

土体构型对花岗岩红壤细沟发育形态的影响

刘子轩^{1,2}, 高钰淏¹, 陈家宙¹, 江 宁², 王秋霞²

(1.华中农业大学资源与环境学院, 武汉 430070; 2.长江水利委员会长江流域水土保持监测中心站, 武汉 430012)

摘要: 为探究花岗岩红壤细沟形态特殊变化的原因, 解释土体构型影响细沟形态发育的机理。设计单一红土层(H)、单一砂土层(S)、上红下砂层状土层(HS)3种土体构型、不同径流量(低径流量 3 L/min、高径流量 6 L/min)和不同坡度(中坡 20°、陡坡 40°)的室内模拟细沟冲刷试验。结果表明: H 处理下, 细沟形态更多向“V”形和“U”形发育; S 处理下, 细沟沟道发育过程中短暂形成上窄下宽的深宽梯形断面后, 完全崩塌; HS 处理下, 细沟形态能发育为梯形断面, 且能继续扩大发育。与 H 和 S 相比, HS 陡坡(40°)处理下沟岸崩塌更加频繁且单次大质量崩塌更多。HS 陡坡(40°)处理下沟岸崩塌发生 21 次, 其中, 单次崩塌量 > 1 kg 的占比为 63%。HS 与 H 和 S 相比, 雷诺数(Re)和弗罗德数(Fr)的波动更剧烈, 更有利于梯形断面形成。与 H、S 相比, HS 沟壁崩塌发生时, 上层红土层含水量最低为 $0.31 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, 抗剪强度最高为 178 kPa; 而下层砂土层含水量较高($0.33 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$), 抗剪强度最小为 54 kPa。上红下砂土层的土体构型是花岗岩红壤细沟沟道形态发育为上窄下宽深宽梯形断面的龛沟重要原因, 陡坡和高径流量更有利于细沟内特殊形态的形成和发育, 龛沟作为崩岗发育的初始阶段。该结果可为防治崩岗初期发育提供理论依据。

关键词: 室内冲刷; 细沟; 龛沟; 土体构型; 沟岸崩塌

中图分类号: S157.1

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2023)06-0074-09

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcxb.2023.06.010

Influence of Soil Configuration on the Morphology of the Rill Development in Granitic Red Soil

LIU Zixuan^{1,2}, GAO Yuhao¹, CHEN Jiazhou¹, JIANG Ning², WANG Qiuxia²

(1.College of Resources and Environment, Huazhong Agricultural University, Wuhan 430070;

2.Yangtze River Basin Monitoring Center Station for Soil and Water Conservation, Wuhan 430012)

Abstract: In order to investigate the reasons for the special variation in the fine furrow morphology of the granitic red soil the rill and to explain how soil configuration influences the development of the rill morphology, we designed three soil configurations (H, S, and HS) with different runoff rates. Three soil configurations, namely, a singlered soil layer (H), single sandy soil layer (S) and upper red and lower sandy laminated soil layer (HS), were designed to simulate indoor fine furrow scouring experiments with different runoff rates (low runoff rate 3 L/min, high runoff rate 6 L/min) and different slopes (medium slope 20°, steep slope 40°). The results showed that: under the H treatment, the gully morphology developed more towards “V” and “U”; under the S treatment, the gully formed a deep and wide trapezoidal cross-section with a narrow top and a wide bottom for a short period of time during the process of the rill development, and then collapsed; under the HS treatment, the gully morphology was able to develop into a trapezoidal section and could continue to expand and develop. Compared with H and S, 21 gully bank failures occurred in the HS steep slope (40°) treatment, of which 63% had single failures of >1 kg. The HS steep slope (40°) treatment had more frequent gully bank failures. The fluctuations of Re and Fr were more drastic than those in the H and S treatments, which is more favourable to the formation of trapezoidal sections, the upper red layer of HS had the lowest water content of $0.31 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ and the highest shear strength of 178 kPa at the time of HS the rill collapse compared to H and S. The lower sand soil layer of HS had a higher water content of $0.33 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ and

收稿日期: 2023-06-01

资助项目: 国家自然科学基金项目(42177307)

第一作者: 刘子轩(1997—), 男, 硕士, 助理研究员, 主要从事水土保持和土壤侵蚀研究。E-mail: lzxstjcz@163.com

通信作者: 陈家宙(1968—), 男, 博士, 博士生导师, 主要从事水土保持与土壤水分研究。E-mail: jzchen@mail.hzau.edu.cn

the lowest shear strength of 54 kPa. The soil configuration of upper red and lower sandy laminated soil layer was the niche the ephemeral gully where the rill morphology of the granitic red soil rill developed into an upper-narrower and lower-deeper and wider trapezoidal profile steep slopes and high runoff volume are more favourable to the formation and development of specific patterns in the rill, and the niche furrows are the initial stage of the development of the Benggang. The results could provide a theoretical basis for the prevention and control of the initial development of the Benggang.

Keywords: laboratory scour experiment; rill; the niche like ephemeral gully; soil structure; bank collapse

我国南方热带、亚热带以花岗岩为母质发育的红壤丘陵地区,崩岗的土壤侵蚀灾害已经成为最为严重的自然侵蚀灾害类型之一^[1]。学者就崩岗侵蚀发生的土层特性、外部降雨、土体内部水分条件等方面进行诸多研究^[2-3]。由于崩岗侵蚀发生的随机性、崩岗发育的长期性以及崩岗影响因素的复杂性,崩岗侵蚀的起源和发育过程目前仍有待进一步揭示^[4]。早期学者^[5-6]通过对崩岗发育过程的研究,推测崩岗起源于花岗岩红壤细沟或浅沟,但并非所有的细沟、浅沟都能发育为崩岗,只有当细沟发育为形态特殊的鳃沟时崩岗侵蚀才开始启动。

