

杜蕃,杨军刚,郭星,等.中国西北荒漠区藻结皮覆盖下土壤有机碳垂直分布特征及其影响因素[J].中国沙漠,2025,45(3): 175-184.

# 中国西北荒漠区藻结皮覆盖下土壤有机碳垂直分布特征及其影响因素

杜蕃<sup>1,2</sup>, 杨军刚<sup>2</sup>, 郭星<sup>2</sup>, 陆永兴<sup>2</sup>, 陶冶<sup>2</sup>, 尹本丰<sup>2</sup>,  
荣晓莹<sup>2</sup>, 李永刚<sup>2,3</sup>, 张元明<sup>2</sup>, 周晓兵<sup>2</sup>

(1.石河子大学 生命科学学院, 新疆 石河子 832003; 2.中国科学院新疆生态与地理研究所 新疆干旱区生物多样性保育与应用重点实验室/伊犁植物园天山野果林生态系统新疆野外科学观测研究站, 新疆 乌鲁木齐 830011; 3.河南科技学院 资源与环境学院, 河南 新乡 453003)

**摘要:** 西北荒漠区作为中国典型的生态脆弱区,藻结皮在其中扮演着重要的固碳角色,对维持区域碳平衡和生态功能具有重要意义。然而,目前关于西北荒漠区藻结皮覆盖下土壤有机碳(SOC),特别是其组分颗粒态有机碳(POC)和矿物结合态有机碳(MAOC)含量的垂直分布特征,以及关键影响因素仍缺乏明确的认识。本研究通过测定西北荒漠区藻结皮覆盖下0~2、2~5、5~10、10~20 cm土层SOC、POC和MAOC含量,并以裸沙为对照,结合相关影响因素,阐明SOC组分垂直分布特征及影响因素。结果表明:藻结皮SOC、POC和MAOC含量在各土层均高于裸沙,其中,SOC组分在0~2 cm土层差异尤为显著。藻结皮的POC和MAOC含量随土层深度增加而降低,POC含量由结皮层的3.83 g·kg<sup>-1</sup>降至10~20 cm土层的2.37 g·kg<sup>-1</sup>,MAOC含量则从2.97 g·kg<sup>-1</sup>降至0.95 g·kg<sup>-1</sup>。在藻结皮和裸沙中,POC含量占比均高于MAOC含量占比;裸沙POC含量占比高于藻结皮,而藻结皮的SOC稳定性则高于裸沙。相关性分析表明,藻结皮与裸沙POC和MAOC含量受气候因子与土壤理化性质的综合影响,其中,SOC组分含量与全氮、铵态氮和速效磷含量显著正相关,而与pH和年均气温显著负相关。此外,年均气温和年均降水量是预测POC和MAOC含量的重要因素,其中年均气温对藻结皮POC含量预测的贡献度高达45.50%。本研究揭示了藻结皮在中国西北荒漠区的固碳作用,可为干旱区碳储量评估与碳汇管理提供科学依据。

**关键词:** 藻结皮; 颗粒态有机碳; 矿物结合态有机碳; 土壤理化性质; 荒漠生态系统

文章编号: 1000-694X(2025)03-175-10

DOI: 10.7522/j.issn.1000-694X.2025.00036

中图分类号: S288

文献标志码: A

## 0 引言

土壤有机碳(Soil Organic Carbon, SOC)是陆地碳库的核心组成部分,其储量分别约为大气和植被碳库储量的2倍和3倍<sup>[1]</sup>,在调控陆地环境稳定和全球气候方面至关重要。尽管旱区SOC含量较低,但仍占全球土壤碳储量的27.9%<sup>[2]</sup>。其中,植物光合作用、动植物残骸以及土壤自养微生物的光合固碳,共同构成了旱地SOC的潜在来源<sup>[3-4]</sup>。生物土壤结皮作为旱地生态系统中最具代表性的生物成分,主要是由藻类、地衣和藓类等光合自养群落与异养细菌、

真菌和古菌等生物类群与土壤颗粒紧密结合形成的土壤复合体<sup>[5]</sup>。生物土壤结皮约占全球旱区面积的30%<sup>[6]</sup>,约占中国旱区面积的13.9%,主要分布在中国西北荒漠区,其中藻结皮约占中国旱地面积的10.7%<sup>[7]</sup>。藻结皮具有极强的环境适应性和生存能力,能够在极端干旱、贫瘠的环境中迅速定居和繁殖,为地衣和藓类结皮的形成提供条件。同时由于藻结皮具备一定的碳固定能力<sup>[8]</sup>,使其成为干旱半干旱地区土壤的重要碳源,对于维持该区域生物多样性和生态系统功能具有不可替代的作用。为此,研

收稿日期:2025-03-24; 改回日期:2025-04-24

资助项目:国家自然科学基金项目(42377358);天山英才计划项目(2022TSYCCX0001, 2022TSYCLJ0058)

作者简介:杜蕃(1998—),女,山东泰安人,硕士研究生,从事生物土壤结皮碳循环研究。E-mail: dufannn@126.com

通信作者:周晓兵(E-mail: zhouxib@ms.xjb.ac.cn)

究中国西北荒漠区藻结皮对SOC的影响,对深入理解土壤有机碳固存和碳循环具有重要的意义。

SOC的固存与土壤矿物间相互作用密切相关,通过形成物理和化学屏障调节SOC周转<sup>[9]</sup>。因此,通常将SOC划分为颗粒态有机碳(Particulate Organic Carbon, POC)和矿物结合态有机碳(Mineral-Associated Organic Carbon, MAOC),分别研究SOC的形成机制和稳定性<sup>[10]</sup>。其中,POC主要源自植物残体的分解过程,易被微生物利用,平均停留时间较短<sup>[11]</sup>,代表不稳定易利用的土壤碳;MAOC的形成涉及微生物残体、分解产物和可溶性植物残留物吸附到土壤矿物表面<sup>[12-14]</sup>,可指示相对稳定且周转周期较长的碳,因此POC/MAOC值一定程度上反映了SOC的稳定性<sup>[15]</sup>。由于POC和MAOC在形成和稳定性方面存在差异,其分布受不同因素驱动。研究表明气候是POC和MAOC储存的重要影响因素<sup>[16]</sup>,气候变暖和降水量增加促使POC含量增加,而MAOC则呈下降或稳定趋势<sup>[17]</sup>。此外,土壤理化性质对土壤微生物的活跃程度以及有机质分解速率具有显著影响,同时土壤中氮磷元素可通过影响植物生长和微生物代谢调控SOC组分的输入量与分解速率<sup>[18]</sup>。因此,解析SOC的稳定性,需要综合考虑气候和土壤特征等影响因子。

