

DOI:10.13869/j.cnki.rswc.2024.06.038.

王文倩, 宋媛, 张辉, 等. 侵蚀黄土不同粒级抑制 CO₂ 排放的有效沉积厚度[J]. 水土保持研究, 2024, 31(6): 119-129.

Wang Wenqian, Song Yuan, Zhang Hui, et al. Experimental Study on the Effective Depth for Different Erodible Loess Particles to Inhibit CO₂ Emissions[J]. Research of Soil and Water Conservation, 2024, 31(6): 119-129.

侵蚀黄土不同粒级抑制 CO₂ 排放的有效沉积厚度

王文倩^{1,2,3}, 宋媛⁴, 张辉^{1,2,3}, 郭胜利^{1,2,3,4}, 栗现文⁵, 胡亚鲜^{1,2,3,4}

(1.中国科学院 教育部水土保持与生态环境研究中心, 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.中国科学院大学, 北京 100049;

4.西北农林科技大学 水土保持研究所, 陕西 杨凌 712100; 5.西北农林科技大学 水利与建筑工程学院, 陕西 杨凌 712100)

摘要: [目的]探讨沉积泥沙粒级及厚度对剖面 CO₂ 传输过程的影响, 明确不同含水率条件下侵蚀黄土不同粒级抑制 CO₂ 排放的有效沉积厚度, 为完善沉积区有机碳矿化和排放过程提供理论依据。[方法]通过沉降速度分选为 4 个粒级 ($\geq 250 \mu\text{m}$, $250 \sim 125 \mu\text{m}$, $125 \sim 63 \mu\text{m}$, $\leq 63 \mu\text{m}$), 各粒级分别在静态水体中沉积形成 0.4 cm, 0.7 cm, 1.4 cm 和 2 cm 共 4 个薄层沉积厚度。各沉积土柱保持田间持水量, 先进行恒湿自矿化(7 d), 后将¹³C 葡萄糖标记黄土置于土柱底部作为独立 CO₂ 释放源, 进行¹³C 标记 CO₂ 示踪(7 d), 最后将各土柱自然干裂(7 d), 对比这 3 个阶段的 CO₂ 释放效率和¹³C 相对丰度变化特征。[结果](1)各土柱的平均 CO₂ 通量在恒湿自矿化阶段(无¹³C 标记 CO₂ 释放源)为 0.21 $\mu\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$, 略低于¹³C 标记 CO₂ 示踪阶段的 0.35 $\mu\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$, 且两者均显著低于自然干裂阶段 0.9 $\mu\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$, 说明湿润状态下黄土沉积层均对 CO₂ 释放有不同程度的抑制作用, 但随着土壤干裂, 封存于土层中 CO₂ 便会集中释放, 削弱沉积碳汇效应。(2)粗颗粒($D \geq 250 \mu\text{m}$) 在 3 个培养阶段的平均 CO₂ 通量较细颗粒($D < 63 \mu\text{m}$) 分别高出 77.9%, 39.6% 和 30.8%, 且粗颗粒在 3 个培养阶段的 CO₂ 通量和¹³C 相对丰度差异比细颗粒更显著, 且峰值提前 1 d。(3)各沉降粒级在湿润状态时, 粒径 $\geq 125 \mu\text{m}$ 的黄土容重较小而充气孔隙度和气体扩散系数相对较大, 需至少 2 cm 沉积厚度才可有效抑制 CO₂ 传输, 而粒径为 $63 \leq D < 125 \mu\text{m}$ 和 $D < 63 \mu\text{m}$ 时, 充气孔隙度和气体扩散系数极小, 仅 1.4 cm 甚至更薄的沉积厚度, 便可有效抑制 CO₂ 向表土扩散。[结论]黄土沉积区须有细密颗粒覆盖且保持较高的含水率才可有效抑制 CO₂ 向地表传输, 从而保证沉积掩埋碳汇效应, 且不同黄土颗粒抑制 CO₂ 排放的有效沉积厚度存在差异。

关键词: 黄土; 沉积; 碳汇; 粒级; CO₂; 气体传输; ¹³C 示踪

中图分类号: S157.1

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2024)06-0119-11

Experimental Study on the Effective Depth for Different Erodible Loess Particles to Inhibit CO₂ Emissions

Wang Wenqian^{1,2,3}, Song Yuan⁴, Zhang Hui^{1,2,3},

Guo Shengli^{1,2,3,4}, Li XianWen⁵, Hu Yaxian^{1,2,3,4*}

(1. Research Center of Soil and Water Conservation and Ecological Environment, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Education, Yangling, Shaanxi 712100, China; 2. Institute of Soil

and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resources, Yangling,

Shaanxi 712100, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, Shaanxi 100049, China;

4. Institute of Soil and Water Conservation, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100, China;

5. College of Water Resources and Architectural Engineering, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100, China)

Abstract: [Objective] The aims of this study are to examine the effects of sediment grain size and thickness on the CO₂ transport process in the profile, to clarify the effective deposition thickness of different grain sizes

