

东北黑土区冻融、风力、水力交互作用对坡面侵蚀的影响

桑琦明¹, 郑粉莉^{1,2}, 王一菲¹, 左小锋¹,
张加琮¹, 张勋昌³, 王磊¹, 王伦¹, 魏晗梅¹

(1.西北农林科技大学水土保持研究所,黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室,陕西 杨凌 712100;
2.中国科学院水利部水土保持研究所,陕西 杨凌 712100;3.美国农业部农业研究局牧草地实验室,美国 厄尔雷诺 73036)

摘要:多种外营力作用的复合侵蚀是东北黑土区坡耕地的主要侵蚀特征,但目前缺乏冻融、风力、水力之间相互作用对复合侵蚀影响的量化研究。基于此,采用室内冻融模拟、风洞试验和降雨模拟试验相结合的研究方法,分析了前期土壤冻融作用对土壤风蚀以及前期土壤冻融和风力叠加作用对后期坡面水蚀的影响。结果表明,前期土壤冻融作用显著增加了后期坡面的风蚀量($P < 0.01$),在 9,15 m/s 风速试验条件下,前期土壤冻融作用使土壤风蚀量分别增加 1.02,1.44 倍;也显著增加了距地表不同高度的风蚀输沙总量($P < 0.01$),在 9,15 m/s 风速下前期土壤冻融作用使风蚀输沙率分别增加 1.71,1.04 倍;前期土壤冻融作用对土壤风蚀的贡献率在 2 个试验风速下分别为 100.0%和 140.0%。前期土壤冻融与风蚀叠加作用明显增加了坡面水蚀量。其中,在 3°和 7°条件下,前期土壤冻融和风蚀叠加作用试验处理的坡面水蚀量较之无前期冻融也无风蚀作用的试验处理分别增加 11.9%和 20.6%;且在 2 个坡度条件下前期土壤冻融和风蚀叠加作用对坡面水蚀的贡献率分别为 11.9%和 20.6%。前期土壤冻融作用减弱了土壤抗侵蚀能力,其中土壤容重减小 3.42%, < 0.25 mm 的风干团聚体增加 14.1%,而 > 1.0 mm 的风干团聚体减少 15.1%;同时,前期风蚀作用使地表产生了凹痕和条纹等微地形,进一步增加坡面降雨侵蚀和径流侵蚀能力,从而导致前期冻融作用和风蚀共同作用增加坡面土壤侵蚀的严重性。研究结果可为黑土区多营力复合侵蚀防治提供重要科学依据。

关键词:侵蚀外营力;交互作用;复合土壤侵蚀;贡献;东北黑土区

中图分类号:S157.1

文献标识码:A

文章编号:1009-2242(2021)02-0087-09

DOI:10.13870/j.cnki.stbcbx.2021.02.013

An Experimental Study on Freeze-thaw, Wind and Water Agents Impacts on Hillslope Soil Erosion in Chinese Mollisol Region

SANG Qiming¹, ZHENG Fenli^{1,2}, WANG Yifei¹, ZUO Xiaofeng¹,

ZHANG Jiaqiong¹, ZHANG Xunchang³, WANG Lei¹, WANG Lun¹, WEI Hanmei¹

(1.State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on Loess Plateau, Institute of Soil and Water Conservation, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100; 2. Institute of Soil and Water Conservation, CAS & MWR, Yangling, Shaanxi 712100; 3. Grazinglands Research Laboratory, USDA-Agricultural Research Service, El Reno, USA 73036)

Abstract: Compound soil erosion caused by various external forces is the main erosion characteristic of sloping farmland in Chinese Mollisol region. However, there are few reports on the quantitative study of interaction between freeze-thaw, wind and water-hydraulic on compound soil erosion. Thus, indoor freeze-thaw simulation, wind tunnel test and indoor simulated rainfall experiments were conducted to analyze previous freeze-thaw, wind and water agents impacts on hillslope soil erosion in Chinese Mollisol region. A series of experiments were designed, including test without previous freeze-thaw action and only wind erosion (I), previous freeze-thaw action first and late on wind erosion test(II), only water erosion (without previous freeze-thaw action and without wind erosion test)(III), previous freeze-thaw test first, then followed by wind erosion test, and late on water erosion test(IV), so as to distinguish the contribution of

收稿日期:2020-10-11

资助项目:国家重点研发计划项目“黑土侵蚀防治机理与调控技术”(2016YFE0202900);美丽中国生态文明建设科技工程专项子课题“黑土侵蚀风险评估及坡耕地保土提质技术集成”(XDA23060502)

第一作者:桑琦明(1995—),男,硕士研究生,主要从事土壤侵蚀过程与机理研究。E-mail:18392437348@139.com

通信作者:郑粉莉(1960—),女,教授,博士生导师,主要从事土壤侵蚀过程、预报和侵蚀环境效应评价研究。E-mail:flzh@ms.iswc.ac.cn

previous freeze-thaw action to wind erosion, and the contribution of previous freeze-thaw and wind superposition action to slope water erosion. The results showed that the previous freeze-thaw action significantly increased the wind erosion amount on the slope ($P < 0.01$). At the wind speed of 9 m/s and 15 m/s, the previous freeze-thaw action increased the amount of wind erosion by 1.02 and 1.44 times, respectively. It also significantly increased the total amount of wind erosion sediment transport at different heights from the soil surface ($P < 0.01$). Under the two wind speeds, the previous freeze-thaw action increased the wind erosion sediment transport rate by 1.71 and 1.04 times, respectively. And the contribution rate of previous freeze-thaw action to wind erosion was 100.0% and 140.0% respectively at the two test wind speeds. The previous freeze-thaw and wind superposition action obviously increased the amount of water erosion on the slope. Compared with the treatment without previous freeze-thaw and wind superposition action, the amount of water erosion on the slope of previous freeze-thaw and wind superposition action increased by 11.9% and 20.6% respectively under 3° and 7° degree. Under the two gradients, the contribution rate of previous freeze-thaw and wind superposition action to slope water erosion was 11.9% and 20.6% respectively. Previous freeze-thaw action weakened the soil erosion resistance, after previous freeze-thaw action, the soil bulk density decreased 3.42%, less than 0.25 mm of dry aggregate increased by 14.1%, greater than 1.0 mm of dry aggregate decreased by 15.1%; Meanwhile, the early stage of the wind erosion produced a dent in the earth's surface and stripe micro topography, further increase the slope rainfall erosion and runoff erosion ability, as a result, the previous freeze-thaw action and wind erosion increased the severity of sloping soil erosion.