国内外关于生物土壤结皮SOC周转方面已取得诸多进展。研究表明生物土壤结皮对荒漠SOC的积极影响强于草原<sup>[19]</sup>;此外,在黄土高原北部小流域的研究表明,生物土壤结皮显著提高了SOC含量,并增加了表层土壤碳储量<sup>[20]</sup>。目前相关研究大多局限于

特定的点位,对于区域生物土壤结皮覆盖对SOC组分含量及其驱动因子的研究较少。中国西北荒漠区具有特殊的光-温-湿的气候梯度分布格局,这些因子如何影响藻结皮覆盖下SOC含量及其垂直分布特征仍缺乏深入的理解。本研究调查了西北荒漠区具有生物土壤结皮分布的12个样点,并结合气候数据和土壤理化特征,分析了藻结皮覆盖下0~20 cm不同土层中SOC组分含量的分布特征及其影响因素,旨在揭示藻结皮在该区域SOC动态变化中的重要作用,为区域碳汇评估与管理提供科学依据。

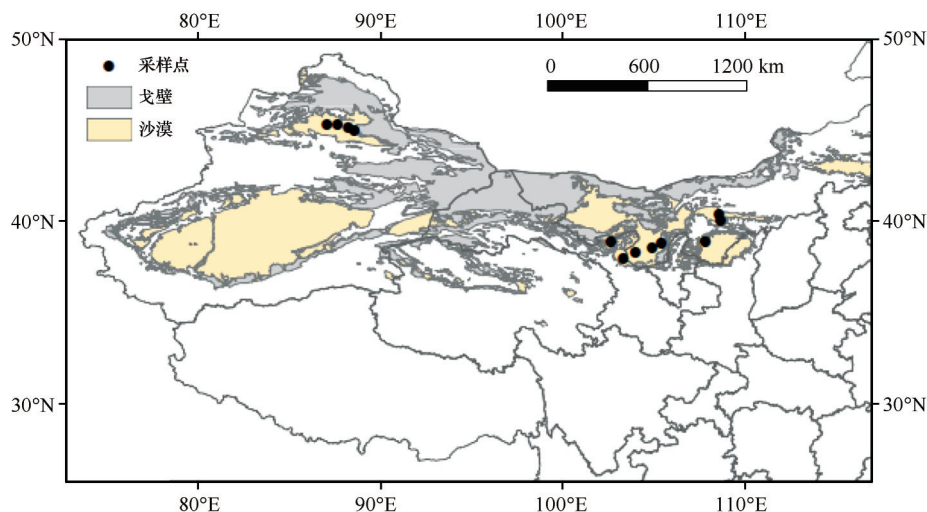
## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

中国西北荒漠区地处中纬度地带的欧亚大陆腹地,以山地和荒漠为主体,自西北向东南经过的主要沙漠为古尔班通古特沙漠、巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠以及毛乌素沙地等。该地区降水稀少,日照强烈,气温变化强烈,其植被覆盖主要是以盐生旱生和超旱生以及耐盐碱的草本、灌木及小乔木为建群种构成的稀疏植被,同时生物土壤结皮广泛分布,藻结皮是西北荒漠区主要的结皮类型<sup>[21]</sup>。

### 1.2 样品采集和处理

2021年7月在西北荒漠区开展了大规模的采样工作,选择古尔班通古特沙漠、腾格里沙漠、库布其沙漠和毛乌素沙地中具有生物土壤结皮分布的12个研究样点(图1,表1)。样品采集遵循随机采样原



注:基于自然资源部标准地图服务网站GS(2024)0650号标准地图制作,底图边界无修改

图1 中国西北荒漠区采样示意图

Fig.1 Sampling schematic diagram of the northwest desert region of China

表 1 中国西北荒漠区采样点位详细信息

Table 1 Detailed information of sampling sites in the northwest desert region of China

点位	主要沙区	纬度 N/(°)	经度 E/(°)	年均气温 MAT/(°C)	年均降水量 MAP/mm	干旱指数 <i>AI</i>	植被类型
G1	古尔班通古特沙漠	45.30109	87.15127	7.56	162	0.1022	温带矮半乔木/灌木荒漠
G2	古尔班通古特沙漠	45.24653	87.67413	6.86	164	0.1069	
G3	古尔班通古特沙漠	45.13156	88.30210	6.11	185	0.1245	
G4	古尔班通古特沙漠	44.94260	88.65117	6.68	167	0.1085	
G5	库布其沙漠	40.38708	108.63548	7.06	236	0.1479	温带半灌木荒漠
G6	库布其沙漠	40.04151	108.67425	6.60	267	0.1724	
G7	腾格里沙漠	38.88572	102.72562	7.84	118	0.0704	温带半灌木、矮半灌木荒漠
G8	腾格里沙漠	37.96888	103.37158	8.25	159	0.0998	
G9	腾格里沙漠	38.26532	104.05925	8.68	146	0.0882	
G10	腾格里沙漠	38.52553	104.97848	8.97	164	0.0956	
G11	腾格里沙漠	38.78888	105.46609	8.74	168	0.0973	
G12	毛乌素沙地	38.86390	107.91095	7.37	292	0.1908	

则,首先在每一个样点周围随机选择地势平坦且藻结皮发育良好的区域划定 5 个 30 m×30 m 的大样方,并确保各样方之间保持至少 50 m 的间距以减少相互影响。在每个大样方中随机选择裸沙及藻结皮并根据对角线划定 3 个 1 m×1 m 的小样方,在每个小样方采集藻结皮层样品,同时对藻结皮下 0~2、2~5、5~10、10~20 cm 4 个土层采集土壤样品,将每个小样方中采集到的土壤样品混匀为一个样品。将采集的样品带回实验室,过 2 mm 筛去除植物根系和石块,随后将每份土壤样品分为 2 份,1 份样品保存-20 °C 冰箱,另 1 份样品风干后保存。

1.3 土壤理化性质测定和气候因子获取

土壤 pH 和电导率(EC)采用电位法通过 pH 计和电导率仪测定(土壤与水混合比例分别为 1:2.5 和 1:5);土壤全氮(TN)含量采用高氯酸-硫酸消化浸提液后,通过连续流动分析仪(SEA1 Auto Analyzer 3,德国)测定;土壤全磷(TP)含量通过高氯酸-硫酸消化法得到浸提液后,采用钼锑抗比色法进行测定;土壤速效磷(AP)含量采用碳酸氢钠浸提-钼锑抗比色法进行测定;土壤硝态氮(NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N)和铵态氮(NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N)含量利用氯化钾(0.01 mol·L<sup>-1</sup>)浸提土壤(土壤与浸提溶液比例 1:4),并使用连续流动分析仪测定其含量;土壤含水量(SWC)采用烘干法测定。

