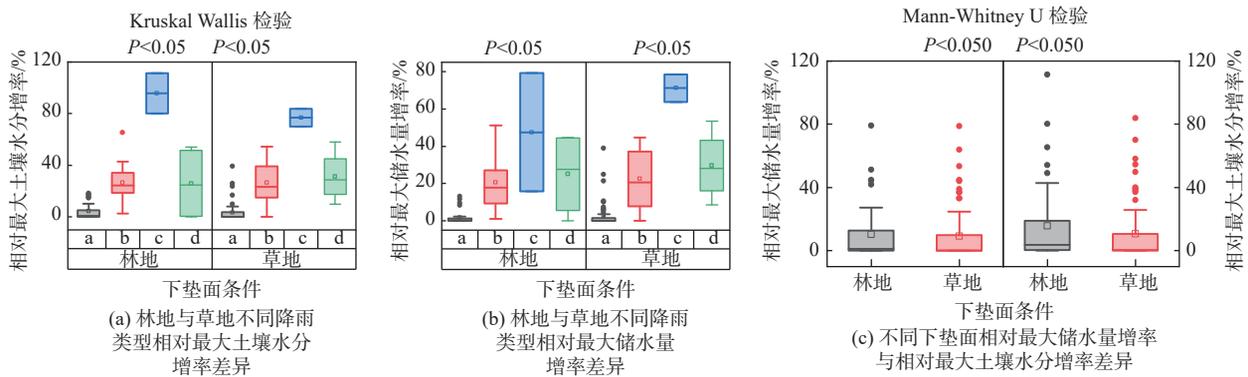


图 5 不同降雨事件和不同下垫面条件下相对最大土壤水分增率和相对最大储水量增率

Fig. 5 The relative maximum change in soil moisture and the relative maximum water storage for different rainfall events and vegetation covers

此外，对比分析在降雨事件过程中林地和草地平均土壤水分增率和平均最大储水量增率，发现林地与草地之间无显著性差异 [图 5(c)]。草地平均相对最大土壤储水量增率和平均土壤水分增率略低于林地(前者分别为 9.30%、10.29%，后者分别为 10.67%、15.53%)，这说明林地土壤接受补给和储水能力高于草地。这可能是由于林地具有更低的土壤容重，含有更多孔隙空间和更大的最大持水量，能更好地接受降雨补给，更有利于水分下渗和储存。此外，对于不同的土壤深度，林地中部土壤水分增率相对更大，而草地表层能获得更多的水分补给，这可能与草地表层土壤更强的持水能力有关。

3.4 土壤水分响应特征的季节性变化规律

研究表明，无论是草地还是林地，表层土壤水分响应滞后时间存在显著干湿季差异($P < 0.05$)，干季滞后时间更长，而表层响应所需累积降雨无显著干湿季差异且均值相近 [$P > 0.05$, 图 6(a)和(b)]。这可能是由于干热河谷干季对应着高温，高温导致土壤下渗能力降低。从均值上看，草地表层土壤水分响应滞后时间较林地长(草地干季 11.19 h，林地干季 5.40 h，草地湿季 3.45 h，林地湿季 2.15 h)，所需累积降雨较林地更多(草地干季 9.12 mm，林地干季 1.12 mm，草地湿季 9.16 mm，林地湿季 1.98 mm)。这说明草地表层下渗能力较差，需要更多的降雨才

能引起明显的土壤水分变化。

此外,无论草地还是林地,干湿季相对最大储水量增率存在显著性差异,湿季储水量增率普遍更大 [图 6(c)]。在干季草地与林地储水量增率相似且接近于 0,而在湿季草地略低于林地(草地 0.123 4,林地 0.141 6)。湿季由于降雨更多,储水更丰富,储水量增率更大,对于不同下垫面条件,林地具有更好的储水潜力,这可能是由于林地土壤容重更低,具有丰富的储水空间。