Keywords: external force; interaction; compound soil erosion; contribution; Chinese Mollisol region

东北黑土区是我国粮食安全的“压舱石”,对我国粮食生产的贡献约占 18.9%,商品率占全国的 1/3 以上^[1-2]。然而,长期以来由于不合理的耕作方式等生产活动,导致黑土区坡耕地土壤侵蚀十分严重^[3];加之该区地处特殊的地理环境,导致坡耕地土壤侵蚀在风力、水力、冻融作用等多种外营力交互叠加作用下发生复合侵蚀,其特点是多种侵蚀营力在时间上的更替和空间上的叠加^[4-5]。已有研究^[6-7]表明,冻融作用是土壤水分不断相变使土体冻胀和融沉现象交替频发,改变土壤理化性质及土壤水分运动规律,影响土壤风蚀和水蚀过程,且遭受冻融作用后的土壤更易成为侵蚀的物质来源,从而加剧土壤侵蚀^[8]。再者,土壤经过冻融后其黏聚力和抗剪强度减小,土壤结构遭到破坏,加剧风蚀程度^[9]。季节性冻融的东北黑土区春季大风天气较多^[10-11],导致农田土壤冻融—风蚀复合侵蚀频繁发生。土壤遭受风蚀后导致地表土壤细颗粒减少,坡面微地形发生变化,影响坡面水蚀特征^[12-13]。冻融侵蚀、风蚀及水蚀在东北黑土区具有复杂性和耦合性^[14-15],前期土壤冻融后加剧后期风蚀的程度,而前期风蚀作用又对后期坡面水蚀过程产生影响。

数十年来,两种或多种外营力作用的复合侵蚀研究取得一定的进展。杨居聪等^[16]研究表明,在美国堪萨斯州冻融作用对土壤风蚀有重要作用,而农田秸秆留茬可有效减轻冻融作用对土壤风蚀的影响; Kværnø 等^[17]研究表明,冻融作用降低土壤结构在降

雨条件下的稳定性,而且这种影响在粉黏土上表现更为突出,且增加坡面土壤侵蚀量;脱登峰等^[12]在黄土高原风蚀水蚀交错带的研究表明,风蚀使水蚀泥沙中细颗粒增加 2.7%~18.9%,而粗颗粒降低 3.7%~9.3%;孙宝洋^[18]研究表明,在黄土高原风水复合侵蚀带,冻融作用使风沙土、黄绵土和灌淤土等不同质地土壤结构均遭到破坏,且在冻融和风力共同作用下土壤可蚀性最大,仅有冻融或仅有风蚀作用下的土壤可蚀性次之,而以没有土壤冻融也没有风蚀作用的对照试验处理的土壤可蚀性最小。

当前,东北黑土区坡面土壤侵蚀的研究主要集中在融雪径流侵蚀^[19-20]和降雨侵蚀^[2]。然而,有关东北黑土区多营力作用下坡面复合侵蚀的研究非常薄弱,Li 等^[21]研究表明,东北黑土区 4 月的冻融作用明显增加土壤侵蚀,但缺乏多营力作用下坡面复合土壤侵蚀的量化研究。为此,本研究基于冻融、风洞和降雨模拟试验,设计风蚀模拟、先冻融后风蚀模拟、水蚀模拟、先冻融后风蚀再水蚀模拟等系列试验,分析冻融、风力、水力叠加作用对坡面复合侵蚀的影响,量化冻融作用、风力和水力对坡面侵蚀的贡献,丰富复合土壤侵蚀的基础理论,并为黑土地侵蚀退化防治提供重要科学依据。

1 材料与方法

1.1 试验材料与设备

1.1.1 供试土壤 供试土壤于 2019 年 4 月采自黑龙

江省克山县($125^{\circ}10'57''$ — $126^{\circ}08'18''$ E, $47^{\circ}50'51''$ — $48^{\circ}33'47''$ N)坡耕地 0—20 cm 耕层的典型黑土^[22], 具有较好的代表性。试验土壤的颗粒组成为黏粒(<0.002 mm)占 40.6%, 粉粒(0.05~0.002 mm)占 48.7%, 砂粒(2~0.05 mm)占 10.7%; 土壤有机质含量为 37.3 g/kg(重铬酸钾氧化—外加加热法), pH 为 6.1(水浸提法, 水土比为 2.5:1)。野外采样时采用五点取样法, 并将采集的所有土样装入塑料袋后运回实验室, 待土样风干后剔除其中的杂物(包括秸秆和根系等), 并将大土块沿自然节理掰分为 <4 cm 的土块, 然后将所有土壤全部均匀混合备用, 在整个土壤处理过程中对土样不研磨、不过筛, 以最大限度地保持其原有的土壤结构^[23]。

1.1.2 研究设备 室内模拟试验于 2019 年 6—11 月在黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室人工模拟降雨大厅中进行, 试验设备主要包括试验土槽、冷冻设备(大型冰柜)、风洞和人工模拟降雨机。

试验土槽为自行设计 100 cm(长)×50 cm(宽)×15 cm(高)的风蚀、水蚀两用型钢槽, 包括槽身和集流装置, 槽身与集流装置可分离。试验土槽后端和左右两侧上部 5 cm 与其下部 10 cm 槽身用折叠合页连接, 且可上下自由翻折以同时满足风洞试验和降雨试验的需求。在进行风洞模拟试验时将合页连接上部 5 cm 钢板向下翻折, 以使试验土槽的土壤表面与风洞底板水平; 而进行模拟降雨试验时, 则将合页连接的 5 cm 钢板竖起, 并用螺丝紧扣槽身与集流装置, 然后将试验土槽置于可调节坡度为 0~20°的铁架上进行降雨试验。此外, 试验土槽底部每隔 5 cm 均匀分布有 4 mm 直径的透水孔, 以保证降雨过程试验土槽渗透状况良好。

冷冻设备为 3.10 m(长)×0.90 m(宽)×0.98 m(深)能够稳定维持 -15°C 的新容声 BD/BC-1780 大型冰柜, 进行模拟冻融试验时首先将温度计($-50\sim50^{\circ}\text{C}$)置入冰柜内部并定时观测温度以确保冻结温度稳定, 此后将试验土槽整体置入冰柜中进行冻融模拟试验。其中冻结时间为 24 h, 冰柜内部温度为 -15°C , 解冻时间为 24 h 以保证土壤完全冻结或完全融化。

风洞设备为室内直流吹气式风洞, 全长 24 m, 高 1.2 m, 宽 1 m, 主要由风机段、调风段、整流段、试验段、集沙段和导流段组成。风机段长 3.55 m, 风机通过配套变频器(0~50 Hz)调节风速, 风速可连续调节范围为 0~17 m/s^[24]。在风洞设备试验段中心位置安装 9 个不同高度(距试验土槽表面向上依次高度为 1, 3, 5, 8, 10, 12, 16, 20, 60 cm)的皮托管测定不同高度的风速。试验的目标风速为风洞轴心高度(60 cm)测定的风速, 其余 8 个皮托管测定试验土槽

