

黄土高原水蚀风蚀交错区藓结皮覆盖土壤的蒸发特征

李渊博^{1,2}, 李胜龙^{1,2}, 肖波^{1,2,3}, 王芳芳^{1,2}

(1.中国农业大学土地科学与技术学院,北京 100193; 2.农业部华北耕地保育重点实验室,北京 100193; 3.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)

摘要: 土壤蒸发是地表水分平衡及能量交换的组成部分,是干旱和半干旱区水文循环的关键环节。为探究黄土高原水蚀风蚀交错区生物结皮对土壤蒸发的影响,以风沙土和黄绵土上发育的藓结皮为研究对象,通过模拟蒸发试验和自然蒸发试验,测定了不同蒸发条件下藓结皮覆盖土壤和无结皮土壤的蒸发强度,分析了藓结皮覆盖土壤的蒸发特征及其与无结皮土壤的差异。结果表明:(1)模拟蒸发试验中,藓结皮对土壤蒸发过程的影响表现出明显的阶段性,与无结皮土壤相比,藓结皮使土壤蒸发强度在大气蒸发力控制阶段降低了3.04%~15.46%(0.21~1.05 mm/d),在土壤导水率控制阶段增加了32.26%~187.07%(0.58~2.54 mm/d),在水汽扩散控制阶段增加了12.91%~87.73%(0.05~0.34 mm/d);土壤累积蒸发量大小表现为藓结皮覆盖土壤>无结皮土壤。(2)自然蒸发试验中,6月16日至9月3日,无降雨时藓结皮覆盖土壤和无结皮土壤的蒸发速率均较低,藓结皮覆盖土壤的日平均蒸发量是无结皮土壤的1.12~1.42倍,自然降雨后二者的蒸发速率快速增加,降雨后土壤蒸发量是降雨前的2.20~8.55倍;在8月10—22日观测期内,藓结皮在雨后增加了土壤含水量,并对土壤蒸发起到促进作用,藓结皮覆盖土壤的累积蒸发量显著提高了19.22%~64.09%($F=21.85, P<0.01$)。研究表明,藓结皮覆盖增加了风沙土和黄绵土的水分蒸发强度,可能会对黄土高原水蚀风蚀交错区土壤水分保持产生不利影响。

关键词: 生物结皮; 土壤蒸发; 风沙土; 黄绵土; 黄土高原

中图分类号:S157.1; S152.7

文献标识码:A

文章编号:1009-2242(2020)05-0208-08

DOI:10.13870/j.cnki.stbcbx.2020.05.029

Evaporation Characteristics of Soil Covered with Moss Crust in the Wind-water Erosion Crisscross Region of the Loess Plateau

LI Yuanbo^{1,2}, LI Shenglong^{1,2}, XIAO Bo^{1,2,3}, WANG Fangfang^{1,2}

(1.College of Land Science and Technology, China Agricultural University, Beijing 100193;

2.Key Laboratory of Cultivated Land Conservation of North China, Ministry of Agriculture, Beijing 100193;

3.State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau, Yangling, Shaanxi 712100)

Abstract: Soil evaporation is an important component of soil water balance and energy exchange, and it is also a key link in the hydrological cycle in arid and semi-arid region. In this study, the evaporation rates of the biocrusts and non-crusts soil developed on aeolian sandy soil and loessal soil were measured under simulated and natural conditions by using micro-lysimeters in the wind-water erosion crisscross region on the Loess Plateau of China, the differences of biocrusts soil and non-crusts soil evaporation characteristics were analyzed, and the soil bulk density, soil particle distribution, and organic matter were determined. The results showed that: (1) The process of evaporation could be clearly divided into three stages under simulated evaporation experiment. As compared with non-crusts soil, biocrusts soil decreased the evaporation rate by 3.04% ~ 15.46% (0.21 ~ 1.05 mm/day) at atmospheric evaporation control stage; while it was increased by 32.26% ~ 187.07% (0.58 ~ 2.54 mm/day) at soil hydraulic conductivity control stage, and by 12.91% to 87.73% (0.05 ~ 0.34 mm/day) at vapor diffusion control stage, in addition, the cumulative soil evaporation was expressed as biocrusts soil higher than non-crusts soil under simulated evaporation experiment. (2) Moreover, the evaporation rate of biocrusts and non-crusts soil was low under natural evapora-

收稿日期:2020-01-29

资助项目:国家自然科学基金项目(41671221)

第一作者:李渊博(1994—),男,硕士研究生,主要从事生物结皮和水土保持研究。E-mail:yuanbo@cau.edu.cn

通信作者:肖波(1981—),男,副教授,博士生导师,主要从事土壤物理与水土保持研究。E-mail:xiaobo@cau.edu.cn

tion conditions from June 16 to September 3, and the daily average evaporation of biocrusts soil was 1.12 ~ 1.42 times that of non-crusted soil. The evaporation rates of biocrusts soil and non-crusted soil increased rapidly after rainfall. Furthermore, the soil evaporation amount after rainfall was 2.20 ~ 8.55 times that before rainfall, biocrusts increased soil water content after rain and promoted soil evaporation. In addition, biocrusts significantly increased soil cumulative evaporation ($F=21.85$, $P<0.01$) from August 10 to August 22. Our experiments indicated that biocrusts significantly enhance the evaporation of aeolian and loessal soil, which may play adverse effects on soil moisture retention in the wind-water erosion crisscross region on the Loess Plateau of China. It is, therefore, essential to pay high attention to the effects of biocrust covering on soil evaporation and take necessary methods on the Loess Plateau of China.