年均气温(MAT)数据采用 MODIS 数据中的 MOD11A 全球气温格网数据(<https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD11A1.006>),年均降水量(MAP)数据来自“University of Idaho”发布的 Terra Climate 数据集(<https://doi.org/10.1038/sdata.2017.191>)。干旱指数(*AI*)为降水量与潜在蒸散量的比值。

1.4 SOC 及其组分含量测定

SOC 的测定采用盐酸-干烧法测定。具体方法为:称取 0.2 g 土壤风干样品于燃烧舟中,加入 0.5 mol·L<sup>-1</sup> 的盐酸溶液去除无机碳后置于烘箱中烘干,在此过程中加入蒸馏水去除盐酸残留,最后用碳氮分析仪(Aanalytik Jena Multi N/C 3100 TOC analyzer, 德国)测定。

POC 和 MAOC 含量采用六偏磷酸钠分散法分离测定<sup>[22]</sup>。取 10 g 风干土壤样品放入 100 mL 塑料瓶中,加入 60 mL 0.5% 六偏磷酸钠溶液,置于摇床(90 r·min<sup>-1</sup>)振摇 18 h 分散样品,以破坏聚集体。将土壤悬液过 53 μm 筛,反复用蒸馏水漂洗,直至水流清澈。筛下的细质部分(<53 μm)为矿物结合态有机质(MAOM),留在筛上的粗质部分(>53 μm)为颗粒态有机质(POM),将筛上下组分在 60 °C 烘箱中烘 48 h 至恒重,称重后收集,将烘干土壤研磨,使用碳氮分析仪测定其碳含量。

土壤中 POC 和 MAOC 含量计算公式如下:



$$POC = POC_{\text{测}} \times M_1/10 \quad (1)$$

$$MAOC = MAOC_{\text{测}} \times M_2/10 \quad (2)$$

式中:  $M_1$ 和 $M_2$ 分别为上层(POM)和下层(MAOM)干重(g);  $POC_{\text{测}}$ 和 $MAOC_{\text{测}}$ 分别为测定的 $POC$ 和 $MAOC$ 含量,单位均为 $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

### 1.5 统计分析

每个样点取其均值作为一个重复,共有12个重复进行后续数据分析。采用双因素方差分析(Two-way ANOVA)探究不同覆盖类型、土层深度及其交互作用对SOC组分含量和土壤理化性质的影响。采用单因素方差分析(ANOVA)确定藻结皮和裸沙SOC组分含量和土壤理化性质在不同土层之间的差异;通过T检验进行藻结皮和裸沙SOC组分含量之间差异显著性检验,使用Origin 2021 (Origin Lab, Hampton MA, USA)作图。为探究POC和MAOC含量的影响因素,利用R 4.2.3 (R Development Core Team, 2023)软件的“LinKET”包对POC

和MAOC含量与气候和土壤理化性质进行Person相关性分析,解析SOC组分与影响因子及各因子之间的关系,通过随机森林分析确定影响SOC组分含量的主要预测因子。

## 2 结果与分析

### 2.1 裸沙和藻结皮覆盖下土壤的基本性质及影响因素

通过对裸沙与藻结皮覆盖下土壤理化性质的分析,结果表明藻结皮的覆盖使得pH、EC和SWC的值高于裸沙,同时土壤养分TN和TP含量均高于裸沙,但裸沙与藻结皮之间差异并不显著( $P>0.05$ )。随着土层深度的增加,藻结皮和裸沙TN、 $\text{NO}_3^-$ -N、 $\text{NH}_4^+$ -N、TP和AP含量均表现出随着土层深度的增加而下降的趋势,而pH和SWC则呈现出与其相反的趋势,但是各种土壤理化性质随土层变化的趋势并不显著( $P>0.05$ ,表2)。

表2 西北荒漠区裸沙和藻结皮覆盖下土壤理化性质

Table 2 Soil physicochemical characteristics under bare sand and cyanobacterial crust coverage in the northwest desert region

类型	土层/cm	酸碱度/pH	电导率/EC ( $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ )	全氮/TN ( $\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ )	硝态氮/ $\text{NO}_3^-$ -N ( $\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ )	铵态氮/ $\text{NH}_4^+$ -N ( $\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ )	全磷/TP ( $\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ )	速效磷/AP ( $\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ )	土壤含水率SWC/%
裸沙	0~2	8.15±0.09 <sup>a</sup>	105.91±14.38 <sup>a</sup>	98.59±19.56 <sup>a</sup>	12.21±6.93 <sup>a</sup>	8.78±1.31 <sup>a</sup>	259.89±53.25 <sup>a</sup>	3.14±0.45 <sup>a</sup>	0.12±0.04 <sup>b</sup>
	2~5	8.22±0.10 <sup>a</sup>	120.67±34.85 <sup>a</sup>	94.66±17.73 <sup>a</sup>	9.82±4.51 <sup>a</sup>	7.38±1.28 <sup>a</sup>	243.56±46.20 <sup>a</sup>	3.20±0.36 <sup>a</sup>	0.20±0.07 <sup>b</sup>
	5~10	8.27±0.09 <sup>a</sup>	90.91±8.53 <sup>a</sup>	95.14±18.01 <sup>a</sup>	11.28±7.06 <sup>a</sup>	6.80±1.21 <sup>a</sup>	237.19±46.82 <sup>a</sup>	2.84±0.26 <sup>a</sup>	0.31±0.09 <sup>b</sup>
	10~20	8.32±0.09 <sup>a</sup>	113.14±28.72 <sup>a</sup>	79.85±11.63 <sup>a</sup>	11.34±7.60 <sup>a</sup>	7.53±1.11 <sup>a</sup>	233.01±42.80 <sup>a</sup>	2.72±0.25 <sup>a</sup>	0.84±0.28 <sup>a</sup>
藻结皮	BSC	7.72±0.09 <sup>c</sup>	194.91±37.15 <sup>a</sup>	202.71±30.34 <sup>a</sup>	10.90±2.79 <sup>a</sup>	11.43±1.50 <sup>a</sup>	365.15±43.00 <sup>a</sup>	3.37±0.40 <sup>a</sup>	0.18±0.03 <sup>a</sup>
	0~2	8.14±0.08 <sup>b</sup>	161.83±50.30 <sup>a</sup>	147.62±23.26 <sup>a</sup>	12.11±4.41 <sup>a</sup>	6.56±1.41 <sup>b</sup>	282.09±39.65 <sup>a</sup>	3.18±0.36 <sup>a</sup>	0.19±0.02 <sup>a</sup>
	2~5	8.31±0.07 <sup>ab</sup>	165.78±65.19 <sup>a</sup>	134.15±23.42 <sup>a</sup>	12.66±5.73 <sup>a</sup>	6.15±1.25 <sup>b</sup>	269.44±41.53 <sup>a</sup>	3.20±0.33 <sup>a</sup>	0.34±0.11 <sup>a</sup>
	5~10	8.44±0.06 <sup>a</sup>	148.29±54.10 <sup>a</sup>	125.24±23.03 <sup>a</sup>	7.84±2.95 <sup>a</sup>	5.87±1.05 <sup>b</sup>	245.19±35.44 <sup>a</sup>	3.13±0.25 <sup>a</sup>	0.28±0.04 <sup>a</sup>
	10~20	8.51±0.06 <sup>a</sup>	136.24±36.39 <sup>a</sup>	124.15±24.78 <sup>a</sup>	6.87±2.35 <sup>a</sup>	6.98±1.25 <sup>b</sup>	263.09±45.28 <sup>a</sup>	2.88±0.27 <sup>a</sup>	0.35±0.08 <sup>a</sup>