收稿日期: 2023-10-30

修回日期: 2024-01-17

资助项目: 中国科学院“西部之光”人才培养计划“西部青年学者”项目(XAB2020YN03); 陕西省引进高层次人才专(F2020221001)

第一作者: 王文倩(1997—), 女, 河南洛阳人, 硕士, 研究方向为土壤侵蚀与碳循环。E-mail: Wangwenqian21@mails.uas.ac.cn

通信作者: 胡亚鲜(1986—), 女, 河南郑州人, 博士, 副研究员, 研究方向为土壤侵蚀与碳循环。E-mail: huyaxian@nwfau.edu.cn

http://stbcyj.paperonce.org

of eroded loess to inhibit CO₂ emission under different water content conditions, and to provide a theoretical basis for improving the process of organic carbon mineralization and emission in the sedimentary area. [Methods] By settling fractionation, the loess particles of four different size classes ($\geq 250 \mu\text{m}$, $250 \sim 125 \mu\text{m}$, $125 \sim 63 \mu\text{m}$, and $\leq 63 \mu\text{m}$) were settled freely through a static water column to form thin soil columns with different thicknesses (0.4 cm, 0.7 cm, 1.4 cm, and 2 cm). Each sediment column was maintained at field water holding capacity, subjected to constant moisture mineralization, and subsequently amended with ¹³C-labeled glucose to serve as an independent CO₂ source. The released ¹³C-labeled CO₂ was traced, and the relative abundance of ¹³C was analyzed during three stages: constant moisture mineralization, ¹³C-labeled CO₂ tracing, and natural desiccation. [Results] (1) The average CO₂ emission rate during constant moisture mineralization (without ¹³C-labeled CO₂) was $0.21 \mu\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$, slightly lower than the $0.35 \mu\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$ during ¹³C-labeled CO₂ tracing, both significantly lower than the $0.9 \mu\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$ during natural desiccation. This indicated that loess sediment layers exhibited varying degrees of inhibitory effects on CO₂ emissions under moist conditions. However, upon soil desiccation, CO₂ previously sequestered within the soil layer was concentrated and released, weakening the sediment carbon sink effect. (2) The average CO₂ emission rates for coarse particles ($D \geq 250 \mu\text{m}$) were 77.9%, 39.6%, and 30.8% higher than for fine particles ($D < 63 \mu\text{m}$) in the three cultivation stages, respectively. Coarse particles exhibited more pronounced differences in CO₂ emission rates and ¹³C relative abundance compared to fine particles, and this effect was observed one day earlier. (3) Under moist conditions, a sediment thickness of at least 2 cm was required to effectively inhibit CO₂ transport for particles with diameters $\geq 125 \mu\text{m}$. In contrast, sediment thicknesses of only 1.4 cm or even thinner were effective for particles with diameters $63 \leq D < 125 \mu\text{m}$ and $D < 63 \mu\text{m}$ in suppressing CO₂ diffusion to the surface soil. [Conclusion] This study elucidates the effective sediment depths for inhibiting CO₂ transport and emissions in different particle size fractions of loess, and provides the quantitative data for understanding sediment carbon sink effects and mechanisms.

Keywords: loess; sediment; carbon sink; particle size; CO₂; gas transport; ¹³C tracing

以淤地坝为代表的泥沙拦蓄工程在黄土高原地区形成了巨大的沉积碳库^[1],其稳定性和碳排放强度对准确估算区域碳收支至关重要。以往研究通常认为沉积区通过深层掩埋抑制有机碳矿化产生较强的碳汇效应^[2-3],然而,淤地坝沉积旋回明显^[4],有机碳矿化和气体扩散效率对温度、水分和充气孔隙度变化极为敏感^[5],沉积区土—气界面碳通量存在较大的时空变异性^[6]。尤其考虑到淤地坝沉积剖面有机碳垂向分布和气孔连通性具有明显的分层特性,有机碳层间分布、矿化程度以及 CO₂ 等温室气体在沉积剖面的传输和扩散规律等^[7-8],均与自然成土剖面存在显著差异。其中,沉积表土粒径组成、旋回厚度、矿化速率及其对剖面 CO₂ 扩散的抑制效应,是影响沉积区上层有机碳稳定性的关键。

泥沙颗粒在侵蚀—迁移—沉积过程中发生分选,致使粗颗粒优先被沉积,而细颗粒后沉积^[9-10],常在沉积区形成下层粗颗粒—上层细颗粒的非均质结构^[11-12]。尤其是多次降雨侵蚀事件发生后,沉积剖面团