Keywords: moss crust; soil evaporation; aeolian sandy soil; loessal soil; Loess Plateau

黄土高原是我国水土流失最严重的地区之一,水分决定着黄土高原生态环境的发展方向。水蚀风蚀交错区作为黄土高原独特的区域,气候变化剧烈,植被稀疏,加上长期的人为活动干扰,形成了脆弱的生态环境。在20世纪末,黄土高原在退耕还林(草)工程的实施下,区域生态环境逐步得到改善,区域内林地、灌丛及草地等地表覆被面积明显增加,生物结皮也在该区广泛分布,覆盖度可达60%~70%,甚至更高。生物结皮的形成和发育,改变了地表覆盖状况及土壤理化性质,这必然会引起土壤水文过程变化,进而影响土壤水分平衡。

土壤蒸发是地表水分平衡及能量交换的重要组成部分,是干旱和半干旱区水文循环的关键环节。生物结皮的发育对区域内土壤水分收支平衡产生重要影响^[1],生物结皮是由真菌、细菌、藻类、地衣和苔藓等微生物与土壤颗粒相互作用而形成的具有生命活性的复杂复合体^[2],其生理特性及改变土壤理化性质的能力均能够影响土壤水分蒸发。目前关于生物结皮对土壤蒸发的影响已有大量研究,但国内外学者仍持有不同观点。其中,多数学者认为生物结皮能够促进土壤蒸发,石薇等^[3]在腾格里沙漠研究发现,生物结皮能够使土壤水分再分配过程浅层化,造成土壤表层水分增多,从而促进土壤水分的蒸发;Yang等^[4]研究发现,土壤水分状况影响了苔藓结皮土壤蒸发过程,当土壤4 cm处的体积含水量介于6.5%~24.7%时,苔藓结皮增加了土壤日蒸发量;Belnap等^[2]发现,去除颜色较深的生物结皮后土壤地表反射率提高,土壤温度降低,这从反面证实生物结皮有助于增加地表能量,对土壤蒸发起到促进作用;另有学者持有相反观点,周丽芳等^[5]在科尔沁沙地西部研究发现,在较大降水条件下,生物结皮主要表现为对土壤蒸发的抑制作用;郑云普等^[6]发现,荒漠地区内的苔藓植物对干燥环境的长期适应,使其逐渐形成了叶片上的透明毛状尖以及疣状突起等形态结构以减少水分散失;Xiao等^[7]通过模拟蒸发试验发现,生物结皮

能够在蒸发初期抑制土壤蒸发。分析上述研究结果可知,生物结皮种类和土壤类型的差异性、土壤蒸发研究方法和手段的多样性以及蒸发模拟试验和野外蒸发试验的标准不一性,均导致生物结皮对土壤蒸发的影响尚未有明确的结论。

基于此,为探究黄土高原地区生物结皮覆盖土壤的蒸发特征,揭示生物结皮在生态环境改善中的作用,本文以位于黄土高原典型水蚀风蚀交错区的六道沟小流域为研究区域,以广泛分布的藓结皮为研究对象,使用自制蒸渗仪,研究藓结皮覆盖土壤在模拟过程和自然条件下的蒸发特征。研究结果可为黄土高原水蚀风蚀交错区藓结皮覆盖下的土壤水分运动数值模拟提供基础数据,为区域生态恢复决策提供科学依据,同时可为当前生物结皮影响土壤水分蒸发方面所存在的分歧提供一定程度上的解释。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于中国科学院水土保持研究所神木侵蚀与环境试验站,该区地处陕西省神木市以西14 km处的六道沟流域(东经110°21'—110°23',北纬38°46'—38°51')。该小流域海拔为1 094.0~1 273.9 m,属于中温带半干旱气候类型,年平均温度8.4℃,多年平均降水量437.4 mm,区域内降雨集中在6—9月,期间降水量占全年降水量的70%~80%。流域内的东部土壤大部分为黄土覆盖,西部土壤则以风沙土为主,属于典型的水蚀风蚀交错地带,因此夏季暴雨集中、水蚀强烈,而冬春季多风、易发生风蚀。黄土高原在多年退耕还林(草)过程中,六道沟流域的生物结皮未受到人为干扰,发育良好,易于观测,主要生物结皮类型有藻结皮、藻与藓混生结皮以及藓结皮,并且藓结皮多集中分布在草地及乔灌木中,呈绿色或深褐色。

1.2 研究方法

1.2.1 试验设计 采样与试验在2019年6—9月进行,试验前在六道沟流域内调查生物结皮分布状况及土壤质地类型,流域内典型的生物结皮类型为藓结

皮,典型的土壤类型为风沙土与黄绵土,使用 PVC 管制作蒸渗仪(内筒直径 11 cm,高 15 cm,外筒直径 14 cm,高 16 cm)。本试验分为模拟蒸发试验和自然蒸发试验,2 项的试验结果可做相互补充,2 种试验均设置藓结皮与无结皮 2 种土壤覆盖类型和风沙土与黄绵土 2 种土壤质地类型,即风沙土无结皮、风沙土藓结皮、黄绵土无结皮及黄绵土藓结皮 4 种处理,每种处理 5 个重复。在取样时,将蒸渗仪内筒 PVC 管下口压入土壤直至土壤表面距离管上口 1 cm 处,随后取出土壤样品并削平 PVC 管下口,用纱布将底部密封以防止土壤测漏。此外,使用 100 cm³ 环刀对上述 4 种处理的 0—5,5—10 cm 的土层进行取样,以测定容重及孔隙度,每种处理 3 个重复;同时使用自封袋取相应的藓结皮和无结皮土壤,带回实验室风干过筛后测定其基本理化性质。

1.2.2 模拟蒸发试验 模拟蒸发试验利用自制蒸渗仪内筒 PVC 管模拟藓结皮及无结皮土壤的蒸发过程。土壤样品带回试验站后充分饱和,饱和过程中逐渐加水至接近 PVC 管样品上端以便排出空气,24 h 后取出土样并盖住管上口,于阴凉处的沙层上静置 24 h 以沥去多余的水分,随后用蒸渗仪内筒 PVC 盖子封住下口并开始模拟试验。于 7 月选择连续天气晴好日 14 天,将自制蒸渗仪内筒 PVC 管放置于开阔处接受太阳直射,蒸渗仪内筒中的土壤样品在每天 7:00 和 19:00 使用精度 0.01 g 的电子天平称重,2 次称重之间的质量差值即为当日蒸发损失的水量,并将以质量表示的蒸发量转换成以高度表示的蒸发量,换算公式为:

