

DOI:10.19322/j.cnki.issn.1006-4710.2018.03.002

# 初始解冻深度对冻融坡面侵蚀产沙过程的影响

程圣东<sup>1</sup>, 杭朋磊<sup>1</sup>, 李占斌<sup>1</sup>, 张辉<sup>2</sup>, 王添<sup>1</sup>, 成玉婷<sup>1</sup>

(1. 西安理工大学 省部共建西北旱区生态水利国家重点实验室, 陕西 西安 710048;

2. 陕西西部联盟生态股份有限公司, 陕西 西安 710075)

**摘要:** 未完全解冻层是影响解冻期土壤侵蚀的主要因素,为探讨未完全解冻层对黄土地区坡面侵蚀产沙的影响,采用室内模拟降雨试验的方法,通过控制雨强及初始解冻深度两个因子,对冻融坡面的水沙特性及响应过程进行了对比研究。结果表明:相对于未冻融坡面,雨强增加,初始产流时间会显著缩短,而初始解冻深度的增加会显著延长初始产流时间;冻融坡面产流过程中,产沙量显著增加了10~24倍,且增长趋势由快变慢的时间临界点随雨强的增加而缩短;相同雨强下,不同初始解冻深度坡面的产流变化特征一致,径流总量变化不显著而产沙量随初始解冻深度的增加而增加;相同初始解冻深度下,不同雨强下坡面产流的平均含沙量变化不明显,总产沙量随径流量增大而增大;坡面产沙量与降雨历时、雨强和初始解冻深度均呈极显著相关,坡面产流量与降雨历时、雨强和产沙量均呈极显著相关,而与初始解冻深度没有表现出相关性,说明初始解冻深度对坡面产流的影响不显著,而与坡面产沙量的关系密切。

**关键词:** 冻融侵蚀; 初始解冻深度; 水沙关系; 侵蚀相关性

**中图分类号:** S157.1; S157.2      **文献标志码:** A      **文章编号:** 1006-4710(2018)03-0257-07

## Study of the influence of initial thawing depth on the erosion and sediment yield processes on freezing-thawing slope

CHENG Shengdong<sup>1</sup>, HANG Penglei<sup>1</sup>, LI Zhanbin<sup>1</sup>, ZHANG Hui<sup>2</sup>,  
WANG Tian<sup>1</sup>, CHENG Yuting<sup>1</sup>

(1. State Key Laboratory of Eco-hydraulics in Northwest Arid Region of China, Xi'an University of Technology, Xi'an 710048, China; 2. Shaanxi West Ecological Alliance Company Limited By Shares, Xi'an 710075, China)

**Abstract:** The incomplete thawing layer is the main factor affecting the soil erosion in the thawing period. To explore the effect of the incomplete thawing layer on the slope erosion and sediment yield in the loess area, an indoor simulated rainfall experiment is carried out to compare the characteristics of sediment load and runoff on the freeze-thaw and unfrozen slopes by controlling the rainfall intensity and the initial thawed depth. The results show that the freeze-thaw has a significant effect in reducing the initial runoff time on the loess slopes and the total sediment yield on freeze-thaw slopes increased by 10 to 24 times compared with the unfrozen slope. The catastrophe time point of runoff and sediment increases with the increasing rainfall intensity. For the freeze-thaw slopes with different initial thawing depths eroded by equal rainfall intensity, the runoff characteristics with time were consistent, with the total amount of runoff varying with the initial thawing depth and there was no stable rule, while the sediment yield increased with the initial thawing depth. At the same slope, the sediment concentration did not change at different rainfall intensities and the sediment yield was influenced by the runoff volume. The amount of sediment yield was significantly correlated with rainfall duration, rainfall intensity, and initial thawing depth, with the slope runoff strongly correlated with rainfall duration, rainfall intensity, and sediment yield, whereas they did not correlate with the depth of initial thawing, indicating that the initial thawing depth had no significant effect on the slope runoff, which was closely re-

收稿日期: 2018-03-23

基金项目: 国家重点研发计划资助项目(2017YFC0504704); 国家自然科学基金资助项目(41601291, 51609196)

作者简介: 程圣东,男,讲师,博士,研究方向为土壤侵蚀与水土保持。E-mail: xautcsd@163.com

lated to the amount of sediment on the slopes.

**Key words:** freeze-thaw erosion; initial thawing depths; water sediment relationship; erosion correlation

冻融侵蚀是指土体或岩石中的水分由于温度变化发生相变,导致土体或岩石发生机械破坏,进而造成的侵蚀<sup>[1]</sup>,黄土丘陵沟壑区的气候条件满足季节性冻融侵蚀发生的要素<sup>[2]</sup>。长期以来,冻融侵蚀的研究大多集中在冻融侵蚀前后土壤可蚀性的变化<sup>[3-6]</sup>、侵蚀产沙量变化<sup>[7-8]</sup>等方面,而对于冻土解冻时期土壤侵蚀的研究相对较少。受季节温度的影响,冻土层在温度升高时表土解冻,土壤侵蚀效果显著增强<sup>[9-13]</sup>。国内外学者普遍认为,解冻期的未完全解冻层和土壤中存在的不透水土层是造成冻融侵蚀区强烈片蚀、沟蚀等的主要原因<sup>[14-16]</sup>,未完全解冻层的阻水作用会随着解冻深度的增加而降低。当冻土消融时,土壤的抗剪强度减弱,可蚀性增大,更容易发生土壤侵蚀<sup>[17]</sup>。因此,为揭示黄土丘陵沟壑区冻土解冻期末完全解冻层对坡面土壤侵蚀的影响,本文通过模拟降雨试验,分析初始解冻深度对冻融坡面侵蚀产沙过程的影响,以为黄土丘陵沟壑区土壤侵蚀机理研究提供一定的参考。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究材料