上方的风速廓线, 并使风洞所测定的风速廓线与实际情况基本吻合。此外, 风洞设备集沙段安装有效高度为 60 cm 的平口式集沙仪, 其前端为 30 层开口为 2 cm×2 cm 的连续集沙口, 可收集距土槽 0~60 cm 高度的风蚀物质。风洞模拟试验前后均采用称重法测定土壤风蚀量, 所用电子天平为双杰 FC200KBzin 型电子天平, 量程 200 kg, 精度 1 g。风洞启动设备为 SK-CJ-2L 型智能风控制系统, 试验前可通过手机 WIFI 连接启动设备, 并设置目标风速和倒计时以进行风洞模拟试验, 试验结束后可通过电脑导出数据进行分析。

降雨设备为中国科学院水利部水土保持研究所研制的侧喷式人工模拟降雨机, 其高度为 5 m, 雨滴上喷高度为 1.5 m, 故有效降雨高度为 6.5 m。降雨机由水泵提供压力进行供水, 并可通过调节压力大小以调节雨强, 降雨强度可调节范围为 20~300 mm/h, 雨滴粒径及其分布与天然降雨相似, 降雨均匀度 $>85\%$ 。进行模拟降雨前, 将 2 架降雨机置于土槽前后 2.5 m 处并使降雨机喷头均对准试验土槽中心, 并在试验土槽表面覆盖防水布, 通过调节水压达到所设计的目标降雨强度, 且待雨强稳定后揭开试验土槽的防水布并计时以正式开始模拟降雨试验。

1.2 试验设计

黑土区耕层土壤的田间持水量为 30.0%~34.0%^[8,25], 风干土的含水量在 10%左右^[26]。由于东北黑土区春季融雪径流或降雨使土壤具有较高的初始含水率, 所以结合课题组实测的供试土壤田间持水量为 33.0%, 以及初始土壤含水率越高, 冻融程度越强^[27]的结论, 本试验设计的初始土壤含水量为 33.0%。由于冻融循环初期, 土壤结构变化较大^[28], 且土壤在经过 1 个冻融循环后其性质变化最显著^[29], 因此本试验设计 1 个冻融循环, 并以未冻融处理作为对照。此外, 根据东北地区的冬季气温变化和实际冻融条件, 结合课题组野外田间定位观测数据, 确定土壤冻结温度为 -15°C , 解冻温度为室温 10°C , 冻结和融化的时间均为 24 h, 以确保试验土槽的土壤完全冻结和完全解冻。杨新等^[11]研究表明, 东北黑土区耕层土壤临界起沙风速约 8 m/s, 结合实际风洞风速的可调节范围, 设置 2 个风速, 分别为 9, 15 m/s。根据东北黑土区侵蚀性降雨标准中 5 min 瞬时雨率 $I_5=80.4$ mm/h^[30], 设计试验降雨强度为 100 mm/h。由于黑土区多为漫川漫岗的长缓坡, 地面坡度大多介于 $1^{\circ}\sim7^{\circ}$, 且当坡耕地坡度 $>5^{\circ}$ 时, 坡面土壤侵蚀强度达到中度或重度侵蚀^[23]。因此, 试验设计 3° 和 7° 2 个地面坡度(表 1)。

表 1 试验设计

试验处理 编号	风速/ (m · s ⁻¹)	雨强/ (mm · h ⁻¹)	坡度/ (°)	试验目的
(I)	9	0	0	风速试验研究(对照)
	15	0	0	
(II)	9	0	0	冻融作用对土壤风蚀的影响
	15	0	0	
(Ⅲ)	0	100	3,7	水蚀试验研究(对照)
(Ⅳ)	15	100	3,7	冻融+风力叠加作用对坡面水蚀的影响

注:(I)表示未冻融仅风蚀试验;(II)表示先冻融后风蚀试验;(Ⅲ)表示仅水蚀(无前期冻融也无前期风蚀)试验;(Ⅳ)表示先冻融后风蚀紧接着水蚀试验;冻融试验在-15℃冻结24 h,在室温条件下解冻24 h;风蚀试验地面坡度为0;土壤冻结前含水量为33.0%;试验土槽填土容重为1.20 g/cm³。

1.3 试验步骤

试验步骤包括装填试验土槽、土壤冻融模拟、风洞模拟及水蚀模拟等。

1.3.1 装填试验土槽

(1)将采集的供试土壤整体混匀后去掉其中的杂草、秸秆、根系残落物等杂物,按照土样的自然节理将其掰分为<4 cm 的土块,并风干、装袋,整个土壤样品过程中对土样不研磨、不过筛,以保持其原有土壤结构。

(2)装填土槽前先在土槽底部铺 1 层纱布,采用分层填土法,填土厚度为 10 cm(包括底部 2 cm 的沙层和上部 8 cm 的土壤层)。首先测定试验土壤(风干土样)含水量,并按照 1.20 g/cm³ 的容重计算所填试验土槽所需的全部土样重量,然后利用喷水壶给试验土样缓慢加水至 50% 的田间持水量(土壤含水量为 16.5%)后,静置 12 h 以使土壤水分混合均匀;其次,在土槽底部填入 2 cm 厚的细沙层以确保试验土槽透水性良好,然后每隔 4 cm 装填 1 层试验土样并用喷水壶缓慢多次对试验土槽的土壤加水至田间持水量,以避免一次性加水至田间持水量时土壤黏重造成填土困难,以及加水过程中对土壤结构的破坏,装填完毕后用 2 cm 深的自制铁耙对下层土壤表面进行扰动,以增加土壤表面的糙率避免由于分层装土造成的土壤分层现象。

(3)试验土槽装填完毕后,用保鲜膜覆盖试验土槽以防水分损失,并静置 2 天后使土壤水分达到相对均匀状态,以备后用。

1.3.2 模拟冻融试验 将装填处理完毕的试验土槽置入冻融设备(大型冰柜)进行模拟冻融试验,其中设计的冻结温度为-15℃和冻结时间为24 h,然后将试验土槽缓慢移出冻融设备,在室温 10℃下解冻 24 h。待试验土槽中的土壤完全解冻后,将试验土槽自然风干至表层(0—2 cm)土壤含水率接近 7.0%时,方可进行风洞试验(试验处理 II)。

1.3.3 风洞模拟试验 试验开始前进行风速率定以保

证风洞模拟试验过程中风速廓线与实际基本相同,然后将冻融试验处理完毕的试验土槽推入风洞并轻置于风洞试验段中的电子秤上,使试验土槽表面与风洞底板水平高度一致,再将试验土槽四周用泡沫板固定平稳,并记录风蚀试验前的试验土槽重量,并将集沙仪安置在风洞集沙段,使集沙仪口正对风的来向,然后根据设计的目标风速(9 m/或 15 m/s)进行风蚀试验,每场风蚀试验历时 20 min。对于没有经过冻融作用的试验处理,待试验土槽自然风干至表层(0—5 cm)土壤含水率达到 7.0%左右时,方可进行风蚀试验。

