

DOI: 10.11766/trxb202112150675

曹尤淞, 肖波, 李胜龙, 王彦峰, 余星兴. 黄土高原生物结皮的纳尘与固土效应及其影响因素[J]. 土壤学报, 2023, 60(6): 1610–1625.
CAO Yousong, XIAO Bo, LI Shenglong, WANG Yanfeng, YU Xingxing. Effects of Biocrusts on Dustfall Retention and Soil Fixation and Their Influencing Factors in the Chinese Loess Plateau[J]. Acta Pedologica Sinica, 2023, 60(6): 1610–1625.

黄土高原生物结皮的纳尘与固土效应及其影响因素*

曹尤淞¹, 肖波^{2†}, 李胜龙¹, 王彦峰³, 余星兴²

(1 中国农业大学土地科学与技术学院/农业农村部华北耕地保育重点实验室, 北京 100193; 2 中国科学院水利部水土保持研究所 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; 3 中国科学院西北生态环境资源研究院, 兰州 730000)

摘 要: 为探明黄土高原生物结皮的纳尘与固土效应及其影响因素, 以进一步明确其对土壤母质的风积作用, 以典型风沙土和黄绵土上发育的生物结皮为对象, 通过野外采样、室内分析以及模拟纳尘试验, 比较了不同发育阶段生物结皮(藻结皮、藻—藓混生结皮、藓结皮)的纳尘量和固土量, 探究了不同风速、降尘粒径和降尘量下生物结皮纳尘量的变化规律, 并分析了影响生物结皮纳尘量和固土量的关键因素。结果表明, 相同条件下生物结皮的纳尘量为无结皮的 1.1 倍~4.8 倍, 且随生物结皮由藻到藓的正向演替而增加。风速为 $1\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时, 生物结皮的平均减蚀量可达 $19.5\sim 4\,893.0\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 。同时, 生物结皮的纳尘量随含水率升高而增加, 且增幅与风速呈正相关; 相对含水率由 0 增至 80% 后, 风速 $5\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 下生物结皮的纳尘量分别平均提升了 4.9%、53.1%、59.6% 和 72.3%。此外, 生物结皮的纳尘量还随地表粗糙度增加而显著升高。与纳尘量的变化规律相似, 生物结皮的固土量也随结皮发育阶段的正向演替而增大, 其中藓结皮的固土量为藻结皮的 1.4 倍。在同一发育阶段, 风沙土上发育的生物结皮其固土量显著高于黄绵土上发育的生物结皮 ($F=30.74$, $P<0.003$)。生物结皮的固土量与结皮厚度呈极显著正相关关系, 且随土壤含水率增加呈先升高后降低的趋势。综上, 生物结皮具有显著的纳尘与固土效应, 其对黄土高原土壤母质的风积过程具有重要促进作用。

关键词: 降尘; 土壤母质; 风速; 地表粗糙度; 黄土高原

中图分类号: S151 **文献标志码:** A

Effects of Biocrusts on Dustfall Retention and Soil Fixation and Their Influencing Factors in the Chinese Loess Plateau

CAO Yousong¹, XIAO Bo^{2†}, LI Shenglong¹, WANG Yanfeng³, YU Xingxing²

(1. College of Land Science and Technology, China Agricultural University/Key Laboratory of Arable Land Conservation in North China, Ministry of Agriculture and Rural Affairs, Beijing 100193, China; 2. Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resources, State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau, Yangling, Shaanxi 712100, China; 3. Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China)

* 国家自然科学基金项目(42077010)、中国科学院“西部之光”人才培养引进计划(2019)和中国农业大学 2115 人才工程项目(1191-00109011)资助 Supported by the National Natural Science Foundation of China (No. 42077010), the “Light of West China” Program of the Chinese Academy of Sciences (No. 2019), and the 2115 Talent Development Program of China Agricultural University (No. 1191-00109011)

† 通讯作者 Corresponding author, E-mail: xiaobo@cau.edu.cn

作者简介: 曹尤淞(1998—), 男, 陕西安康人, 硕士研究生, 主要从事土壤物理与水土保持研究。E-mail: Caoyousong22@mailsucas.ac.cn

收稿日期: 2021-12-15; 收到修改稿日期: 2022-07-15; 网络首发日期(www.cnki.net): 2022-09-14

Abstract: 【Objective】 Wind activity and aeolian dust transportation are key terrestrial processes in dryland ecosystems. Biocrusts are photoautotrophic communities that consist of cyanobacteria, actinomycetes, mosses, green algae, fungi, and other organisms. As an important living skin and pioneer communities developing on surface soil in drylands, biocrusts strongly influence most soil processes (hydrological, ecological, biological, and chemical processes) and have a variety of essential ecological functions. Although biocrusts are usually relatively thin (a few millimeters or centimeters at most), these organisms have unique micro-structures which could positively influence the formation of aeolian soil parent material. In order to further explore the aeolian sedimentary effects of biocrusts on soil parent material, we conducted this study to understand the effects of biocrusts on dustfall retention and soil fixation, as well as their influencing factors. 【Method】 In the north of Chinese Loess Plateau, the biocrusts developed on aeolian and loessal soils were sampled, and the analyses and simulated experiments were carried out in the laboratory. The amount of dustfall retention and soil fixation of biocrusts at different developmental stages (cyano crust, mixed crust, and moss crust) were measured. The variations of dustfall retention amount under different wind speeds, dustfall grain sizes, and dustfall amount were explored. We also explored the key influencing factors. 【Result】 The dustfall retention amount of biocrusts was 1.1–4.8 times higher than that without biocrusts, and it increased with the developmental stages of biocrusts from cyano crust to moss crust. On average, the erosion reduction of biocrusts was $19.5\text{--}4\,892\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ under $1\text{--}8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ wind speeds. Moreover, the dustfall retention amount increased with increasing soil water content, and these increases were positively correlated with wind speed. It was found that the dustfall retention amount was increased by 4.9%, 53.1%, 59.6%, and 72.3%, respectively, under $5\text{--}8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ wind speeds when relative water content increased from 0 to 80%. Additionally, the dustfall retention amount was also significantly and positively correlated with the surface roughness of biocrusts. Similarly, the soil fixation amount of biocrusts also increased along with their developmental stages from cyano crust to moss crust. The soil fixation amount of moss crust was 1.4 times higher than that of cyano crust. At the same developmental stage, the soil fixation amount of biocrusts on aeolian sandy soil was significantly ($F=30.74$, $P<0.003$) higher than that on loessal soil. Furthermore, the soil fixation amount was positively correlated with the thickness of biocrusts and negatively correlated with the surface roughness. It firstly increased and then decreased with increasing soil water content. 【Conclusion】 These findings show that biocrusts can significantly retain dustfall and fix soil due to their root, mycelium, exudates, and pore structures, and these biocrust functions are of great significance for the aeolian sedimentary process of soil parent material, the pedogenic process of primitive soil, and the primary succession of dryland ecosystem in the Chinese Loess Plateau. Additionally, this study demonstrates the important effects of biocrusts on the formation of aeolian soil parent material, and their key influencing factors are surface roughness, developmental stages, and water content of biocrusts. Therefore, it is essential to pay attention to the biocrust effects on dust retention and soil fixation in arid and semiarid climate regions.

Key words: Dustfall; Soil parent material; Wind speed; Surface roughness; Loess Plateau

黄土高原是我国水土流失最为严重和生态环境最为脆弱的地区之一。近年来,随着采伐、开垦和放牧等人为活动的加剧,黄土高原的土壤退化问题愈发严重^[1-2]。研究表明,黄土高原的水土流失面积现已高达 $21.01\times 10^4\text{ km}^2$,占土地总面积的 36.56%^[3]。剧烈的风蚀和水蚀造成了约 $3\,800\text{ t}\cdot\text{a}^{-1}$ 的土壤养分流失,导致土壤贫瘠、粮食减产,严重制约着黄土高原区域经济的可持续发展^[4]。然而,风力既是造成黄土高原水土流失的主要外营力,也是风成母质的主要搬运力。主流观点认为,第四纪以来东亚季风

所携带的粉尘是黄土高原土壤母质的主要物源^[5-6]。由于风成母质的风化度低,黄土高原土壤多处于初育阶段,其发育程度较浅且保留了明显的母质状态。然而,风成母质的形成不仅要借助风力的搬运作用,同时还需要稳定的下垫面以累积降尘,因此地表覆被的特性可对黄土高原的母质风积过程产生重要影响。

生物结皮是黄土高原重要的地表覆盖物,其本质为藻类、地衣、苔藓等隐花植物和土壤微生物通过分泌物、假根、菌丝等与表层土壤颗粒胶结形成

的复合体^[7]。生物结皮广泛分布于全球干旱和半干旱地区,在黄土高原北部区域其盖度可高达 60%~70%^[8]。生物结皮深刻影响着表层土壤的物质循环与能量交换过程,显著改善了表层土壤的物理、化学和生物学性质^[9],并且具有防风固沙、调节水热、固存碳氮、提高土壤酶活性和增加生物多样性等多重生态功能^[10-14],在脆弱生态区的土壤和植被恢复方面发挥着重要作用^[15]。生物结皮具有极强的抗逆性,能适应极端干旱和贫瘠的环境,并因此成为驱动土壤形成和原生演替的先锋类群^[16]。由于特殊的表面和内部结构,生物结皮能拦截和捕获大气中的降尘颗粒,并将其滞留和容纳于结皮层。随着生物结皮发育阶段的正向演替(由藻到藓),降尘在物理和化学等作用下被逐渐固结为土壤母质^[17]。因此,生物结皮的纳尘与固土效应可能影响土壤母质的风积,并成为原始成土过程开启的前提和基础。在风沙活动频繁的干旱和半干旱地区,生物结皮的纳尘与固土效应已引起了一定关注。如 Williams 等^[18]研究发现,生物结皮表面的孔隙、裂缝和鳞状物等构造能有效截留和滞纳降尘;在我国腾格里沙漠^[19],生物结皮具有促进风尘积聚和固定流沙的作用,是沙区铁路生态防护系统的重要组成部分。然而,关于生物结皮风积作用的现有研究多局限于定性评价,缺乏较为系统的定量化研究。