试验用土为陕北黄土丘陵沟壑区的黄绵土,其机械组成为粉粒 65.28%、砂粒 34.7%、黏粒 0.02%,土壤质地为粉沙质壤土。试验地点位于西安理工大学西北旱区生态水利国家重点实验室的雨洪侵蚀大厅。模拟降雨试验示意图如图 1 所示,由降雨系统、试验土槽及冻土装置组成。

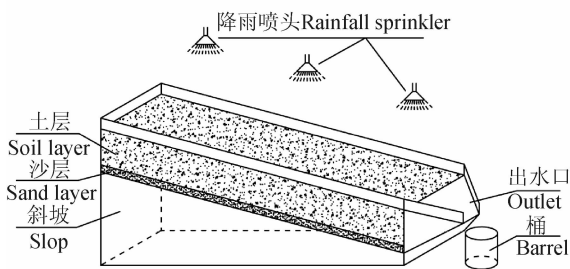


图 1 模拟降雨试验示意图

Fig. 1 Illustration of simulated rainfall test

降雨系统采用自主研发的针管式模拟降雨装置,其降雨空间均匀度大于 80%,能够保证与天然雨强的相似性要求;试验土槽长 2 m,宽 0.75 m,深 0.35 m,为木质不透水结构,为保证承重以及土体的单向解冻要求,木板厚度均为 5 cm,外围用矩形

铁架固定;冻土装置采用澳柯玛 DW-40W300 型冻融箱室,长 4.5 m,宽 2.5 m,高 2.5 m,温度变化范围为  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 30\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,具备制冷和加热系统,可以满足试验需求。

### 1.2 研究方法

黄土高原地区平均最大冻土深度 97.8 cm,且每年的 3~5 月冻土层由土壤表面逐渐向下全部融化<sup>[18]</sup>。野外监测表明,解冻深度增加是一个渐进的过程,侵蚀主要来自于表层土壤,鉴于室内控制试验主要研究侵蚀机理,设计初始解冻深度分别为 0 cm、2 cm、4 cm 和 6 cm。根据侵蚀性降雨的相关理论,考虑到雨强太小时无法观测到冻融坡面产流的实际情况,为保证模拟降雨强度的梯度,试验设定的雨强分别为 0.6 mm/min、0.9 mm/min 和 1.2 mm/min,设定坡度为  $15^{\circ}$ ,试验采用全因子试验,一组试验设置 12 场降雨,每组重复三次,共计 36 场降雨,数据分析时采用三场试验的平均值。将雨强为 0.9 mm/min 的未冻结坡面作为对照坡面,进行对比分析。

本文的试验过程包括试验装土处理、冻结土及解冻土处理以及模拟降雨过程。装土处理:首先将试验用土过 5 cm 的筛,保持土样初始含水量为 15%,在试验土槽底部铺一层纱布,再铺设 5 cm 厚天然砂,保证其渗透情况与天然状态相似,分 5 层填装 30 cm 厚黄绵土(每层 6 cm),土壤容重控制为  $1.3\text{ g/cm}^3$ 。冻结土及解冻土处理:将完成装土处理的试验土槽推入  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$  的冻融箱室中连续冻结 24 h,再将试验土槽放置在室温约为  $15\text{ }^{\circ}\text{C}$  的环境中进行缓慢解冻,利用钢针测量冻土坡面的解冻深度。其具体过程为:在  $200\text{ cm}\times 75\text{ cm}$  的试验土槽上选择 12 个均匀分布的解冻深度监测点,每间隔 25 min 用细钢针垂直插入监测点,快速测算出监测点的解冻深度及其平均值,当其平均值达到试验设计的初始解冻深度时,即进行下一步的模拟降雨试验。模拟降雨过程:在试验土槽完成冻结土及解冻土处理之前,完成雨强的率定工作。模拟降雨过程中,记录坡面的初始产流时间(开始降雨到坡面出口开始产流的历时),在坡面出水口采集浑水样品,每 1 min 采集 1 次,历时 60 min。模拟降雨结束后,用烘干称重的方法测量泥沙干重,用置换法计算径流量。模拟降雨试验在室内进行,试验时降雨水温和环境温度均在  $15\text{ }^{\circ}\text{C}$  左右,模拟降雨时室内温度较为恒定。

## 2 结果与分析

### 2.1 不同降雨和初始解冻深度条件下冻融坡面产流特征

对比雨强为 0.9 mm/min 的冻融坡面与对照坡面的平均产流过程,如图 2 所示。

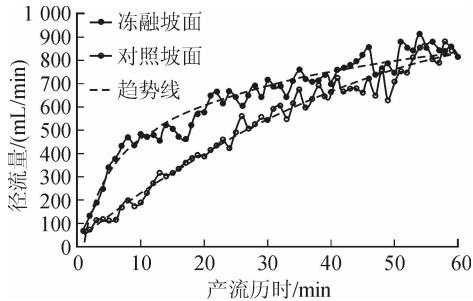


图 2 冻融坡面与对照坡面产流过程

Fig. 2 Runoff process on freeze-thaw slope and control slope

由图 2 可以看出,冻融坡面与对照坡面的产流过程差异显著 ( $p < 0.05$ )。其中,对照坡面产流较稳定;而冻融坡面在初始产流后的前 10 min 产流迅速,随后逐渐变缓,并在产流 50 min 后,两者产流能力的差距逐渐缩小。计算前 10 min 曲线的平均斜率发现,冻融坡面产流强度是对照坡面的 2.5 倍,但在后期趋势逐渐接近,并趋于稳定,说明虽然两种坡面初始状态不同,但受到土壤质地等因素的影响,其产流强度存在一个上限,也就是坡面产流能力。对冻融坡面与未冻融坡面产流量的变化拟合方程,如表 1 所示。