1.3.4 模拟降雨试验 对未经冻融处理且表层风干的试验土槽,直接进行模拟降雨试验(试验处理Ⅲ);对经过冻融处理后且表层风干的试验土槽,先进行风洞模拟试验,待风蚀试验结束后,即可直接推入降雨试验场地进行模拟降雨试验(试验处理Ⅳ)。模拟降雨试验操作步骤为:在试验土槽前端安装集流装置,并将试验土槽其余 3 边的合页竖起、固定,随之将试验土槽置于可调节坡度的铁架上,并调节试验土槽坡度为设计的目标地面坡度(3°或 7°),然后将试验土槽推入降雨试验场地,并且保证风水同向(径流方向与风速方向一致)后用防水布覆盖试验土槽。待雨强率定后取掉防水布开始正式降雨试验。正式降雨后,仔细观察坡面产流状况,从初始产流开始每隔 3 min 用径流桶收集径流泥沙样直到降雨结束。降雨结束后,用精度为 0.01 g 的电子秤称量径流桶的质量以得到浑水径流量,然后将收集的径流桶静置 6 h,倒除其上层清液后,将剩余的径流泥沙样转入铝盒,最后将这些装有泥沙样品的铝盒样品放入 105℃的烘箱进行烘干,以计算侵蚀量。

1.3.5 土壤干团聚体和土壤容重的测定 冻融前和冻融模拟试验结束后,在试验土槽土壤表面随机选取 3 个“S”形样方,并对每个“S”形样方从上到下采集 4 个表层土壤(2 cm 以内)的土样,然后将其轻轻混匀,并用四分法取 100 g 土样,用套好筛子(套筛孔按直径大小自上而下分别为 5,2,1,0.5,0.25 mm)进行土

壤干团聚体筛分,并分别收集各孔径对应的团聚体质量,将其烘干后称重,最后计算冻融前和冻融后各个粒级的团聚体重量百分数,用于分析冻融作用对土壤团聚体稳定性的影响。

冻融前和冻融后利用环刀法测定土壤容重,用于分析冻融前后土壤容重的变化。

1.4 数据处理

所有数据均采用 Excel 2016 软件进行分析。此外,冻融和风力对坡面土壤侵蚀贡献的计算公式为:

$$A = \frac{E_f - E_{f0}}{E_{f0}} \times 100\%$$

$$E = \frac{E_{fs} - E_{s0}}{E_{s0}} \times 100\%$$

式中: A 为冻融对风蚀的贡献(%); E_f 为先冻融后风蚀时的风蚀量(g); E_{f0} 为无前期冻融下仅有风蚀时的风蚀量(g/m²); E 为冻融+风蚀叠加对水蚀的贡献(%); E_{fs} 为冻融+风蚀+水蚀叠加下的坡面水蚀量(g/m²); E_{s0} 为仅有降雨时的坡面水蚀量(g/m²)。

表 2 冻融前和冻融后土壤容重、干团聚体和风蚀量对比

处理	容重/ (g·cm ⁻³)	土壤干团聚体 %		风蚀强度/(g·m ⁻²)		输沙量/(g·h ⁻¹)	
		<0.25 mm	>1 mm	9 m/s	15 m/s	9 m/s	15 m/s
(Ⅰ)	1.17±0.01a	15.6	41.0	12.2±1.59b	131.2±14.92b	0.07±0.013b	1.71±0.319b
(Ⅱ)	1.13±0.01b	17.8	34.8	24.7±3.06a	320.2±7.63a	0.19±0.038a	3.48±0.555 a

注:表中数据为平均值±标准差;(Ⅰ)表示未冻融仅风蚀试验;(Ⅱ)表示先冻融后风蚀试验。

2.1.2 冻融作用对风蚀输沙率的影响 前期土壤冻融作用显著增加距地表不同高度的风蚀输沙量($P<0.01$)。对于先冻融后风蚀的试验处理(Ⅱ),在 9,15 m/s 风速下风蚀输沙量分别为 0.19,3.48 g/h,其较未冻融仅风蚀试验处理(Ⅰ)分别增加 1.71,1.04 倍。此外,风蚀输沙量也随风速的增大而增加;对于有前期冻融和无冻融的试验处理,15 m/s 风速下的输沙量较 9 m/s 风速分别增加 17.3,23.4 倍(表 2),其原因是冻融后表层土壤松散易蚀,颗粒细化,且风速越大,吹蚀能力越强。

对于有、无前期土壤冻融作用,风蚀输沙率均随地表高度的增加而减小,在 9,15 m/s 风速下,风蚀输沙率随地表高度的关系均以指数函数拟合效果最好(表 3),且先冻融后风蚀试验处理的各高度风蚀输沙率皆大于未冻融仅风蚀试验处理的风蚀输沙率(图 1)。当风速为 9 m/s 时,有、无前期土壤冻融作用的风沙流动高度皆分布在距地表 24 cm 以下的范围;当风速为 15 m/s 时,有前期土壤冻融作用的风沙流高度分布在距地表 36 cm 以下的范围,而未冻融仅风蚀试验处理的风沙流高度分布在距地表 28 cm 以下的范围,前者较后者增加 8 cm,其原因是经过前期土壤冻融作用后风蚀可蚀性物质含量增大,土壤表面疏松

2 结果与分析

2.1 冻融作用对土壤风蚀的影响

2.1.1 冻融作用对土壤风蚀量的影响 前期土壤冻融作用显著增加土壤风蚀量(表 2)($P<0.01$)。对于先冻融后风蚀试验处理(Ⅱ),在 9,15 m/s 风速下的土壤风蚀量分别为 24.67,320.17 g/m²,其较未冻融仅风蚀试验处理(Ⅰ)分别增加 1.02,1.44 倍,这与 Liu 等^[31]的研究结果相似。其原因是土壤在冻融过程中水分的相变使土体发生冻胀和融沉现象,从而造成土壤团聚体破碎^[32],使大团聚体破碎成较小的团聚体^[33],易于风力对吹蚀物质的搬运。本研究测定的土壤干团聚体结果也表明,经前期冻融后<0.25 mm 的风干团聚体增加 14.10%,而>1 mm 的风干团聚体减少 15.12%(表 2)。