注:不同小写字母表示同一类型下不同土层间差异显著( $P<0.05$ ),平均值±标准误( $n=12$ )。BSC表示生物土壤结皮层。

双因素方差分析结果表明,覆盖类型对SOC、POC、MAOC、TN均具有显著影响,而对pH、EC、 $\text{NO}_3^-$ -N、 $\text{NH}_4^+$ -N、TP、SWC和AP影响并不显著( $P>0.05$ )。土层深度可显著影响SOC、MAOC、pH、 $\text{NH}_4^+$ -N和SWC,而对其他指标的影响并不显著。同时,覆盖类型与土层深度的交互作用仅对SWC影响显著( $P<0.05$ ,表3)。

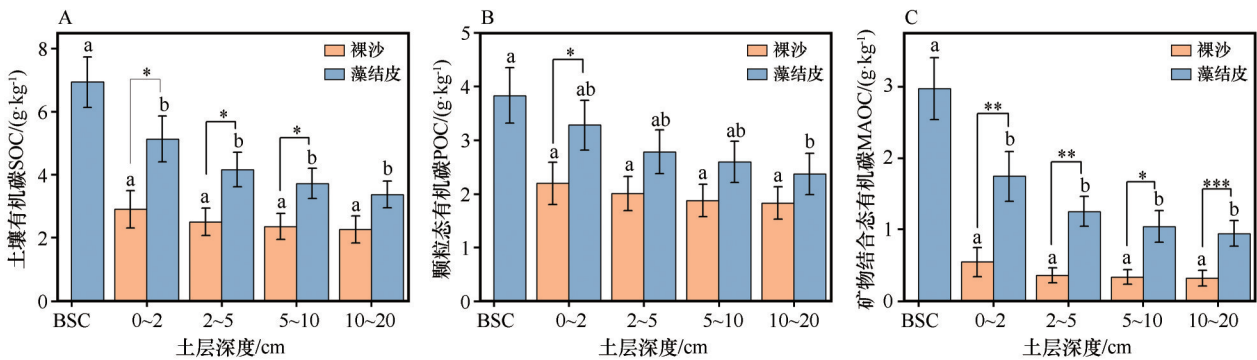
### 2.2 裸沙和藻结皮覆盖下SOC组分的分布特征

藻结皮层SOC、POC、MAOC含量分别为6.94、3.83、2.97  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,而裸沙表层依次为2.91、2.19、0.55  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,随着土层深度增加,藻结皮和裸沙的SOC、POC和MAOC含量分别降至10~20 cm土层的3.38、2.37、0.95  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和2.28、1.83、0.32  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图2)。其中,裸沙SOC、POC和MAOC含量随深度变化不显

表 3 覆盖类型和土层深度对 SOC 组分以及土壤理化性质影响的双因素方差分析 (*F* 值)  
Table 3 Two-way ANOVA of the effects of cover type and soil depth on soil organic carbon fractions and soil physicochemical characteristics (*F*-Values)

指标	有机碳 SOC	颗粒态 有机碳 POC	矿物结合 态有机碳 MAOC	酸碱度 pH	电导率 EC	全氮 TN	硝态氮 NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> -N	铵态氮 NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> -N	全磷 TP	速效磷 AP	含水量 SWC
覆盖类型	16.41***	7.94**	26.02***	3.63	2.52	6.93*	0.12	1.88	0.48	0.27	1.00
土层深度	6.56***	2.25	11.99***	15.13***	0.31	2.28	0.12	3.46*	1.16	0.59	4.33**
覆盖类型×土层深度	0.38	0.17	0.58	0.66	0.08	0.07	0.20	0.16	0.02	0.08	3.21*

注：\*、\*\*、\*\*\*分别代表在  $P<0.05$ 、 $P<0.01$ 、 $P<0.001$  统计水平差异显著。



注：不同小写字母表示同一类型下不同土层间差异显著 ( $P<0.05$ )；\*表示具有显著差异 ( $P<0.05$ )，\*\*表示较显著差异 ( $P<0.01$ )，\*\*\*表示极显著差异 ( $P<0.001$ )；图中误差线为标准误， $n=12$

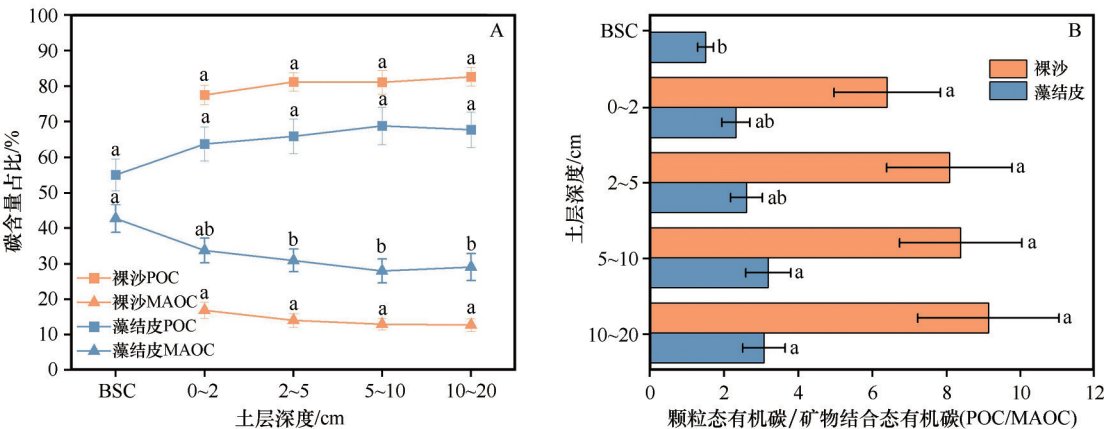
图 2 裸沙和藻结皮覆盖下不同土层 SOC、POC 和 MAOC 含量分布特征

Fig.2 Distribution characteristics of SOC, POC, and MAOC content in different soil depths under bare sand and cyanobacterial crust