聚体粒级组成、含水率和有机碳含量等常旋回交替出现^[13],致使各沉积层粒径构成和沉积厚度不同。沉积剖面非均质结构不仅影响不同组分有机碳的垂向分布,也可引起土壤孔隙特征的变化,各沉积层孔隙特征(如大小、形状和排列)通过气孔连通性变化影响沉积剖面水汽输送,从而影响 CO₂ 在剖面的扩散过程^[14-15]。如 Wiaux 等^[16]研究表明,坡面沉积区表层细小泥沙颗粒富集,且土壤含水率高,充气孔隙度小,显著抑制 CO₂ 的剖面传输效率,致使 CO₂ 浓度随剖面加深而不断聚集,但 10 cm 以下土层对表观 CO₂ 的贡献却不足 10%。然而,不同侵蚀—沉积事件或不同沉积位置表土粒径和孔隙度不尽相同^[17],且充气孔隙度和充水孔隙度随降雨时间和季节均可发生强烈的变异性^[18]。尤其在黄土高原地区,降雨季节分配显著差异,使得该地长期处于雨季侵蚀和旱季干旱缺水的干湿交替循环过程中^[19-20],这也是黄土泥沙在沟道等区域沉积的原因。沉积区泥沙颗粒细密,沉积旋回分层效应明显^[4],尤其是上层有机碳矿化和 CO₂ 排放,直接受制于表土

粒径组成、厚度和含水率的影响。然而,现有研究对不同含水率条件下,各粒级及沉积厚度对 CO₂ 扩散效率的影响尚缺乏系统认识。

侵蚀泥沙多以团聚体形式迁移,其迁移距离由泥沙颗粒沉降速度决定,而传统干筛或湿筛方法仅片面依赖土壤颗粒的粒径进行分级,无法准确反映泥沙颗粒大小、性状、孔隙及密度等特征对其沉降速度的影响,更无法捕捉泥沙颗粒分层沉积过程中的粒级排列和孔隙特征。因此,本研究采用沉降管装置对黄土高原区易受侵蚀的农田土壤进行静水沉降,以模拟自然沉积状态下不同粒径和厚度的泥沙颗粒分布与孔隙特征,并结合¹³C 标记葡萄糖示踪技术,来对比分析不同土壤团聚体粒级在 4 种沉积厚度下的有机碳矿化速率和 CO₂ 扩散效率,明确不同含水率条件下,各团聚粒级抑制 CO₂ 排放的有效厚度,以期完善沉积区有机碳矿化和排放过程提供新思路。

1 材料与方法

1.1 研究区概况与样品采集

本研究选取位于陕西省长武县王东沟小流域(35°13′—35°16′N, 107°40′—107°42′E)作为研究区域。该地区海拔高度 1 200 m,地形破碎,沟壑纵深,属于高塬沟壑区,水土流失严重。流域内地貌主要有塬面、梁坡和沟谷三大类型,其面积各约占 1/3^[21]。该区域属温带大陆性季风气候,年均温 9.1 °C,无霜期 171 d,年平均降水量 586 mm,降水主要集中在 7—9 月,占全年降水量的 55%。该区主要土壤类型为黑垆土,母质为中壤质马兰黄土,耕层土壤(0—20 cm)有机碳含量 14.4 g/kg,含砂粒 4.3%,粉粒 64.75%,黏粒 27.5%^[22],田间持水量为 22.4%。使用五点梅花型采样方式,在王东沟小流域易发生侵蚀的塬面农田土壤(面积为 18.7 m×89.2 m),选取 4 个角以及中心位置采集 0—20 cm 深度的表层土壤作为供试样品,各采样点平行采样 3 次,共计 15 个土样。采回的原状土样自然风干后混合均匀,去除土样中的石块、植物根系和凋落物,过 2 mm 的筛备用。

1.2 土壤团聚体分级和室内培养

为捕捉不同黄土颗粒在水体中的运动规律,模拟黄土泥沙自然沉积过程,本研究利用沉降速度分选设备(图 1A)对土壤团聚体进行沉降速度分级^[23]。具体而言,将土壤样品投入沉降管顶端的样品投放器内,开启阀门同时用秒表计时,使土壤颗粒依各自沉降速度在静态水柱中自由沉降,分时段分别收集入沉降管底部的有机玻璃土柱中。根据斯托克斯定律(公式 1)以及沉降距离(122 cm),计算出不同粒径颗粒

从沉降管顶端抵达底端的沉降时间(表 1),分时段分别收集≥250, 250~125, 125~63, ≤63 μm 共 4 个粒级。为模拟各粒级不同沉积厚度,通过多次沉降分选与沉积,各粒级分别形成 0.4 cm, 0.7 cm, 1.4 cm 和 2 cm 共 4 个厚度的沉积,形成 16 个薄层土柱。各薄层土柱底部均有多孔底板,可自然沥水 48 h,直至容器底部不再有水滴落,达到各粒级的田间持水量(30%~37%)。后用硅胶密封套(内径 10 cm,高 6 cm)密闭扣套于各土柱底部外围进行密闭。每种处理各设置 3 个重复,共 48 个土柱。