目前,学术界对黄土高原的降尘沉积速率、总量以及粒径分布等已开展了一定研究,但关于生物结皮对降尘沉积过程影响的研究却鲜有报道。生物结皮能否通过累积降尘和稳固土壤以促进黄土高原的母质风积过程?其纳尘与固土效应是否随生物结皮发育阶段的正向演替而逐渐提升?生物结皮纳尘固土的内在机制及其影响因素是什么?这些问题仍有待进一步研究予以揭示。基于此,本研究以黄土高原北部风沙土和黄绵土上发育的生物结皮为对象,通过野外采样、室内分析以及模拟纳尘试验,比较不同发育阶段生物结皮的纳尘量、固土量以及减蚀量,探究不同风速、降尘粒径、降尘量下生物结皮纳尘效应的变化规律和内在机制,揭示影响生物结皮纳尘量和固土量的关键因素及其作用途径。研究成果旨在进一步明确生物结皮在母质风积、原始成土和原生演替中的作用和地位,并为黄土高原水土保持和生态恢复提供理论依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

试验于 2021 年 5—8 月在陕西神木侵蚀与环境国家野外科学观测研究站开展。研究站位于陕西省神木市以西 14 km 的六道沟流域,地理坐标为 38°46′—38°51′N、110°21′—110°23′E,流域总面积约 6.9 km²^[20]。六道沟流域地处晋陕蒙三省交界区,属黄土高原向毛乌素沙地过渡地带,是黄土高原典型的水蚀风蚀交错区。该区域属中温带半干旱气候,冬春干旱多风,夏季高温多雨,年平均气温为 8.4 °C,多年平均无霜期为 153 d,多年平均降水量为 409 mm,其中 6—9 月的降雨约占全年降雨量的 80%,年平均蒸发量为 1 337 mm^[21]。风沙土和黄绵土为研究区的主要土壤类型,同时也是黄土高原分布最广的土壤类型,其分别占黄土高原总面积的 13.3%和 60.8%;二者皆发育自风成沉积物母质,均属初育土纲。流域内的主要植被为小叶杨(*Populus simonii*)、沙柳(*Salix cheilophila*)、柠条锦鸡儿(*Caragana korshinskii*)以及长芒草(*Stipa bungeana*)等。

1.2 试验设计

在野外调查的基础上,选取风沙土和黄绵土上发育良好且具有代表性的生物结皮进行采样,依据正向发育演替过程分为无结皮、藻结皮、藻—藓混生结皮和藓结皮 4 个阶段。采样区的主要藻种为阿氏鞘丝藻(*Lyngbya allorgei*)、狭细席藻(*Phormidium angustissimum*)、沼地微鞘藻(*Microcolus paludosus*);主要藓种为土生对齿藓(*Didymodon vinealis* Bird.)、丛生真藓(*Bryum caespitium* Hedw.)、双色真藓(*Bryum dichotomum* Hedw.)。供试土壤和生物结皮样品的基本信息见表 1。

纳尘试验设生物结皮发育阶段、风速、降尘粒径、降尘量、含水率以及地表粗糙度 6 个因素。其中:生物结皮发育阶段设无结皮、藻结皮、藻—藓混生结皮和藓结皮 4 个水平,风速设 1~8 m·s⁻¹ 共 8 个水平^[22-23],降尘粒径设<0.03、0.03~0.04、0.04~0.05 以及 0.05~0.06 mm 4 个水平^[24-25],降尘量设 200 和 300 t·km⁻²·a⁻¹ 2 个水平^[26],其在 100 cm² 培养皿上对应的实际降尘量分别为 2 和 3 g·a⁻¹;以田间持水量为 100%,风干含水率为 0,含水率设置 0、20%、40%、60%和 80%共 5 个水平;生物结皮的地

表粗糙度依据实测数据范围，设低、中、高 3 个水平。试验采用多因素非完全试验设计，共 388 种处理，每种处理重复 10 次，测定指标为纳尘量和减蚀量。

固土试验设土壤类型和生物结皮发育阶段 2 个因素。其中土壤类型设风沙土和黄绵土 2 个水平，生物结皮发育阶段设无结皮、藻结皮、藻—藓混生

结皮和藓结皮 4 个水平，共 8 种处理，每种处理重复 20 次。测定指标包括地表粗糙度、结皮层厚度、含水率、固土量和固土率共 5 项。采样前原位测定生物结皮层厚度、地表粗糙度和盖度，采样后在室内测定其含水率和固土量。其中，该试验所研究的固土量指生物结皮层中固结的表层土壤和细颗粒降尘。

表 1 供试土壤和生物结皮样品的基本信息

Table 1 General characteristics of the soil and biocrusts

土壤类型	生物结皮发育阶段	结皮盖度	结皮厚度	容重	砂粒	粉粒	黏粒
Soil type	Developmental stages	Crust coverage	Crust thickness	Bulk density	Sand	Silt	Clay
	of biocrusts	/%	/mm	/ (g·cm ⁻³)	/%	/%	/%
风沙土	无结皮	—	—	1.66±0.04a	95.79±0.50a	4.19±0.26b	0.02±0.01c
Aeolian sandy soil	藻结皮	87.8±9.9a	7.76±1.32d	1.52±0.02ab	85.33±4.27bc	14.54±2.19a	0.13±0.10c
	混生结皮	84.5±7.9a	10.03±0.71c	1.56±0.02ab	89.27±8.04ab	10.52±4.07ab	0.21±0.10c
	藓结皮	70.8±10.6b	14.07±2.75a	1.46±0.13b	90.11±8.99ab	9.26±4.53ab	0.63±0.06c
黄绵土	无结皮	—	—	1.44±0.03b	84.34±1.76bcd	4.15±1.14b	11.51±0.53b
Loessal soil	藻结皮	64.3±16.0b	8.78±1.15d	1.28±0.01c	78.54±0.64cd	7.22±0.62ab	14.24±0.60a
	混生结皮	82.3±6.8a	12.89±1.75b	1.34±0.15c	75.31±2.84d	11.17±1.58ab	13.52±0.32a
	藓结皮	53.2±13.0c	13.00±1.62b	1.28±0.06c	81.59±1.08bcd	3.55±1.15b	14.86±1.22a

注：同列不同小写字母表示不同土壤类型和发育阶段的生物结皮间差异显著 ($P<0.05$)。 Note: Different lowercase letters in the same column indicate significant ($P<0.05$) differences among bare soil and biocrusts in various developmental stages across two soil types.

1.3 试验方法

(1) 纳尘试验方法。试验前先采集所需的降尘和生物结皮样品。在野外收集天然降尘后，通过研磨、筛分得到不同粒径范围的降尘。采集生物结皮样品前，先采用链条法^[27]在原位测定其地表粗糙度。具体方法为：原长度为 L_1 (mm) 的链条置于地表后因粗糙不平而发生形变，由于形变后的水平长度 L_2 (mm) 随地表粗糙度增大而减小，因此依据链条长度的减小量可测定地表粗糙度 $Cr(\%) = (1 - L_2/L_1) \times 100$ (本研究选用的链条 L_1 为 200 mm，直径为 1.15 mm，节长为 0.90 mm)。测定结束后，将样品用底面积为 100 cm² 的方形培养皿采回。

纳尘试验的风源由 130 W 强风力工业风扇提供，其扇叶直径为 50 cm，整机高度为 62 cm，最大输出风量为 4 800 m³·h⁻¹。输出风速大小通过挡位增减以及距离远近调控，实际风速由 AS8336 手持式风速仪测定。试验中用铁皮搭建方管式风道以使风力聚集并稳定输出，同时避免外界扰动。研究不同

含水率的影响时，先分别测得生物结皮的风干含水率 ($1.0\% \pm 0.6\%$) 和田间持水量 ($24.8\% \pm 1.5\%$)，再通过定量喷水使生物结皮达到所设定的相对含水率，而后用保鲜膜密封并静置 5 min 使其均匀。由于试验在室内进行且过程较短，同时全部样品所处的环境温湿度一致，因此土壤蒸发对含水率的影响可以忽略。样品预处理后，在其表面均匀撒上预设质量的降尘，称重后置于风道中在设定风速下吹蚀 5 min。根据吹蚀前后的质量变化测得纳尘量；生物结皮的纳尘量与无结皮的纳尘量之差为生物结皮的减蚀量。具体计算公式如下：

$$R = \frac{D_0 - \Delta D}{S} \times 10^4 \tag{1}$$

$$E = R_b - R_u \tag{2}$$

式中， R 为纳尘量 ($t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$)； D_0 为初始降尘量 ($g \cdot a^{-1}$)； ΔD 为降尘吹蚀量 ($g \cdot a^{-1}$)； E 为减蚀量 ($t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$)； R_b 为生物结皮的纳尘量 ($t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$)；

R_0 为无结皮的纳尘量 ($\text{t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$)。其中, 纳尘量表示单位时间内单位面积生物结皮所滞纳的降尘质量; 减蚀量表示单位时间内单位面积生物结皮减少降尘吹蚀的质量。