细沟通常被定义为集中地表径流侵蚀、沉积的细小沟道,细沟的宽度为0.05~0.30 m,最深为0.30 m^[7]。细沟侵蚀是面状侵蚀和沟蚀的过渡过程,是坡面输沙的主要渠道和重要的泥沙来源^[8]。在黄土高原地区,细沟侵蚀主要发育于深厚的黄土层,其野外细沟沟道内宽深比普遍 >1 ,呈上宽下窄的“V”字形^[9]。在东北黑土区,深厚的黑土层是其最本质的特征之一,发育于黑土坡面的细沟横截面形态主要为“U”形^[10],与之相似,在对第四纪黏土发育红壤的研究^[11]发现,其发育的细沟横断面呈“V”形或“U”形。与黄土、黑土和红黏土的细沟不同,花岗岩母质发育的红壤,在细沟的某一段发生变深变宽的突变而形成的鳃状浅沟,其形态特征为沟壁 $>90^\circ$,下宽、深均大于上宽的深宽梯形断面^[12]。花岗岩红壤细沟发育为鳃沟的标志为沟道内形成上窄下宽的深宽梯形断面,且梯形断面能不断发育扩大。花岗岩风化壳独特的土体构型是花岗岩红壤细沟发育为鳃沟的重要原因。花岗岩风化壳从上至下可以分为表土层、红土层、砂土层和碎屑层,从底层到表层风化程度逐渐增高,风化程度越低,砂砾含量越高,抗侵蚀能力越弱^[13]。同时,坡面细沟的形态特征很大程度上受径流的水力特征影响,径流的水力特征可以描述径流中的能量变化^[14],从而影响径流对土壤的剥离、运输和沉积。其中,雷诺数(Re)是预测细沟侵蚀的最佳水力参数,弗罗德数(Fr)是影响土壤流失的关键水力参数^[15]。此外,细沟的沟岸崩塌是细沟发育的重要过程,沟岸崩塌显著影响沟道的扩张、形态构造和产流产沙^[16-17]。

沟岸崩塌主要包括集中水流的水力侵蚀和悬空土块的崩塌^[18]。

花岗岩红壤细沟发育为形态特殊的鳃沟,鳃沟是水力侵蚀转变为水力和重力混合侵蚀的重要发展阶段^[19]。目前,对于鳃沟的研究仍处于初期阶段,花岗岩红壤细沟发育为上窄下宽深宽梯形特殊断面鳃沟的原因及土体构型如何影响细沟发育过程尚不清楚。为探究花岗岩红壤细沟发育过程,设计不同土体构型,不同径流量和不同坡度的室内细沟冲刷试验,研究细沟发育的形态变化过程和土壤水力特征,旨在探究花岗岩红壤细沟形态变化机理,为崩岗起始发育的防治提供理论基础。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

取样时间为2021年3月,取样地位于湖北省咸宁市通城县杨垄小流域(113°36'—114°04' E, 29°02'—29°24' N),地形为山地丘陵,土壤为花岗岩母质发育的红壤。取样地属于亚热带季风气候,年均降水量1 556 mm,其中,降水主要集中于4—10月,约占全年雨量的81%,雨热同期。由于季风和地貌的影响,易形成区域小气候,使暴雨集中,侵蚀强度加剧,夏季洪涝干旱等灾难性天气时有发生。该县水土流失严重,其中,花岗岩红壤发育的崩岗是水土流失的主要来源。据2005年调查统计,全县有大小崩岗1 102处崩岗侵蚀总面积166.4 km²。

花岗岩红壤风化壳从上而下划分为表土层、红土层、砂土层、碎屑层^[13],细沟多发育于裸露红土层和砂土层。风化壳自上而下黏粒、有机质含量减少,粗砂及砾石含量增加,土体抗蚀性减弱,抗剪强度减弱^[4]。取研究区内红土层、砂土层的环刀样和散土样,使用环刀法和吸管法^[20]分别测定土样容重和质地(表1)。根据美国制土壤质地分类三角图^[21],红土层为壤土;砂土层为砂壤土。红土层相较于砂土层黏粒含量更高,砂粒含量更低,抗侵蚀能力更高。分别取红土层和砂土层土壤,作为室内冲刷试验的土壤样品。

当土体移动的驱动力(如孔隙水压力、土壤自重)超过沟岸的阻力(如基质吸力、抗剪强度)时,沟岸崩塌^[22]。为研究土体构型对于细沟的沟岸崩塌影响,

选择冲刷试验的土槽内原状土,十字板剪切仪(十字板剪切仪的型号为 SZB-1.0 型便携式十字板剪切仪,量程为 0~260 kPa,测量精度为 0.5 kPa。)测量不同含水量下土样抗剪强度,得到抗剪强度与含水量的关系(图 1)。砂土层土壤抗剪强度与体积含水量呈

线性关系,公式为 $\tau = -390.07 \times \theta + 183.59, R^2 = 0.973$, 具有较高拟合性;而红土层抗剪强度与体积含水量呈多项式的关系,公式为 $\tau = 3065.8 \times \theta^2 - 3253.5 \times \theta + 877.15, R^2 = 0.958$ 拟合效果较好。其中: τ 为抗剪强度(kPa); θ 为体积含水量(cm^3/cm^3)。

表 1 供试土样容重及质地

土层	黏粒/%	粉粒/%	砂粒/%	质地 (美国制)	容重/ ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	饱和含水量/ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)
红土层	22.37	28.32	49.31	壤土	1.48	0.50
砂土层	14.15	28.04	57.81	砂壤土	1.51	0.45

注:粒径分级采用美国制^[21],即黏粒(<0.002 mm),粉粒(0.002~0.05 mm),砂粒(>0.05 mm)。

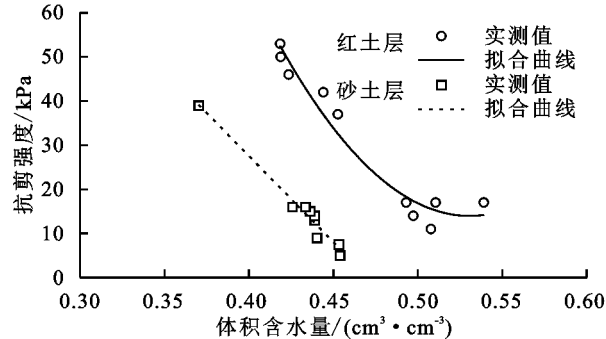


图 1 供试土样抗剪强度与含水量的关系

1.2 室内模拟细沟冲刷试验

室内模拟细沟冲刷试验于 2021 年 4—10 月,在华中农业大学降雨大厅完成。红土层和砂土层土样分别风干后过 2 cm 筛,按容重分层填装至土槽。在

距入水口 30,60 cm,深 10,30 cm 处分别埋设含水量探头(TDR)监测含水量变化。供试土槽长、宽、深分别为 1.00,0.40,0.45 m,一端可升降,坡度调节范围是 0~45°。土槽后端设有缓冲槽,坡面水流通过土槽上部流入缓冲槽。通过调节水阀开度控制流量大小,流量调节范围为 0~10 L/min,下方设置地表径流接水口。查阅文献[1]发现,持续较长时间的降雨是崩岗形成的主要驱动力,因此,试验设计土体近饱和状态下进行(冲刷试验开始前,提前对土体进行灌水湿润,使整个土体饱和或过饱和,并静置 1~2 天)。