土壤各粒级沉降速度与沉降时间可依据斯托克斯定律由下式计算:

$$V = \frac{h}{t} = \frac{D^2 g (D_g - D_f)}{18\eta} \quad (1)$$

式中: v 为沉降速度(m/s); h 为沉降距离(沉降管高度+投放器内悬浮液高度)(m); t 为沉降时间(s); D 为土壤粒径(mm); g 为重力加速度,约为 9.81 (N/kg); η 为 20°C 时的水体黏度,约为 1.0×10^{-3} (N·s)/m²; D_g 为土壤颗粒平均密度,约为 2.65×10^3 kg/m³; D_f 为水体密度,约为 1.0×10^3 kg/m³。依据本试验所用沉降管尺寸计算得到本试验土壤各粒级实际沉降时间见表 1。

表 1 土壤颗粒沉降速度和沉降时间

Table 1 Settling velocity and settling time of differently sized soil particles

土壤粒径 $D/\mu\text{m}$	沉降速/ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	沉降 时间/s
≥250	≥ 5.6×10^{-2}	≤21.8
125~250	$1.5 \times 10^{-2} \sim 5.6 \times 10^{-2}$	21.8~81
63~125	$3 \times 10^{-3} \sim 1.5 \times 10^{-2}$	81~407
≤63	≤ 3×10^{-3}	≥407

为区分不同粒级和沉积厚度对 CO₂ 传输的影响,分 3 个阶段对各薄层土柱进行室内培养(如图 1 所示):(1)恒湿自矿化阶段,即将自然沥水后的各土柱在室温条件下培养 7 d,使 CO₂ 释放速率达到稳定。期间每日测定 CO₂ 通量,并称重补水控制含水量恒定。(2)¹³C 标记 CO₂ 示踪阶段,即取下各土柱底部套座,在其内添加 100 g 风干黄土,并喷施¹³C 标记葡萄糖溶液(添加浓度为 50%微生物生物量碳,即 52 mgC/kg soil),使其含水率达到田间持水量(即重量含水率 35%)。然后重新将底部套座扣套于各土柱底部外围,通过土柱底部孔洞,形成与土柱内土壤颗粒不接触的独立¹³C-CO₂ 释放源,用以示踪 CO₂ 在不同沉降粒级和沉积厚度下的传输效率。该阶段持续 7 d,且在此期间,通过每日称重补水,保证土柱内各颗粒含水量恒定。(3)自然干裂阶段,即不再对各

沉积土柱进行补水,使其经历自然蒸发、干裂过程,促使原来被沉积颗粒封存抑制的 CO_2 得以释放。该阶段也持续 7 d。在整个培养期间,于每天 13:00—15:00,18:00—20:00 两个时间段分别将容器顶部密闭,使用 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 分析仪(LI-850,Licor,美国)每隔 1

h 测定一次 CO_2 浓度,根据 CO_2 浓度与时间的线性拟合关系,计算不同粒级每日 CO_2 排放速率。每次 CO_2 浓度测定结束后,用注射器抽取顶空气体,并储至容量 20 ml 西林瓶中,使用二氧化碳同位素分析仪(PicarroG2131-iAnalyzer)分析 CO_2 中的 $\delta^{13}\text{C}$ 。