表 1 冻融坡面与对照坡面产流过程拟合方程

Tab. 1 Fitting equation of runoff process on freeze-thaw slope and control slope

坡面类型	拟合方程	拟合优度 $R^2$
冻融坡面	$R_f = 208.7 \ln(t) - 19.8$	0.95
对照坡面	$R_c = -0.13t^2 + 21.1t + 31.1$	0.98

注:  $R_f$ 、 $R_c$  分别为冻融坡面、对照坡面产流量,  $t$  为产流历时。

冻融坡面产流过程与对数函数曲线拟合得较好,而对照坡面产流过程与二次函数拟合得较好。说明冻融作用对土壤的产流特性产生了较大的影响,改变了黄土坡面的径流过程。

不同雨强及初始解冻深度条件下冻融坡面产流过程如图 3 所示。

从各曲线的倾斜程度可以看出,前期曲线斜率大,属于增长期;后期曲线平缓,属于稳定期。增长期与稳定期之间存在着一个临界点,临界点前产流能力迅速增加,临界点后产流能力逐渐平缓且趋于

稳定的波动,对各组径流过程的时间临界点进行统计,0.6 mm/min、0.9 mm/min、1.2 mm/min 雨强对应的时间临界点分别为 51 min、44 min、17 min。此外,临界点随雨强的增大向前移动,即在大雨强下,冻融坡面产流会更快达到某一稳定值。

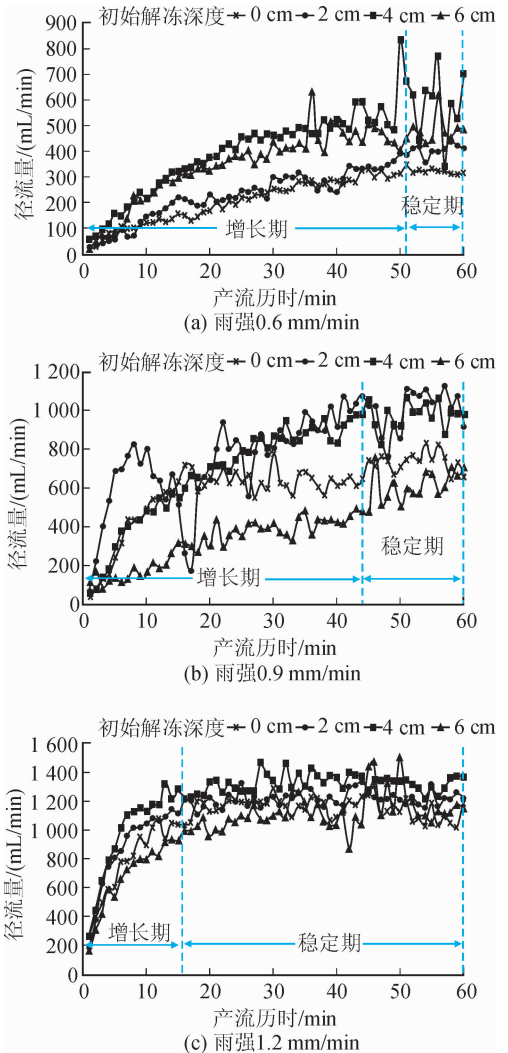


图 3 不同雨强及初始解冻深度下冻融坡面产流过程  
Fig. 3 Runoff process of freeze-thaw slopes at different rainfall intensities and initial thawing depths

在一定时间段内,坡面产流越早达到稳定,其以较大流量产流的时间就越长,径流总量也就越大,所以这一稳定值显著 ( $p < 0.05$ ) 增加了坡面径流量。此外,对于等雨强下不同初始解冻深度的坡面,其产流能力随时间发生变化的趋势是一致的,这说明冻融坡面径流形态受雨强的作用较大,而受初始解冻深度的影响较小。若是对各组试验的径流总量进行统计,图 3(a)各径流总量从大到小对应的初始解冻深度依次为 4 cm、6 cm、2 cm、0 cm;图 3(b)各径流总量从大到小对应的初始解冻深度依次为 2 cm、4 cm、0 cm、6 cm;图 3(c)各径流总量从大到小对应的初始解冻深度依次为 4 cm、2 cm、0 cm、6 cm,对比

发现,径流总量随初始解冻深度的变化并没有稳定的规律,说明解冻深度对冻融坡面产流总量的影响不大。

不同雨强及初始解冻深度下各组初始产流时间,如表2所示,0.9 mm/min雨强下对照组的初始产流时间为24.2 min。对比不同雨强下的初始产流时间发现,雨强越大,其初始产流时间变化越大,说明雨强的增加可以显著( $p < 0.05$ )减小初始产流时间。在雨强一定的情况下,初始解冻深度越大,其初始产流时间越长,这是由于在一定的解冻深度上存在着一个弱透水的冻土层,使融化土壤水分更容易达到饱和。根据初始产流时间随初始解冻深度增加的相对变化率可以发现,初始产流时间在2~4 cm的初始解冻深度内的变化率远低于其他状态下的变化率,说明初始解冻深度由2 cm增加到4 cm时,对产流时间的影响较小。