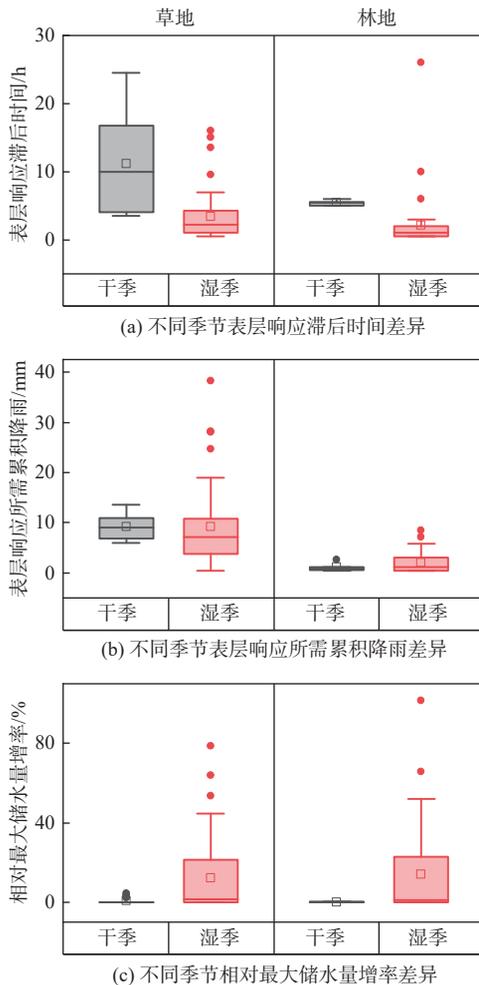


图 6 不同季节下土壤水分响应特征的差异

Fig. 6 Differences of soil moisture response characteristics under different seasons

4 讨论

土壤水分响应过程受土壤理化性质^[19]、土地利用情况^[20]、初始土壤水分^[1,21]、水分输入特征^[1]和植被覆盖情况^[21]等因素控制。这些因素之间具有复杂的相互作用,且不同区域存在变异性^[1]。降雨属性是影响土壤水分响应与降雨入渗的重要因素^[4,9,20,22],降雨浸润深度、土壤水分响应滞后时间^[9]、响应所需累积降雨等响应特征均受降雨属性的影响和调

控。降雨量越高、峰值雨强越大,土壤水分响应的滞后时间越短^[4],土壤短时间内吸收的水分越多^[20],储水量增率越大^[20,22](图 4, 6)。高强度降雨可能会导致地表形成结皮^[9,13],使降雨更容易通过大孔隙迅速向深层下渗,因而导致土壤水分响应在不同土壤深度的差异^[13]。降雨量越多、降雨强度越大,响应特征在垂向上的差异越大。降雨属性的影响受植被覆盖的调控^[23],林地利用植物叶片截留^[13],在一定程度上降低了降雨属性的影响,故草地土壤水分响应特征更易随降雨属性变化(图 4, 6)。

此外,由于植物的冠层拦截、根系吸水和蒸腾作用等的影响,植被对土壤水分的动态分布起着至关重要的作用^[24]。林地土壤容重比草地低,林地超过 76% 的事件浸润深度达到 100 cm,而草地为 67%,林地的平均响应时间比草地快 2.19 h,所需降雨量比草地少 7.28 mm,接受降雨补给后土壤水分储水增幅更大。这说明林地虽然比草地到达地面的降雨更少,但足够引起土壤水分响应,且所需的响应时间更短 [图 4(c)],降雨浸润深度更深。植被的覆盖能够改变土壤的质地和结构^[19],疏松土壤^[22],减小容重,提高持水能力^[25]和蓄水能力^[22],有利于水分深层下渗和储存。此外,研究^[26]发现,林地和草地的土壤水分不完全是顺序响应,响应所需累积降雨也不完全随深度依次增加,这种现象可能受降雨强度控制。特别在林地中,当降雨量和峰值雨强达到一定值时,会引起中部或深层的土壤水分优先响应。Wang 等^[27]研究发现,林地根-土界面大孔隙是重要优先流通道,显著提高土壤水分入渗。林地根系发育,其多孔结构可以更迅速地传导水分^[21]。

初始土壤水分也是影响降雨入渗和径流的重要因素之一^[28-29],影响土壤水分响应过程^[20],是土壤水分响应启动的重要影响因素。初始土壤水分与表层响应滞后时间、表层响应所需累积降雨呈现显著负相关(图 3)。在干季,土壤干旱贫瘠^[30],初始土壤水分低,下渗能力弱。在湿季,初始土壤水分高,表层响应滞后时间更短、所需累积降雨更少,土壤水分响应更迅速,这种相关关系不受植被覆盖条件的影响,这与 Singh 等^[31]结论相符。初始土壤水分高的土壤由于降雨入渗后形成的水力梯度更小^[32],会对降雨入渗产生抑制作用,且更容易产生侧向径流^[31]或通过土壤-岩石界面或大孔隙通道迅速深层下渗^[32]。因此,初始土壤水分可能会导致土壤水分响应强度的垂向差异^[31]:当初始土壤较干燥,表层往往