$$E_h = 10 \frac{E_m}{\rho r^2}$$

式中: E_h 为蒸发水量(mm); E_m 为水分蒸发质量,即

表 1 藓结皮及无结皮土壤理化性质

处理	土层 深度/cm	容重/ (g·cm ⁻³)	机械组成/%			有机质含量/ (g·kg ⁻¹)	结皮 厚度/mm	生物量/ (g·cm ⁻²)
			黏粒	粉粒	砂粒			
风沙土无结皮	0—5	1.65±0.02a	0.02±0.00b	2.57±0.06b	97.41±0.06a	6.94±2.28bc		
	5—10	1.59±0.05a	0.02±0.00b	3.09±0.04b	96.89±0.04a	5.17±2.96a		
风沙土藓结皮	0—5	1.47±0.02c	0.09±0.03b	3.76±0.95b	96.14±0.98a	20.93±9.37a	9.39±1.04	0.11±0.03
	5—10	1.60±0.05b	0.05±0.03b	3.19±0.10b	96.76±0.13a	8.24±4.14a		
黄绵土无结皮	0—5	1.32±0.04d	0.55±0.01a	16.72±0.31a	82.72±0.32b	4.56±0.17c		
	5—10	1.42±0.02bc	0.61±0.01a	18.66±0.24a	80.73±0.25b	5.23±0.16a		
黄绵土藓结皮	0—5	1.19±0.03e	0.58±0.03a	17.58±0.74a	81.84±0.76b	12.44±5.30abc	10.28±1.01	0.06±0.02
	5—10	1.38±0.03c	0.56±0.11a	16.90±2.07a	82.54±2.18b	5.85±0.04a		

注:表中数据为平均值±标准差;黏粒为<0.002 mm,粉粒为 0.002~0.02 mm,砂粒为 0.02~2 mm;同列不同小写字母表示各样地土壤差异显著。下同。

1.3 数据处理

试验数据运用 Microsoft Excel 2016 进行处理与分析,以 OriginPro 2019 进行作图,用 IBM SPSS Statistics 22 进行单因素方差分析(One-Way ANOVA)。

蒸渗仪每天的质量变化量(g); ρ 为水的密度,取 1 g/cm³; r 为自制蒸渗仪内筒的半径,为 5.5 cm。本研究通过蒸渗仪内筒称重所测得藓结皮土壤蒸发量包含了土壤蒸发量及藓结皮层蒸发量。

在试验结束后将所有蒸渗仪内筒样品放置于烘箱 105 ℃、72 h 烘干、称重,随后将所有蒸渗仪内筒的土壤样品去除,对内筒进行称重以计算模拟蒸发试验过程中的土壤含水量。

1.2.3 自然蒸发试验 于自然条件下探究藓结皮覆盖土壤及无结皮土壤的蒸发特征。选择空旷平坦的样地,清理样地试验点附近的杂草及遮阳植被。将采集好的蒸渗仪内筒土样安装于野外试验点;在试验点处挖 1 个直径比蒸渗仪外筒的外径略大,深度与外筒高度相等的土孔,然后将蒸渗仪外筒放入土孔,内筒土样放入外筒,并使蒸渗仪内外的土面高度一致,使用防水海绵填充内筒与外筒的孔隙以减少筒内空气对流。每天测定蒸发量,其测定方法和过程与前述模拟蒸发试验相同。本试验于 6 月 16 日至 9 月 3 日的雨季进行,自制蒸渗仪中的样品水分能够得到及时补充,此外蒸渗仪的土样更换会根据模拟蒸发结果进行。同时选取平坦风沙土藓结皮及无结皮样地,使用 5TE 探头(Decagon, USA)测定观测期间内风沙土藓结皮及风沙土无结皮 6 cm 处的土壤含水量。此外,根据各处理试验结果选取土壤含水量由高变低的一段完整蒸发过程(8 月 10—22 日)进行对比分析。

1.2.4 气象数据获取以及藓结皮和无结皮土壤理化性质测定 降雨量和空气温湿度等气象数据由试验点附近的小型气象站获取。藓结皮及无结皮土壤的理化性质见表 1。

2 结果与分析

2.1 模拟蒸发试验藓结皮覆盖土壤不同阶段的蒸发特性

由图 1 可知,土壤蒸发过程可明显的分为 3 个阶段,并表现为反“S”形的下降趋势。在 1~3 天的大气蒸

发力控制阶段中,土壤蒸发强度较高,藓结皮使土壤蒸发强度降低了 3.04%~15.46%(0.21~1.05 mm/d);土壤导水率控制阶段为 4~8 天,此期间土壤蒸发强度迅速下降,藓结皮提高了土壤蒸发强度 32.26%~187.07%

(0.58~2.54 mm/d);9 天之后为水汽扩散控制阶段,藓结皮及无结皮土壤的蒸发强度均下降到最低并趋于稳定,藓结皮土壤的蒸发强度增加了 12.91%~87.73%(0.05~0.34 mm/d)。