表2 不同雨强及初始解冻深度的初始产流时间  
Tab.2 Initial runoff producing time at different rainfall intensities and initial thawing depths

降雨强度/(mm/min)	初始解冻深度/cm	初始产流时间/min	相对变化率
0.6	0	10.13	
	2	17	0.40
	4	18.8	0.10
	6	38.62	0.51
0.9	0	5.47	
	2	12.83	0.57
	4	16.44	0.22
1.2	0	2.58	
	2	5.37	0.52
	4	6.75	0.20
	6	14.01	0.52

## 2.2 不同降雨和初始解冻深度条件下冻融坡面产沙特性

雨强为0.9 mm/min时,冻融坡面及未经冻融的对照坡面的平均产沙过程如图4所示。

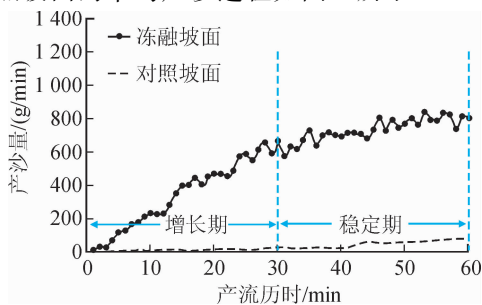


图4 冻融坡面与对照坡面产沙过程

Fig.4 Sedimentation process of freeze-thaw slope and control slope

可以看出,相对于冻融坡面,对照坡面的产沙过程平缓稳定,而冻融坡面产沙过程波动明显且变化迅速。统计冻融坡面不同初始解冻深度下的产沙总量,发现冻融坡面产沙总量是对照坡面的10~24倍,说明冻融作用显著( $p < 0.05$ )增加了坡面产沙量。在开始产流后的一段时间内,冻融坡面产沙量迅速增加,约30 min后,各冻融坡面的产沙速率逐渐趋于稳定。这是因为在模拟降雨试验进行到30 min时,冻土解冻的速度与水力侵蚀强度两者达到相对平衡的状态,产沙稳定是由于解冻土层提供的物质来源与水力侵蚀能力处于相对稳定的状态造成的。

不同雨强及初始解冻深度下冻融坡面产沙过程,如图5所示。

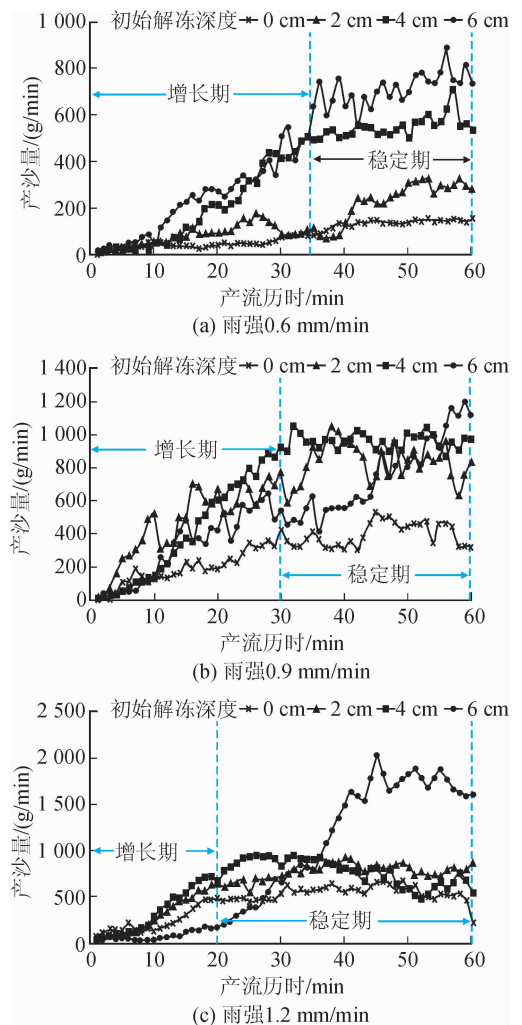


图5 不同雨强及初始解冻深度下冻融坡面产沙过程  
Fig.5 Sedimentation process of freeze-thaw slopes at different rainfall intensities and initial thawing depths

对比图5中三种雨强下的坡面产沙过程发现,产沙强度随着雨强的增大而迅速增加。三组曲线的趋势都具有较好的一致性,在产流后一段时间内产沙强度迅速增加,随后产沙量达到某一稳定值,其曲