此外,冻融作用使土壤表面疏松,土壤容重减小 3.42%(表 2),冻融作用使表面细颗粒增多^[34],增加风蚀物质来源,导致土壤风蚀量显著增加。

且细颗粒增多。低风速(9 m/s)下风力的大小限制风蚀物质跃移的高度,而大风速(15 m/s)下地表细小颗粒更易被风扬起。因此,前期土壤冻融作用试验处理在 15 m/s 风速下的风沙流分布高度较之 9 m/s 风速高出 12 cm,无前期土壤冻融作用时前者较后者高出 4 cm。此外,无前期土壤冻融作用时,9,15 m/s 风速下 90% 以上的风沙物质分别分布在距地面 18,16 cm 范围内;而有前期土壤冻融作用时,2 个风速下 90% 以上的风沙物质分别分布在距地面 16,14 cm 范围内,说明冻融作用使风沙流分布的范围更加集中。

表 3 有、无前期冻融作用时风蚀输沙率随地表高度变化的拟合方程

风速/ (m·s ⁻¹)	处理(Ⅰ)			处理(Ⅱ)		
	拟合系数		相关 系数 P	拟合系数		相关 系数 P
	a	b		a	b	
9	0.621	-0.182	0.9464	2.516	-0.268	0.9683
15	76.440	-0.335	0.9449	102.950	-0.289	0.9612

2.2 前期土壤冻融作用和风力叠加对坡面水蚀过程的影响

2.2.1 冻融作用和风力叠加对坡面径流量和水蚀量的影响 与无前期土壤冻融也无前期风蚀作用的水蚀试验处理(Ⅲ)相比,前期冻融+风力叠加作用后水蚀试验处理(Ⅳ)的坡面径流量和水蚀量均明显增加

(表 4)。坡度为 3°时冻融+风力叠加作用后的坡面径流量和水蚀量分别为 55.55 mm 和 1 024.01 g/m²,较无前期土壤冻融作用也无风蚀试验处理(Ⅲ)的坡面径流量和侵蚀量分别增加 12.1%和 11.9%;坡度为 7°时冻融作用+风力叠加作用后水蚀试验处理(Ⅳ)的坡面径流量和水蚀总量分别为 58.16 mm 和 1 283.83 g/m²,较无前期冻融作用也风蚀试验处理(Ⅲ)

的坡面径流量和水蚀量分别增加 13.2%和 20.6%。其原因是前期冻融作用破坏土壤结构,使表层土壤疏松和颗粒细化,增加降雨击溅能力和径流侵蚀能力;同时,经历前期土壤冻融作用后的坡面在风力作用下很容易产生风蚀条纹和凹痕(图 2),从而增加坡面汇流作用,也使坡面水蚀过程中坡面径流挟沙能力增加,导致坡面径流量和水蚀量增加。

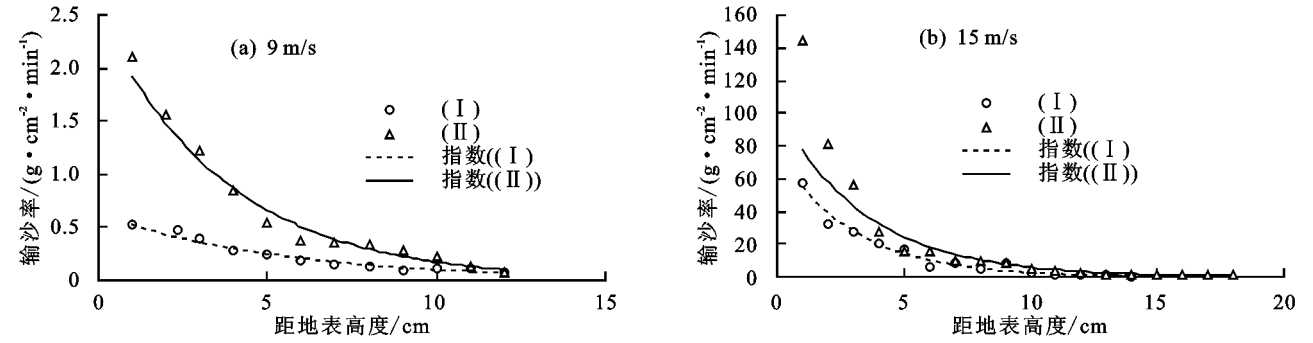
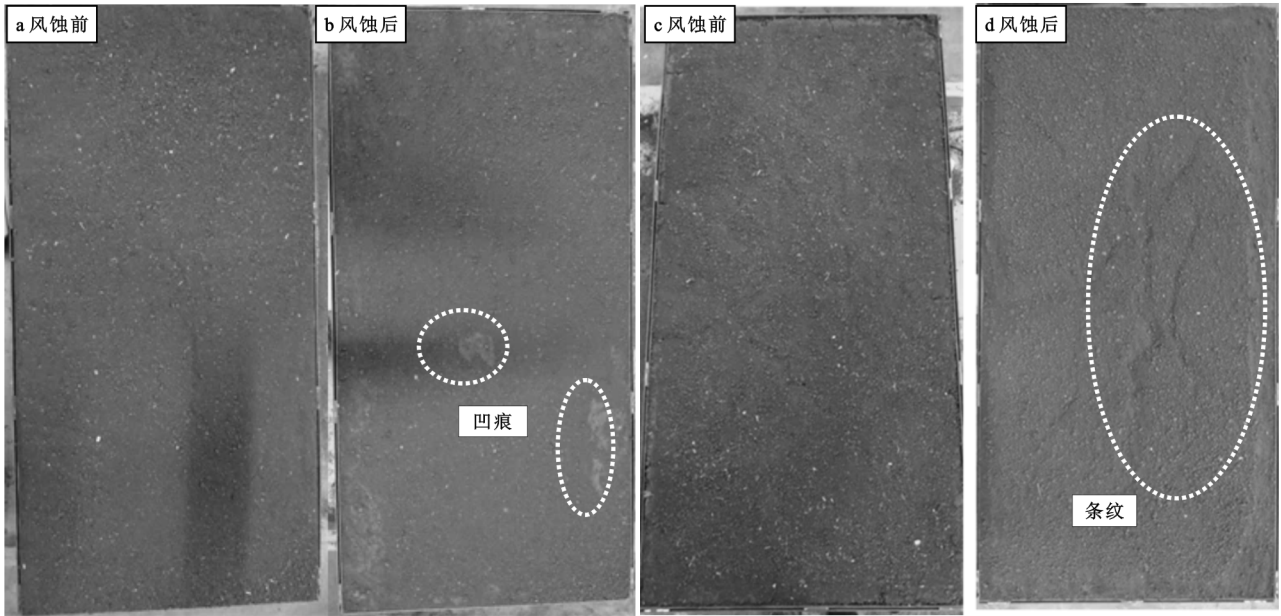