(2) 固土试验方法。为保证固土试验样品所处外界环境的一致性, 在风沙土和黄绵土上分别选择各发育阶段生物结皮分布相对集中的同一区域进行采样 (面积约为 $200\text{ m}\times 200\text{ m}$)。区域内具有相同的土地利用方式、植被类型、土壤类型、干扰历史以及相似的坡度、坡位、坡向、降雨、风速、风向等外界环境条件, 以此确保影响生物结皮固土的非实验因素相同。对于同一发育阶段的生物结皮样品, 采样时选择空间邻近、相对集中的样点, 以使其所处的微生境基本一致, 从而进一步减少外界环境条件差异对固土实验结果的影响。

野外采样时, 首先测定生物结皮的厚度、地表粗糙度和盖度。其中, 结皮厚度通过游标卡尺测定。地表粗糙度采用前述的链条法测定。结皮盖度采用图像解译法^[28]测定, 具体方法为: 从一定高度 (1.2 m) 垂直拍摄生物结皮的高清图片, 而后通过 ImageJ 软件对图像分析处理, 根据生物结皮像素数占图片总像素数的比例求得结皮盖度。上述指标测定完毕后, 将前述培养皿轻扣于地表, 用采样铲沿培养皿边缘揭起结皮层 (即包含生物结皮的、可单独剥离的 $0\sim 1.5\text{ cm}$ 表层复合体), 以小毛刷轻拂结皮层以下土壤使其自然脱落, 从而得到完整的结皮层样品。样品带回室内后采用烘干法测得生物结皮层含水率, 烘干样品经反复研磨、过筛, 分离出生物结皮层中固结的土壤, 称重后由式 (3) 和式 (4) 计算生物结皮的固土量和固土率:

$$F_a = \frac{M}{S} \times 10 \quad (3)$$

$$F_r = \frac{F_a}{B} \quad (4)$$

式中, F_a 为固土量 ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$); M 为生物结皮层中干土重 (g); S 为培养皿底面积 (cm^2); F_r 为固土率 ($\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$); B 为生物结皮的生物量 ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$)。其中, 固土量表示单位面积生物结皮所固结的干土质量; 固土率表示单位生物量的生物结皮所固结的干土质量。

1.4 数据处理

使用 Microsoft Excel 2019 对试验数据进行处理, 包括计算平均值和标准差。使用 IBM SPSS Statistics 26 对数据进行多因素方差分析以及 Pearson 相关性分析, 并用 OriginPro 2021 进行绘图。

2 结 果

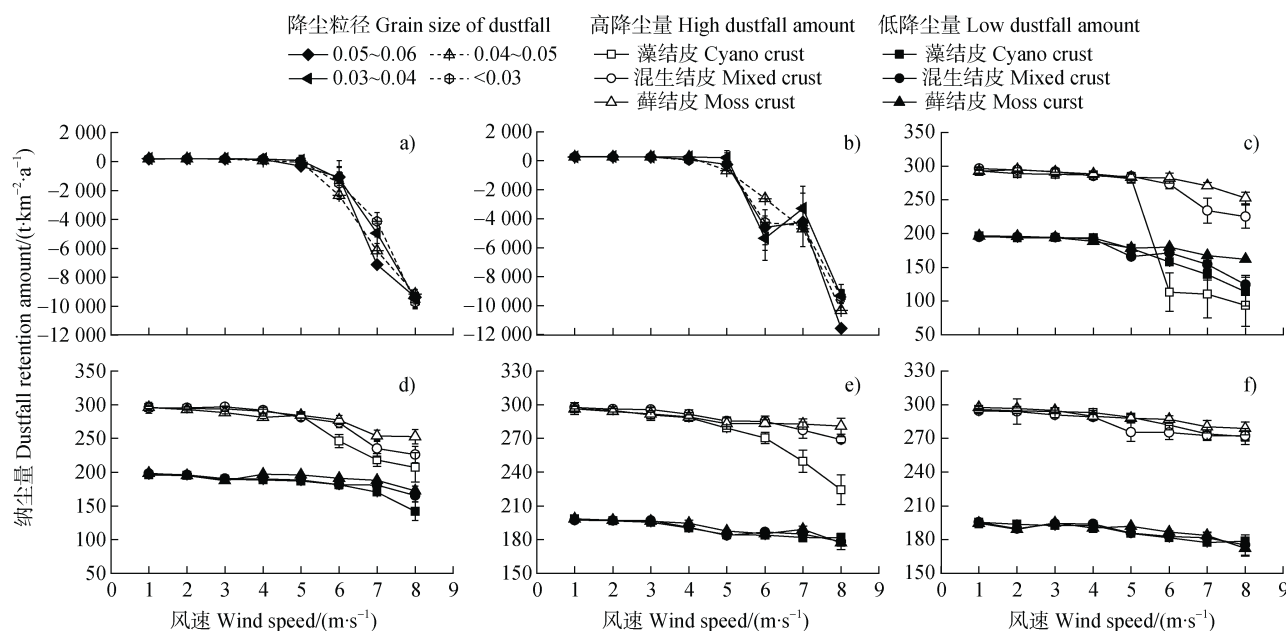
2.1 生物结皮的纳尘效应

2.1.1 不同发育阶段生物结皮的纳尘量和减蚀量

不同降尘量和粒径下生物结皮与无结皮的纳尘量均随风速升高而降低 (图 1), 当风速超过 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时, 无结皮的纳尘量降至最低继而发生风蚀, 即不仅表面降尘被完全吹蚀, 而且下垫面的裸沙也开始大量流失。当风速低于 $3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时, 不同粒径降尘的纳尘量差异不明显, 风速达到 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 后开始出现较大差异。

风速相同时, 不同发育阶段生物结皮的纳尘量均高于无结皮。在无结皮尚未发生风蚀的阶段, 相同条件下生物结皮的纳尘量最高为无结皮的 1.1 倍~4.8 倍; 而当所设风速已对无结皮产生强烈的风蚀效应时, 生物结皮仍能保持较高的纳尘量, 显示生物结皮具有较强的纳尘效应。高降尘量且风速为 $1\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时, 藻结皮、混生结皮和藓结皮的平均纳尘量分别为 $199.3\sim 295.4$ 、 $48.1\sim 295.9$ 和 $266.3\sim 295.4\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$; 相应的低降尘量下, 藻结皮、混生结皮和藓结皮的平均纳尘量分别为 $153.9\sim 196.7$ 、 $160.8\sim 196.4$ 和 $170.9\sim 197.0\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 。

降尘粒径和风速较大时, 不同发育阶段生物结皮的纳尘量差异更明显。对于高降尘量的处理, 降尘粒径为 0.03 mm 以上时, 生物结皮的纳尘量表现为藻结皮<混生结皮<藓结皮; 降尘粒径小于 0.03 mm 时, 则表现为混生结皮<藻结皮<藓结皮。不同粒径降尘下藓结皮始终保持最高的纳尘量, 在 $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的强风速下其平均纳尘量仍可达 $266.3\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 。其中, 降尘粒径为 $0.05\sim 0.06\text{ mm}$ 时藓结皮的纳尘效应最为突出, 在风速 $6\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时, 藓结皮的纳尘量分别为藻结皮的 2.49 倍、2.46 倍和 2.70 倍。相较于高降尘量处理, 低降尘量下不同发育阶段结皮的纳尘量差异较小; 降尘粒径为 $0.04\sim 0.06\text{ mm}$ 时, 纳尘量表现为随结皮发育阶段提升而增加, 即藻结



注：(a) 和 (b) 分别为高 ($300 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$)、低 ($200 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$) 降尘量下无结皮的纳尘量。(c)、(d)、(e) 和 (f) 分别为 $0.05 \sim 0.06$ 、 $0.04 \sim 0.05$ 、 $0.03 \sim 0.04$ 和 $<0.03 \text{ mm}$ 降尘下生物结皮的纳尘量。纳尘量小于 0 表示发生了风蚀。Note: (a) and (b) are the dustfall retention amount of biocrusts under high ($300 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$) and low ($200 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$) dustfall amounts. (c), (d), (e), and (f) are the dustfall retention amount of biocrusts under $0.05 \sim 0.06$, $0.04 \sim 0.05$, $0.03 \sim 0.04$, and $<0.03 \text{ mm}$ dustfall, respectively. The dustfall retention amount below 0 indicates wind erosion.

图 1 不同降尘量、降尘粒径以及风速下生物结皮与无结皮的纳尘量

Fig. 1 Dustfall retention amount of biocrusts and bare soil under different dustfall amounts, dustfall grain sizes, and wind speeds

皮<混生结皮<藓结皮；相较于藻结皮，相同条件下藓结皮的纳尘量提升了 3.6%~42.4%。

不同降尘量、降尘粒径以及风速下生物结皮均表现出减蚀作用（表 2）。低降尘量且风速为 $1 \sim 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时，藻结皮、混生结皮和藓结皮的平均减蚀量分别为 19.5 、 19.6 和 $20.1 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ；风速升高至 $5 \sim 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时，相应的平均减蚀量增大为 $4\ 324.1$ 、 $4\ 326.4$ 和 $4\ 335.6 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 。高降尘量且风速为 $1 \sim 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时，藻结皮、混生结皮和藓结皮的平均减蚀量分别为 42.0 、 42.6 和 $43.9 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ；风速升高至 $5 \sim 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时，相应的平均减蚀量增大为 $4\ 847.7$ 、 $4\ 881.9$ 和 $4\ 892.7 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 。此外，由于生物结皮和无结皮的纳尘量均随风速升高而降低，并且无结皮纳尘量随风速的降幅相比生物结皮更大，因此生物结皮的减蚀量随风速增大而显著提升。风速范围相同时，生物结皮对不同粒径降尘的减蚀量之间存在显著差异。其中，风速 $5 \sim 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 下生物结皮对 $0.05 \sim 0.06 \text{ mm}$ 降尘的减蚀量最高，是其他粒径降尘的 1.1 倍~ 1.2 倍。生物结皮的减蚀量还随结皮发育