线在这一稳定值的周围上下波动。图 5(a)中 4 条曲线反映出,在产流约 35 min 内产沙强度迅速增加,35 min 后产沙逐渐趋于稳定,表明在 0.6 mm/min 雨强下冻融坡面产沙强度变化的临界点约为 35 min。对比发现,产沙强度从大到小对应的初始解冻深度依次为 6 cm、4 cm、2 cm、0 cm,对应稳定后的平均产沙强度分别为 717.36 g/min、551.60 g/min、234.53 g/min、136.42 g/min。说明当雨强为 0.6 mm/min 时,随着初始解冻深度的增加,产沙强度也随之增加。在雨强较小时完全冻结的黄土坡面产沙过程比较稳定,这可能是由于在雨强较小时产流较小,且完全冻结的黄土坡面解冻较慢,径流量较小,径流能量较小,侵蚀能力微弱,水流挟沙力较小,导致侵蚀量较小。图 5(b)中 4 条曲线反映出其产沙强度在开始产流的 30 min 内都处于快速增长阶段,随后逐渐趋于稳定,并且它们的趋势更具一致性,产沙过程随初始解冻深度的变化层次性更加明显;但是与图 5(a)不同的是,0.9 mm/min 雨强下产沙强度从大到小对应的初始解冻深度依次为 4 cm、2 cm、6 cm、0 cm,对应稳定后的平均产沙强度分别为 961.61 g/min、834.15 g/min、758.53 g/min、395.91 g/min。对比图 5(a)稳定产沙强度,图 5(b)中各值的差距在逐渐缩小。从图 5(c)中可以看出,除了初始解冻深度为 6 cm 的产沙过程线,另外三条曲线具有较好的一致性,其产沙强度在产流后 20 min 内处于快速增长阶段,20 min 后逐渐趋于稳定;而初始解冻深度为 6 cm 的产沙过程线在产流后 41 min 内都呈现快速增长,其中在起始的 26 min 内产沙强度小于前三者,而在 27~36 min 内迅速增长。对于初始解冻深度为 6 cm 的坡面,由于降雨开始入渗强度相对于其它坡面较大,径流侵蚀动力较小,泥沙输移能力微弱;随着降雨的继续,土壤含水量增加,土壤入渗减小,坡面流量增加;在较大的流量下,初始解冻深度较大的坡面土体被强烈侵蚀。其产沙强度从大到小对应的初始解冻深度依次为 6 cm、4 cm、2 cm、0 cm,对应产沙稳定后的平均产沙强度分别为 1 734.98 g/min、771.32 g/min、766.35 g/min、533.25 g/min。本试验的坡面侵蚀量主要来自于细沟侵蚀,产沙强度基本随初始解冻深度的增加而增加,这不同于范昊明和刘佳等<sup>[15-16]</sup>的研究成果,他们的研究认为,坡面的侵蚀产沙强度受含水率、降雨强度、初始解冻深度的综合影响,在一定程度上,坡面侵蚀产沙强度随初始解冻深度的增加而减小。这可能是由于试验设计的降雨历时、土壤质地等不同所导致的,在范昊明和刘佳的试验

研究中,采用的降雨历时仅为 20 min,初始解冻深度的增加导致入渗量增加,细沟处于刚开始发育阶段,细沟侵蚀时间较短,侵蚀量较小,坡面初始解冻深度较大的坡面还未发生不断的溯源侵蚀以及滑塌现象,因此侵蚀量较小,产沙能力微弱。另外,疏松软绵的黄绵土的可蚀性远大于黑土,也是导致黄绵土更易发生滑塌和溯源侵蚀的原因之一。

### 2.3 不同降雨和初始解冻深度条件下冻融坡面水沙关系响应

不同初始解冻深度和雨强下的水沙关系曲线,如图 6 所示。

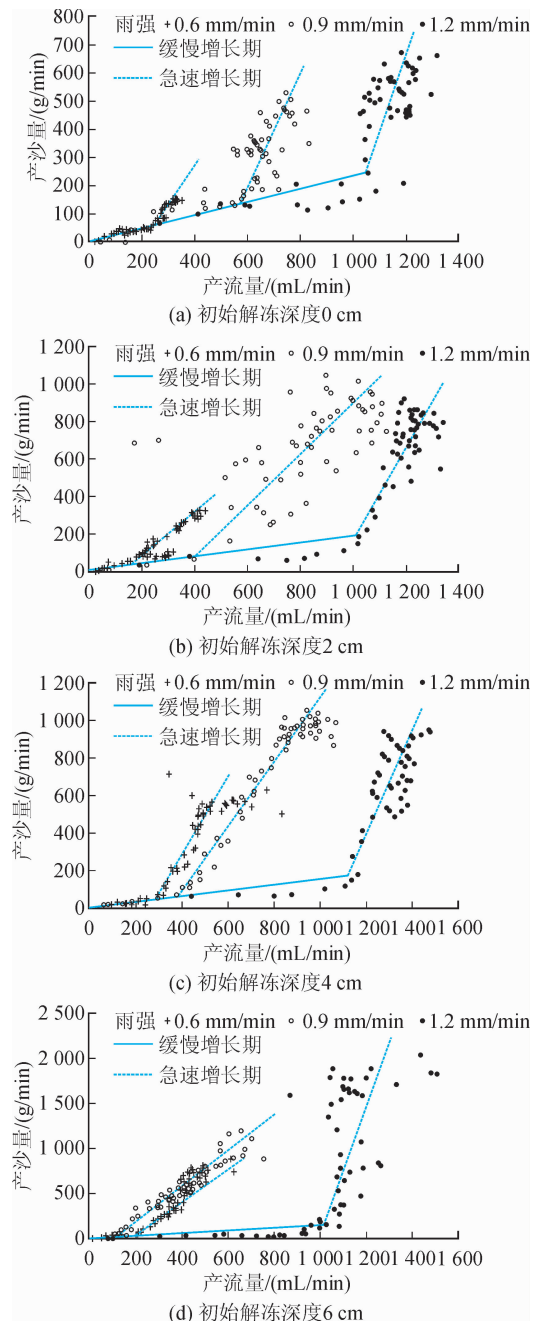


图 6 不同雨强及初始解冻深度的水沙关系曲线  
Fig. 6 Water-sediment relationship curve at different rainfall intensities and initial thawing depths