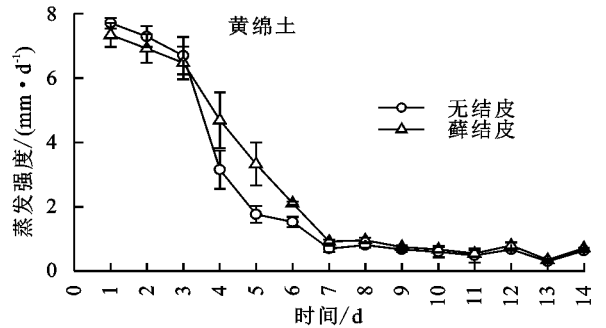
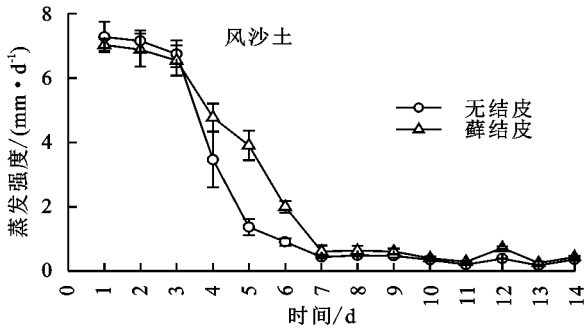
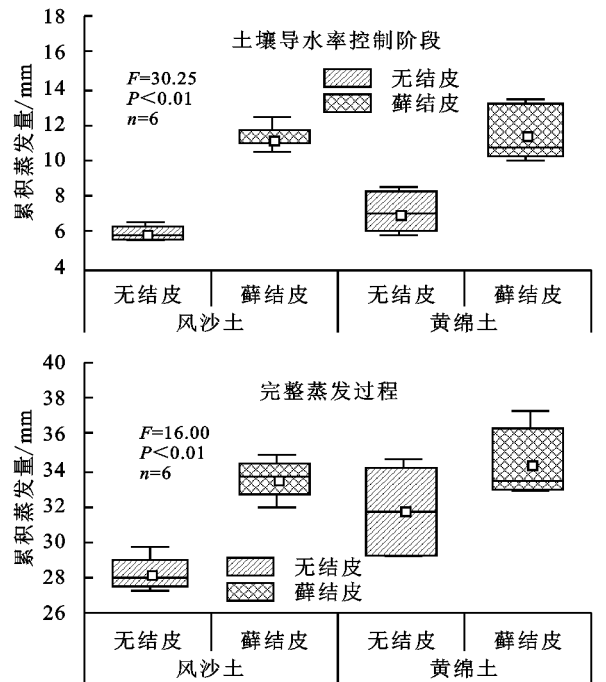
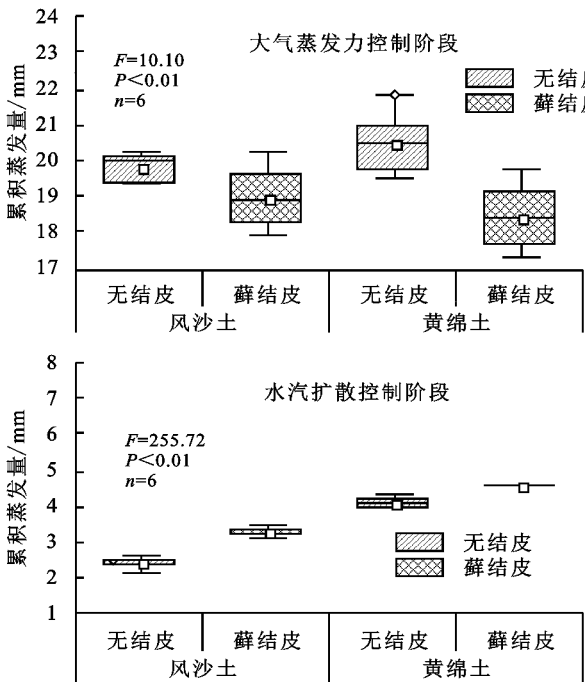


图 1 模拟条件下藓结皮与无结皮土壤的蒸发过程差异

2.2 模拟蒸发试验藓结皮覆盖土壤不同蒸发阶段的累积蒸发特征

由图 2 可知,大气蒸发力控制阶段藓结皮覆盖土壤的累积蒸发量低于无结皮土壤,土壤导水率控制阶段及水汽扩散控制阶段中,藓结皮覆盖土壤累积蒸发量显著高于无结皮。其中,大气蒸发力控制阶段的累积蒸发量最高,风沙土藓结皮与黄绵土藓结皮的累积蒸发量为 18.96, 18.45 mm, 分别占风沙土

无结皮和黄绵土无结皮 95.62%(19.83 mm)和 89.98%(20.50 mm);土壤导水率控制阶段的累积蒸发量迅速下降,藓结皮覆盖土壤的累积蒸发量是无结皮土壤的 1.60~1.89 倍($F=30.25, P<0.01$);水汽扩散控制阶段的累积蒸发量最低,处于 2.54~4.93 mm($F=255.72, P<0.01$)。在完整蒸发过程中,土壤累积蒸发量的大小表现为藓结皮覆盖土壤>无结皮土壤。



注:图中——为最大(小)值;——为中位值;□为平均值。下同。

图 2 模拟条件下藓结皮与无结皮土壤在不同蒸发阶段的累积蒸发量差异

2.3 模拟蒸发试验藓结皮覆盖土壤蒸发强度与含水量的关系

由图 3 可知,模拟蒸发试验中土壤含水量与蒸发强度呈 MMF 函数($y=(ab+cx^d)/(b+cx^d)$)关系,在高含水量时风沙土和黄绵土土壤上藓结皮的蒸发强度均明显低于无结皮土壤,土壤含水量在 10% 以上时,藓结皮的蒸发强度仅占无结皮土壤的 94.47%~

96.57%;在相同土壤含水量的情况下,藓结皮最大可降低土壤蒸发强度 42.41%(风沙土)和 3.43%(黄绵土),表明在土壤含水量较高的条件下,藓结皮对土壤蒸发有抑制作用。

2.4 自然条件下藓结皮覆盖土壤的蒸发特征

由图 4 可知,降雨前土壤蒸发量较低,降雨后土壤蒸发量均有明显提升,藓结皮覆盖土壤蒸发强度略

高于无结皮土壤。6月16日至8月9日,降雨频繁,土壤水分蒸发变化剧烈,蒸发曲线波动较大;8月10日至9月3日,降雨变少,土壤蒸发强度趋于平缓,藓结皮覆盖土壤的水分蒸发强度逐渐与无结皮土壤趋