阶段提升而增大，即藻结皮<混生结皮<藓结皮。相同条件下，相较于藻结皮和混生结皮，藓结皮的减蚀量最高提升了 28.6% 和 18.5% 。

2.1.2 影响生物结皮纳尘量的因素 生物结皮的纳尘量随含水率增加而升高，且增幅随风速提升而增加（图 2）。相对含水率由 0 增至 80% 后，风速 $5 \sim 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 下纳尘量分别平均提升 4.9% 、 53.1% 、 59.6% 和 72.3% 。生物结皮的纳尘量随相对含水率的增幅还受结皮发育阶段的影响，其中为藻结皮的增幅最大，混生结皮次之，藓结皮最低。相对含水率由 0 增至 80% 后，不同风速下藻结皮的平均增幅为 121.2% ，混生结皮为 14.9% ，藓结皮为 7.2% 。此外，当相对含水率由 0 增至 20% 时，藻结皮的纳尘量急剧升高，增幅达 2.3 倍。

生物结皮的纳尘量随地表粗糙度增大而提升，在多个降尘粒径及风速组合下均达到显著水平（表 3）。三种发育阶段的生物结皮中，藻结皮的纳尘量随地表粗糙度的增幅最大，混生结皮次之，藓结皮最低。相同条件下与低粗糙度相比，高粗糙度的三种生物

表 2 不同降尘量、降尘粒径以及风速下生物结皮的减蚀量

Table 2 Erosion reduction of biocrusts under different dustfall amounts, grain sizes, and wind speeds

降尘量 Dustfall amount / (t·km ⁻² ·a ⁻¹)	降尘粒径 Grain size of dustfall /mm	风速 Wind speed / (m·s ⁻¹)	平均减蚀量 Average erosion reduction / (t·km ⁻² ·a ⁻¹)		
			藻结皮 Cyano crust	混生结皮 Mixed crust	藓结皮 Moss crust
200	0.05~0.06	1~4	24.9±10.1Bbc	23.4±13.2Bb	24.6±8.0Bbc
		5~8	4624.9±37.9Aa	4624.4±75.9Aa	4649.8±41.6Aa
	0.04~0.05	1~4	40.3±4.8abc	41.6±7.9Bab	42.5±7.3Babc
		5~8	4593.3±21.3Aa	4602.0±21.7Aa	4609.8±11.8Aa
	0.03~0.04	1~4	4.9±3.8Bc	5.4±5.3Bb	6.3±6.4Bc
		5~8	4070.4±12.5Aa	4071.2±13.8Aa	4072.5±8.4Aa
	<0.03	1~4	7.8±10.5Bc	8.0±6.2Bb	6.8±12.8Bc
		5~8	4007.6±6.7Aa	4007.9±19.0Aa	4010.3±11.0Aa
	0.05~0.06	1~4	52.7±14.4Bab	55.3±15.0Ba	54.7±17.2Bab
		5~8	5009.2±101.5Aa	5113.3±46.6Aa	5130.6±27.5Aa
300	0.04~0.05	1~4	21.8±10.5Bc	22.0±15.4Bb	17.7±10.5Bc
		5~8	4815.9±43.8Aa	4831.0±36.1Aa	4844.7±30.0Aa
	0.03~0.04	1~4	22.6±14.5Bc	25.6±9.7Bb	23.2±14.5Bc
		5~8	4696.0±31.5Aa	4719.4±18.3Aa	4722.1±19.8Aa
	<0.03	1~4	70.8±8.1Ba	67.5±19.1Ba	80.0±9.9Ba
		5~8	4869.6±19.4Aa	4863.9±22.7Aa	4874.9±20.0Aa

注：同列不同大写字母表示相同降尘量下，不同降尘粒径和风速范围的减蚀量间差异显著（ $P<0.05$ ）。同列不同小写字母表示相同风速范围内，不同降尘量和降尘粒径的减蚀量间差异显著（ $P<0.05$ ）。Note: Different uppercase letters in the same column indicate significant ($P<0.05$) differences among erosion reduction of different dustfall grain sizes and wind speeds under the same amount of dustfall. Different lowercase letters in the same column indicate significant ($P<0.05$) differences among erosion reduction of different amounts and grain sizes of dustfall at the same wind speed.

结皮其纳尘量分别提升了 1.0%~28.5%、0.4%~4.3%和 0.4%~4.1%。降尘粒径相同时，5~8 m·s⁻¹ 风速下纳尘量随地表粗糙度的增幅均大于 1~4 m·s⁻¹ 风速，且最高达 11.0 倍。

2.2 生物结皮的固土效应

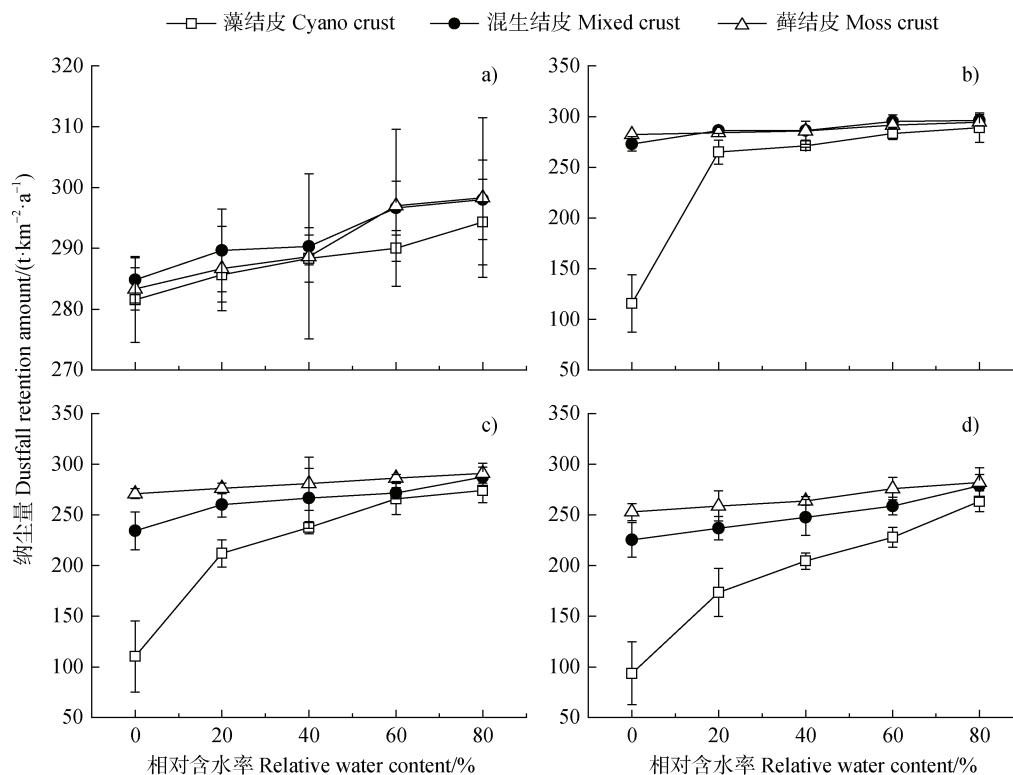
2.2.1 不同发育阶段生物结皮的固土量和固土率

风沙土和黄绵土生物结皮的固土量均随结皮发育阶段提升而增加（图 3）。其中藻结皮的固土量最低，在风沙土和黄绵土上分别为 10.05 和 8.15 kg·m⁻²。随着结皮发育阶段提升，风沙土和黄绵土混生结皮的固土量达到 11.55 和 8.33 kg·m⁻²，相较藻结皮提升了 14.9%和 2.2%。风沙土和黄绵土藓结皮的固土量达到 14.20 和 11.24 kg·m⁻²，是藻结皮的 1.4 倍。当结皮发育阶段相同时，风沙土结皮的固土量均显

著高于黄绵土结皮（ $F=30.74$ ， $P<0.003$ ），3 种发育阶段的风沙土结皮的固土量分别为黄绵土结皮的 1.2 倍、1.4 倍和 1.3 倍。

风沙土和黄绵土生物结皮的固土率均表现为混生结皮<藻结皮<藓结皮。其中风沙土混生结皮固土率为 11.29 g·g⁻¹，而藻结皮和藓结皮的固土率为 12.61 和 14.16 g·g⁻¹，相比混生结皮分别提升了 0.12 和 0.25 g·g⁻¹；黄绵土混生结皮固土率为 6.80 g·g⁻¹，而藻结皮和藓结皮的固土率为 8.55 和 10.55 g·g⁻¹，相比混生结皮分别提升了 0.26 和 0.55 g·g⁻¹。当结皮发育阶段相同时，风沙土结皮的固土率均显著高于黄绵土结皮，3 种发育阶段风沙土结皮的固土率分别为黄绵土结皮的 1.5 倍、1.7 倍和 1.3 倍。

2.2.2 影响生物结皮固土量的因素 生物结皮



注：a)、b)、c)和d)分别为5、6、7和8 m·s⁻¹风速下生物结皮的纳尘量。Note: a), b), c), and d) stand for the dustfall retention amount of biocrusts at wind speeds of 5, 6, 7, and 8 m·s⁻¹.