室内土槽冲刷试验设计包括 3 种土体构型,2 个坡度,2 种流量,共 12 组试验,具体试验处理见表 2。

表 2 室内土槽细沟冲刷试验设计

处理	试验设计	试验条件及说明
土体构型	单一红土层 H	红土、砂土容重分别为 1.51,1.48 g/cm ³
	单一砂土层 S	
	上红下砂层状土层 HS	
坡度	20°(中坡)	通过对研究区实地勘测发现分布在 15°~45°的沟占总数 86%
	40°(陡坡)	
径流量	3 L/min(低径流量)	相当于在 7.5,15 m 汇水坡长、0.4 m 坡宽、径流系数为 0.8 的条件下分别发生 75 mm/h 降雨强度的侵蚀性暴雨
	6 L/min(高径流量)	

注:单一红土层、单一砂土层和上红下砂层状土层 3 种土体构型分别用 H、S 和 HS 表示;H20-3 表示红土层、坡度 20°、径流量 3 L/min 条件下冲刷试验。

1.3 试验过程与测定项目

试验开始前,将处理好的土样按容重分层填装至土槽内,随后充分灌水湿润,使整个土体饱和或过饱和,静置 1~2 天,模拟野外土体长时间降雨过后土体水分变化。冲刷试验开始 H 红土层上层、下层初始含水量分别为 0.25~0.33,0.34~0.39 cm^3/cm^3 ,S 砂土层上层、下层初始含水量分别为 0.20~0.28,0.30~0.35 cm^3/cm^3 ;HS 上红下砂层状土层上层、下层初始含水量分别为 0.25~0.33,0.32~0.35 cm^3/cm^3 。冲刷试验时长为 60 min,冲刷开始前,调试土槽坡度和径流量。冲刷开始产流后,前 10 min 每隔 1 min

收集 1 个径流样,10~60 min 每隔 2 min 收集 1 个径流样。细沟形态变化记录从第 5 min(所有处理中,最早 5min 开始出现沟头)开始,每隔 10 min 测量 1 次;以入水口为 0 cm,每隔 10 cm 测量 1 次。同时测量细沟内径流流深、流宽。实时记录崩塌发生的时间和体积,并拍照。

试验过程中测量细沟形态和土壤水力性质等指标。(1)细沟形态。测尺法可以测量沟道前期发育过程中长、宽、深等基本形态指标^[23],因此,使用普通钢尺(1 mm 精度),每间隔 10 min,从入流口开始每隔 10 cm 实时测量沟道上宽、下宽(对于沟道下宽被遮

盖部分,摄影测量技术通过不同角度的摄影图像快速获取沟道内沟壁遮挡部分的形态特征^[24]和沟深。(2)沟岸崩塌时间和质量。使用计时器记录沟岸崩塌发生的时间,使用普通钢尺(1 mm 精度),记录沟岸崩塌体的长、宽、深,并根据崩塌体类似几何形状来大致计算崩塌土体的体积^[25],结合土壤容重计算崩塌体质量。(3)土壤流失量变化。1 个径流样包含 1 min 内水桶泥沙径流样和铝盒泥沙径流样。试验结束后将铝盒泥沙径流样称重后,放置在烘箱内(105 ℃)烘干至恒重后称重,计算含沙量,根据含沙量和桶内泥沙径流重量计算 1 min 内土壤流失量。(4)地表径流水力性质。使用普通钢尺(1 mm 精度)在沟道出口 20 cm 处测量沟道的流深和流宽,观测发现,沟道出口 20 cm 处径流沟道多呈现“U”形,按照明渠流公式^[26],计算径流水力半径 R (cm);用高锰酸钾溶液测定径流流速,测定 3 次取平均值,将计算的流速乘以 0.75^[27]得到平均水流流速 V (m/s)。(5)土壤含水量监测,采用美国 SPECTRUM 生产的 SMEC300 水分盐分温度测量探针,测量范围为 0 到土壤饱和状态,设定为 1 min 的间隔监测土壤水分的动态变化,所测为土壤体含水量。(6)土样抗剪强度。在试验结束后的土槽内,取多个红土层和砂土层环刀样,饱和后风干至不同含水量,使用十字板剪切仪测量此时土样抗剪强度,随后烘干土样计算含水量。拟合不同土样含水量和抗剪强度间的公式(图 1),通过沟岸崩塌时含水量,计算沟岸崩塌发生时土样抗剪强度。

1.4 数据处理与分析

1.4.1 细沟形态特征变化 花岗岩细沟发育形成上窄下宽的深宽梯形断面,为更好地突出试验过程中细

沟形态特征,选取沟道上宽/下宽(从沟头到沟道末端,沟道内下宽/上宽比值中的最大值)、深/上宽(从沟头到沟道末端,沟道内深/上宽的最大值)来表征细沟形态变化并判断梯形断面的形成。

1.4.2 雷诺数 雷诺数(Re)是用来表征径流惯性力和黏滞力之比的无量纲参数,可作为判别层流紊流的定量标准。其计算公式为:

$$Re = VR/\nu \quad (1)$$

式中: R 为水力半径(cm),由径流过水断面面积除以湿周得到; $R = A/P_w$ (A 为过水断面面积, cm^2 ; P_w 湿周, cm); ν 为运动黏滞系数(cm^2/s); Re 为动力黏滞系数与当前温度下流体密度的比值,当 $Re = 1\,000 \sim 2\,000$ 时,细沟水流为过渡流,当 $Re > 2\,000$ 时,则细沟水流为紊流^[26]。

1.4.3 弗罗德数 弗罗德数(Fr)是用来表征径流惯性力和重力之比的无量纲参数,判断缓流急流的定量标准,计算公式为:

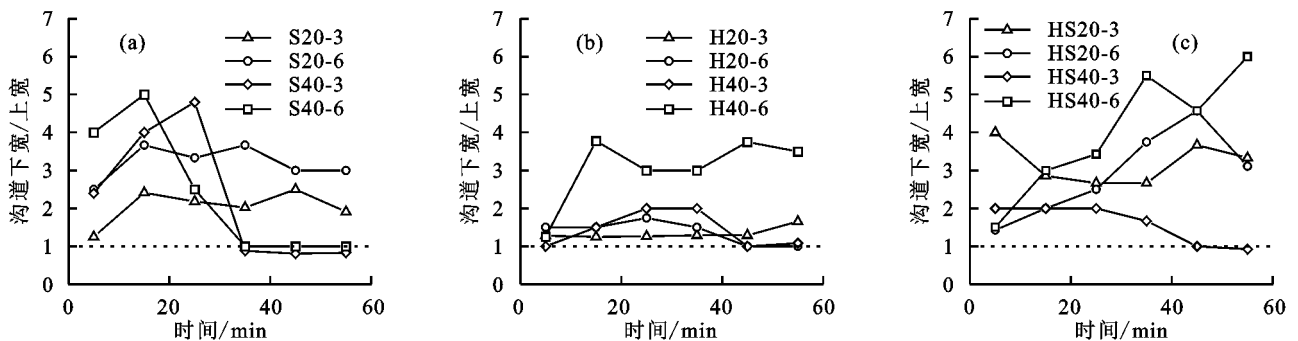
$$Fr = V/\sqrt{gR} \quad (2)$$

式中: g 为重力加速度($9.8 \times 10^3 \text{ cm/s}^2$)。Reichert 等^[26]认为,当 $Fr < 1$ 时,细沟水流为缓流;当 $Fr > 1$ 时,则细沟水流为急流。

2 结果与分析

2.1 细沟形态及其动态变化

由图 2 可知,不同处理下沟道最大下宽/上宽随时间变化的关系。S 处理下,沟道最大下宽/上宽呈下降趋势,特别是在陡坡(40°)条件下。H 处理下,沟道最大下宽/上宽整体偏小,沟道基本呈“U”形发育。HS 处理下,沟道最大下宽/上宽整体呈上升趋势,且在 HS40-6 时表现最明显。



注:虚线表示沟道上宽/下宽为 1 的临界线。

图 2 细沟内最大下宽/上宽随时间变化

由图 3 可知,沟道最大深/上宽。S 处理下,在陡坡(40°)条件下,沟道迅速下切,在 30 min 后沟道最深/上宽变为 1,缓坡(20°)条件下,在冲刷后期最大深/上宽迅速减小,梯形断面开始消失。H 处理下,沟道最大深/上宽在高径流量(6 L/min)有明显的起伏;HS 处理下,沟道最大深/上宽呈上升趋势,沟道的扩张速度小于沟道

的下切,且在陡坡(40°)和高径流量(6 L/min)时,断面面积更大。由图 2、图 3 和图 4 可知,S40-3 和 40-6 时,在冲刷初期沟道呈现梯形断面,在 30 min 时,沟道完全崩塌。S20-3 及 20-6 时,在冲刷的后半段,梯形断面同样开始崩塌。H 在中坡(20°)和低径流量(3 L/min)时,细沟形态多发育为“V”形或“U”形,H40-6 时,细

沟形态虽在部分时段呈现梯形断面,但其沟道的发育更趋向于沟道下切。HS 处理下,细沟在冲刷初期呈

深宽的梯形断面,且其下宽/上宽和深/上宽的比值在持续增大,说明细沟已经发育为宽沟。

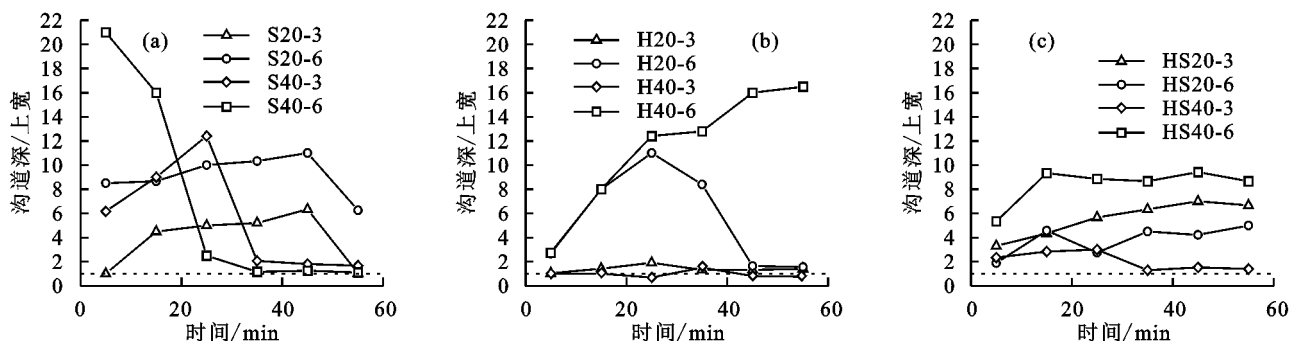


图 3 细沟内最大深/上宽随时间变化

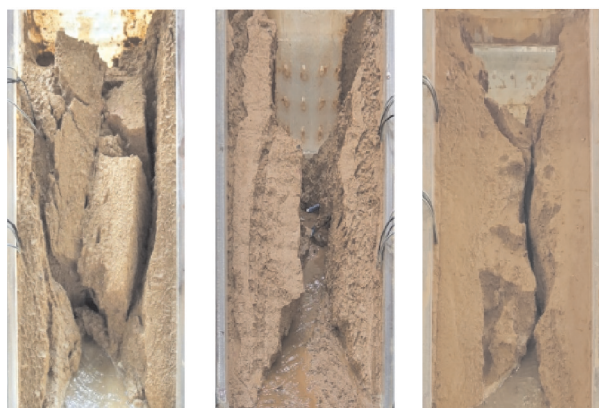


图 4 3 个土体构型代表性的冲刷形态

2.2 沟岸崩塌量与土壤流失量

沟岸崩塌影响细沟形态构造,沟岸崩塌是土壤流失量的重要来源。由图 5 可知,细沟冲刷过程中沟岸崩塌量与土壤流失量之间的关系。土壤流失量在前 10 min 主要受水力侵蚀的影响,随着沟岸崩塌逐渐增多,土壤流失量随着沟岸崩塌而波动。在 S40-3、40-6 和 HS40-3、40-6 处理时,由于初始坡度(40°)较大,沟岸崩塌发生较早,频次较多,所以在冲刷后期仍保持较高的土壤流失量。在 H20-3、40-3 和 HS20-3、20-6 时,沟岸崩塌很少发生或者不发生,冲刷后期土壤流失量 <0.2 kg/min。水力侵蚀减弱后,沟岸崩塌是土壤流失量重要的泥沙补给。土壤流失量随着沟岸崩塌而波动,且沟岸崩塌对流失量的影响具有一定的延后性。