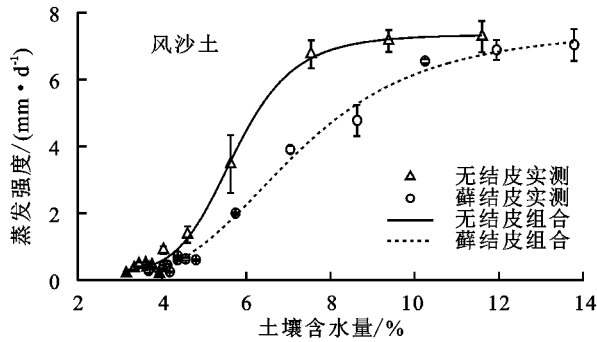


图3 模拟蒸发试验藓结皮与无结皮土壤含水量与蒸发强度的关系

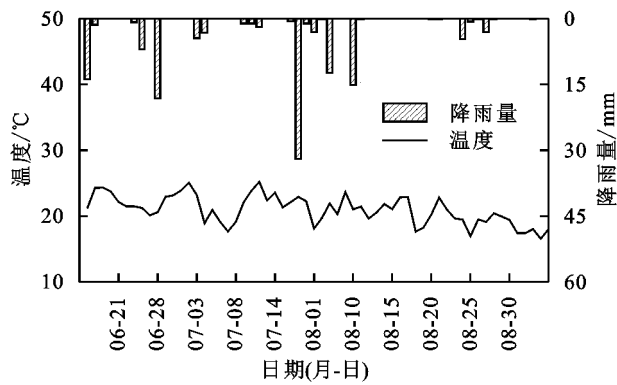
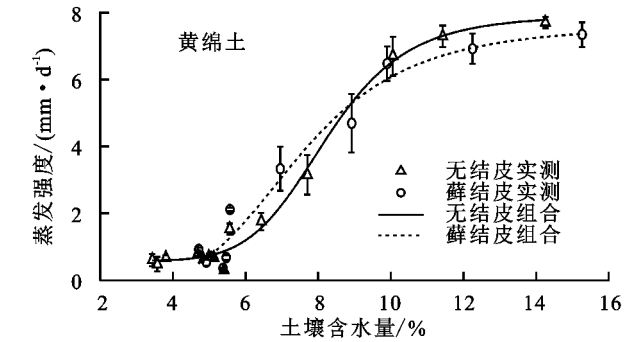


图4 自然条件下藓结皮与无结皮土壤的蒸发特征

于表2可知,在观测期间,风沙土藓结皮土壤蒸发量最大值为5.50 mm,是风沙土无结皮土壤(4.97 mm)的1.11倍,黄绵土藓结皮的土壤蒸发量最高为6.06 mm,而黄绵土无结皮最高值为5.66 mm;土壤

于相同;观测期内,自然降雨后的土壤蒸发量是降雨前的2.20~8.55倍;此外,风沙土藓结皮土壤蒸发强度有48个位点大于风沙土无结皮,而黄绵土藓结皮的蒸发强度则有52个位点大于黄绵土无结皮。

蒸发量最小值在0.06~0.16 mm;藓结皮覆盖土壤的日平均蒸发量为2.07~2.30 mm,无结皮土壤为1.46~2.05 mm;对于该期间的累积蒸发量而言,藓结皮覆盖土壤提高了10.91%~41.07%。

表2 自然条件下藓结皮与无结皮土壤的蒸发强度特征值

土壤类型	最大蒸发量/mm	最小蒸发量/mm	日平均蒸发量/mm	累积蒸发量/mm
风沙土无结皮	4.97±0.61b	0.07±0.01b	1.46±0.13c	83.18±7.64c
风沙土藓结皮	5.50±0.42c	0.06±0.01ab	2.07±0.08b	117.34±4.83b
黄绵土无结皮	5.66±0.20a	0.15±0.01ab	2.05±0.06b	117.12±3.52b
黄绵土藓结皮	6.06±0.44a	0.16±0.02a	2.30±0.04a	129.91±2.25a

2.5 自然条件下藓结皮覆盖土壤的累积蒸发特征

由图5可知,在8月10—22日,自然条件下的藓结皮在不同蒸发阶段对土壤累积蒸发量的影响不同。大气蒸发力控制阶段土壤累积蒸发量较高,其大小依次表现为黄绵土藓结皮>风沙土藓结皮>黄绵土无结皮>风沙土无结皮($F=12.54, P<0.01$);土壤导水率控制阶段持续时间较长,土壤累积蒸发量处于4.41~10.17 mm,藓结皮显著提高了土壤累积蒸发量42.31%~130.28%($F=14.89, P<0.01$);水汽扩散控制阶段累积蒸发量最低(2.84~3.89 mm),藓结皮覆盖土壤累积蒸发量是无结皮土壤的1.13~1.27倍;藓结皮覆盖土壤显著提高了该期间的土壤累积蒸发量19.22%~64.09%($F=21.85, P<0.01$)。

2.6 自然条件下藓结皮覆盖土壤的蒸发强度与含水量的关系

由图6可知,自然蒸发试验中土壤含水量与土壤蒸发强度呈MMF函数关系,降雨后风沙土藓结皮的土壤含水量明显高于无结皮土壤,其中,风沙土藓结皮的土壤含水量及蒸发强度最高是风沙土无结皮的1.91,1.17倍;在土壤含水量在13%以上时,藓结皮覆盖土壤蒸发强度处于3.29~4.27 mm/d,而风沙土无结皮土壤在土壤含水量10.34%时蒸发强度达到最