图2 不同相对含水率时生物结皮的纳尘量

Fig. 2 Dustfall retention amount of biocrusts under different relative water contents

的固土量随结皮层厚度增加而升高(图4)。风沙土生物结皮的固土量在厚度为14.6 mm时最高(15.74 kg·m⁻²),是最低固土量的1.7倍。黄绵土生物结皮的固土量在厚度为14.8 mm时最高(11.75 kg·m⁻²),是最低固土量的1.7倍。当结皮层厚度相近时,风沙土生物结皮的固土量均高于黄绵土结皮,最高达1.6倍。生物结皮的固土量还随地表粗糙度提升而减小。风沙土生物结皮的地表粗糙度为6.5%和17.8%时,固土量分别为最高(15.58 kg·m⁻²)和最低(9.22 kg·m⁻²);黄绵土生物结皮地表粗糙度为4.2%和10.5%时,固土量分别为最高(11.3 kg·m⁻²)和最低(7.77 kg·m⁻²)。当地表粗糙度相近时,风沙土生物结皮的固土量均高于黄绵土结皮,最高达1.9倍。

生物结皮的固土量随含水率增加总体上呈先升高后降低的趋势(图5)。风沙土生物结皮的固土量在含水率为0.5%时最低(10.07 kg·m⁻²),含水率为3.7%时固土量最高,较最低固土量提高了61.1%。

黄绵土生物结皮的固土量在含水率为1.5%时最低(7.12 kg·m⁻²),含水率为0.9%时固土量最高,较最低固土量提高了7.4%。

表4中相关分析结果表明,风沙土生物结皮的固土量与地表粗糙度呈极显著负相关关系($r=-0.460$, $P<0.01$),与结皮层厚度呈极显著正相关关系($r=0.652$, $P<0.01$)。黄绵土生物结皮固土率与地表粗糙度呈显著负相关关系($r=-0.465$, $P<0.05$),与结皮层厚度呈极显著正相关关系($r=0.779$, $P<0.01$),与含水率也呈显著负相关关系($r=-0.361$, $P<0.05$)。

3 讨论

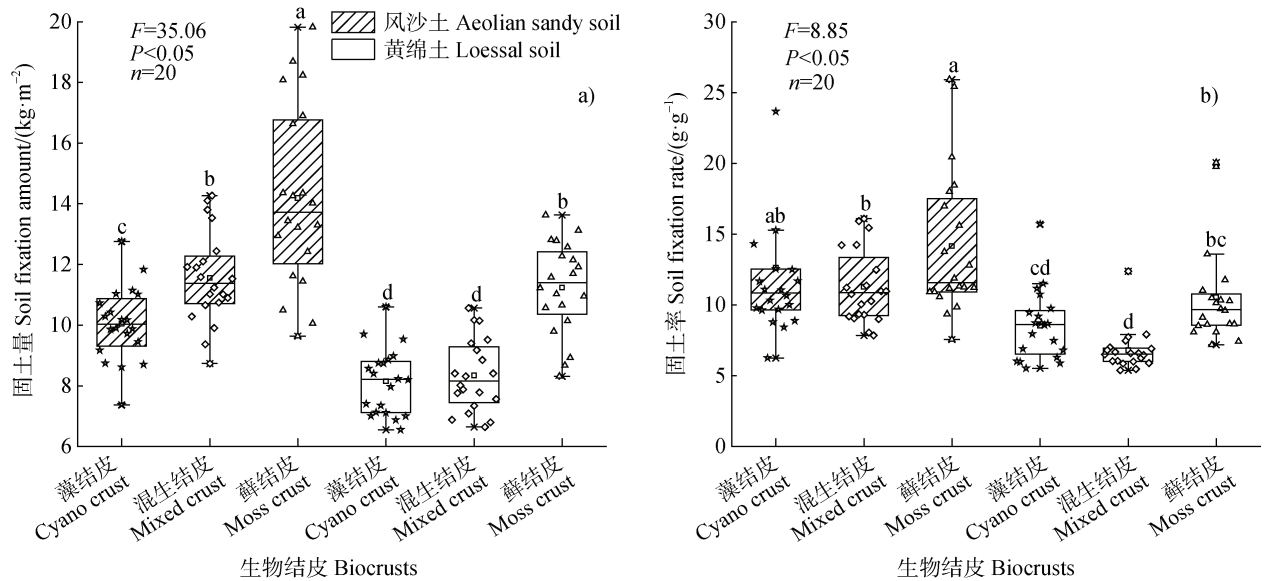
3.1 生物结皮的纳尘效应与机制

本研究表明,黄土高原生物结皮具有显著的纳尘效应,能有效促进大气降尘的滞纳和累积,且作用强度随结皮发育阶段的演替而提升。生物结皮作为生态系统原生演替的先锋类群,其成土效应一直

表 3 风速为 $1\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时不同地表粗糙度下生物结皮的纳尘量Table 3 Dustfall retention amount of biocrusts with different surface roughness at a wind speed of $1\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$

生物结皮发育阶段 Developmental stages of biocrusts	降尘粒径 Grain size of dustfall /mm	风速 Wind speed / ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	纳尘量 Dustfall retention amount / ($\text{t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$)		
			低粗糙度结皮	中粗糙度结皮	高粗糙度结皮
			Biocrusts with low surface roughness	Biocrusts with medium surface roughness	Biocrusts with high surface roughness
藻结皮 Cyano crust	0.05~0.06	1~4	286.2±2.0b	290.5±2.8ab	293.7±2.4a
		5~8	130.3±87.9a	152.6±76.3a	167.4±71.6a
	0.04~0.05	1~4	292.3±2.6a	294.4±1.3a	295.7±2.4a
		5~8	231.8±34.4a	239.8±29.3a	247.8±24.1a
	0.03~0.04	1~4	289.1±1.6b	293.6±3.2ab	294.8±2.9a
		5~8	250.5±25.9b	253.5±24.3ab	260.3±17.8a
	<0.03	1~4	292.5±1.8b	293.9±0.4ab	296.0±1.2a
		5~8	278.6±6.9a	280.3±6.9a	281.3±6.3a
混生结皮 Mixed crust	0.05~0.06	1~4	292.6±3.6a	293.1±3.6a	294.5±2.8a
		5~8	248.8±32.4b	256.1±25.9ab	259.6±23.8a
	0.04~0.05	1~4	294.0±2.3a	294.9±1.8a	296.1±0.6a
		5~8	252.8±24.4a	254.9±22.4a	259.5±22.2a
混生结皮 Mixed crust	0.03~0.04	1~4	294.5±3.3a	295.8±2.2a	296.7±1.8a
		5~8	277.0±8.4b	280.8±6.4ab	284.6±7.3a
	<0.03	1~4	293.7±1.1a	293.9±1.0a	295.5±1.1a
		5~8	275.3±7.9c	282.4±5.3b	284.4±4.0a
	0.05~0.06	1~4	289.6±3.3a	292.8±2.0a	294.0±2.2a
		5~8	271.6±13.4a	274.0±13.9a	277.8±11.3a
	0.04~0.05	1~4	289.1±6.8a	290.3±6.2a	290.3±4.9a
		5~8	262.8±15.4b	268.3±14.1ab	273.5±10.2a
藓结皮 Moss crust	0.03~0.04	1~4	291.0±3.7a	293.6±2.7a	295.8±2.1a
		5~8	280.0±0.9b	283.2±2.3ab	284.8±2.1a
	<0.03	1~4	292.1±4.1a	294.9±2.7a	296.8±1.3a
		5~8	282.5±5.1b	284.8±3.5ab	288.9±1.5a

注：藻结皮的低、中、高粗糙度分别为 11%~15%、15%~19%、19%~23%；混生结皮的低、中、高粗糙度分别为 9%~11%、11%~13%、13%~15%；藓结皮的低、中、高粗糙度分别为 6%~9%、9%~12%、12%~15%。同行不同小写字母表示不同地表粗糙度的生物结皮间差异显著 ($P<0.05$)。Note: The low, medium and high surface roughness of cyano crust were 11%~15%, 15%~19%, and 19%~23%. The low, medium and high surface roughness of mixed crust were 9%~11%, 11%~13%, and 13%~15%. The low, medium and high surface roughness of mixed crust were 6%~9%, 9%~12%, and 12%~15%. The different lowercase letters in the same row indicate significant ($P<0.05$) differences among different surface roughness of biocrusts.



注：不同小写字母表示不同土壤类型和发育阶段的生物结皮间差异显著 ($P<0.05$)。Note: Different lowercase letters indicate significant differences ($P<0.05$) among biocrusts in various developmental stages across two soil types.

图 3 不同发育阶段生物结皮的固土量 (a) 和固土率 (b)

Fig. 3 Amount (a) and rate (b) of soil fixation of biocrusts at different developmental stages

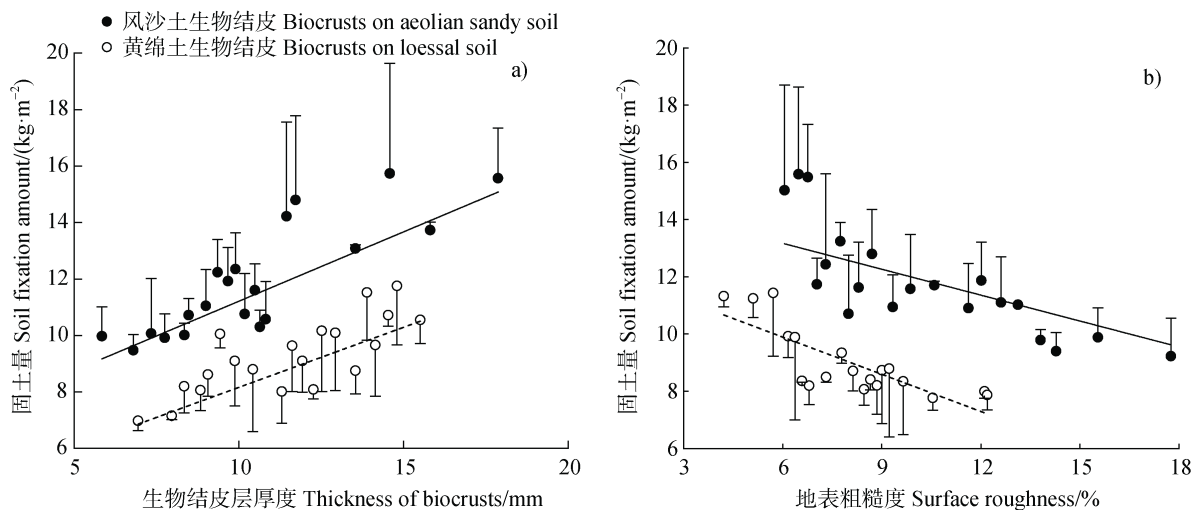


图 4 不同厚度 (a) 和地表粗糙度 (b) 时生物结皮的固土量

Fig. 4 Soil fixation amount of biocrusts with different surface thickness (a) and roughness (b)