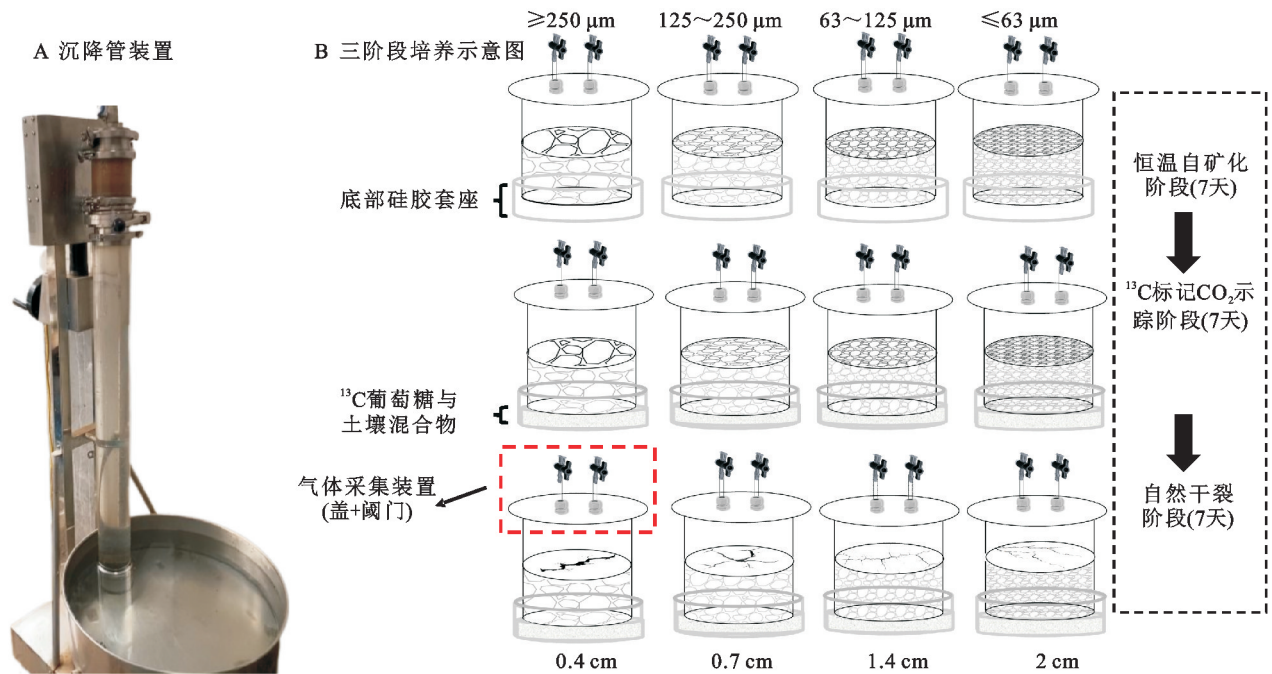


图 1 试验设计

Fig. 1 Experimental design

1.3 土壤颗粒其他理化指标的测定

不同粒级质量分布及含水率由烘干法测定。土壤有机碳(SOC)含量、全氮(TN)含量分别采用重铬酸钾容量-外加热法和凯氏定氮法测定;土壤微生物生物量碳(SMBC)用氯仿熏蒸- K_2SO_4 浸提法测定,可溶性有机碳(DOC)使用总有机碳分析仪(TOC-VCPH,岛津,日本京都)测定。3个阶段培养结束后,从底部硅胶套座中取 5 g 土壤样品,稀盐酸去除无机碳后,用去离子水反复洗涤至中性,50℃烘干,研磨,使用同位素质谱仪(DELTA V Advantage,德国)测定其 ^{13}C 自然丰度。培养前,添加 ^{13}C 标记葡萄糖溶液的土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 为 9.4‰,经 3 个阶段培养后,最终各个处理的土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 余量见表 2。

1.4 数据处理与分析

各土柱每日 CO_2 释放通量由以下公式计算:

$$Q = \frac{M(C_2 - C_1)}{22.4S} \cdot V_i \cdot W\% \quad (2)$$

式中:Q 为二氧化碳释放通量($\text{mgCO}_2\text{-C}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$);M 为二氧化碳的分子质量; C_1, C_2 为一个小时内测得的二氧化碳初始浓度与最终浓度(mg/kg); V_i 为土柱的顶部留空空间体积(m^3);S 为有机玻璃土柱表面积(m^2);W 为二氧化碳中碳的相对分子质量(%)。

表 2 三阶段培养结束后各土柱底部套座内土壤残余 $\delta^{13}\text{C}$

Table 2 $\delta^{13}\text{C}$ remained in the soil at the base of each soil column at the end of three stages

沉积厚度 H/cm	土壤团聚体 粒径 $D/\mu\text{m}$	土壤 $\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$
$H=0.4$	≥ 250	$-1.56 \pm 0.52a$
	$125 \sim 250$	$-1.52 \pm 0.21a$
	$63 \sim 125$	$-1.72 \pm 0.46a$
	≤ 63	$-2.32 \pm 1.02a$
$H=0.7$	≥ 250	$-1.90 \pm 0.54a$
	$125 \sim 250$	$-1.97 \pm 1.60a$
	$63 \sim 125$	$-1.68 \pm 0.27a$
	≤ 63	$-1.84 \pm 1.49a$
$H=1.4$	≥ 250	$2.90 \pm 1.54a$
	$125 \sim 250$	$3.57 \pm 0.44a$
	$63 \sim 125$	$3.35 \pm 0.86a$
	≤ 63	$3.20 \pm 1.06a$
$H=2$	≥ 250	$2.46 \pm 0.2a$
	$125 \sim 250$	$2.89 \pm 0.1a$
	$63 \sim 125$	$3.86 \pm 0.1a$
	≤ 63	$3.20 \pm 1.05a$

注:不同英文字母表示不同土壤粒级间差异显著($p < 0.05$),数值表示平均值±标准差。

各土柱内土壤总孔隙度由如下公式计算:

$$\Phi = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_m} \quad (3)$$

各土柱内土壤充气孔隙度由如下公式计算:

$$\theta_g = \frac{m_{\text{湿}} - m_{\text{干}}}{m_{\text{干}}} \quad (4)$$

$$\theta_v = \rho_b \times \theta_g \quad (5)$$

$$\epsilon = \Phi - \theta_v \quad (6)$$

土壤相对气体扩散系数 MQ(Millington-Quirk)模型如下^[24]:

$$\xi = \epsilon^{\frac{10}{3}} / \Phi^2 \quad (7)$$

式中: θ_g 为土壤质量含水率(%); θ_v 为土壤体积含水率(%); ϵ 为土壤充气孔隙度(%); Φ 为土壤总孔隙度(%); ρ_b 为土壤容重(g/cm³); ρ_m 为土壤比重,矿质土壤为 2.65 g/cm³。