从图中可以发现,冻融坡面水沙关系分为两个阶段,第一阶段为缓慢增长期,产沙量随着产流量缓慢增加,这主要是由于对于初始解冻深度为0 cm的土壤,虽然降雨初期几乎没有入渗,但完全冻结的土壤不易被剥离,而对于解冻土壤,降雨初期雨水大量入渗,径流量较小,对泥沙的输移能力较弱,所以产沙量较小;第二个阶段为急速增长期,此时产沙量急剧增长,这是由于随着降雨的持续,土壤坡面在水流的冲刷下产生细沟,且细沟的长度和深度会随着持续降雨迅速发展,使产沙量迅速增加,此外,由于未完全解冻的黄土坡面存在不透水的冻结层,从而增加了坡面径流量,为泥沙输移提供了动力条件。两个阶段交汇的地方即是冻融坡面水沙关系发生变化的突变点。综合来看,相同坡面条件下,对于冻融坡面水沙关系的突变点,随着雨强的变大对应突变点的径流量越大;随着初始解冻深度的增加,在0.6~0.9 mm/min雨强下的突变点逐渐靠近,对应径流量及产沙量差距在缩短,说明随着初始解冻深度的增加,雨强对于冻融坡面水沙关系的影响在减小。突变点的产生一方面可能是由于随着降雨的持续,土壤含水量增加,入渗量降低,从而造成径流量迅速增大,为冻融坡面产沙提供了更多水动力条件;另一方面,坡面细沟的形成,使集中流对沟道的掏蚀更加剧烈。

不同雨强及初始解冻深度下冻融坡面的水沙双累积关系曲线,如图7所示。

从图7(a)中可以看出,曲线都呈上升趋势。初始阶段,随着累积产流量的增加,初始解冻深度为4 cm及6 cm两条曲线呈上凹趋势,说明产沙量的增长率大于产流量的增长率;累积产流量达到约7 500 mL之后两条曲线趋于稳定,呈线性增加的趋势。初始解冻深度2 cm的曲线在起始阶段呈下凹趋势,当累积产流量达到7 500 mL之后趋于稳定;初始解冻深度为0 cm的曲线一直比较稳定,说明其累积产流量与累积产沙量关系稳定。图7(b)中,产流总量和初始解冻深度的关系为线性增长趋势。图7(c)中曲线与前两组有较为明显的不同,初始解冻深度6 cm的曲线在初期上凹,且曲率远大于其余三者,后期曲线斜率又明显大于上述三者,累积产流量在20 000 mL左右时,累积产沙量开始迅速增加,累积产流量达到35 000 mL之后,产沙量的增加速率达到最大。其余三条曲线在累积产流量为10 000 mL之前缓慢增加,之后迅速增加。初始解冻深度为2 cm和4 cm的两条曲线几乎重合,其产流及产沙过程近似,说明在大雨强下,初始解冻深度对冻融坡面产流产沙过程的影响在减小。

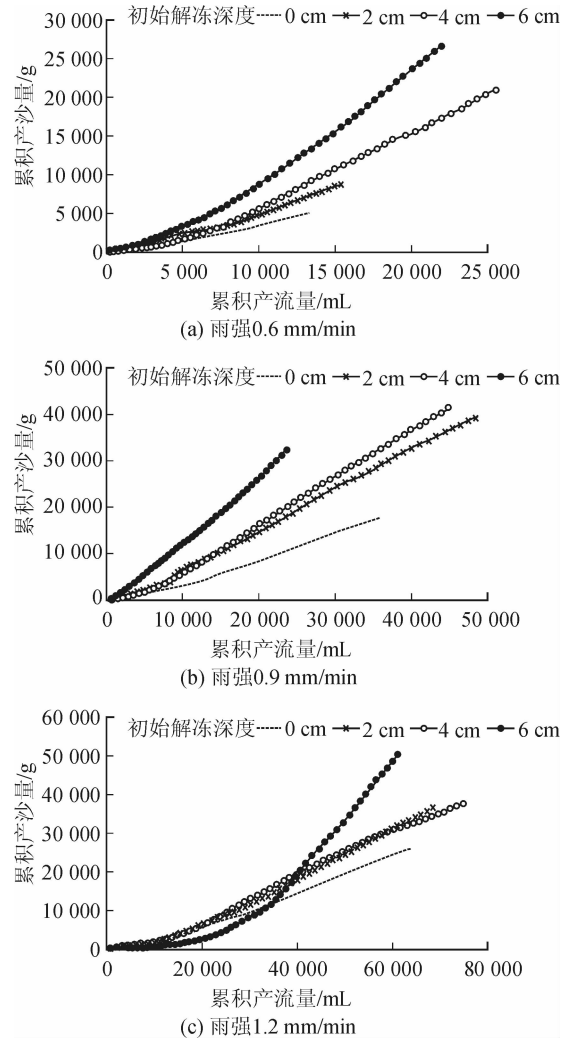


图7 不同雨强及初始解冻深度的水沙双累积关系曲线  
Fig. 7 Water-sediment double-accumulation curve at different rainfall intensities and initial thawing depths

## 2.4 冻融坡面侵蚀因子相关性分析

以上分析表明,初始解冻深度和雨强都对土壤侵蚀量有一定的影响,为了进一步量化它们之间的关系,文中对产流历时、初始解冻深度、雨强、产沙量、产流量、累积产沙量、累积产流量等侵蚀因子进行双变量相关性分析(Pearson),结果如表3所示。从分析结果可以发现,产沙量和产流量都与降雨历时呈显著相关关系,累积产沙量和累积产流量与降雨历时的相关性则更大,这说明产沙量及产流量属于时变性的侵蚀因子。此外,初始解冻深度与产沙量的相关性最大,反而与产流量的关系并不密切,这说明初始解冻深度显著影响了产沙量,但对产流量的影响并不显著。而雨强与产沙量和产流量都呈显著相关,其中雨强对产流量的影响大于对产沙量的影响,雨强与产沙量的相关性为0.403,大于初始解冻深度与产沙量的相关性0.327,说明雨强对于坡面侵蚀产沙的贡献更大。