备受关注^[29-30]，但生物结皮对母质形成的影响却研究较少。Danin 等^[31]研究表明，风沙环境下的生物结皮具有拦截和沉积细颗粒物的作用，且作用强度与生长年限呈正相关；李从娟等^[32]发现，沙漠苔藓结皮的发育能促进流动沙丘向半固定及固定风沙土演变；而本研究则进一步明确了生物结皮对土壤母质的风积作用。本质上，生物结皮的纳尘效应源于

其特殊的表面和内部构造。藻结皮表面粗糙度较大，其起伏波动的微地形为降尘的滞纳累积提供了重要的避风空间。藻结皮发育过程中，气候的干湿交替使其反复经历膨胀—收缩的形态变化，从而形成各类弯曲结构^[18]（如桥状结构、尖塔状结构和囊泡状结构等），并产生更多的纳尘空间。此外，藻结皮表面和内部的各种裂缝和大小梯级孔隙等也是降尘滞

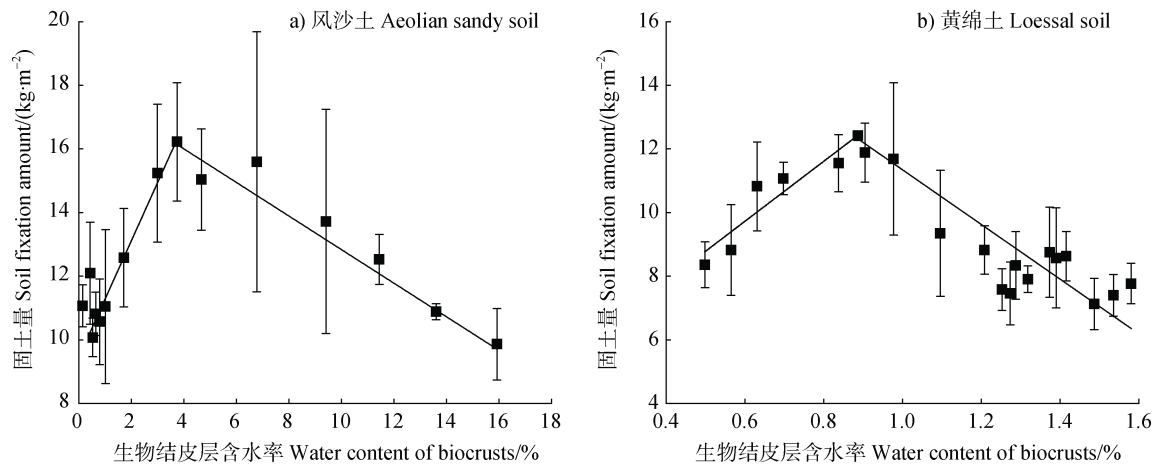


图 5 不同含水率时生物结皮的固土量

Fig. 5 Soil fixation amount of biocrusts under different water contents

表 4 生物结皮的固土量与各影响因素的相关系数矩阵

Table 4 Correlation coefficients among soil fixation amount, surface roughness, thickness and water content of biocrusts

类型 Type	变量 Variable	固土量 Soil fixation amount	地表粗糙度 Surface roughness	结皮层厚度 Thickness of biocrusts	结皮层含水率 Water content of biocrusts
风沙土生物结皮 Biocrusts on aeolian sandy soil	固土量	1.000	-0.460**	0.652**	0.128
	地表粗糙度	—	1.000	-0.524**	-0.390**
	结皮层厚度	—	—	1.000	0.147
	结皮层含水率	—	—	—	1.000
黄绵土生物结皮 Biocrusts on loessal soil	固土量	1.000	-0.465*	0.779**	-0.361*
	地表粗糙度	—	1.000	-0.173	0.084
	结皮层厚度	—	—	1.000	-0.076
	结皮层含水率	—	—	—	1.000

注：*和**分别表示相关系数在 0.05, 0.01 水平显著。Note: * and ** indicate that the correlation coefficients are significant at the 0.05 and 0.01 probability levels, respectively.

纳和累积的重要场所。相较于藻结皮，藓结皮表面波动起伏较小，地表粗糙度较低，但本研究结果显示藓结皮的纳尘量更高，这可能是其纳尘机制不同所致。藓结皮通常具有密集的丛状、垫状或毯状藓株^[33]，为保持水分并减少紫外线辐射，还可能形成内凹或内曲的藓叶，这些结构均具有较强的纳尘功能。此外，藓结皮较强的持水能力和旺盛的蒸腾作用使其维持着较高的表面湿度，也有利于降尘的截获和滞纳^[34]。另一方面，赵哈林等^[35]研究发现一定量的降尘对结皮发育也具有促进作用，这可能表明

结皮发育与降尘累积是双向影响、相互促进的关系。本研究中，生物结皮的纳尘量随含水率和地表粗糙度提升而增大。含水率影响生物结皮的纳尘量可能是多方面机制综合作用的结果。首先，生物结皮具有良好的胀缩特性，如王国鹏等^[36]研究发现风沙土藓结皮膨胀率较无结皮增加了 8.7 倍，因此含水率升高时结皮体积迅速膨胀，与降尘的接触面积不断增大，纳尘量也随之提升。其次，Song 等^[37]借助扫描电镜观察发现，植物气孔是颗粒物沉积最为集中的区域，气孔的密度、孔径和数量显著影响

着植物表面颗粒物的滞留量。水分匮乏时藓结皮气孔关闭、蒸腾减弱，而含水率提升后原本蜷曲的藓叶得以舒展，气孔开放量和孔径增大，旺盛的蒸腾作用增大了藓叶湿度及表面黏性，有利其黏附降尘。此外，Weerakkody 等^[38]研究表明，蜡质化合物含量丰富的植物其纳尘量更高。生物结皮含水率的提升有助于增强其生理代谢活性，可能由此促进了蜡质化合物的分泌进而吸附更多的降尘。生物结皮地表粗糙度的增大主要通过影响其表面形态使纳尘量增加，结皮发育阶段相同时，地表粗糙度越大，与降尘的接触面积就更大，可能存在的纳尘构造也越多。除直接影响外，地表粗糙度的变化还可能通过影响生物结皮层的水分分布状况对纳尘效应产生间接影响。

3.2 生物结皮的固土效应及其机理

本研究发现，生物结皮具有显著的固土效应，且固土量随生物结皮发育阶段提升而增大。生物结皮的纳尘与固土效应作为其风积作用的两个阶段，存在时间先后的顺序联系，即生物结皮的固土量一部分来源于滞纳降尘的沉积和固结，因此，纳尘量较高的结皮发育阶段也表现出较高的固土量。由于生物结皮固土量与结皮发育过程关系密切，因此亦可将其作为结皮发育程度的表征指标。藻结皮在极度干燥下会产生表面裂隙，降尘能通过裂隙进入结皮层，当遇到降水后裂隙会很快愈合，结皮层内的降尘则在藻类菌丝体和分泌物等作用下被固结，最终风化形成原始土壤。藓结皮的固土机制则与此不同，苔藓植物大多以交织型或丛集型生长^[39]，聚集成丛状后其假根能吸附黏结大量土壤。同时，其表面的藓株和毛细孔隙能网罗降尘、细颗粒土壤以及其他凋落物，最终在生物物理和生物化学作用下固结并转化为结皮层土壤^[40]。在水蚀风蚀剧烈、水土流失严重的黄土高原地区，生物结皮的固土效应除促进母质风积外，还具有重要的水土保持作用，使土壤持水性与抗蚀性提升，为高等植物的定植提供了基础。此外，本研究还发现风沙土生物结皮的固土效应强于黄绵土生物结皮。其可能原因为：（1）风沙土由于水热和养分条件劣于黄绵土，其植被覆盖度相对较低，因此风沙活动频繁、粉尘通量较高，致使更多的细颗粒物质输入并固结于生物结皮层。（2）风沙土上生物结皮更易受沙埋的影

响。研究表明^[41]，高温条件下一定程度的浅层沙埋能减少土壤蒸发、避免辐射灼伤、维持土壤温湿度，从而促进了生物结皮发育演替和生理活性，因此有利于固土。（3）黄绵土因微生境条件优于风沙土，芨芨草、狗尾草等草本植物广泛发育，与生物结皮存在较强的水热和养分竞争，从而不利于结皮发育。风沙土由于植被覆盖度低，生物结皮可能成为微生境中的优势种，因而长势更好、固土量更高。