采用 Excel(2018)对试验数据进行前期的处理,利用 Origin 2022 软件完成作图。显著性差异分析通过 SPSS 17 完成,采用 LSD 检验进行差异显著性比较,显著性水平为 0.05。

2 结果与分析

2.1 黄土各沉降粒级重量分布和基本理化特性

黄土沉降粒级质量百分比随粒径减小而增加(图 2A),其中 $63 \leq D < 125 \mu\text{m}$ 的质量百分比最高,达 32.8%,而 $D \geq 250 \mu\text{m}$ 和 $125 \leq D < 250 \mu\text{m}$ 的黄土颗粒质量占比最低,分别占比为 12%和 14%。各沉

降粒级的容重在 1.16~1.35 g/cm³ 变化(图 2B),且随粒径减小而增大,两个粗粒级的容重为 1.16~1.18 g/cm³,显著低于两个细颗粒的容重(1.2~1.35 g/cm³)。与之相反,土壤充气孔隙度随黄土粒级减小而下降(图 2C),其中粗颗粒 $D \geq 250 \mu\text{m}$ 对应的充气孔隙度最大,为 27.1%,而 $D \leq 63 \mu\text{m}$ 时充气孔隙度最小,仅为 11.9%。气体相对扩散系数则与充气孔隙度变化趋势一致(图 2D),其中粗颗粒 $D \geq 250 \mu\text{m}$ 的相对扩散系数最大,为 0.012;当粒径 $D < 125 \mu\text{m}$ 后,气体相对扩散系数随粒径减小趋近于 0。

黄土各沉降粒级有机碳含量在 12.9~17.6 g/kg 之间波动(图 3A),并且随着粒级变小而降低,其中 $D < 63 \mu\text{m}$ 粒径有机碳含量最小,仅为 12.9 g/kg,低于未分级原土有机碳含量(14.4 g/kg)。各沉降粒级全氮含量范围在 0.82~0.95 g/kg 之间(图 3B),且与有机碳分布具有较高的一致性,最大值为 1.4 g/kg ($D \geq 250 \mu\text{m}$),最小值为 0.8 g/kg ($D < 63 \mu\text{m}$)。可溶性有机碳也随着粒级减少而降低(图 3C),且粗颗粒($D \geq 250 \mu\text{m}$)可溶性有机碳含量为 126.4 mg/kg,显著高于其他粒级($p < 0.05$),并高于未分级土壤(113.4 mg/kg)。微生物生物量碳含量在两个粗颗粒 $D \geq 250 \mu\text{m}$ 与 $125 \leq D < 250 \mu\text{m}$ 之间的差异不大(图 3D),分别为 97.5 mg/kg,86.3 mg/kg,却显著高于两个细颗粒 $63 \leq D < 125 \mu\text{m}$ 和 $D < 63 \mu\text{m}$ (均值 62 mg/kg, $p < 0.05$)。