图 1 9,15 m/s 风速下冻融前后风蚀输沙率随地表高度的变化

表 4 试验处理(Ⅲ)与试验处理(Ⅳ)的坡面径流深度和水蚀强度的比较

有、无前期 冻融作用	风速/ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	风蚀强度/ ($\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$)	降雨强度/ ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)	坡度/ ($^{\circ}$)	径流 深度/mm	水蚀强度/ ($\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$)
无	0	0	100	3	49.57 ± 1.52	914.97 ± 44.38
		0		7	51.38 ± 1.37	1064.33 ± 33.03
有	15	281.33		3	55.55 ± 1.60	1024.01 ± 10.59
		303		7	58.16 ± 2.20	1283.83 ± 85.15

注:试验处理Ⅲ为无前期冻融也无风蚀作用的水蚀试验处理;试验处理Ⅳ为前期冻融和风力叠加作用下的水蚀试验处理。



注:a、b为无前期土壤冻融作用,c、d为有前期土壤冻融作用。

图 2 9 m/s 风速下风蚀作用前后地表微地形比较

2.2.2 前期土壤冻融和风力叠加作用对坡面径流和侵蚀过程的影响 图 3a 表明,对于无前期土壤冻融也无前期风蚀作用的水蚀试验处理(Ⅲ)和有前期冻融+风力叠加作用后的水蚀试验处理(Ⅳ),二者坡面

径流强度随降雨历时的变化趋势大致相同,但后者坡面径流强度随降雨历时变化曲线总体高于前者。其原因是冻融后土壤松散易蚀,加之经历风蚀后坡面产生风蚀条纹和凹痕,从而使后期降雨过程的坡面汇流

作用加强。当坡度为 3°时,试验处理Ⅳ坡面径流强度的变化为 45.2~81.6 mm/h,在降雨历时 43 min 时坡面径流强度稳定在 77.6 mm/h,其平均径流强度较试验处理Ⅲ增加 11.0%;试验处理Ⅲ的坡面径流强度为 34.5~77.3 mm/h,在降雨历时为 55 min 时坡面径流强度稳定在 73.4 mm/h。当坡度为 7°时,试验处理Ⅳ的坡面径流强度为 57.4~84.6 mm/h,在降雨历时为 44.5 min 时坡面径流强度稳定在 82.0 mm/h,其平均径流强度较试验处理Ⅲ增加 14.0%;试验处理Ⅲ的坡面径流强度为 23.7~81.5 mm/h,在降雨历时为 50 min 时坡面径流强度稳定在 79.5 mm/h。

与坡面径流强度相似,对于无前期冻融也无风蚀作用的水蚀试验处理(Ⅲ)和有前期土壤冻融+风力叠加作用后的水蚀试验处理(Ⅳ),坡面侵蚀速率随降雨历时的变化趋势也十分相似,即坡面侵蚀量随降雨历时的变化呈现先增大后减小最后趋于稳定的变化趋势(图 3b)。坡度为 3°时,对于试验处理Ⅳ,产流开始到 31 min 降雨历时,坡面侵蚀速率先缓慢增大至最大值 1.6 kg/

(m²·h),而后逐渐减小并在降雨历时为 43 min 时稳定在 1.2 kg/(m²·h);对于试验处理Ⅲ,产流开始至 31 min 降雨历时,坡面侵蚀速率缓慢增大至最大值 1.5 kg/(m²·h),而后逐渐减小并在 49 min 降雨历时稳定至 1.1 kg/(m²·h)。坡度为 7°时,对于试验处理Ⅳ,产流开始到 20.5 min 降雨历时,坡面侵蚀速率迅速增大至最大值 3.8 kg/(m²·h),而后迅速减小并在 44.5 min 降雨历时稳定至 0.9 kg/(m²·h);对于试验处理Ⅲ,产流开始到历时 14 min 后,坡面侵蚀速率迅速增大至最大值 3.5 kg/(m²·h),而后迅速减小并在 50 min 稳定至 1.0 kg/(m²·h)。

由于前期冻融作用使表层土壤疏松,土壤容重降低,土壤团聚体结构破坏,导致土壤可蚀性增加^[7],加之随后的风蚀作用对地表微形态的影响,坡面径流路径发生变化,因此前期土壤冻融和风蚀的叠加作用导致坡面侵蚀量增加。从图 4b 可知,试验处理Ⅳ的侵蚀速率出现峰值大于试验处理Ⅲ,在坡度为 3°和 7°试验条件下,前者分别是后者的 1.06,1.09 倍。

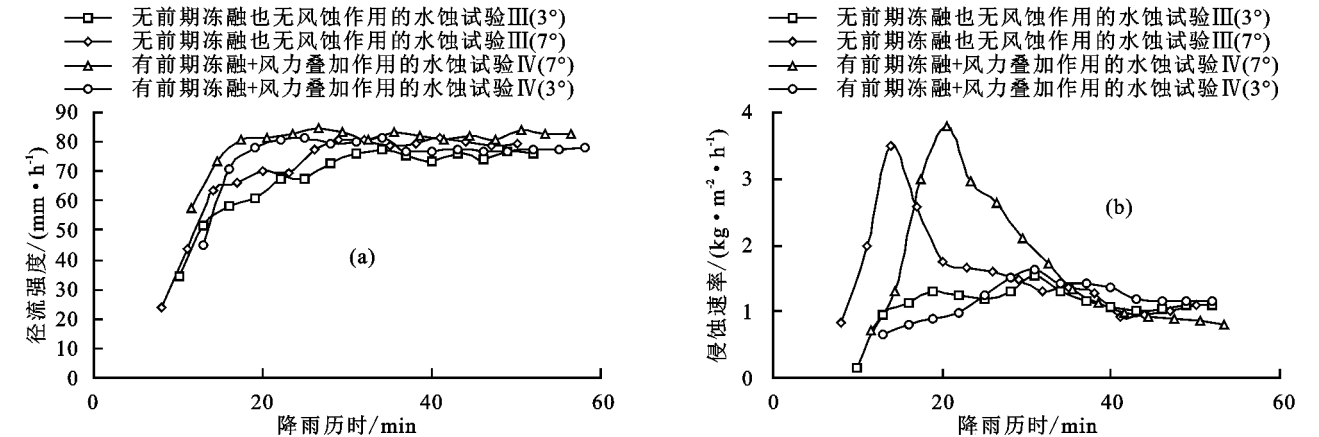


图 3 前期土壤冻融作用和风力叠加与无前期冻融+无风蚀处理的坡面径流强度和侵蚀速率变化

2.3 冻融和风蚀作用对坡面土壤侵蚀的贡献分析

2.3.1 前期土壤冻融作用对风蚀的贡献 由表 5 可知,前期冻融作用对风蚀的贡献为正效应。当风速为 9 m/s 时,前期冻融作用对风蚀的贡献率为 100.0%;当风速为 15 m/s 时,其对风蚀的贡献率为 140.0%,同时试验结果也表明,前期土壤冻融作用显著增加风蚀量($P<0.01$)。