本研究中，生物结皮的固土量随结皮层厚度增大而提升，且呈极显著正相关关系。生物结皮的固土过程也是结皮层不断增厚的过程，结皮层厚度越大，表明结皮层中沉积和固结的土壤也越多。仅从本研究结果看，生物结皮的固土量随地表粗糙度增大而减少，且呈显著负相关关系。可能原因是野外实际状况下，地表粗糙度较大的生物结皮往往处于更为干燥的状态，尽管粗糙度增大一定程度上有利于固土，但含水率降低对固土效应的负面影响更大，因此从整体上降低了固土量。此外，生物结皮的固土量还随含水率增加呈先升高后降低的趋势，这与生物结皮—土壤界面的黏聚力变化趋势相一致。土壤颗粒表面存在一层弱结合水膜，当含水率较低时该水膜很薄，与生物结皮界面上的黏聚力较弱，含水率增加后弱结合水膜也随之增厚，与生物结皮界面的黏聚力也不断增强；但当含水率增大超过某一特定值之后，由于水膜过厚又使生物结皮—土壤界面上产生孔隙水，削弱了与生物结皮的黏聚力^[42-43]。因此，含水率很可能通过影响结皮层土壤与生物结皮假根、菌丝体的黏聚力进而影响固土量。

3.3 生物结皮纳尘和固土的意义

综合本研究结果可见，生物结皮的纳尘和固土对黄土高原土壤母质的风积过程具有重要促进作用。风力对于黄土高原的母质风积过程具有两面性，其一方面是风成母质（风成沙和风成黄土）的主要搬运力，促进着降尘沉积；另一方面它也是加剧土壤侵蚀和退化的主要营力。而生物结皮作为该区域重要的地表覆盖物，能通过纳尘和固土效应促使地表形成致密且坚固的抗蚀层，并进一步削弱近地表风速，从而减少风蚀，最终形成有利于沉积物滞纳和累积的稳定下垫面。从土壤发生学的角度看，生物结皮通过纳尘效应促进了黄土高原的母质风积，而其固土效应又减少了母质和土壤流失，两方面效

应的综合作用使表层土壤能维持相对适宜的厚度和稳定的结构,一定程度上降低了土壤退化的风险,有利于黄土高原土壤资源的可持续利用。在母质稳定沉积的基础上,生物结皮借助其假根和菌丝的机械力作用(穿透、崩解、胀缩等)加速了原生矿物的物理风化,通过其分泌物的酸解、络合、螯合和氧化还原等反应促进了原生矿物的化学风化,还能产生“肥岛效应”使有机质和黏粒积聚,进而推动原始成土过程、有机质积聚过程和黏化过程等重要成土过程^[31]。

不仅如此,在干旱和半干旱生态系统中,生物结皮的纳尘与固土效应还发挥着重要的生态学价值。干旱和半干旱地区的大气降尘不仅包含细颗粒粉尘,还携带着大量的凋落物碎屑、破碎的结皮残体以及植物种子等^[35]。生物结皮的纳尘效应使凋落物碎屑充分累积,其中的养分经矿化作用后分解释放,使土壤肥力得以提升,为干旱和半干旱生态系统输入了重要的外源养分。破碎结皮残体的输入则为土壤进行了生物接种,有利于生物结皮的快速发展,使其分布面积进一步扩大。此外,植物种子也能被生物结皮拦截和捕获,从而提升了土壤种子库的密度,生物结皮层适宜的养分和水热条件则有利于种子的进一步定植和萌发。研究表明^[44],植物幼苗能否存活是影响脆弱生态区植被恢复的关键因素。生物结皮通过纳尘和固土补充了幼苗生长所需的土壤养分,同时还维持着相对稳定的生长基质,从而在干旱贫瘠的恶劣环境下营造了适宜植被演替的微生境。总之,土壤和植被恢复被认为是生态恢复的第一步,而生物结皮的纳尘和固土效应促进了母质风积、原始成土和原生演替,在退化生态系统的恢复重建方面具有重要潜力。

4 结 论

黄土高原生物结皮具有显著的纳尘效应。与无结皮相比,相同条件下生物结皮使纳尘量最高提升了 1.1 倍~4.8 倍。影响生物结皮纳尘量的关键因素包括结皮发育阶段、结皮层含水率和地表粗糙度。其中纳尘量随结皮发育阶段提升而增大,且随结皮层含水率和地表粗糙度增加而增大。此外,不同风速、降尘粒径和降尘量下生物结皮的

纳尘量也存在一定差异。黄土高原生物结皮还具有显著的固土效应,其主要影响因素包括结皮发育阶段、土壤类型、结皮层厚度、地表粗糙度以及结皮层含水率。其中固土量随结皮发育阶段提升而增大。当结皮发育阶段相同时,风沙土生物结皮的固土量显著高于黄绵土结皮。生物结皮的固土量随结皮层厚度增加而提升,随结皮层含水率增加呈先升高后降低的变化趋势。综上,生物结皮的纳尘与固土效应对黄土高原土壤母质的风积过程具有重要促进作用。

参考文献 (References)

- [1] Gao L Q, Bowker M A, Xu M X, et al. Biological soil crusts decrease erodibility by modifying inherent soil properties on the Loess Plateau, China[J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2017, 105: 49—58.
- [2] Xiao B, Ma S, Hu K L. Moss biocrusts regulate surface soil thermal properties and generate buffering effects on soil temperature dynamics in dryland ecosystem[J]. *Geoderma*, 2019, 351: 9—24.
- [3] Li Z S, Yang L, Wang G L, et al. The management of soil and water conservation in the Loess Plateau of China: Present situations, problems, and counter-solutions[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2019, 39 (20): 7398—7409. [李宗善, 杨磊, 王国梁, 等. 黄土高原水土流失治理现状、问题及对策[J]. *生态学报*, 2019, 39 (20): 7398—7409.]
- [4] Lu G H, Liu W P, Pu C Y, et al. Chinese bulletin of soil and water conservation, 2019[M]. Beijing: Ministry of Water Resources of the People's Republic of China, 2020: 15—17. [陆桂华, 刘伟平, 蒲朝勇, 等. 2019 年中国水土保持公报[M]. 北京: 中华人民共和国水利部, 2020: 15—17.]
- [5] Wang B, Zeng L, Zhao W C, et al. New research progress of the transport dynamics and the accumulation factor of the aeolian dust in Chinese Loess Plateau[J]. *Journal of Desert Research*, 2017, 37 (2): 237—246. [王斌, 曾琳, 赵万苍, 等. 对黄土高原风尘搬运动力与沉积控制因素的新认识[J]. *中国沙漠*, 2017, 37 (2): 237—246.]
- [6] Zhao W C, Liu L W, Chen J, et al. Geochemical characterization of major elements in desert sediments and implications for the Chinese loess source[J]. *Scientia Sinica: Terrae*, 2019, 49 (9): 1425—1438. [赵万苍, 刘连文, 陈骏, 等. 中国沙漠元素地球化学区域特征及其对黄土物源的指示意义[J]. *中国科学: 地球科学*, 2019, 49 (9): 1425—1438.]
- [7] 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 & Development*, 1997, 8 (4): 355—362.
- [8] Zhao Y G, Xu M X, Belnap J. Response of biocrusts photosynthesis to environment factors: A possible explanation of the spatial distribution of biocrusts in the Hilly Loess Plateau region of China[J]. *Acta Ecology Sinica*, 2010, 30 (17): 4668—4675. [赵允格, 许明祥, Jayne Belnap. 生物结皮光合作用对光温水响应及其对结皮空间分布格局的解译: 以黄土丘陵区为例[J]. *生态学报*, 2010, 30 (17): 4668—4675.]
- [9] Bowker M A, Reed S C, Maestre F T, et al. Biocrusts: the living skin of the earth[J]. *Plant and Soil*, 2018, 429 (1/2): 1—7.
- [10] Gao L Q, Bowker M A, Sun H, et al. Linkages between biocrust development and water erosion and implications for erosion model implementation[J]. *Geoderma*, 2020, 357: 113973.
- [11] Li S L, Bowker M A, Xiao B. Biocrusts enhance non-rainfall water deposition and alter its distribution in dryland soils[J]. *Journal of Hydrology*, 2021, 595: 126050.
- [12] Zhou X B, Tao Y, Yin B F, et al. Nitrogen pools in soil covered by biological soil crusts of different successional stages in a temperate desert in Central Asia[J]. *Geoderma*, 2020, 366: 114166.
- [13] Hu R, Wang X P, Xu J S, et al. The mechanism of soil nitrogen transformation under different biocrusts to warming and reduced precipitation: From microbial functional genes to enzyme activity[J]. *Science of the Total Environment*, 2020, 722: 137849.
- [14] Zhang Y H, Zhang S Y, Zhang S H, et al. Effect of moss crust on sandy soil properties and bacterial community in Mu Us Sandy land[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2021, 58 (6): 1585—1597. [张雨虹, 张韶阳, 张树辉, 等. 毛乌素沙地苔藓结皮对沙化土壤性质和细菌群落的影响[J]. *土壤学报*, 2021, 58 (6): 1585—1597.]
- [15] Lan S B, Zhang Q Y, Wu L, et al. Artificially accelerating the reversal of desertification: Cyanobacterial inoculation facilitates the succession of vegetation communities[J]. *Environmental Science & Technology*, 2014, 48 (1): 307—315.
- [16] Meng W P, Dai Q H, Ran J C. A review on the process of bryophyte karstification[J]. *Chinese Journal of Plant Ecology*, 2019, 43 (5): 396—407. [蒙文萍, 戴全厚, 冉景丞. 苔藓植物岩溶作用研究进展[J]. *植物生态学报*, 2019, 43 (5): 396—407.]
- [17] Li J F, Wang Z H, Zhang Z H. Bryophyte diversity and the effect of soil formation along with water conservation in Karst rocky desertification region[J]. *Research of Environmental Sciences*, 2013, 26 (7): 759—764. [李军峰, 王智慧, 张朝晖. 喀斯特石漠化山区苔藓多样性及水土保持研究[J]. *环境科学研究*, 2013, 26 (7): 759—764.]
- [18] Williams A J, Buck B J, Beyene M A. Biological soil crusts in the Mojave Desert, USA: Micromorphology and pedogenesis[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2012, 76 (5): 1685—1695.
- [19] Zhang J Q, Zhang C L, Ma X J, et al. Dust fall and biological soil crust distribution as indicators of the aeolian environment in China's Shapotou railway protective system[J]. *Catena*, 2014, 114: 107—118.
- [20] Han L, Pan Y W, Zhu Z M, et al. The characteristics of soil water and gas transport under different land use patterns in the water-wind erosion crisscross region[J]. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 2019, 30 (4): 1415—1422. [韩蕾, 潘雅文, 朱志梅, 等. 水蚀风蚀交错区不同土地利用方式的土壤水气传输特性[J]. *应用生态学报*, 2019, 30 (4): 1415—1422.]
- [21] Zhang K, Xu H M, Li Y Y. Effects of slope aspects and plant community types on soil organic carbon and nitrogen in the crisscross area of wind-water erosion[J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2018, 32 (6): 156—165. [张凯, 徐慧敏, 李秧秧. 坡向与植物群落对水蚀风蚀交错带土壤有机碳氮的影响[J]. *水土保持学报*, 2018, 32 (6): 156—165.]
- [22] Ma Q, Zhang X P, Wan L, et al. Spatial and temporal trends of wind speed on the Loess Plateau during 1957—2009[J]. *Journal of Natural Resources*, 2012, 27 (12): 2123—2134. [马芹, 张晓萍, 万龙, 等. 1957—2009 年黄土高原地区风速变化趋势[J]. *自然资源学报*, 2012, 27 (12): 2123—2134.]
- [23] Lu J Y, Yan J P, Wang P T, et al. Wind speed change characteristics of Shaanxi-Gansu-Ningxia area in 1960—2014[J]. *Journal of Desert Research*, 2017, 37 (3): 554—561. [芦佳玉, 延军平, 王鹏涛, 等. 全球气候变暖背景下陕甘宁地区风速时空变化特征[J]. *中国沙漠*, 2017, 37 (3): 554—561.]
- [24] Liang J M, Zhou J, He Z, et al. Characterization of modern dustfall in the Loess Plateau: A case study of Guyuan and Ansai[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2009, 29 (1): 103—108. [梁剑鸣, 周杰, 何忠, 等. 黄土高原现代自然降尘的特征——以固原安塞为例[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2009, 29 (1): 103—108.]
- [25] Liu X D, Lu H Y, An Z S. A new method of