响应强度更大,反之深层更容易发生较强的响应。

本文利用双阈值法划分降雨事件,相对秦诗洁等^[33]的研究,增加了最小降雨量,减小了因仪器扰动带来的误差,增加了研究结果的精确性。采用 *K*-means 聚类分析划分降雨类别使得划分结果更加客观,与 Jin 等^[4]的研究相比,减小了因主观因素产生的划分误差。然而,*K*-means 聚类算法依赖于聚类的初始条件^[34],可能造成聚类的不合理。目前,已有很多研究对 *K*-means 聚类进行了修正,如 Likas 等^[34]提出的全局 *K*-means 聚类算法和 Sinaga 等^[35]提出的 *U-K*-means 聚类算法,这些算法尚未应用到降雨事件划分的过程中。相比孙嘉琪^[36]采用单一降雨量进行划分,本文选择 8 个降雨属性,使得类别间的降雨属性差异性更明显,但降雨属性选择仍存在主观性,如没有考虑到双峰雨型^[37]的存在。

5 结论

本研究基于凉山州喜德县热水河支流 2020 年 1 月—2020 年 10 月连续高频土壤水分监测数据,研究了不同植被覆盖下土壤水分时空动态及其对降雨入渗的响应特征,结论如下:

干热河谷土壤水分存在明显干湿季和垂向差异。土壤水分干季低且稳定,湿季高且活跃。土壤水分空间分布规律受植被覆盖的控制,草地土壤水分高于林地,草地土壤水分表层和深层高而中部低,而林地垂向分布规律随干湿季变化。

干热河谷降雨入渗受降雨属性、植被覆盖、初始土壤水分等多个环境因素共同调控。降雨属性的差异引发了土壤水分响应特征的变化。雨量大、雨强高的降雨引起的响应滞后时间更短,入渗深度更深,补给和储水量更多。对于不同下垫面,草地受降雨属性影响更大。植被覆盖能够改变土壤结构并促进降雨入渗和土壤水分补给与储存。林地土壤容重更小,土壤水分响应时间更快、响应所需水分输入更少,其表层平均响应滞后时间和平均响应所需降雨量分别比草地低 2.19 h、7.27 mm。林地浸润深度达到 100 cm 的事件比草地多 8.23%,降雨更易通过根系通道下渗到深层土壤并补给土壤水。初始土壤水分在一定程度上影响干热河谷降雨入渗。在相同降雨属性和植被覆盖下,初始土壤水分越高,土壤水分响应时间越短,所需水分输入越少。

干热河谷土壤水分响应特征存在干湿季差异。湿季雨量充沛,土壤储水更多,降雨下渗更迅速,响应滞后时间更短。干季降雨稀少,土壤储水量几乎

不增加,响应滞后时间更长。

参考文献:

- [1] DYMOND S F, WAGENBRENNER J W, KEPPEL-ER E T, et al. Dynamic hillslope soil moisture in a Mediterranean montane watershed[J]. *Water Resources Research*, 2021, 57(11): e2020WR029170. DOI: 10.1029/2020WR029170.
- [2] 张自豪, 王国强, 薛宝林, 等. 基于深度学习方法预测缺资料区域深层土壤水分[J]. *水利水电技术(中英文)*, 2022, 53(11): 25-36. DOI: 10.13928/j.cnki.wrahe.2022.11.003.
- [3] REN Z, LI Z, LIU X, et al. Comparing watershed afforestation and natural revegetation impacts on soil moisture in the semiarid Loess Plateau of China[J]. *Scientific Reports*, 2018, 8: 2972. DOI: 10.1038/s41598-018-21362-5.
- [4] JIN Z, GUO L, LIN H, et al. Soil moisture response to rainfall on the Chinese Loess Plateau after a long-term vegetation rehabilitation[J]. *Hydrological Processes*, 2018, 32(12): 1738-1754. DOI: 10.1002/hyp.13143.
- [5] WANG C, FU B, ZHANG L, et al. Soil moisture-plant interactions: An ecohydrological review[J]. *Journal of Soils and Sediments*, 2019, 19: 1-9. DOI: 10.1007/s11368-018-2167-0.
- [6] 张梦雅, 马育军, 谢婷. 青海湖流域生长季土壤水分空间分布特征研究[J]. *水利水电技术(中英文)*, 2023, 54(3): 85-95. DOI: 10.13928/j.cnki.wrahe.2023.03.007.
- [7] 庞勇, 张新, 张雪杨. 干热河谷地区生态障碍分析与对策[J]. *人民长江*, 2023, 54(S2): 131-135. DOI: 10.16232/j.cnki.1001-4179.2023.S2.030.
- [8] 赵银荧, 阮静茹, 何伟, 等. 凉山干热河谷典型坡耕地土壤入渗能力动态变化特征研究[J]. *四川师范大学学报(自然科学版)*, 2023, 46(3): 398-405. DOI: 10.3969/j.issn.1001-8395.2023.03.013.
- [9] 石春茂, 罗娅, 杨胜天, 等. 干热河谷区不同坡位土壤水分对降雨的响应特征[J]. *应用生态学报*, 2022, 33(5): 1352-1362. DOI: 10.13287/j.1001-9332.202202.018.
- [10] 张斌艳, 熊东红, 李小英, 等. 元谋干热河谷区不同年限平沟建园地土壤水分物理性质研究[J]. *西南农业学报*, 2022, 35(8): 1870-1877. DOI: 10.16213/j.cnki.scjas.2022.8.019.