著 ( $P>0.05$ )；而藻结皮的 SOC、POC 和 MAOC 含量则随深度显著降低。此外，藻结皮 SOC、POC 和 MAOC 含量在 0~2 cm 土层显著高于裸沙，且藻结皮 MAOC 含量在 0~20 cm 各土层均显著高于裸沙(图 2)。

裸沙和藻结皮 POC 含量占比均显著高于 MA-

OC 含量占比，其中藻结皮 POC 含量占比随着土层深度的增加，由 54.94% 升高至 67.63%，而 MAOC 含量占比则由 42.70% 降至 28.95%(图 3A)。随着土层增加，裸沙与藻结皮 POC/MAOC 的值呈现逐渐增加的趋势，且裸沙 POC/MAOC 的值显著高于藻结皮(图 3B)。



注：不同小写字母表示同一类型下不同土层间差异显著 ( $P<0.05$ )

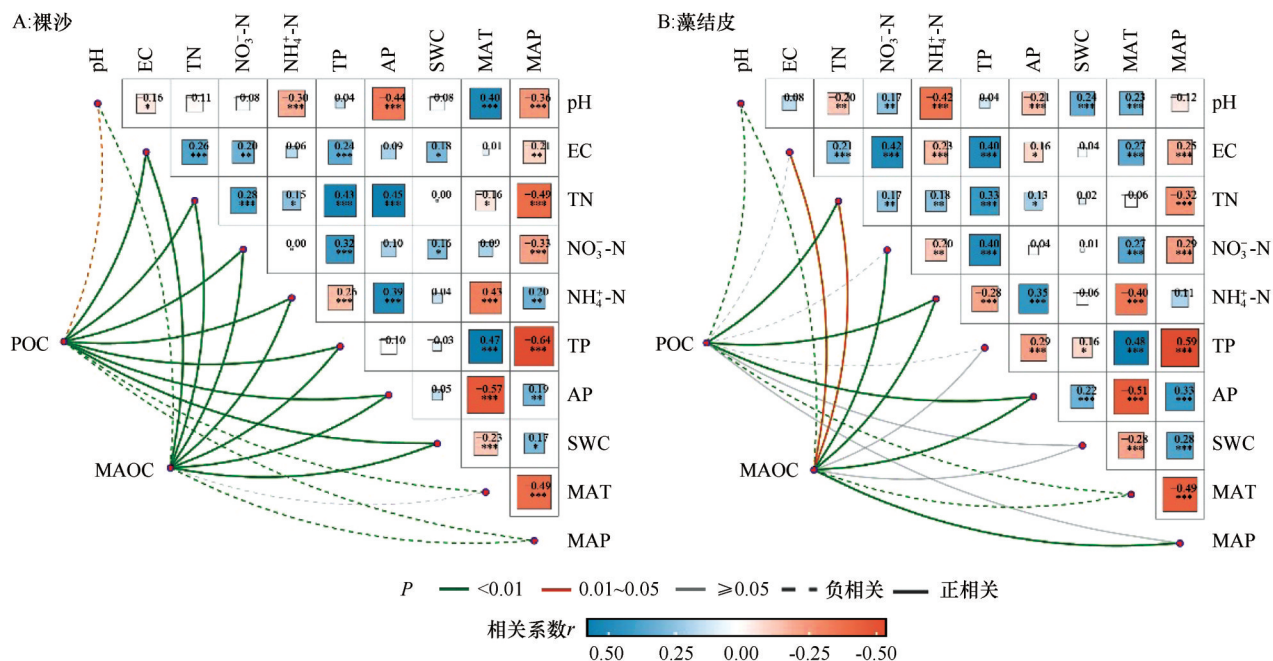
图 3 裸沙和藻结皮覆盖下 POC 和 MAOC 含量占比与稳定性

Fig.3 Proportions and stability of POC and MAOC under bare sand and cyanobacterial crust

## 2.3 环境因子与土壤 POC 和 MAOC 含量的相关性分析

裸沙与藻结皮覆盖下不同土层 POC 和 MAOC 含量与环境因子之间的相关性存在差异(图4)。在裸沙中,土壤养分(TN、 $\text{NO}_3^-$ -N、 $\text{NH}_4^+$ -N、TP 和 AP)和 SWC、POC 和 MAOC 含量均显著正相关,而 pH、

MAT 和 MAP 则与 POC 和 MAOC 含量负相关。POC 和 MAOC 含量与土壤养分如 TN、 $\text{NH}_4^+$ -N 和 AP 均显著正相关;MAOC 含量与 EC 和  $\text{NO}_3^-$ -N 显著正相关,而 POC 含量与其的相关关系不显著。同时藻结皮 POC 和 MAOC 含量与 pH 和 MAT 分别显著负相关和正相关,而与 MAP 显著正相关。



注:热图为各环境因子之间的相关关系,颜色变化代表相关系数大小。连线表明POC或MAOC与各环境因子的相关性,颜色代表显著性(绿色: $P < 0.01$ ,橙色: $0.01 < P < 0.05$ ,灰色: $P > 0.05$ ),虚线表示二者呈负相关,实线则为正相关

图4 裸沙和藻结皮POC和MAOC与环境因子的相关关系

Fig.4 Correlation between environmental factors and POC and MAOC in bare sand and cyanobacterial crust