表 5 前期土壤冻融作用对坡面风蚀的贡献

风速/(m·s ⁻¹)	风蚀量/g		贡献率/%
	(I)	(Ⅱ)	
9	0.02	0.04	100.0
15	0.20	0.48	140.0

注:贡献率表示前期土壤冻融作用对风蚀的贡献率;试验时土壤冻结前的含水量为 33.0%;土壤容重为 1.20 g/cm³。

2.3.2 前期土壤冻融与风蚀叠加作用对坡面水蚀的贡献 由表 6 可知,前期土壤冻融与风蚀叠加作用对坡面水蚀的贡献也表现为正效应。在坡度为 3°和 7°

试验条件下,前期土壤冻融与风蚀叠加作用对坡面水蚀的贡献率分别为 11.92%~20.62%;同时,前期土壤冻融与风蚀叠加作用对坡面水蚀的贡献率随坡度的增加而减少。

前期土壤冻融作用使得表层土壤疏松、土壤颗粒细化,从而为地表风蚀提供大量的可蚀性物质,故而前期冻融作用增加风蚀潜力,而随后的风蚀作用使坡面地表形态发生变化,形成风蚀条纹和凹痕,发展为肉眼可识别的颗粒堆积等(图 2),进而加速降雨过程中坡面径流汇集和侵蚀产沙。因此,前期土壤冻融与风蚀叠加作用对坡面水蚀的贡献表现为正效应。

此外,如前所述,前期土壤冻融作用增加土壤可蚀性,因此前期冻融作用对坡面水蚀的贡献也可能存在正效应。李占斌等^[35]研究表明,经历前期冻融作用试验处理的坡面土流失量较之未经历冻融作用试验处理增加 5%,说明前期土壤冻融作用对水蚀的贡

献也表现为正效应。Tuo 等^[13]研究表明,与对照相比,在 11,14 m/s 前期风蚀作用下坡面径流和侵蚀速率较之无前期风蚀作用的对照试验分别增加 4.5%~21.6%,7.25%~38.97%,说明前期风蚀作用对坡面水蚀的贡献亦表现为正效应。因此,有关黑土区前期土壤冻融作用对坡面水蚀影响,前期风蚀作用对坡面水蚀的影响,以及冻融、水力和风力交互作用对坡面土壤侵蚀的影响等需要进一步研究。

表 6 前期土壤冻融与风力叠加作用对坡面土壤水蚀的贡献

降雨强度/ (mm·h ⁻¹)	坡度/ (°)	水蚀量/(g·m ⁻²)		贡献率/ %
		(Ⅲ)	(Ⅳ)	
100	3	914.97	1024.01	11.92
	7	1064.33	1283.83	20.62

注:贡献率表示前期冻融+风蚀叠加作用对坡面水蚀的贡献率;
试验风速为 15 m/s;土壤冻结前的含水量为 33.0%;土壤容
重为 1.20 g/cm³。

3 结论

(1)在 9,15 m/s 风速下,前期土壤冻融作用试验处理的土壤风蚀量较之未冻融作用的试验处理分别增加 1.02,1.44 倍($P<0.01$);同时,前期土壤冻融作用显著增加距地表不同高度的风蚀输沙量($P<0.01$),在 2 个试验风速下,经历前期冻融作用的风蚀输沙量较之未冻融作用的试验处理分别增加 1.71,1.04 倍。前期土壤冻融作用导致土壤容重减少和团聚体破碎是冻融作用增加土壤风蚀潜力的主要原因。

(2)前期土壤冻融作用增加土壤可蚀性,且风蚀作用在地表产生的凹痕和条纹等微地形,进一步增加坡面降雨侵蚀和径流侵蚀能力,即前期土壤冻融作用和风蚀作用增加坡面水蚀潜力。在坡度为 3°和 7°试验条件下,对于 100 mm/h 的降雨强度,前期土壤冻融与风力叠加作用下坡面水蚀量较之无前期冻融也无风蚀作用的试验处理分别增加 11.9%和 20.6%($P<0.05$)。

(3)前期土壤冻融作用对风蚀的贡献表现为正效应,在风速为 9,15 m/s 试验条件下,土壤冻融作用对风蚀的贡献率分别为 100.0%和 140.0%,表明土壤冻融作用对土壤风蚀的影响随风速的增加而增加。同时,前期土壤冻融与风蚀叠加作用对坡面水蚀的贡献也表现为正效应,在坡度为 3°和 7°试验条件下,前期土壤冻融与风蚀叠加作用对坡面水蚀的贡献率分别为 11.9%和 20.6%,表明前期土壤冻融与风蚀叠加作用对坡面水蚀的影响随坡度的增加而增加。有关前期土壤冻融作用对坡面水蚀的影响、前期风蚀作用对坡面水蚀的影响等需要进一步研究。

参考文献:

[1] Feng Z Z, Zheng F L, Hu W, et al. Impacts of mollic

epipedon thickness and overloaded sediment deposition on corn yield in the Chinese Mollisol region[J].Agriculture, Ecosystems and Environment,2018,257:175-182.

[2] 水利部.中国水土流失防治与生态安全:东北黑土卷[M].北京:科学出版社,2010.

[3] 姜义亮,郑粉莉,王彬,等.东北黑土区片蚀和沟蚀对土壤团聚体流失的影响[J].生态学报,2013,33(24):7774-7781.

[4] Xu X Z, Xu Y, Chen S C, et al. Soil loss and conservation in the black soil region of Northeast China: A retrospective study[J].Environmental Science and Policy, 2010,13(8):793-800.

[5] 郑粉莉,张加琼,刘刚,等.东北黑土区坡耕地土壤侵蚀特征与多营力复合侵蚀的研究重点[J].水土保持通报, 2019,39(4):314-319.

[6] Yang K. A multi-scale soil moisture and freeze-thaw monitoring network on the Tibetan Plateau and its applications[J].Bulletin of the American Meteorological Society,2013,94(12):1907-1916.

[7] 孙宝洋,李占斌,肖俊波,等.冻融作用对土壤理化性质及风水蚀影响研究进展[J].应用生态学报,2019,30(1): 337-347.

[8] 魏霞,李勋贵,Huang C H.交替冻融对坡面产流产沙的影响[J].农业工程学报,2015,31(13):157-163.

[9] Xie S B, Qu J J, Xu X T, et al. Interactions between freeze-thaw actions, wind erosion desertification, and permafrost in the Qinghai-Tibet Plateau [J]. Natural Hazards,2017,85(2):829-850.

[10] 刘铁军,赵显波,赵爱国,等.东北黑土地土壤风蚀风洞模拟试验研究[J].水土保持学报,2013,27(2):67-70.

[11] 杨新,郭江峰,刘洪鸽,等.东北典型黑土区土壤风蚀环境分析[J].地理科学,2006,26(4):443-448.