中坡(20°)处理中,S 沟岸崩塌发生最频繁,H 仅在高径流量(6 L/min)时有部分沟岸崩塌的发生,HS 沟岸崩塌也较少发生。陡坡(40°)处理中,S 和 HS 沟岸崩塌发生频繁,H 几乎不发生沟岸崩塌。S 和 HS 中坡(20°)和陡坡(40°)的差别,说明陡坡(40°)更有利于沟岸崩塌的发生。H 在低径流量(3 L/min)下不发生沟岸崩塌;在高径流量(6 L/min)下,H 20-6 因为侵蚀基准面较高,下切深度有限,沟壁发生崩塌形

成“U”形断面。S 和 HS 陡坡(40°)时,沟岸崩塌频繁,S 沟岸崩塌多集中在前 40 min,而 HS 则贯穿整个试验过程。S 陡坡(40°)沟岸崩塌共发生 12 次,其中,崩塌重量 >1 kg 的崩塌共 6 次,占总崩塌次数的 50%;HS 陡坡(40°)沟岸崩塌共发生 21 次,崩塌重量 >1 kg 的崩塌共 13 次,占总崩塌次数的 62%。在 HS 陡坡(40°)条件下,沟岸崩塌发生的次数更多,大质量沟岸崩塌次数占比更高。结合图 2、图 3 可知,沟岸崩塌是宽沟继续扩大的重要原因。

2.3 地表径流水力参数

沟岸崩塌的发生与集中径流的水力侵蚀相关,水力参数中的 Re 和 Fr 被用来描述径流的水流状态。图 6、图 7 中分别记录试验中径流 Re 和 Fr 随时间的变化。由图 6 可知, Re 随着径流量增大而增大,不同坡度处理下 Re 并无显著差异。HS 前 15 min Re 变化规律与 H 相似,后续变化则与 S 相似,HS 土体构型改变径流 Re 的变化趋势。与图 2、图 3 对比发现,层流阶段搬运能力较弱,细沟不易形成宽沟。细沟发育过程中梯形断面形成时,S 处理 Re 为 941~1 579;H 处理 Re 为 1 865~2 678;HS 处理下 Re 为 890~2 161。HS 处理在细沟梯形断面形成时 Re 数值要求最低,且范围更广。

由图 7 可知,所有处理下 Fr 随着冲刷时段逐渐减小,整体表现为陡坡(40°)的 Fr 大于中坡(20°)。与图 2、图 3 对比发现,在细沟存在梯形断面的时间段内,HS 的 Fr 变化范围更大。H40-3 发生的溯源侵蚀,土槽坡度整体并未变化,流速并无变化,沟道径流处于急流状态下。

2.4 崩塌时抗剪强度

土体含水量及抗剪强度分别是沟岸崩塌的驱动力和阻力。由图 8 可知,沟岸崩塌时体积含水量和抗剪强度,各土体构型沟岸崩塌发生时体积含水量平均值为 $H(0.35 \text{ cm}^3/\text{cm}^3) > HS(S)(0.33 \text{ cm}^3/\text{cm}^3) > S(0.32 \text{ cm}^3/\text{cm}^3) > HS(H)(0.31 \text{ cm}^3/\text{cm}^3)$,抗剪强

度的平均值为 $HS(H)(178\text{ kPa}) > H(107\text{ kPa}) > S(60\text{ kPa}) > HS(S)(54\text{ kPa})$ 。H 的持水能力和抗剪强度相较于 S 更强, H 与 S 相比沟岸崩塌时含水量和抗剪强度更大。由图 1 可知, 抗剪强度的大小随着含水量增加而减小, 且在相同含水量下 H 抗剪强度大于 S, 因此, H

高含水量时抗剪强度高于 S 低含水量下抗剪强度。在 HS 发生沟岸崩塌时, HS(H) 抗剪强度远大于 H 并不足以发生沟岸崩塌, 与此同时, HS(S) 抗剪强度已经小于 S 沟岸崩塌的抗剪强度, 因此, HS 沟岸崩塌的发生是由于 HS(S) 的失稳。