大值 3.64 mm/d。风沙土藓结皮提高了土壤的含水

量上限,增加了自然条件下的土壤蒸发强度。

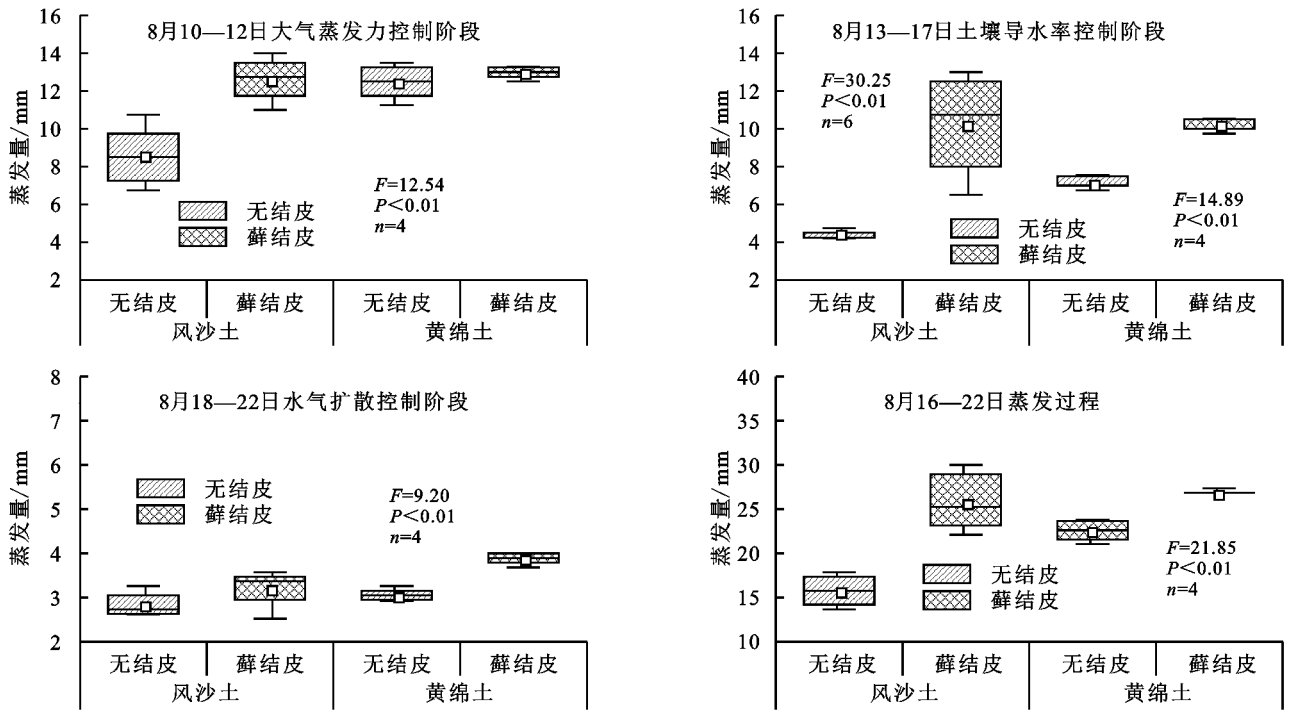


图5 自然条件下藓结皮与无结皮土壤在8月10—22日的土壤蒸发量

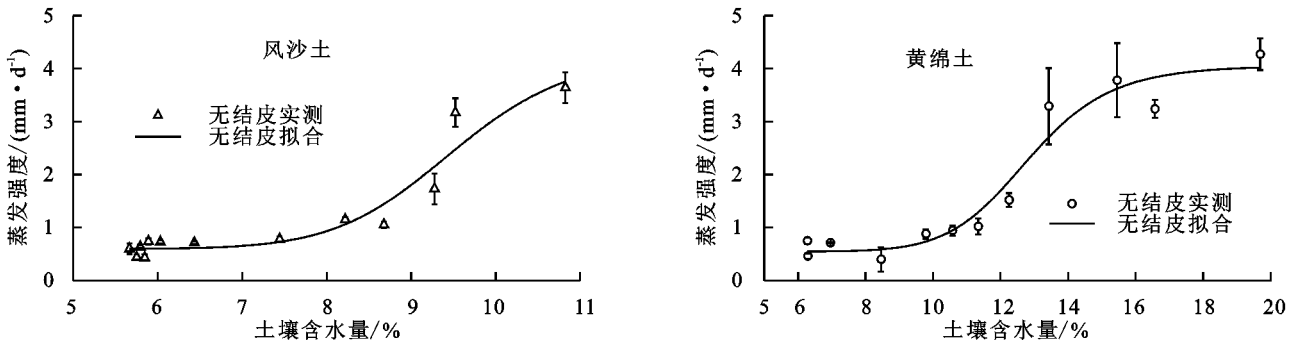


图6 自然条件下8月10—22日风沙土藓结皮与无结皮土壤蒸发强度与含水量的关系

3 讨论

黄土高原水蚀风蚀交错区的藓结皮显著影响了土壤蒸发过程,但并非简单的“促进”或“抑制”作用,藓结皮对土壤蒸发不同阶段有着不同的影响机理。模拟蒸发试验中大气蒸发力控制阶段的土壤蒸发强度较高,无结皮土壤的蒸发强度高于藓结皮覆盖土壤,并且在土壤含水量较高的条件下,藓结皮对土壤蒸发存在抑制作用。这可能是由于在大气蒸发力控制阶段中,饱和土壤的水分运移具有持续的液体水力联系,能够形成连续的水势梯度将下层水分通过土壤孔隙不断向上输送最终到达地表,而藓结皮的存在,一方面能够通过其表层的致密结构将水分阻留在土壤下层^[8],减弱土壤水分向地表传送的能力以降低土壤蒸发;另一方面,藓结皮能够利用本身的吸水特性将部分水分截持在结皮层中,并通过自身的特殊形态结构(植物体垫状丛生、叶片上的透明毛状尖、叶片上的疣和突起等)减少水分从其表面的蒸发;除此之外,

藓结皮覆盖的饱和土壤具有较高的吸水和保水能力^[9],将水分束缚在土壤中的同时降低土壤蒸发速率。郑云普等^[6]发现,藓结皮对干燥环境的适应能在植物生理上形成许多耐旱特征,并产生特殊的形态结构以减少水分的散失;Xiao等^[7]通过模拟蒸发试验得出,生物结皮覆盖土壤在蒸发第1阶段的蒸发强度比无结皮土壤低 1.12 mm/d(风沙土)和 1.82 mm/d(黄绵土)的结论,这与本试验结果基本一致,表明黄土高原水蚀风蚀交错区内的藓结皮能够减缓土壤蒸发速率稳定阶段的蒸发强度,并在土壤含水量较高时藓结皮抑制了土壤蒸发。

土壤导水率控制阶段以及水汽扩散控制阶段中,土壤蒸发强度及土壤含水量大幅下降并最终趋于平稳,并且藓结皮覆盖土壤的蒸发强度高于无结皮土壤。藓结皮对土壤理化性质及土壤结构的改变影响着土壤蒸发,这是由于藓结皮覆盖土壤具有较低的容重、较高的黏粒、孔隙度及有机质含量(表1),使得藓