随机森林分析表明,MAT和MAP是预测POC含量的重要变量,其中MAT对藻结皮POC含量预测的贡献度为45.50%;MAP是预测MAOC含量的

首要变量,影响裸沙MAOC含量的次要变量为TN,而影响藻结皮MAOC含量的次要变量则是 $\text{NO}_3^-$ -N(图5)。

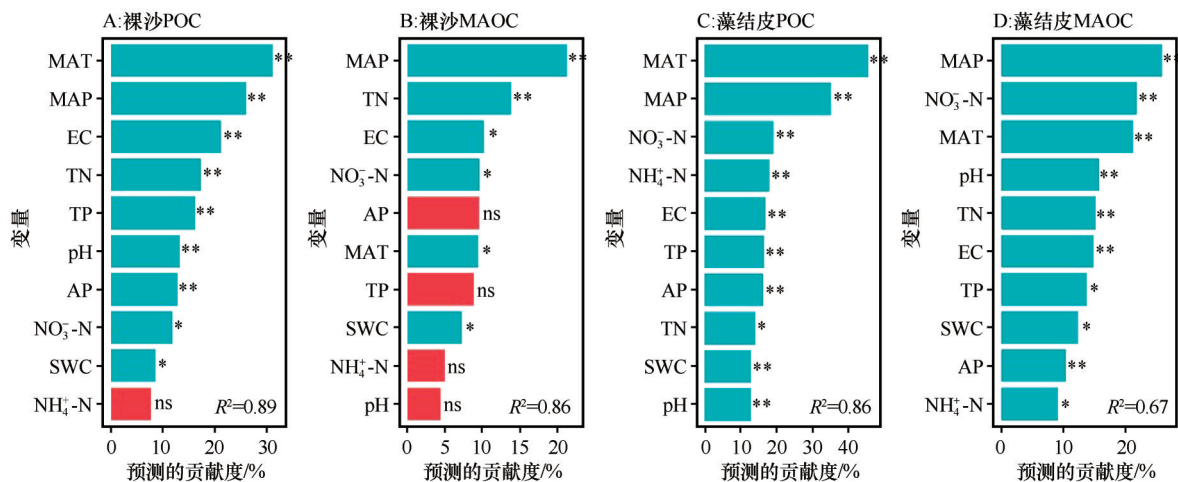


图5 随机森林预测影响POC和MAOC含量的关键因子

Fig.5 Random forest model predicts the key factors affecting POC and MAOC content



### 3 讨论

#### 3.1 中国西北荒漠区藻结皮覆盖对土壤碳含量的影响

随着土层深度的增加,裸沙和藻结皮的SOC、POC和MAOC含量均呈下降趋势,且同土层SOC组分含量表现为藻结皮高于裸沙。这与已有研究结果一致,在黄土高原,生物土壤结皮POC和MAOC含量随土层增加而降低<sup>[23]</sup>。对毛乌素沙地藻结皮研究发现,其覆盖下SOC含量为裸沙的2.1倍<sup>[24]</sup>。藻结皮发育在干旱区土壤发育和稳定中具有重要的生态功能,一方面,藻结皮作为生物土壤结皮初级演替阶段,其固碳作用主要通过原核生物和光合生物固碳途径完成<sup>[25]</sup>,为有机质的累积提供了基础。另一方面,干旱区土壤普遍缺乏氮素,藻结皮中的固氮蓝藻在生物固氮中发挥重要作用,可为其他植物及土壤微生物供给充足的氮素资源<sup>[26]</sup>,不仅促进了植物生长和土壤微生物活性,还增强了土壤中有机碳输入量,逐步增加生物土壤结皮的稳定性。

随着土层深度的增加,藻结皮层和0~5 cm土层SOC及其组分含量显著高于下层土壤,表明藻结皮层存在养分聚集效应。藻结皮层具有丰富的藻类,可通过光合作用合成有机物,加之藻结皮的覆盖,可以在一定程度上减少土壤表层养分流失,进而使得表层SOC组分含量高于下层<sup>[27]</sup>。同时,表层SOC增加又为土壤微生物生长提供适宜的条件,导致土壤微生物数量随土层深度增加呈现下降趋势。微生物是SOC形成与周转的主要参与者和调控者,在其增殖、生长直至死亡的生命周期中,会产生大量的细胞残留物及其分解过程中释放的小分子代谢产物,部分微生物残体与土壤矿物质发生紧密结合,促进MAOC的积累<sup>[10]</sup>。这一系列过程共同作用使得藻结皮在固定与储存SOC方面展现出显著的能力,成为干旱区中重要的碳汇。

裸沙与藻结皮中MAOC占SOC含量的比例呈现出随深度增加而下降的趋势。具体而言,从表层开始,裸沙MAOC含量占SOC的比例由16.85%降至12.69%,而藻结皮中这一比例则由42.70%降至28.95%。这些观测值显著低于先前研究中报道的比例,即SOC的60%以上被储存在MAOC库中<sup>[10]</sup>。

西北荒漠区MAOC整体含量较低,一方面,荒漠区降水稀少使得土壤SWC处于较低水平,进而微生物活动受到限制,导致其对植物残体的分解速度相对较低,土壤有机质周转速度减慢,从而有利于POC含量的积累,导致MAOC占比降低。另一方面,荒漠区土壤中粗砂颗粒含量占据优势,其细砂颗粒含量相对较少,有机物质难与矿物表面充分接触和结合,不利于MAOC的形成<sup>[28]</sup>。由于POC易于被微生物分解的特性以及对环境变化的高度敏感性,通过POC/MAOC的值可以反映出SOC稳定性的相对大小<sup>[15]</sup>。本研究中,藻结皮SOC稳定性高于裸沙,主要原因是藻结皮能够增加土壤水分保持能力,为微生物生长和活动提供更适宜的条件,更有利于MAOC含量积累,进而提高了SOC的稳定性<sup>[29]</sup>。

#### 3.2 藻结皮中POC和MAOC含量的影响因素

在区域尺度下,SOC的变化主要受气候、土壤和植被条件的影响<sup>[16]</sup>。本研究也表明,裸沙和藻结皮SOC组分变化的重要预测变量为MAP和MAT。多数研究认为,生物土壤结皮只有在外界温度和水分条件达到一定程度才能正常生长,其生长发育所需要的水分来自近地表土壤水分,引起微生物的快速响应<sup>[24,30]</sup>,进而影响其SOC含量。在干旱区,降水对SOC的影响主要通过土壤微生物活性而非植被<sup>[31]</sup>。温度升高可能会增加微生物生长和周转,提高微生物代谢活性,从而会加速POC分解和损失,使得SOC含量减少。另外,变暖会引起土壤真菌相对丰度增加,促进MAOC分解,从而导致MAOC储量减少<sup>[15]</sup>。因此,二者与MAT呈负相关关系。小尺度上,一般来说,适宜的SWC有利于SOC积累,但是干旱区SWC比较低,SWC增加使得藻结皮增加植物碳输入,从而减轻微生物抑制,使得POC和MAOC含量增加<sup>[32]</sup>。因此,SWC与POC和MAOC含量呈正相关。