[12] 脱登峰,许明祥,马昕昕,等.风水交错侵蚀条件下侵蚀泥沙颗粒变化特征[J].应用生态学报,2014,25(2): 381-386.

[13] Tuo D F, Xu M X, Gao L Q, et al. Changed surface roughness by wind erosion accelerates water erosion[J].Journal of Soils and Sediments,2016,16(1):105-114.

[14] Shen H O, Wen L L, He Y F, et al. Rainfall and in-flow effects on soil erosion for hill slopes dominated by sheet erosion or rill erosion in the Chinese Mollisol region[J].Journal of Mountain Science, 2018, 15(10): 2182-2191.

[15] Hu W, Zheng F L, Bian F. The directional components of splash erosion at different raindrop kinetic energy in the Chinese Mollisol region[J/OL].Soil Science Society of America Journal, 2016, 80(5). DOI: 10. 2136/sssaj2016.03.0066.

[16] 杨居聪,贺宇欣,王阳,等.不同秸秆移除条件下冻融对农田土壤风蚀可蚀性的影响[J].水土保持研究,2018, 25(4):1-7.

[17] Kværnø S H, Øygarden L. The influence of freeze -

thaw cycles and soil moisture on aggregate stability of three soils in Norway[J].Catena,2006,67(3):175-182.

[18] 孙宝洋.季节性冻融对黄土高原风水蚀交错区土壤可蚀性作用机理研究[D].陕西 杨凌:西北农林科技大学,2018.

[19] 范昊明,武敏,周丽丽,等.融雪侵蚀研究进展[J].水科学进展,2013,24(1):146-152.

[20] 焦剑,谢云,林燕,等.东北地区融雪期径流及产沙特征分析[J].地理研究,2009,28(2):333-344.

[21] Li R K, Zhu A X, Song X F, et al. Seasonal dynamics of runoff-sediment relationship and its controlling factors in black soil region of northeast China[J].Journal of Resources and Ecology,2010,1(4):345-352.

[22] 阎百兴,杨育红,刘兴土,等.东北黑土区土壤侵蚀现状与演变趋势[J].中国水土保持,2008(12):26-30.

[23] 李桂芳,郑粉莉,卢嘉,等.降雨和地形因子对黑土坡面土壤侵蚀过程的影响[J].农业机械学报,2015,46(4):147-154.

[24] 刘振东,王飞,李光录.圆锥形扰流器对室内风蚀风洞气流均匀性与稳定性的影响[J].西北农林科技大学学报(自然科学版),2011,39(11):133-140.

[25] 吴昱,刘慧,杨爱峥,等.黑土区坡耕地施加生物炭对水土流失的影响[J].农业机械学报,2018,49(5):287-294.

[26] 王彬.土壤可蚀性动态变化机制与土壤可蚀性估算模型[D]. 陕西 杨凌:西北农林科技大学,2013.

[27] Xiao L, Yao K H, Li P, et al. Effects of freeze-thaw cycles and initial soil moisture content on soil aggregate stability in natural grassland and Chinese pine forest on the Loess Plateau of China[J].Journal of Soils and Sediments,2020,20:1222-1230.

[28] 王洋,刘景双,王全英.冻融作用对土壤团聚体及有机碳组分的影响[J].生态环境学报,2013,22(7):1269-1274.

[29] 周建伟,何新林,钱杰.天山山区径流模拟模型研究[J].石河子大学学报(自然科学版),2000,4(1):69-72.

[30] 高峰,詹敏,战辉.黑土区农地侵蚀性降雨标准研究[J].中国水土保持,1989(11):21-23.

[31] Liu T J, Xu X T, Yang J. Experimental study on the effect of freezing-thawing cycles on wind erosion of black soil in Northeast China[J].Cold Regions Science and Technology,2017,136:1-8.

[32] Lehrsch G A, Sojka R E, Carter D L, et al. Freezing effects on aggregate stability affected by texture, mineralogy, and organic matter[J].Soil Science Society of America Journal,1991,55(5):1401-1406.

[33] Zhang Z, Ma Wei, Feng W J, et al. Reconstruction of soil particle composition during freeze-thaw cycling: A review[J].Pedosphere, 2016,26(2):167-179.

[34] 王恩姮,赵雨森,陈祥伟.典型黑土耕作区土壤结构对季节性冻融的响应[J].应用生态学报,2010,21(7):1744-1750.

[35] 李占斌,李社新,任宗萍,等.冻融作用对坡面侵蚀过程的影响[J].水土保持学报,2015,29(5):56-60.

(上接第 86 页)

[11] 孙龙,张洪江,程金花,等.重庆江津区柑橘地土壤大孔隙特征[J].水土保持学报,2012,26(3):194-198.

[12] 石辉,王峰,李秧秧.黄土丘陵区人工油松林地土壤大孔隙定量研究[J].中国生态农业学报,2007,15(1):28-32.

[13] 王伟,张洪江,程金花,等.四面山阔叶林土壤大孔隙特征与优先流的关系[J].应用生态学报,2010,21(5):1217-1223.

[14] 李茂娟,李天奇,朱连奇,等.50 年来东北黑土区土地利用变化对沟蚀的影响:以克东地区为例[J].地理研究,2019,38(12):2913-2926.

[15] 贾燕锋,吴锰,刘明波.东北低山丘陵区解冻期不同土地利用土壤侵蚀特征分析[J].沈阳农业大学学报,2019,50(6):747-752.

[16] 邹文秀,韩晓增,陆欣春,等.不同土地利用方式对黑土剖面土壤物理性质的影响[J].水土保持学报,2015,29(5):187-193,199.

[17] 李鉴霖,江长胜,郝庆菊.土地利用方式对缙云山土壤团聚体稳定性及其有机碳的影响[J].环境科学,2014,35(12):4695-4704.

[18] Bodhinayake W, Si B C. Near-saturated surface soil hydraulic properties under different land uses in the St Denis National Wildlife Area, Saskatchewan, Canada [J].Hydrological Processes,2004,18:2835-2850.

[19] Holden J. Flow through macropores of different size classes in blanket peat[J].Journal of Hydrology,2009,364(3/4):342-348.

[20] Luo L, Lin H, Li S. Quantification of 3-D soil macropore networks in different soil types and land uses using computed tomography[J].Journal of Hydrology, 2010,393(1/2):53-64.

[21] 邵一敏,赵洋毅,段旭,等.基于分形分析的干热河谷区典型地类土壤优先路径分布特征[J].西北农林科技大学学报(自然科学版),2020,48(7):102-112.

[22] 黄婉霞,邓羽松,谢福倩,等.花岗岩崩岗不同部位土壤饱和导水率特征及其影响因素[J].应用生态学报,2020,31(7):2431-2440.