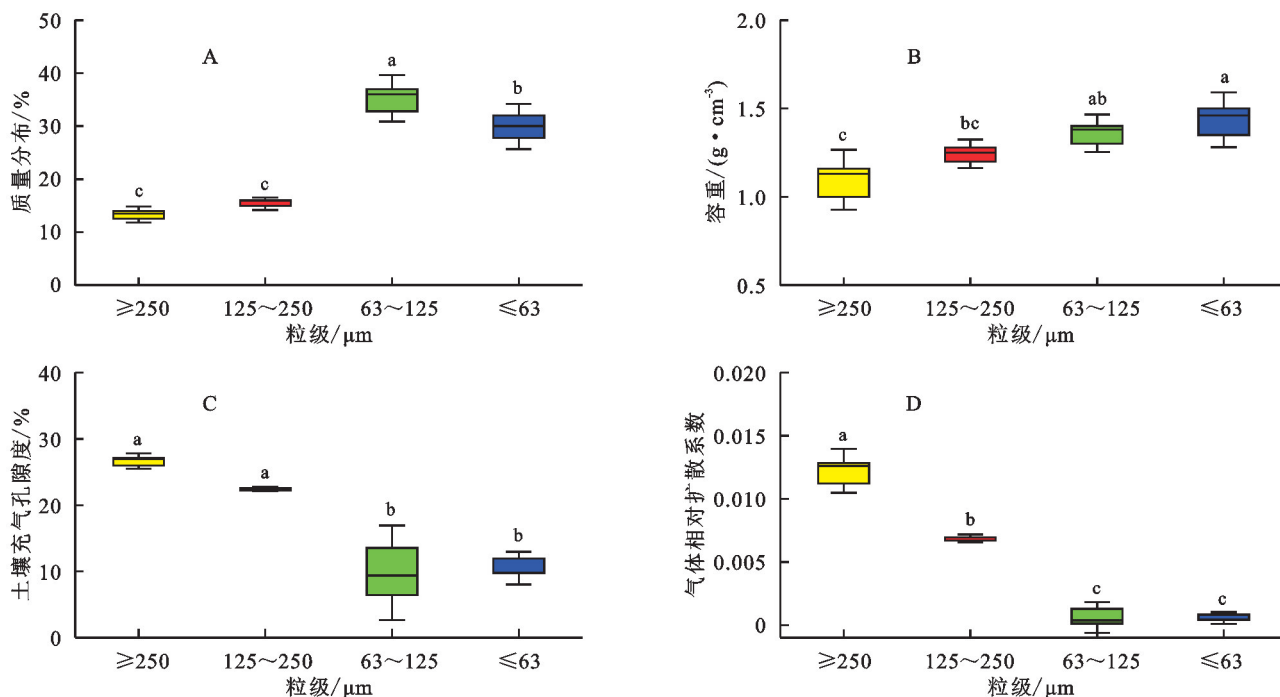
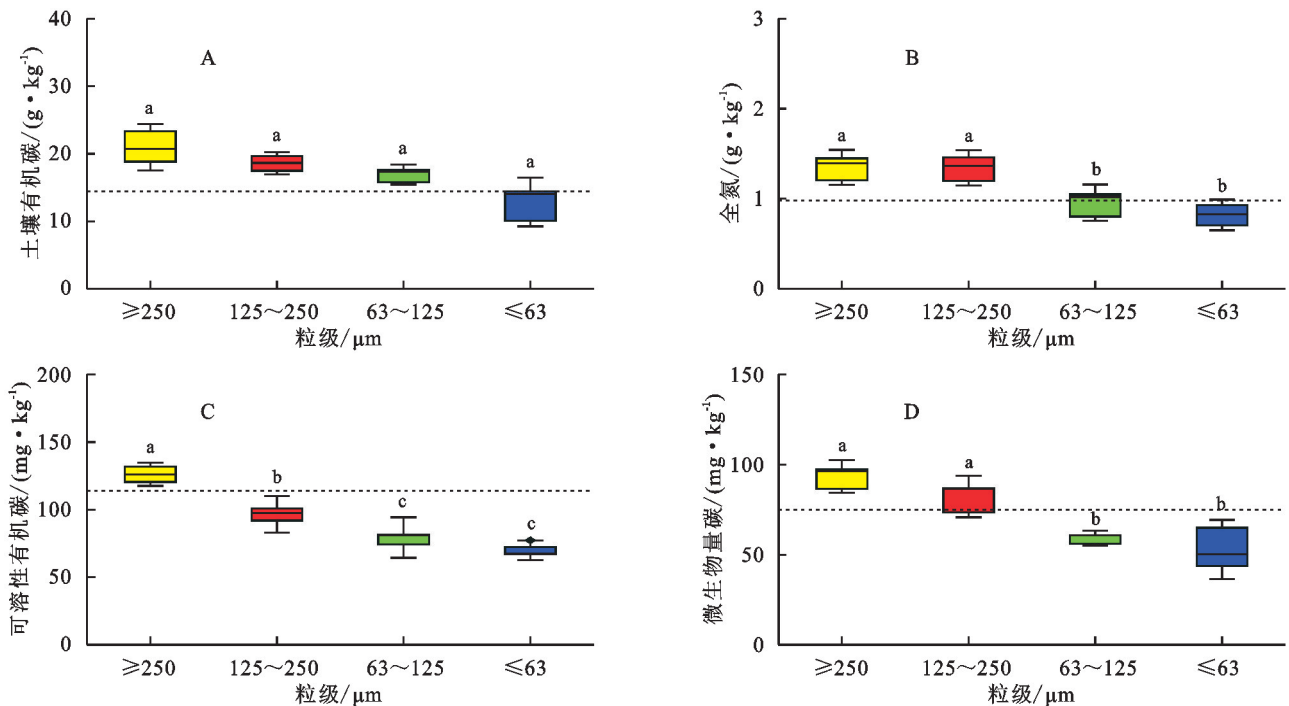


图2 黄土各沉降粒级质量分布、容重、充气孔隙度和气体相对扩散系数

Fig. 2 Weight distribution, bulk weight, aerated porosity and relative gas diffusion coefficients of different settling classes of the loess soil



注: 虚线为未分级土壤的碳氮含量, 不同小写字母表示各粒级碳氮分布特征的差异性, $p < 0.05$ 。

图 3 黄土各沉降粒级有机碳、全氮、可溶性有机碳和微生物生物量碳含量

Fig. 3 Content of organic carbon, total nitrogen, soluble organic carbon and microbial biomass carbon in different settling classes of the loess soil