土壤理化特征变化会影响土壤微生物的活性以及植物凋落物的输入,这些变化会对SOC含量产生影响<sup>[33]</sup>。本研究结果表明,土壤养分(TN、NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N和AP等)含量与裸沙和藻结皮POC和MAOC含量呈正相关,这一结果与Sun等<sup>[8]</sup>对生物土壤结皮斑块碳组分的研究结果相一致。氮作为干旱区的主要限制因素之一,氮富集会增加植物源碳的输入同

时为微生物提供氮源,进而减少微生物对有机质的分解,使得POC含量增加<sup>[15,29,34]</sup>。同时,速效养分( $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 和 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ )以及磷元素通过共同影响微生物活性(其中磷主要通过氮的化学计量关系来调节微生物多样性与活性),调节微生物残体和植物凋落物的分解过程,进而促进POC和MAOC的形成<sup>[35-36]</sup>。本研究发现裸沙POC和MAOC含量与pH值负相关,与Zhou等<sup>[30]</sup>的研究结果一致。pH对微生物影响较大,研究区pH呈碱性,微生物活动受到高pH值抑制后活性降低,进而影响有机质的分解和转化过程,减少MAOC的积累<sup>[30]</sup>;另外,高pH会抑制植物生产力,减少碳输入,影响POC和MAOC含量<sup>[37]</sup>。因此,荒漠区裸沙与藻结皮SOC组分含量分布特征受到多方面因素的综合作用,本研究结果为干旱区土壤碳动态评估提供了理论指导。

## 4 结论

在西北荒漠区,藻结皮覆盖不仅改变了土壤理化性质,还显著提升了SOC及其组分含量和SOC的稳定性。随着土层深度的增加,裸沙和藻结皮SOC、POC以及MAOC含量均呈现出逐渐降低的趋势。裸沙和藻结皮POC和MAOC含量与气候变量(MAT和MAP)和土壤理化性质之间存在显著相关性关系,同时MAP是预测POC和MAOC含量的重要变量。藻结皮的存在显著提高了西北荒漠区土壤有机碳的稳定性,有利于荒漠区碳固存。

## 参考文献:

- [1] Lal R. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security[J]. *Science*, 2004, 304(5677): 1623-1627.
- [2] Zhou X B, Zhang S H, Chen Y S, et al. Environmental drivers of soil carbon and nitrogen accumulation in global drylands[J]. *Geoderma*, 2024, 451: 117075.
- [3] Lal R. Carbon sequestration in dryland ecosystems[J]. *Environmental Management*, 2004, 33(4): 528-544.
- [4] Lehmann J, Kleber M. The contentious nature of soil organic matter[J]. *Nature*, 2015, 528(7580): 60-68.
- [5] Belnap J. The potential roles of biological soil crusts in dryland hydrologic cycles[J]. *Hydrological Processes*, 2006, 20(15): 3159-3178.
- [6] Chen N, Yu K L, Jia R L, et al. Biocrust as one of multiple stable states in global drylands[J]. *Science Advances*, 2020, 6(39): 3763.
- [7] Qiu D X, Bowker M A, Xiao B, et al. Mapping biocrust distribution in China's drylands under changing climate[J]. *Science of the Total Environment*, 2023, 905: 167211.
- [8] Sun H F, Li X L, Jin L Q, et al. Effects of biological soil crusts on soil labile organic carbon of patchy alpine meadows in the Source Zone of the Yellow River, West China[J]. *Catena*, 2023, 220: 106715.
- [9] Kleber M, Bourg I C, Coward E K, et al. Dynamic interactions at the mineral-organic matter interface[J]. *Nature Reviews Earth and Environment*, 2021, 2(6): 402-421.
- [10] Lavalley J M, Soong J L, Cotrufo M F. Conceptualizing soil organic matter into particulate and mineral-associated forms to address global change in the 21st century[J]. *Global Change Biology*, 2020, 26(1): 261-273.
- [11] Von Lützow M, Kögel-Knabner I, Ekschmitt K, et al. SOM fractionation methods: relevance to functional pools and to stabilization mechanisms[J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2007, 39(9): 2183-2207.
- [12] Liang C, Amelung W, Lehmann J, et al. Quantitative assessment of microbial necromass contribution to soil organic matter[J]. *Global Change Biology*, 2019, 25(11): 3578-3590.
- [13] Haddix M L, Paul E A, Cotrufo M F. Dual, differential isotope labeling shows the preferential movement of labile plant constituents into mineral-bonded soil organic matter[J]. *Global Change Biology*, 2016, 22(6): 2301-2312.
- [14] Kallenbach C M, Frey S D, Grandy A S. Direct evidence for microbial-derived soil organic matter formation and its ecophysiological controls[J]. *Nature Communications*, 2016, 7(1): 13630.
- [15] Zhang S H, Zhou X B, Chen Y S, et al. Soil organic carbon fractions in China: spatial distribution, drivers, and future changes[J]. *Science of the Total Environment*, 2024, 919: 170890.
- [16] Hansen P M, Even R, King A E, et al. Distinct, direct and climate-mediated environmental controls on global particulate and mineral-associated organic carbon storage[J]. *Global Change Biology*, 2024, 30(1): e17080.
- [17] Rocci K S, Lavalley J M, Stewart C E, et al. Soil organic carbon response to global environmental change depends on its distribution between mineral-associated and particulate organic matter: a meta-analysis[J]. *Science of the Total Environment*, 2021, 793: 148569.
- [18] Wu M Y, Chen L, Chen S G, et al. Soil microbial carbon and nitrogen limitation constraints soil organic carbon stability in arid and semi-arid grasslands[J]. *Journal of Environmental Management*, 2025, 373: 123675.
- [19] Xu H K, Zhang Y J, Shao X Q, et al. Soil nitrogen and climate drive the positive effect of biological soil crusts on soil organic carbon sequestration in drylands: a meta-analysis[J]. *Science of the Total Environment*, 2022, 803: 150030.
- [20] Dou W Q, Xiao B, Wang Y F, et al. Contributions of three types of biocrusts to soil carbon stock and annual efflux in a small