- [11] 阮长明, 王猛, 孙永玉, 等. 金沙江流域干热河谷土壤肥力特征及其影响因素[J]. *土壤通报*, 2024, 55(1):93-101. DOI: [10.19336/j.cnki.trtb.2022092904](https://doi.org/10.19336/j.cnki.trtb.2022092904).
- [12] 韩姣姣, 段旭, 赵洋毅. 金沙江干热河谷不同植被坡面土壤水分时空分布特征[J]. *干旱区地理*, 2019, 42(1): 121-129. DOI: [10.12118/j.issn.1000-6060.2019.01.14](https://doi.org/10.12118/j.issn.1000-6060.2019.01.14).
- [13] 杨湙舟, 何光熊, 王艳丹, 等. 干热河谷燥红土坡面水分时空分布特征及其对覆被类型的响应[J]. *中国水土保持科学(中英文)*, 2021, 19(5): 90-98. DOI: [10.16843/j.sswc.2021.05.011](https://doi.org/10.16843/j.sswc.2021.05.011).
- [14] RONG L, DUAN X, FENG D, et al. Soil moisture variation in a farmed dry-hot valley catchment evaluated by a redundancy analysis approach[J]. *Water*, 2017, 9(2): 92. DOI: [10.3390/w9020092](https://doi.org/10.3390/w9020092).
- [15] 贾孜拉·拜山, 李维京, 孙丞虎, 等. 1961—2014年我国西南地区干湿季变化特征[J]. *气候变化研究进展*, 2017, 13(2): 103-116. DOI: [10.12006/j.issn.1673-1719.2016.041](https://doi.org/10.12006/j.issn.1673-1719.2016.041).
- [16] WIEKENKAMP I, HUISMAN J A, BOGENA H R, et al. Spatial and temporal occurrence of preferential flow in a forested headwater catchment[J]. *Journal of Hydrology*, 2016, 534: 139-149. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2015.12.050](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.12.050).
- [17] DEMAND D, BLUME T, WEILER M. Spatio-temporal relevance and controls of preferential flow at the landscape scale[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2019, 23(11): 4869-4889. DOI: [10.5194/hess-23-4869-2019](https://doi.org/10.5194/hess-23-4869-2019).
- [18] MACQUEEN J. Some methods for classification and analysis of multivariate observations[J]. *Proceedings of the Fifth Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability*. 1967, 1: 281-297.
- [19] 张剑雄, 谷丰, 朱波, 等. 林草恢复对热水河小流域侵蚀区土壤团聚体稳定性与有机碳氮特征的影响[J]. *草业科学*, 2021, 38(6): 1012-1023. DOI: [10.11829/j.issn.1001-0629.2021-0062](https://doi.org/10.11829/j.issn.1001-0629.2021-0062).
- [20] ZHANG J, DUAN L, LIU T, et al. Experimental analysis of soil moisture response to rainfall in a typical grassland hillslope under different vegetation treatments[J]. *Environmental Research*, 2022, 213: 113608. DOI: [10.1016/j.envres.2022.113608](https://doi.org/10.1016/j.envres.2022.113608).
- [21] GUO L, LIN H. Addressing two bottlenecks to advance the understanding of preferential flow in soils[J]. *Advances in Agronomy*, 2018, 147: 61-117. DOI: [10.1016/bs.agron.2017.10.002](https://doi.org/10.1016/bs.agron.2017.10.002).
- [22] YANG Q, FAN J, LUO Z. Response of soil moisture and vegetation growth to precipitation under different land uses in the Northern Loess Plateau, China[J]. *Catena*, 2024, 236(15): 107728. DOI: [10.1016/j.catena.2023.107728](https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107728).
- [23] ZHOU X, HU K, XIAO H, et al. Effects of vegetation on the spatiotemporal distribution of soil water content in re-vegetated slopes using temporal stability analysis[J]. *Catena*, 2024, 234: 107570. DOI: [10.1016/j.catena.2023.107570](https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107570).
- [24] VERECKEN H, AMELUNG W, BAUKE S L, et al. Soil hydrology in the earth system[J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2022, 3: 573-587. DOI: [10.1038/s43017-022-00324-6](https://doi.org/10.1038/s43017-022-00324-6).
- [25] 孙玉, 杨永胜, 何琦, 等. 三江源高寒草甸水源涵养功能及土壤理化性质对退化程度的响应[J]. *草业学报*, 2023, 32(6): 16-29. DOI: [10.11686/cyxb2022291](https://doi.org/10.11686/cyxb2022291).
- [26] GUO L, FAN B, ZHANG J, et al. Occurrence of subsurface lateral flow in the Shale Hills Catchment indicated by a soil water mass balance method[J]. *European Journal of Soil Science*, 2018, 69(5): 771-786. DOI: [10.1111/ejss.12701](https://doi.org/10.1111/ejss.12701).
- [27] WANG F, WANG G, CUI J, et al. Preferential flow patterns in forested hillslopes of east Tibetan Plateau revealed by dye tracing and soil moisture network[J]. *European Journal of Soil Science*, 2022, 73(4): e13294. DOI: [10.1111/ejss.13294](https://doi.org/10.1111/ejss.13294).
- [28] MEIBL G, THOMAS Z, CLEMENS G. Runoff response to rainfall events considering initial soil moisture: Analysis of 9-year records in a small Alpine catchment (Brixenbach valley, Tyrol, Austria)[J]. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 2020, 30: 100711. DOI: [10.1016/j.ejrh.2020.100711](https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2020.100711).
- [29] HAGEN K, BERGER A, GARTNER K, et al. Event-based dynamics of the soil water content at Alpine sites (Tyrol, Austria)[J]. *Catena*, 2020, 194: 104682. DOI: [10.1016/j.catena.2020.104682](https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104682).
- [30] 赵保荣, 杨春风. 元江干热河谷困难立地植被恢复技术[J]. *林业调查规划*, 2023, 48(6): 48-52. DOI: [10.3969/j.issn.1671-3168.2023.06.009](https://doi.org/10.3969/j.issn.1671-3168.2023.06.009).
- [31] SINGH N K, EMANUEL R E, MCGLYNN B L, et al. Soil moisture responses to rainfall: Implications for runoff generation[J]. *Water Resources Research*,