- determination of loess sequence age with the correlation between sedimentation rate and grain size[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1999, 17 (1): 145—149. [刘晓东, 鹿化煜, 安芷生. 利用黄土沉积速率与粒度的相关性建立黄土序列年龄的新方法[J]. 沉积学报, 1999, 17 (1): 145—149.]
- [26] Liu G, Xu W N, Cai C F, et al. Assessment of soil erosion risk based on loess deposition rate[J]. *Research of Soil and Water Conservation*, 2012, 19 (2): 19—21, 25. [刘刚, 许文年, 蔡崇法, 等. 基于黄土沉积速率的土壤侵蚀危险度评价[J]. 水土保持研究, 2012, 19 (2): 19—21, 25.]
- [27] Wang G P, Xiao B, Li S L, et al. Surface roughness of biological soil crusts and its influencing factors in the water-wind erosion crisscross region on the Loess Plateau of China[J]. *Chinese Journal of Ecology*, 2019, 38 (10): 3050—3056. [王国鹏, 肖波, 李胜龙, 等. 黄土高原水蚀风蚀交错区生物结皮的地表粗糙度特征及其影响因素[J]. 生态学报, 2019, 38 (10): 3050—3056.]
- [28] Wu L, Zhang Y M. Coverage estimation on biological soil crusts based on digital photos[J]. *Journal of Desert Research*, 2013, 33 (6): 1810—1815. [吴林, 张元明. 以数码照相法估算生物土壤结皮盖度[J]. 中国沙漠, 2013, 33 (6): 1810—1815.]
- [29] Zhu X M. The pedogenic process of original soil[J]. *Research of Soil and Water Conservation*, 1995, 2 (4): 83—89. [朱显谟. 论原始土壤的成土过程[J]. 水土保持研究, 1995, 2 (4): 83—89.]
- [30] Agnelli A, Corti G, Massaccesi L, et al. Impact of biological crusts on soil formation in polar ecosystems[J]. *Geoderma*, 2021, 401: 115340.
- [31] Danin A. The impact of prevailing winter winds on the distribution of vegetation in the Judean Desert, Israel[J]. *Journal of Arid Environments*, 1989, 17 (3): 301—305.
- [32] Li C J, Lei J Q, Gao P, et al. Research progress of soil forming process of aeolian sandy soil under the effect of artificial shelter-belt[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2012, 49 (6): 1227—1234. [李从娟, 雷加强, 高培, 等. 人工防护林作用下风沙土成土过程的研究进展[J]. 土壤学报, 2012, 49 (6): 1227—1234.]
- [33] Zhang X Q, Liu T L, Cong C L. Study on soil conservation and pedogenic function of five bryophytes in the Karst areas of Guizhou Province[J]. *Carsologica Sinica*, 2018, 37 (5): 708—713. [张显强, 刘天雷, 从春蕾. 贵州 5 种喀斯特石生藓类成土及保土生态功能研究[J]. 中国岩溶, 2018, 37 (5): 708—713.]
- [34] Wang D F, Zhang Z H. Total nitrogen concentration and pedogenic function of bryophyte crust in typical vegetations in upstream of Chishui River[J]. *Bulletin of Botanical Research*, 2014, 34 (5): 706—711. [王登富, 张朝晖. 赤水河上游典型植被中结皮苔藓的成土功能与总氮浓度特征[J]. 植物研究, 2014, 34 (5): 706—711.]
- [35] Zhao H L, Guo Y R, Zhou R L, et al. Effects of falling dust, litter and bio-inoculation on development of soil crust in desert[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2011, 48 (4): 693—700. [赵哈林, 郭铁瑞, 周瑞莲, 等. 降尘、凋落物和生物接种对沙地土壤结皮形成的影响[J]. 土壤学报, 2011, 48 (4): 693—700.]
- [36] Wang G P, Xiao B, Li S L, et al. Effects of moss-dominated biocrusts on the swelling characteristics of aeolian and loessal soil in the Chinese Loess Plateau[J]. *Journal of Desert Research*, 2020, 40 (1): 97—104. [王国鹏, 肖波, 李胜龙, 等. 生物土壤结皮对风沙土和黄绵土膨胀特性的影响[J]. 中国沙漠, 2020, 40 (1): 97—104.]
- [37] Song Y S, Maher B A, Li F, et al. Particulate matter deposited on leaf of five evergreen species in Beijing, China: Source identification and size distribution[J]. *Atmospheric Environment*, 2015, 105: 53—60.
- [38] Weerakkody U, Dover J W, Mitchell P, et al. Particulate matter pollution capture by leaves of seventeen living wall species with special reference to rail-traffic at a metropolitan station[J]. *Urban Forestry & Urban Greening*, 2017, 27: 173—186.
- [39] Qiu D, Zhang J, Wu N, et al. Effects of micro-habitats on water retention and loss of a drought-tolerant saxicolous moss *Grimmia pilifera*[J]. *Bulletin of Botanical Research*, 2021, 41 (2): 180—190. [邱东, 张静, 吴楠, 等. 微生境对耐旱石生毛尖紫萼藓水分保持与散失特性的影响[J]. 植物研究, 2021, 41 (2): 180—190.]
- [40] Tu N, Yan Y J, Dai Q H, et al. Soil fixation and water retention of rocky moss under typical habitat in a Karst rocky desertification area[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2021, 41 (15): 6203—6214. [涂娜, 严友进, 戴全厚, 等. 喀斯特石漠化区典型生境下石生苔藓的固土持水作用[J]. 生态学报, 2021, 41 (15): 6203—6214.]
- [41] Teng J L, Jia R L, Zhao Y. Impact of sand burial on bacterial community structure and diversity within biocrusts dominated by *Bryum argenteum*[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2017, 37 (7): 2179—2187. [滕嘉玲, 贾荣亮, 赵芸. 沙埋对干旱沙区真藓结皮层细菌群落结构和多样性的影响[J]. 生态学报, 2017, 37 (7): 2179—2187.]
- [42] Ge R L, Liu Y Q, Zuo Z Y, et al. Effect of soil moisture on the characteristics of root-soil interface interaction[J].

- Journal of Soil and Water Conservation, 2018, 32 (1): 135—140. [格日乐, 刘艳琦, 左志严, 等. 土壤水分对植物根-土界面相互作用特性的影响[J]. 水土保持学报, 2018, 32 (1): 135—140.]
- [43] Wang Y J, Zhou L J, Wang Y Q, et al. Effect of soil moisture content on root failure mode in direct shear test[J]. Science of Soil and Water Conservation, 2021, 19 (2): 43—51. [王余靖, 周利军, 王云琦, 等. 直剪试验中土体含水率对根系失效方式的影响[J]. 中国水土保持科学, 2021, 19 (2): 43—51.]
- [44] Chen M C, Zhang J G, Liu L C, et al. Advances and prospects for the effects of biological soil crusts on annual plants[J]. Journal of Desert Research, 2017, 37 (3): 483—490. [陈孟晨, 张景光, 刘立超, 等. 生物土壤结皮对一年生植物影响研究进展[J]. 中国沙漠, 2017, 37 (3): 483—490.]

(责任编辑：檀满枝)