- watershed of Northern Chinese Loess Plateau[J]. *Applied Soil Ecology*, 2022, 179: 104596.
- [21] 杭伟, 陆永兴, 郭浩, 等. 西北荒漠区土壤氮素组分沿干旱梯度的空间变化[J]. *中国沙漠*, 2024, 44(3): 259–268.
- [22] Cambardella C A, Elliott E T. Particulate Soil organic-matter changes across a grassland cultivation sequence[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1992, 56(3): 777–783.
- [23] 杨娥女, 王宝荣, 姚宏佳, 等. 黄土高原生物土壤结皮发育过程中颗粒态和矿物结合态有机碳变化特征[J]. *水土保持研究*, 2023, 30: 25–33.
- [24] 庞景文, 卜崇峰, 郭琦, 等. 毛乌素沙地区域尺度生物结皮有机碳空间分布特征及其影响因素[J]. *应用生态学报*, 2022, 33(7): 1755–1763.
- [25] 张清杭, 吕杰, 马媛, 等. 古尔班通古特沙漠不同区域藻类结皮微生物结构和潜在功能[J]. *生态学报*, 2024, 44(14): 6317–6330.
- [26] 王芳芳, 肖波, 李胜龙, 等. 黄土高原生物结皮对土壤养分的表层聚集与吸附固持效应[J]. *植物营养与肥料学报*, 2021, 27(9): 1592–1602.
- [27] 杨军刚, 张玲卫, 郭星, 等. 古尔班通古特沙漠生物土壤结皮下土壤有机碳垂直分布特征及影响因素[J]. *生态学报*, 2024, 44(7): 2946–2954.
- [28] 贺郝钰, 刘蔚, 常宗强, 等. 腾格里沙漠南缘植被恢复对土壤有机碳组成及稳定性的影响[J]. *中国沙漠*, 2024, 44(6): 307–317.
- [29] Dou W Q, Xiao B, Revillini D, et al. Biocrusts enhance soil organic carbon stability and regulate the fate of new-input carbon in semiarid desert ecosystems[J]. *Science of the Total Environment*, 2024, 918: 170794.
- [30] Zhou Z H, Ren C J, Wang C K, et al. Global turnover of soil mineral-associated and particulate organic carbon[J]. *Nature Communications*, 2024, 15(1): 5329.
- [31] Chen Y Q, Xi H Y, Cheng W J. Spatiotemporal dynamics of soil organic carbon in desert region and its response to climate change: a case study of Heihe river[J]. *Ecological Indicators*, 2025, 170: 113005.
- [32] Nielsen U N, Ball B A. Impacts of altered precipitation regimes on soil communities and biogeochemistry in arid and semi-arid ecosystems[J]. *Global Change Biology*, 2015, 21(4): 1407–1421.
- [33] 韩梦梦, 罗炳武, 栗春青, 等. 生物结皮对土壤养分及碳循环影响的研究进展[J]. *北方园艺*, 2023(24): 132–137.
- [34] Zhou X H, Feng Z Q, Yao Y X, et al. Nitrogen input alleviates the priming effects of biochar addition on soil organic carbon decomposition[J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2025, 202: 109689.
- [35] He J H, Nie Y X, Tan X P, et al. Latitudinal patterns and drivers of plant lignin and microbial necromass accumulation in forest soils: disentangling microbial and abiotic controls[J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2024, 194: 109438.
- [36] Tie L H, Hu J X, Peñuelas J, et al. The amounts and ratio of nitrogen and phosphorus addition drive the rate of litter decomposition in a subtropical forest[J]. *Science of the Total Environment*, 2022, 833: 155163.
- [37] Wang C Q, Kuzyakov Y. Soil organic matter priming: the pH effects[J]. *Global Change Biology*, 2024, 30(6): e17349.

## Vertical distribution characteristics and influencing factors of soil organic carbon under cyanobacterial crusts in the Northwest desert region of China

Du Fan<sup>1,2</sup>, Yang Jungang<sup>2</sup>, Guo Xing<sup>2</sup>, Lu Yongxing<sup>2</sup>, Tao Ye<sup>2</sup>, Yin Benfeng<sup>2</sup>,

Rong Xiaoying<sup>2</sup>, Li Yonggang<sup>2,3</sup>, Zhang Yuanming<sup>2</sup>, Zhou Xiaobing<sup>2</sup>

(1. College of Life Sciences, Shihezi University, Shihezi 832003, Xinjiang, China; 2. Xinjiang Key Laboratory of Biodiversity Conservation and Application in Arid Lands / Xinjiang Field Scientific Observation Research Station of Tianshan Wild Fruit Forest Ecosystem, Yili Botanical Garden, Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Urumqi 830011, China; 3. School of Resources and Environment, Henan Institute of Science and Technology, Xinxiang 453003, Henan, China)

**Abstract:** The Northwest desert region of China, as a typical ecologically fragile area, where cyanobacterial crust plays a crucial carbon-sequestration role, significantly maintaining regional carbon balance and ecological function. Nevertheless, the vertical distribution characteristics of soil organic carbon (SOC) under cyanobacterial crust, especially its fractions (particulate organic carbon (POC) and mineral-associated organic carbon (MAOC)) and their key influencing factors in this region, are not yet clearly understood. This study measured the SOC, POC, and MAOC content in the 0–2, 2–5, 5–10, and 10–20 cm soil depths under cyanobacterial crust in the Northwest desert region, used bare sand as a control, and combined with relevant influencing factors, to clarify the vertical distribution characteristics of SOC components and their influencing factors. The results showed that the SOC, POC, and MAOC content of cyanobacterial crust in each soil depth were higher than those of bare sand, with the most significant differences in the 0–2 cm soil depth. In cyanobacterial crusts, the content of POC and MAOC decreases with soil depth. POC content decreased from 3.83 g·kg<sup>-1</sup> at the crust layer to 2.37 g·kg<sup>-1</sup> in the 10–20 cm soil depth, and the MAOC content decreased from 2.97 g·kg<sup>-1</sup> to 0.95 g·kg<sup>-1</sup>. In both cyanobacterial crust and bare sand, the proportion of POC content was higher than that of MAOC. The proportion of POC content in bare sand was higher than that in cyanobacterial crust, while the SOC stability of cyanobacterial crust was higher than that of bare sand. Correlation analysis showed that the POC and MAOC content of cyanobacterial crust and bare sand were affected by a combination of climatic factors and soil physicochemical characteristics. In the case of soil organic carbon fractions, they had a significantly positive correlation with total nitrogen, ammonium nitrogen, and available phosphorus, but a significantly negative correlation with pH and mean annual temperature. In addition, mean annual temperature and precipitation were important factors for predicting POC and MAOC content, with mean annual temperature alone contributing 45.50% to predicting POC content in cyanobacterial crusts. This study reveals the carbon-sequestration role of cyanobacterial crust in the Northwest desert region of China, providing a scientific basis for carbon-stock assessment and carbon-sink management in arid region.

**Key words:** cyanobacterial crust; particulate organic carbon; mineral-associated organic carbon; soil physicochemical characteristics; desert ecosystem