结皮土壤易形成较多的毛细管并具有较强的毛管作用。当土壤表层水分降低时,无结皮土壤在蒸发过程中迅速形成干土层,切断了下层土壤水分上升到土表的通道,致使蒸发速率降低,藓结皮覆盖使得下层土壤难以形成干土层,完整的土壤孔隙为水分蒸发提供了通道,使下层水分在水势梯度的作用下逐渐补给到土壤表层,以补充表层土壤蒸发所产生的水分损失。宋日权等^[10]通过降低土壤毛管孔隙的土壤掺沙试验发现,土壤掺沙率越高则毛管孔隙越低并对土壤蒸发的抑制效应越明显;石薇等^[2]研究发现,流沙在水分蒸发过程中形成的干沙层阻碍了10 cm土层水分的蒸发损失,而生物结皮提高表层含水量的能力则促进了土壤蒸发;Kidron等^[11]认为,生物结皮能够阻止土壤表层干层的形成,提高土壤水分的蒸发速率,并且在水汽扩散控制阶段中生物结皮覆盖土壤的水分含量仅占无结皮土壤的58.70%。藓结皮对土壤容重的降低,黏粒及有机质含量的提高,导致藓结皮覆盖土壤在导水率控制阶段以及水汽扩散控制阶段中的蒸发强度高于无结皮土壤。

自然条件下,藓结皮对土壤温度的改变可能会影响土壤蒸发。一方面,藓结皮的颜色可能影响土壤表层温度的变化,当藓结皮有可利用的水分时,其表面颜色呈黄绿色,藓结皮在失水失活过程中,其颜色会逐渐变暗变深,最终在干燥状况下呈现黑色^[12]。土壤颜色较深则容易吸收较多的太阳辐射,同时具有较高的土壤温度,而通常情况下土壤温度越高土壤蒸发会越强烈,因此生物结皮可能通过提高土壤温度间接促进土壤蒸发;另一方面,藓结皮的吸水特性可能会提高土壤的热容量,降雨后的藓结皮覆盖土壤表层具有较高的水分含量,而土壤热容量会随着土壤水分含量的提高而增加^[13],从而导致土壤表层温度在升高的同时吸收的热量也会增多,土壤蒸发也随之提升。Belnap等^[14]认为,颜色较深的生物结皮在露出下层浅色土壤后,其地表反照率将提高约50%,裸地土壤温度显著下降并证实了生物结皮有助于提高地表温度并增加土壤蒸发;Xiao等^[15]通过研究认为,在炎热及潮湿条件下,藓结皮能够通过促进土壤蒸发带走土壤中更多的热量。

在自然降雨期间,藓结皮明显提高了自然状态下的风沙土土壤含水量,并且藓结皮覆盖土壤的蒸发量高于无结皮土壤,其中,藓结皮与无结皮的土壤蒸发特征与模拟蒸发试验中的蒸发第2阶段和第3阶段的特征大致相同。降雨过后土壤蒸发量有明显提升,藓结皮覆盖土壤的蒸发量高于无结皮土壤。降雨强度及降水量的提高,增加了土壤蒸发的供水量,土壤蒸发量也随之提升^[16];藓结皮具有影响土壤水分入渗的特性,藓结皮对降水的分配会影响土壤蒸发量,在降雨期间,藓结皮覆

盖的土壤表层能够截留大量雨水,并使水分的分配趋于浅层化,导致土壤表层在雨后保持较高含水量,此外,藓结皮提高土壤表面粗糙度的能力,能够增大土壤表面积并延长水分滞留时间,从而提高水分被蒸发的可能性^[17]。龙桃等^[18]通过模拟降雨强度试验得出了土壤蒸发量随着降雨强度的增加呈对数函数增长的结论;Yair等^[19]研究表明,生物结皮能够吸收大量降雨,从而减缓水分的深层入渗,使聚集在土壤表层的水分以蒸发的形式损失;Xiao等^[20]通过试验发现,藓结皮可能通过增加蒸发的方式使土壤水分平均降低14.8%,并减少区域内的土壤水资源。本研究中,自然降雨后土壤蒸发量大小表现为藓结皮覆盖土壤>无结皮土壤,藓结皮的存在可能会带来一些弊端,即通过增加土壤表层的蒸发量,缩短了上层土壤的水分可利用时间,减少了下层土壤的水分总量。

在本文的自然蒸发试验中,所选试验样地为平坦空旷样地,蒸渗仪样品均为水平放置,可能会导致降雨全部入渗,从而使藓结皮与无结皮的入渗量无明显差别;在实际的自然状态下,研究区内多数地块带有坡度,导致藓结皮与无结皮土壤的降雨入渗量可能存在一定差异,进一步影响土壤蒸发。因此当前试验结果可能与实际的自然状态藓结皮蒸发存在一定差别,所以关于坡度等实际自然因素对蒸发试验的影响还有待进一步研究。

4 结论

(1)模拟蒸发试验中,藓结皮覆盖土壤显著提升了土壤累积蒸发量($F=16.09, P<0.01$),并且藓结皮对土壤蒸发过程的影响表现出明显的阶段性,大气蒸发力控制阶段中,藓结皮提高了土壤含水量并降抑制了该阶段的土壤蒸发强度,在土壤导水率控制阶段以及水汽扩散控制阶段中,藓结皮提高了土壤蒸发强度。

(2)6月16日至9月3日观测期内,自然蒸发条件下的藓结皮覆盖土壤及无结皮土壤在降雨后的蒸发强度是降雨前的2.20~8.55倍,藓结皮提高地表温度的能力以及在降雨后截留雨水的特性,均能够提升土壤蒸发强度;8月10—22日,藓结皮提高了土壤含水量上限,增加了自然条件下的土壤蒸发强,并显著提高了土壤累积蒸发量19.22%~64.09%($F=21.85, P<0.01$)。藓结皮对日平均蒸发量以及土壤累积蒸发量的提高作用,增加了黄土高原水蚀风蚀交错区内的水分损失,可能会对该区域土壤水分保持和生态恢复产生不利影响。

参考文献:

- [1] 乔宇,徐先英,付贵全,等.民勤绿洲边缘不同年代土壤结皮特性及对水文过程的影响[J].水土保持学报,2015,29(4):1-6.
- [2] Belnap J, Gillette D A. Disturbance of biological soil