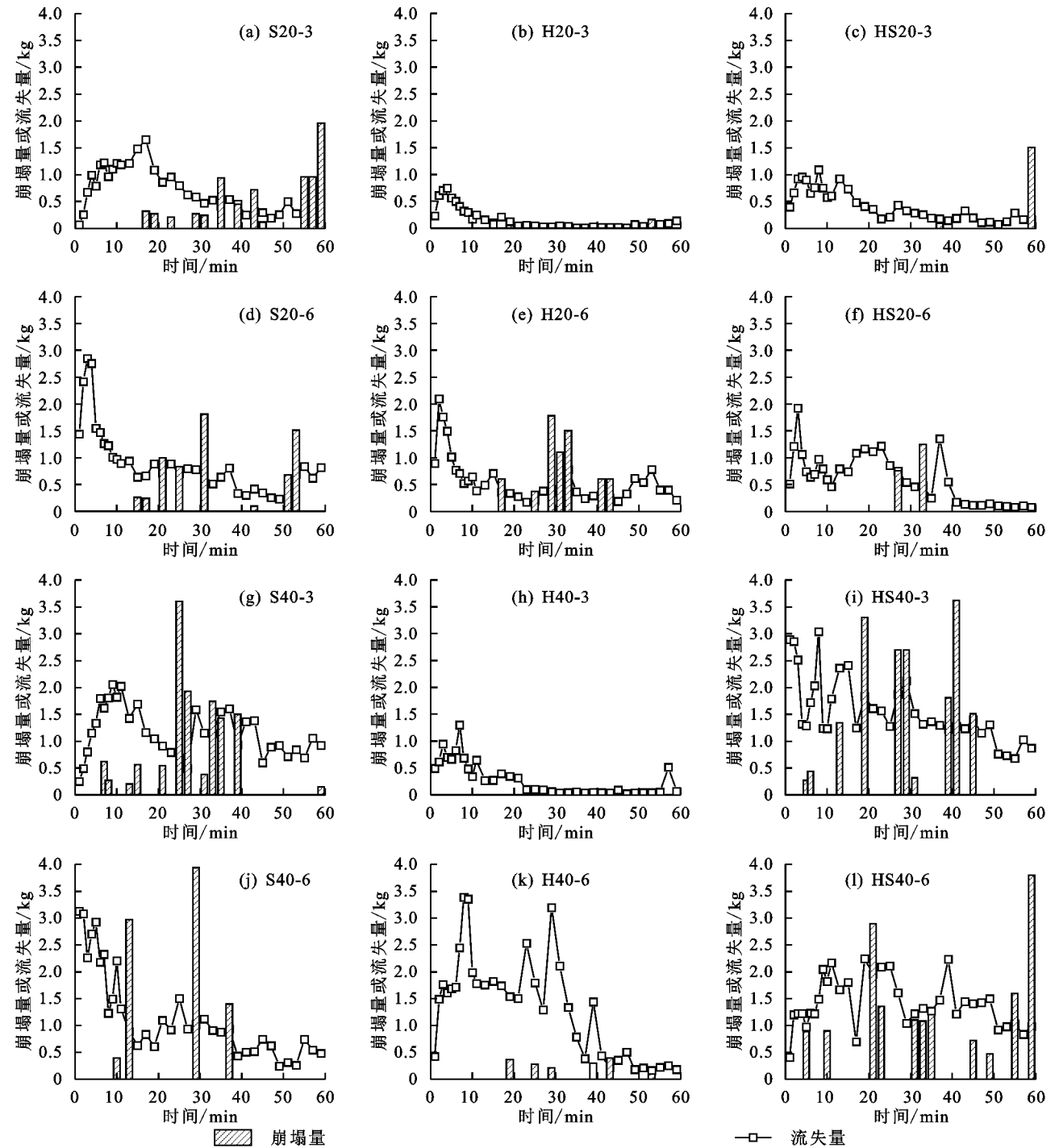


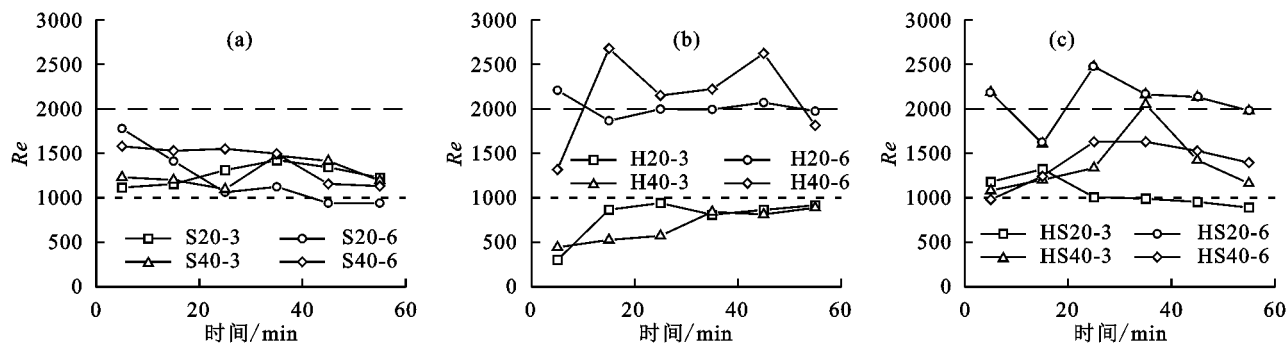
图 5 土壤流失量与沟岸崩塌量随时间变化

3 讨论

3.1 花岗岩细沟形态变化

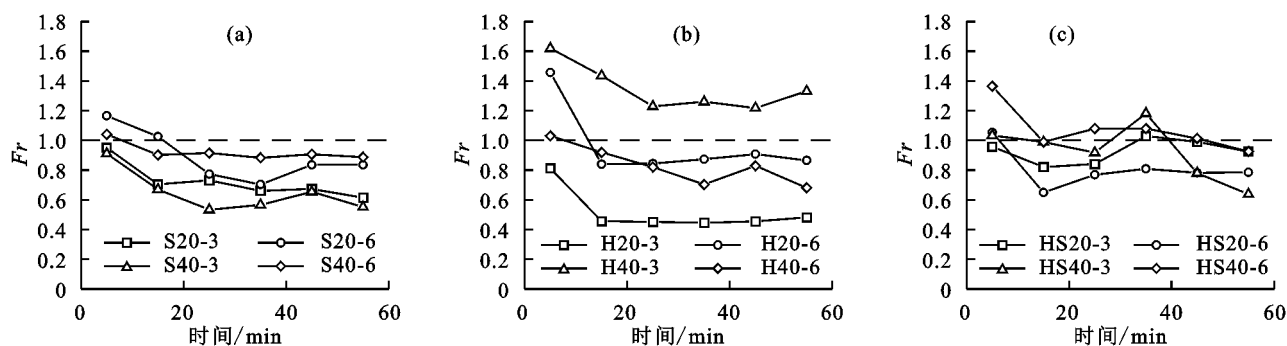
3 个土体构型上的冲刷试验结果表明, H 土壤流失量较小, 细沟发育形态稳定, S 土壤流失量大但细沟整体崩塌, 只有在 HS 土体构型下细沟可以向窠沟形态发育。因为花岗岩红壤上红下砂的土体

构型为细沟发育过程中的形态突变提供良好土壤基础, 上层红土较强的抗侵蚀力和抗剪强度有利于窠沟的稳定发育, 下层砂土抗侵蚀能力较弱, 使细沟能发育出上窄下宽深宽梯形断面。而较大的坡度和径流量是细沟更早形成梯形断面和其继续扩大的有利条件。