表3 各侵蚀因子间的相关性统计  
Tab.3 Correlation between the erosion factors

侵蚀因子	降雨历时/ min	雨强/ (mm/min)	初始解冻深度/ cm	产沙量/ (g/min)	产流量/ (mL/min)	累积产沙量/ g
产沙量	0.602**	0.403**	0.327**			
产流量	0.366**	0.820**	-0.012	0.645**		
累积产沙量	0.790**	0.323**	0.165**	0.802**	0.588**	
累积产流量	0.716**	0.555**	-0.026	0.702**	0.781**	0.877**

注:\*\*表示相关性在0.01水平上显著(双尾检验)。

### 3 结论

1) 冻融作用显著影响黄土坡面的产流及产沙过程。相对于对照坡面,雨强的增加会显著减小初始产流时间,而初始解冻深度则相反,且冻融坡面产沙量显著增加了10~24倍;冻融坡面的产流过程及产沙过程都可以分为增长阶段和稳定阶段,且两个阶段的临界值都会随着雨强的增大而减小;相对于产沙过程,初始解冻深度与产流过程的相关性较低,但初始解冻深度越大,雨强对坡面侵蚀产沙量的影响越显著。

2) 在相同雨强下,冻融坡面水沙关系曲线分为缓慢增长期和急速增长期两个阶段。第一个阶段,不同初始解冻深度的关系曲线重合且增长较慢,第二个阶段曲线斜率迅速增大,且等雨强下不同初始解冻深度的水沙关系曲线具有很好的一致性。解冻深度越大,产沙量增加的速率越快,且雨强在0.9 mm/min时产沙量增加的速率最快。

3) 坡面产沙量与降雨历时、雨强和初始解冻深度均呈极显著相关( $p < 0.01$ ),坡面产流量与降雨历时、雨强和产沙量均呈极显著相关( $p < 0.01$ ),而与初始解冻深度没有表现出相关性( $p > 0.01$ ),说明初始解冻深度对坡面产流的影响不显著,而与坡面产沙量的关系密切。

#### 参考文献:

[1] 谢胜波, 屈建军, 韩庆杰. 青藏高原冻融风蚀形成机理的实验研究 [J]. 水土保持通报, 2012, 32(2): 64-68.  
XIE Shengbo, QU Jianjun, HAN Qingjie. Mechanisms of freezingthawing induced wind erosion in QinghaiTibet Plateau [J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2012, 32(2): 64-68.

[2] 王随继. 黄河中游冻融侵蚀的表现方式及其产沙能力评估 [J]. 水土保持通报, 2004, 24(6): 1-5.  
WANG Suiji. Characteristics of freeze and thaw weathering and its contribution to sediment yield in middle Yellow River Basin [J]. Bulletin of Soil and Water Con-

servation, 2004, 24(6): 1-5.

- [3] 刘绪军, 景国臣, 杨亚娟, 等. 冻融交替作用对表层黑土结构的影响 [J]. 中国水土保持科学, 2015, 13(1): 42-46.  
LIU Xujun, JING Guochen, YANG Yajuan, et al. Effects of alternate freezing and thawing on the structure of black topsoil [J]. Science of Soil and Water Conservation, 2015, 13(1): 42-46.
- [4] GATTO L W. Soil freezethawinduced changes to a simulated rill: potential impacts on soil erosion [J]. Geomorphology, 2000, 32(1): 147-160.
- [5] 刘笑妍, 张卓栋, 张科利, 等. 不同尺度下冻融作用对东北黑土区产流产沙的影响 [J]. 水土保持学报, 2017, 31(5): 45-50.  
LIU Xiaoyan, ZHANG Zhuodong, ZHANG Keli, et al. Effects of freezing and thawing on runoff and sediment yield in the black soil region of northeast China at different scales [J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2017, 31(5): 45-50.
- [6] 张永光, 伍永秋, 刘宝元. 东北漫岗黑土区春季冻融期浅沟侵蚀 [J]. 山地学报, 2006, 24(3): 306-311.  
ZHANG Yongguang, WU Yongqiu, LIU Baoyuan. Ephemeral gully erosion during the spring freeze-thawing period in black soil rolling-hill regions of Northeast [J]. Journal of Mountain Science, 2006, 24(3): 306-311.
- [7] FERRICK M G, GATTO L W. Quantifying the effect of a freeze-thaw cycle on soil erosion: laboratory experiments [J]. Earth Surface Processes & Landforms, 2010, 30(10): 1305-1326.
- [8] 李强, 刘国彬, 许明祥, 等. 黄土丘陵区冻融对土壤抗冲性及相关物理性质的影响 [J]. 农业工程学报, 2013, 29(17): 105-112.  
LI Qiang, LIU Guobin, XU Mingxiang, et al. Effect of seasonal freeze-thaw on soil anti-scourability and its related physical property in hilly Loess Plateau [J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2013, 29(17): 105-112.