- 2021, 57(9): e2020WR028827. DOI: [10.1029/2020WR028827](https://doi.org/10.1029/2020WR028827).
- [32] ZHU P, ZHANG G, WANG H, et al. Soil moisture variations in response to precipitation properties and plant communities on steep gully slope on the Loess Plateau[J]. *Agricultural Water Management*, 2021, 256: 107086. DOI: [10.1016/j.agwat.2021.107086](https://doi.org/10.1016/j.agwat.2021.107086).
- [33] 秦诗洁, 师登峰, 高伟达. 吉林南部不同耕作管理下土壤水分对降雨事件的响应[J]. *农业工程学报*, 2022, 38(18): 147-155. DOI: [10.11975/j.issn.1002-6819.2022.18.016](https://doi.org/10.11975/j.issn.1002-6819.2022.18.016).
- [34] LIKAS A, VLASSIS N, J. VERBEEK J. The global K-means clustering algorithm[J]. *Pattern Recognition*, 2003, 36(2): 451-461. DOI: [10.1016/S0031-3203\(02\)00060-2](https://doi.org/10.1016/S0031-3203(02)00060-2).
- [35] SINAGA K P, YANG M S. Unsupervised K-means clustering algorithm[J]. *IEEE Access*, 2020, 8: 80716-80727. DOI: [10.1109/ACCESS.2020.2988796](https://doi.org/10.1109/ACCESS.2020.2988796).
- [36] 孙嘉琪. 天然降雨条件下植被类型对水土流失效应影响研究[J]. *水利技术监督*, 2023(5): 167-169. DOI: [10.3969/j.issn.1008-1305.2023.05.045](https://doi.org/10.3969/j.issn.1008-1305.2023.05.045).
- [37] 严正宵, 夏军, 宋进喜, 等. 中小流域设计暴雨雨型研究进展[J]. *地理科学进展*, 2020, 39(7): 1224-1235. DOI: [10.18306/dlkxjz.2020.07.014](https://doi.org/10.18306/dlkxjz.2020.07.014).

Mechanisms of soil moisture response to rainfall infiltration in dry-hot valley of southwest China

LIN Ke¹, CUI Junfang², LI Ruoxuan¹, ZHANG Yaling¹, LIAO Minxi¹, GUO Li¹, NIE Ruihua¹

(1. College of Water Resource and Hydropower, Sichuan University, Chengdu 610065, China; 2. Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610299, China)

Abstract: The dry-hot valley regions in southwest China have suffered serious soil erosion. Therefore, improving our understanding of soil moisture response to rainfall under different vegetation types in these regions can provide valuable insights into rainfall infiltration and redistribution patterns on hillslopes, which is of vital importance for soil erosion management.

This study investigated these processes in the dry-hot valley of the Reshuihe River catchment in Sichuan Province. Soil moisture was monitored continuously at 30-minute intervals at five depths (10, 20, 50, 75, and 100 cm) under woodland and grassland surfaces over 10 months. Rainfall events were classified based on the K-means clustering algorithm and 8 soil properties (rainfall infiltration depth, lag time of soil moisture response to rainfall, cumulative rainfall required for the response, relative maximum soil moisture increment, and relative maximum water storage increment) used to characterize the soil moisture response to rainfall.

The results showed that rainfall infiltration is jointly controlled by rainfall properties, vegetation covers, and initial soil moisture conditions. The threshold value of rainfall amount for soil moisture response was 1.88 mm under woodland, while it increased to 9.15 mm under grassland. Soil moisture in woodland responded more readily and allowed greater infiltration depths with less influence from rainfall properties than that in grassland, which suggested that rainfall is more effectively absorbed and replenished deep soil moisture in woodland. Moreover, rainfall events with higher intensities promoted deeper percolation and more profound replenishment of soil moisture within the deeper layers of the soil. In conditions where the initial soil was wetter, soil moisture more swiftly responded to rainfall.

These findings highlighted the complex interplay of vegetation covers, rainfall characteristics, and initial soil moisture conditions in the rainfall infiltration process, and deepened our understanding of soil moisture dynamics and rainfall infiltration mechanisms in the dry-hot valley. Firstly, these findings underscored the vital role of vegetation covers in mitigating soil erosion and managing water resources. The differences in rainfall thresholds for soil moisture response between woodland and grassland suggested that woodland can significantly enhance the ability to capture and retain rainfall in the landscape. These were particularly crucial in regions with a high risk of soil erosion, especially in the dry-hot valley. Additionally, the study emphasized the importance of rainfall properties, such as the rainfall intensity and the rainfall amount, as they significantly impacted on the depth and the

recharge of soil moisture. Recognizing how rainfall properties affect soil moisture dynamics can inform more precise water management strategies and help optimize water resources utilization in dry-hot valleys. Furthermore, understanding the processes of soil moisture response to rainfall and their controlling factors can aid in developing more effective irrigation strategies and groundwater management practices, especially in areas with limited water resources. Such insights provided a solid scientific foundation for guiding soil and water conservation efforts in these regions.

Key words: dry-hot valley; soil moisture; rainfall infiltration; hillslope hydrology; vegetation type



摄影|曲帅超