注：图中下点线表示 Re 为 1 000，上虚线表示 Re 为 2 000。

图 6 各处理下 Re 随冲刷时间变化

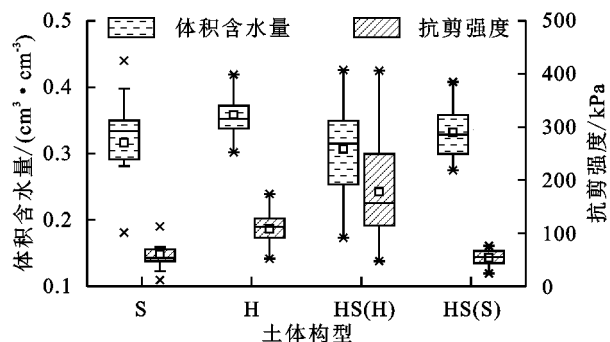


注：图中虚线表示 Fr 为 1.0。

图 7 各处理下 Fr 随时间变化

在黑土地区和黄土高原,细沟和浅沟发育过程中沟道以下切侵蚀为主,沟岸崩塌发生较少^[10,28]。在本研究中,S 和 HS 陡坡(40°)沟岸崩塌发生十分频繁,S 抗侵蚀能力弱,细沟发育到一定阶段后,整个沟道沟壁完全崩塌;HS 上层红土层较强的抗剪强度,使沟岸崩塌的发生以扩大细沟内梯形断面面积为主。HS 中坡(20°)沟岸崩塌发生于试验后期,较小的坡度限制沟岸高度,使沟岸崩塌延缓发生,说明陡坡(40°)对于细沟发育为梯形断面的宽沟有促进作用。当崩塌土体进入沟道后,改变径流状态甚至堵塞沟道,使径流 Re 和 Fr 发生变化,增加径流对沟道的横向掏蚀和纵向侵蚀,扩大细沟内沟道下宽。由此说明,细沟内的沟岸崩塌是宽沟能否形成及继续发育的重要影响因素。径流的水力侵蚀是细沟内沟岸崩塌发生的先决条件^[18]。径流水力参数反映径流对沟道的冲刷,随着径流下切,沟壁高度和临空面角度逐渐增大,土壤自重增加,最后超过土体自身抗剪强度,导致沟岸崩塌。高径流量(6 L/min)下更高 Re 的及陡坡(40°)条件下更高的 Fr ,说明 HS 高径流量(6 L/min)和陡坡(40°)有利于细沟梯形断面的快速形成。当使土体移动的驱动力(如孔隙水压力、土壤自重)超过沟岸的阻力(如基质吸力、抗剪强度)时,沟岸崩塌^[22]。因此,花岗岩红壤上红下砂土体构型通过改变细沟发育过程中的沟岸崩塌、水力性质、土体崩塌的临界含水量和抗剪强度,使细沟内梯形断面得以形成和继续发

育。此结果验证学者^[29]认为的崩岗各层力学性质的差异是宽沟发育的驱动因素的猜测。



注：I 为 1.5IQR 内的范围；□ 为均值；× 为数值；HS(H) 表示 HS 沟崩塌时上层红土的含水量和抗剪强度；HS(S) 表示 HS 沟崩塌时下层砂土的含水量和抗剪强度。

图 8 不同处理下沟岸崩塌时体积含水量和抗剪强度

3.2 土体构型影响细沟形态变化机理

沟岸崩塌是水力侵蚀减弱后,沟道径流重要的泥沙来源^[30]。与 H 和 S 相比,HS 陡坡(40°)处理下沟岸崩塌发生更频繁,且单次崩塌量较大,对土体侵蚀破坏最严重。与 Samadi 等^[31]研究结果一致,不同土壤类型影响沟壁崩塌,黏粒含量更高的土壤发生沟岸崩塌时,土体崩塌量更大。HS 上红下砂的土体构型,增强细沟沟岸整体的稳定性,需要大土块重力来抵消更大抗剪强度,发生沟岸崩塌。但是,上层红土对于土体的保护仅限于土壤表层或侵蚀初期,在侵蚀中后期,红土层被破坏后,砂土层迅速侵蚀下切,随后出现砂土层土壤的剥落,使细沟内梯形断面得以形成

和继续发育。 Re 和 Fr 受 HS 频繁沟岸崩塌影响,增加沟道内的横向和纵向侵蚀,扩大细沟内的梯形断面面积。与 H、S 相比,HS 发生沟岸崩塌时上层红土层含水量最低,抗剪强度最大;下层砂土层含水量较高,抗剪强度较小。HS 土体构型对于沟岸崩塌时含水量和土体抗剪强度影响,体现在其沟岸崩塌发生的过程中,各土层内土壤含水量差异源于土层异质性在不同土层的运动速度不同;同时,其水动力作用于内部土壤颗粒,造成崩壁土壤结构改变,降低稳定性^[32]。HS 上层红土层增加土槽内土体的整体抗剪强度,使细沟内特殊梯形断面能够发育到更大的横截面积。

根据室内模拟冲刷试验结果推测花岗岩红壤坡面细沟发育过程,在足够的汇流量和坡度下,水流剥蚀表层红土,在侵蚀初期细沟多呈“V”形发育;随着细沟逐渐下切至砂土层,砂土层更弱的抗侵蚀能力使细沟加速下切,并且发生沟岸崩塌;沟岸崩塌的发生和径流侵蚀导致上层红土层悬空形成上窄下宽的梯形断面;梯形断面在足够的驱动力下,继续促进沟岸崩塌的发生;沟岸崩塌进一步扩大梯形断面面积,由此反复逐渐发育为崩岗雏形。

4 结论

花岗岩红壤坡面上红下砂土层的土体构型是细沟发育为沟道呈上窄下宽深宽梯形断面宽沟的重要原因,陡坡(40°)和高径流量(6 L/min)可促进细沟向宽沟的形成和发育。花岗岩红壤细沟发育过程中,上层红土层为宽沟的形成和发育提供稳定性条件,下层砂土层较弱的抗侵蚀能力和抗剪强度是梯形断面形成的必要条件。上层红土层较强的抗剪强度防止沟道的整体崩塌,增加细沟发育过程中沟岸崩塌量和次数。沟岸崩塌的发生改变径流水力性质,使径流横向侵蚀增加。同时,上层红土层增强整个土体的抗侵蚀能力,使下层砂土在到达临界含水量时依旧未崩塌,使细沟内宽深的梯形断面能维持更长的时间,导致沟岸高度增加,引发更多、更大的沟岸崩塌,从而形成更大的宽沟。

参考文献:

- [1] Xu J X. Benggang erosion: The influencing factors[J]. Catena, 1996, 27(3/4): 249-263.
- [2] Ni S M, Zhang D Q, Wen H, et al. Erosion processes and features for a coarse-textured soil with different horizons: A laboratory simulation[J]. Journal of Soils and Sediments, 2020, 20(7): 2997-3012.
- [3] 廖义善, 卓慕宁, 唐常源, 等. 崩岗崩积体坡面糙度及其与侵蚀方式的耦合影响研究[J]. 农业机械学报, 2017, 48(11): 300-306.
- [4] 廖义善, 唐常源, 袁再健, 等. 南方红壤区崩岗侵蚀及其防治研究进展[J]. 土壤学报, 2018, 55(6): 1297-1312.
- [5] 史德明. 我国热带、亚热带地区崩岗侵蚀的剖析[J]. 水土保持通报, 1984, 4(3): 32-37.
- [6] 阮伏水. 福建崩岗沟侵蚀机理探讨[J]. 福建师范大学学报(自然科学版), 1996, 12(增刊1): 24-31.
- [7] Gao P. 7.11 rill and gully development processes[M]. Treatise on Geomorphology. Amsterdam: Elsevier, 2013: 122-131.
- [8] Di Stefano C, Ferro V. Measurements of rill and gully erosion in Sicily[J]. Hydrological Processes, 2011, 25(14): 2221-2227.
- [9] Guo M M, Yang B, Wang W L, et al. Distribution, morphology and influencing factors of rills under extreme rainfall conditions in main land uses on the Loess Plateau of China [J]. Geomorphology, 2019, 345: e106847.
- [10] 车晓翠, 赵文婷, 沈海鸥, 等. 黑土坡面细沟形态及剖面特征试验研究[J]. 水土保持通报, 2020, 40(5): 55-59.
- [11] 郝好鑫, 郭忠录, 李朝霞, 等. 红壤坡面细沟横断面形态及水动力学特性研究[J]. 长江流域资源与环境, 2018, 27(2): 363-370.
- [12] 高钰淇, 陈家宙, 邹自强, 等. 宽沟是崩岗早期发育的形态标志[J]. 水土保持学报, 2022, 36(4): 105-111.
- [13] 刘希林. 全球视野下崩岗侵蚀地貌及其研究进展[J]. 地理科学进展, 2018, 37(3): 342-351.
- [14] Lou Y C, Gao Z L, Sun G F, et al. Runoff scouring experimental study of rill erosion of spoil tips[J]. Catena, 2022, 214: e106249.
- [15] Zhao K, Gong Z, Xu F, et al. The role of collapsed bank soil on tidal channel evolution: A process-based model involving bank collapse and sediment dynamics[J]. Water Resources Research, 2019, 55(11): 9051-9071.
- [16] Fox G A, Wilson G V. The role of subsurface flow in hill-slope and stream bank erosion: A review[J]. Soil Science Society of America Journal, 2010, 74(3): 717-733.
- [17] Gao Y H, Liu C X, Zou Z Q, et al. Effects of sediment yield fluctuations on the niche-like ephemeral gully formation in granite red soil[J]. Catena, 2022, 219: e106624.
- [18] Deng S S, Xia J Q, Zhou M R, et al. Coupled modeling of bank retreat processes in the Upper Jingjiang Reach, China [J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2018, 43(14): 2863-2875.
- [19] Chen J L, Zhou M, Lin J S, et al. Comparison of soil physicochemical properties and mineralogical compositions between noncollapsible soils and collapsed gullies [J]. Geoderma, 2018, 317: 56-66.
- [20] 刘光崧. 土壤理化分析与剖面描述[M]. 北京: 中国标准

- 出版社,1996.
- [21] 吴克宁,赵瑞.土壤质地分类及其在我国应用探讨[J].土壤学报,2019,56(1):227-241.
- [22] Jiang F S, Huang Y H, Wang M K, et al. Effects of rainfall intensity and slope gradient on steep colluvial deposit erosion in southeast China[J].Soil Science Society of America Journal,2014,78(5):1741-1752.
- [23] 徐锡蒙,郑粉莉,覃超,等.黄土丘陵沟壑区浅沟发育动态监测与形态定量研究[J].农业机械学报,2019,50(4):274-282.
- [24] Frankl A, Stal C, Abraha A, et al. Detailed recording of gully morphology in 3D through image-based modeling[J].Catena,2015,127:92-101.
- [25] Qin C, Zheng F L, Wells R R, et al. A laboratory study of channel sidewall expansion in upland concentrated flows[J].Soil and Tillage Research,2018,178:22-31.
- [26] Reichert J M, Norton L D. Rill and interrill erodibility and sediment characteristics of clayey Australian Vertosols and a Ferrosol[J].Soil Research,2013,51(1):1-9.
- [27] 肖培青,姚文艺,申震洲,等.苜蓿草地侵蚀产沙过程及其水动力学机理试验研究[J].水利学报,2011,42(2):232-237.
- [28] 王龙生,蔡强国,蔡崇法,等.黄土坡面细沟形态变化及其与流速之间的关系[J].农业工程学报,2014,30(11):110-117.
- [29] 何玲,邓羽松.南方崩岗侵蚀区崩壁龛穴发育特征与稳定性初探[J].水土保持学报,2023,37(3):60-65.
- [30] Yu G A, Li Z W, Yang H Y, et al. Effects of riparian plant roots on the unconsolidated bank stability of meandering channels in the Tarim River, China[J].Geomorphology,2020,351:e106958.
- [31] Samadi A, Amiri-Tokaldany E, Davoudi M H, et al. Experimental and numerical investigation of the stability of overhanging riverbanks [J]. Geomorphology, 2013,184:1-19.
- [32] Tao Y, He Y B, Duan X Q, et al. Preferential flows and soil moistures on a Benggang slope: Determined by the water and temperature co-monitoring[J].Journal of Hydrology,2017,553:678-690.
- (上接第 73 页)
- [22] Anandhi A, Perumal S, Gowda P H, et al. Long-term spatial and temporal trends in frost indices in Kansas, USA[J].Climatic Change,2013,120(1/2):169-181.
- [23] Li N, Cuo L, Zhang Y X. On the freeze-thaw cycles of shallow soil and connections with environmental factors over the Tibetan Plateau[J].Climate Dynamics,2021,57(11/12):3183-3206.
- [24] 葛骏,余晔,李振朝,等.青藏高原多年冻土区土壤冻融过程对地表能量通量的影响研究[J].高原气象,2016,35(3):608-620.
- [25] 焦永亮,李韧,赵林,等.多年冻土区活动层冻融状况及土壤水分运移特征[J].冰川冻土,2014,36(2):237-247.
- [26] 林笠,王其兵,张振华,等.温暖化加剧青藏高原高寒草甸土非生长季冻融循环[J].北京大学学报(自然科学版),2017,53(1):171-178.
- [27] 高振荣,田庆明,刘晓云,等.近 58 年河西走廊地区气温变化及突变分析[J].干旱区研究,2010,27(2):194-203.
- [28] 李悦绮,文军,刘闻慧,等.中国西部土壤冻融起止期和冻结深度及其与气温关系的时空分布特征分析[J].高原气象,2023,42(3):657-670.