(下转第293页)

准控制,后期可进一步提高印刷速度,研究更高速情况下的套准情况,也可以增加更多干扰因素,研究多因素强干扰下的套准情况,并将研究结果进行实际印刷套准验证。

参考文献:

[1] 陆长安,张致远,曹鹏,等. 中国印刷产业技术发展路线图 [M]. 北京: 科学出版社, 2016.

[2] 刘善慧,梅雪松,何奎,等. 凹印机多色套准系统自抗扰解耦控制 [J]. 控制理论与应用, 2014, 31(11): 1574-1579.  
LIU Shanhui, MEI Xuesong, HE Kui, et al. Active disturbance rejection decoupling control for multi-color register system in gravure printing machine [J]. Control Theory & Applications, 2014, 31(11): 1574-1579.

[3] 刘善慧,梅雪松,李健,等. 多色套准系统前馈自抗扰控制器设计 [J]. 机械工程学报, 2015, 51(5): 143-150.  
LIU Shanhui, MEI Xuesong, LI Jian, et al. Design feedforward active disturbance rejection control controller for multi-color register system [J]. Journal of mechanical engineering, 2015, 51(5): 143-150.

[4] YOSHIDA T, TAKAGI S, MUTO Y, et al. Register control of rotogravure printing press. Application of nonlinear control theory to sectional drive printing press [J]. Electronics and Communications in Japan, 2011, 94(1): 17-24.

[5] KANG H, LEE C, SHIN K. Modeling and compensa-

tion of the machine directional register in roll-to-roll printing [J]. Control Engineering Practice, 2013, 21(5): 645-654.

[6] LEE J, SEONG J, PARK J, et al. Register control algorithm for high resolution multilayer printing in the roll-to-roll press [J]. Mechanical System and Signal Processing, 2015, 60-61: 706-714.

[7] 李健,刘善慧. 印刷机套准系统耦合建模与控制器设计 [J]. 包装工程, 2017, 38(5): 222-227.  
LI Jian, LIU Shanhui. Coupling modeling and controller design for register system of printing press [J]. Packaging Engineering, 2017, 38(5): 222-227.

[8] 陈义君,陈智华,邓忠华. 凹印机套色系统的自抗扰解耦控制 [J]. 控制理论与应用, 2014, 31(6): 814-820.  
CHEN Yijun, CHEN Zhihua, DENG Zhonghua. Active disturbance rejection and decoupling control of gravure press register system [J]. Control Theory & Applications, 2014, 31(6): 814-820.

[9] 刘善慧,尹秉政,赵庆海,等. 印刷电子装备套准系统解耦控制策略 [J]. 西安理工大学学报, 2017, 33(3): 297-303.  
LIU Shanhui, YIN Bingzheng, ZHAO Qinghai, et al. Decoupling control algorithm design for register system of printed electronic equipment [J]. Journal of Xi'an University of Technology, 2017, 33(3): 297-303.

[10] 韩京清. 自抗扰控制技术-估计补偿不确定因素的控制技术 [M]. 北京: 国防工业出版社, 2008.

(责任编辑 周 蓓)

(上接第 263 页)

[9] HAL H. Soil freezethaw cycle experiments: trends, methodological weaknesses and suggested improvements [J]. Soil Biology and Biochemistry, 2007, 39(5): 977-986.

[10] 李耀军. 黄土高原土壤侵蚀时空变化及其对气候变化的响应 [D]. 兰州: 兰州大学, 2015.  
LI Yaojun. Spatial-temporal variation of soil erosion in the Losses Plateau and its response to climate change [D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2015.

[11] 周丽丽,王铁良,范昊明,等. 未完全解冻层对黑土坡面降雨侵蚀的影响 [J]. 水土保持学报, 2009, 23(6): 1-4.  
ZHOU Lili, WANG Tieliang, FAN Haoming, et al. Effects of incompletely thawed layer on black soil slope rainfall erosion [J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2009, 23(6): 1-4.

[12] STARR G C, LAL R, MALONE R, et al. Modeling soil carbon transported by water erosion processes [J]. Land Degradation and Development, 2015, 11(1): 83-91.

[13] CRUSE R M, MIER R, MIZE C W. Surface residue effects on erosion of thawing soils [J]. Soil Science Society of America Journal, 2001, 65(1): 178-184.

[14] LILLIAN Øygarden. Rill and gully development during an extreme winter runoff event in Norway [J]. Catena, 2003, 50(2): 217-242.

[15] 刘佳,范昊明,周丽丽,等. 春季解冻期降雨对黑土坡面侵蚀影响研究 [J]. 水土保持学报, 2009, 23(4): 64-67.  
LIU Jia, FAN Haoming, ZHOU Lili, et al. Study on effects of rainfall in the spring thaw period on black soil slope erosion [J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2009, 23(4): 64-67.

[16] 范昊明,郭萍,武敏,等. 春季解冻期白浆土融雪侵蚀模拟研究 [J]. 水土保持通报, 2011, 31(6): 130-133.  
FAN Haoming, GUO Ping, WU Min, et al. Simulated snowmelt runoff on lessive in spring thawing period [J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2011, 31(6): 130-133.

[17] TING J M, MARTIN R T, LADD C C. Mechanisms of strength for frozen sand [J]. Journal of Geotechnical Engineering, 1983, 109(10): 1286-1302.

[18] 王善举,王秀芳,王零. 黄土高原非植物生长季节水热状况与生态功能 [J]. 水土保持通报, 2017, 37(2): 284-288.  
WANG Shanju, WANG Xiufang, WANG Ling. Status and ecological functions of water and heat during non-growing period in Loess Plateau [J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2017, 37(2): 284-288.

(责任编辑 周 蓓)