- crusts: Impacts on potential wind erodibility of sandy desert soils in southeastern Utah[J]. *Land Degradation and Development*, 2015, 8(4): 355-362.
- [3] 石薇,王新平,张亚峰.腾格里沙漠人工固沙植被区浅层土壤水分对降水和生物结皮的响应[J]. *中国沙漠*, 2018, 38(3): 600-609.
- [4] Yang Y, Bu C, Mu X, et al. Effects of differing coverage of moss-dominated soil crusts on hydrological processes and implications for disturbance in the Mu Us Sandland, China[J]. *Hydrological Processes*, 2015, 29(14): 3112-3123.
- [5] 周丽芳,阿拉木萨.微生物结皮层对地表蒸发过程影响的机理研究[J]. *水土保持学报*, 2010, 24(1): 208-213.
- [6] 郑云普,赵建成,张丙昌,等.荒漠生物结皮中藻类和苔藓植物研究进展[J]. *植物学报*, 2009, 44(3): 371-378.
- [7] Xiao B, Zhao Y G, Shao M A. Characteristics and numeric simulation of soil evaporation in biological soil crusts[J]. *Journal of Arid Environments*, 2010, 74(1): 121-130.
- [8] 周丽芳,阿拉木萨.生物结皮发育对地表蒸发过程影响机理研究[J]. *干旱区资源与环境*, 2011, 25(4): 193-200.
- [9] 吴丽,陈晓国,张高科,等.人工生物结皮的发育演替及表土持水特性研究[J]. *环境科学*, 2014, 35(3): 1138-1143.
- [10] 宋日权,褚贵新,冶军,等.掺砂对土壤水分入渗和蒸发影响的室内试验[J]. *农业工程学报*, 2010, 26(1): 109-114.
- [11] Kidron G J, Tal S Y. The effect of biocrusts on evaporation from sand dunes in the Negev Desert[J]. *Geoderma*, 2012, 179(2): 104-112.
- [12] 吴楠,魏美丽,张元明.生物土壤结皮中刺叶赤藓质膜透性对脱水、复水过程的响应[J]. *自然科学进展*, 2009, 19(9): 942-951.
- [13] Guan X, Huang J, Guo N, et al. Variability of soil moisture and its relationship with surface albedo and soil thermal parameters over the Loess Plateau[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2009, 26(4): 692-700.
- [14] Belnap J, Lange O L. *Biological soil crusts: Structure, Function and Management*[M]. Heidelberg: Springer, 2003, 371.
- [15] Xiao B, Wang H, Fan J, et al. Biological soil crusts decrease soil temperature in summer and increase soil temperature in winter in semiarid environment[J]. *Ecological Engineering*, 2013, 58: 52-56.
- [16] 刘战东,秦安振,宁东峰,等.降雨级别对农田蒸发和土壤水再分布的影响模拟[J]. *灌溉排水学报*, 2016, 35(8): 1-8.
- [17] Emilio C E, Canton Y, Chamizo S, et al. Effects of biological soil crusts on surface roughness and implications for runoff and erosion[J]. *Geomorphology*, 2012, 145: 81-89.
- [18] 龙桃,熊黑钢,张建兵,等.不同降雨强度下的草地土壤蒸发试验[J]. *水土保持学报*, 2010, 24(6): 240-245.
- [19] Yair A, Almog R, Veste M. Differential hydrological response of biological topsoil crusts along a rainfall gradient in a sandy arid area; Northern Negev desert, Israel[J]. *Catena*, 2011, 87: 326-333.
- [20] Xiao B, Hu K L. Moss-dominated biocrusts decrease soil moisture and result in the degradation of artificially planted shrubs under semiarid climate[J]. *Geoderma*, 2017, 291: 47-54.
- (上接第 207 页)
- [10] 赵磊,王兵,蔡体久,等.江西大岗山不同密度杉木林枯落物持水与土壤贮水能力研究[J]. *水土保持学报*, 2013, 27(1): 203-208, 246.
- [11] 王玲,赵广亮,周红娟,等.八达岭林场不同密度油松人工林枯落物水文效应[J]. *生态环境学报*, 2019, 28(9): 1767-1775.
- [12] 鲁绍伟,陈波,潘清华,等.北京山地不同密度侧柏人工林枯落物及土壤水文效应[J]. *水土保持学报*, 2013, 27(1): 224-229.
- [13] 杨霞,陈丽华,康影丽,等.辽东低山区 5 种典型水源涵养林枯落物持水特性[J]. *生态学报*, 2019, 38(9): 2662-2670.
- [14] 李强,周道玮,陈笑莹.地上枯落物的累积、分解及其在陆地生态系统中的作用[J]. *生态学报*, 2014, 34(14): 3807-3819.
- [15] 刘凯,贺康宁,王先棒.青海高寒区不同密度白桦林枯落物水文效应[J]. *北京林业大学学报*, 2018, 40(1): 89-97.
- [16] 贺宇,丁国栋,梁文俊,等.林分密度对枯落物层持水特性的影响[J]. *西北农林科技大学学报(自然科学版)*, 2012, 40(4): 68-72.
- [17] 张卫强,李召青,周平,等.东江中上游主要森林类型枯落物的持水特性[J]. *水土保持学报*, 2010, 24(5): 130-134.
- [18] 周永文,黄文辉,陈红跃,等.不同人工林分枯落物和土壤持水能力研究[J]. *生态环境*, 2003, 12(4): 449-451.
- [19] 王忠禹,刘国彬,王兵,等.黄土丘陵区典型植物枯落物凋落动态及其持水性[J]. *生态学报*, 2019, 39(7): 2416-2425.
- [20] 杨建伟,杨建英,何会宾,等.冀北山区滦平县 4 种新造林地水源涵养能力研究[J]. *生态学报*, 2019, 39(18): 6731-6737.
- [21] 侯贵荣,毕华兴,魏曦,等.黄土残塬沟壑区刺槐林枯落物水源涵养功能综合评价[J]. *水土保持学报*, 2019, 33(2): 251-257.
- [22] 胡小燕,段爱国,张建国,等.南亚热带杉木人工成熟林密度对土壤养分效应研究[J]. *林业科学研究*, 2018, 31(3): 15-23.
- [23] 陈琦,刘苑秋,刘士余,等.杉木取代阔叶林后林下水源涵养功能差异评价[J]. *水土保持学报*, 2019, 33(2): 244-250.