2.2 黄土各沉降粒径不同沉积厚度下的碳通量

就不同粒级而言, CO_2 通量均表现为随沉积粒级的减小而降低, 其中粗颗粒 ($D \geq 250 \mu\text{m}$) 在 3 个培养阶段的平均 CO_2 通量比细颗粒 ($D < 63 \mu\text{m}$) 分别高出 77.9%, 39.6% 和 30.8% (图 4)。其中, 粗粒径 $D \geq 250 \mu\text{m}$ 在 0.4 cm 厚度下的平均 CO_2 释放量峰值为 $0.82 \mu\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$ (图 4A), 而在 2 cm 厚度下则为 $2.3 \mu\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$ (图 4D), 分别比最小粒级 $D < 63 \mu\text{m}$ 高出 60.8% 和 40.2%。此外, 粗颗粒 $D \geq 250 \mu\text{m}$ 在 0.4 cm, 0.7 cm 厚度时, 第二阶段 CO_2 通量均高于第一阶段 [增加 0.12, 0.13 $\mu\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$], 直到 1.4 cm, 2 cm 厚度时, 两个阶段的 CO_2 通量差异不大 [增加 0.05, 0.04 $\mu\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$]。在第三阶段随着各土柱自然干裂, 粗粒径 $D \geq 250 \mu\text{m}$ 的 CO_2 释放峰值均显著高于细颗粒 $D < 63 \mu\text{m}$, 且在 1.4 cm 厚度下, 细颗粒 CO_2 释放峰值比粗颗粒滞后 1 d 出现 (图 4C)。

黄土各粒级 CO_2 通量表现出明显的阶段差异 (图 5), 恒湿自矿化阶段各土柱平均 CO_2 通量为 $0.21 \mu\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$, 而 ^{13}C 标记 CO_2 示踪阶段平均 CO_2 通量略高于恒湿自矿化阶段, 维持在 $0.35 \mu\text{g}/\text{cm}^2$, 且第二阶段与第一阶段的相对差异在粗颗粒中更明显, 并随着沉积厚度的增加而减少。但在自然干裂阶段, 各土壤粒级的 CO_2 通量陡增, 平均 CO_2 通量高达 $0.9 \mu\text{g}/$

$(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$, 显著高于其他两阶段 (图 4)。3 个阶段培养结束后, 各土柱最终 CO_2 平均通量均回落至初始水平, 从 0.4 cm 薄层土柱到 2 cm 厚层土柱平均值分别为 $0.25 \sim 0.31, 0.21 \sim 0.34, 0.3 \sim 0.32, 0.64 \sim 1.23 \mu\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$ (图 4)。总体而言, 各粒径在恒湿自矿化阶段 CO_2 累积通量占总通量的 8.2%~30.3%, ^{13}C 标记 CO_2 示踪阶段占 16.8%~36.1%, 而自然干裂阶段 CO_2 通量则占总 CO_2 释放量的 36.2%~74.2% (图 5)。

2.3 黄土各沉降粒径不同沉积厚度下表观气体 $\delta^{13}\text{C}$

黄土各粒级大小和沉积厚度对表观气体的 $\delta^{13}\text{C}$ 影响显著 (图 6)。总体而言, 受到各粒级抑制作用, ^{13}C 标记 CO_2 示踪阶段表观气体的 $\delta^{13}\text{C}$ 普遍低于自然干裂阶段。其中, 在 ^{13}C 标记 CO_2 示踪阶段, 薄层沉积土柱的 $\delta^{13}\text{C}$ 大于厚层土柱。如 0.4 cm 厚沉积土层各粒级所排放 CO_2 中 ^{13}C 相对丰度 ($6.1\text{‰} \sim 10.9\text{‰}$) 显著高于 2 cm 厚土层 ($-3.6\text{‰} \sim -5.2\text{‰}$)。自然干裂阶段, 随着土壤变干甚至开裂, 各沉积土层排放的 CO_2 中 ^{13}C 相对丰度快速达到峰值, 而此时厚层沉积土柱的 $\delta^{13}\text{C}$ 峰值高于厚层土柱。如 2 cm 沉积厚度的土层, 各粒级的 ^{13}C 相对丰度峰值在 $50.31\text{‰} \sim 84.89\text{‰}$ 之间 (图 6D), 显著高于 0.4 cm 厚土层 ($22.9\text{‰} \sim 40.8\text{‰}$) (图 6A)。此外, 在 0.4 cm 厚度下, ^{13}C 标记 CO_2 示踪阶段表观气体 $\delta^{13}\text{C}$ 在第二天

便出现正值(即来自底座¹³C标记CO₂源),但随着沉积厚度增加,正值出现的时间延后。如1.4 cm沉积厚度下粗颗粒 $D \geq 250 \mu\text{m}$ 和 $125 \leq D < 250 \mu\text{m}$ 的表观气体中在7 d才出现 $\delta^{13}\text{C}$ 正值(达7.4‰和13.5‰),而在2 cm沉积厚度下各粒级表观气体中的

$\delta^{13}\text{C}$ 仅随着培养时间延长呈现微弱上升趋势,但在第二阶段第7天,仍未出现 $\delta^{13}\text{C}$ 正值(−6.2‰~−3.4‰)。在自然干裂阶段,1.4 cm沉积厚度下,粗颗粒(如 $D \geq 250 \mu\text{m}$ 和 $125 \leq D < 250 \mu\text{m}$)的表观气体中 $\delta^{13}\text{C}$ 峰值要比细颗粒(如 $D < 63 \mu\text{m}$)早1 d。

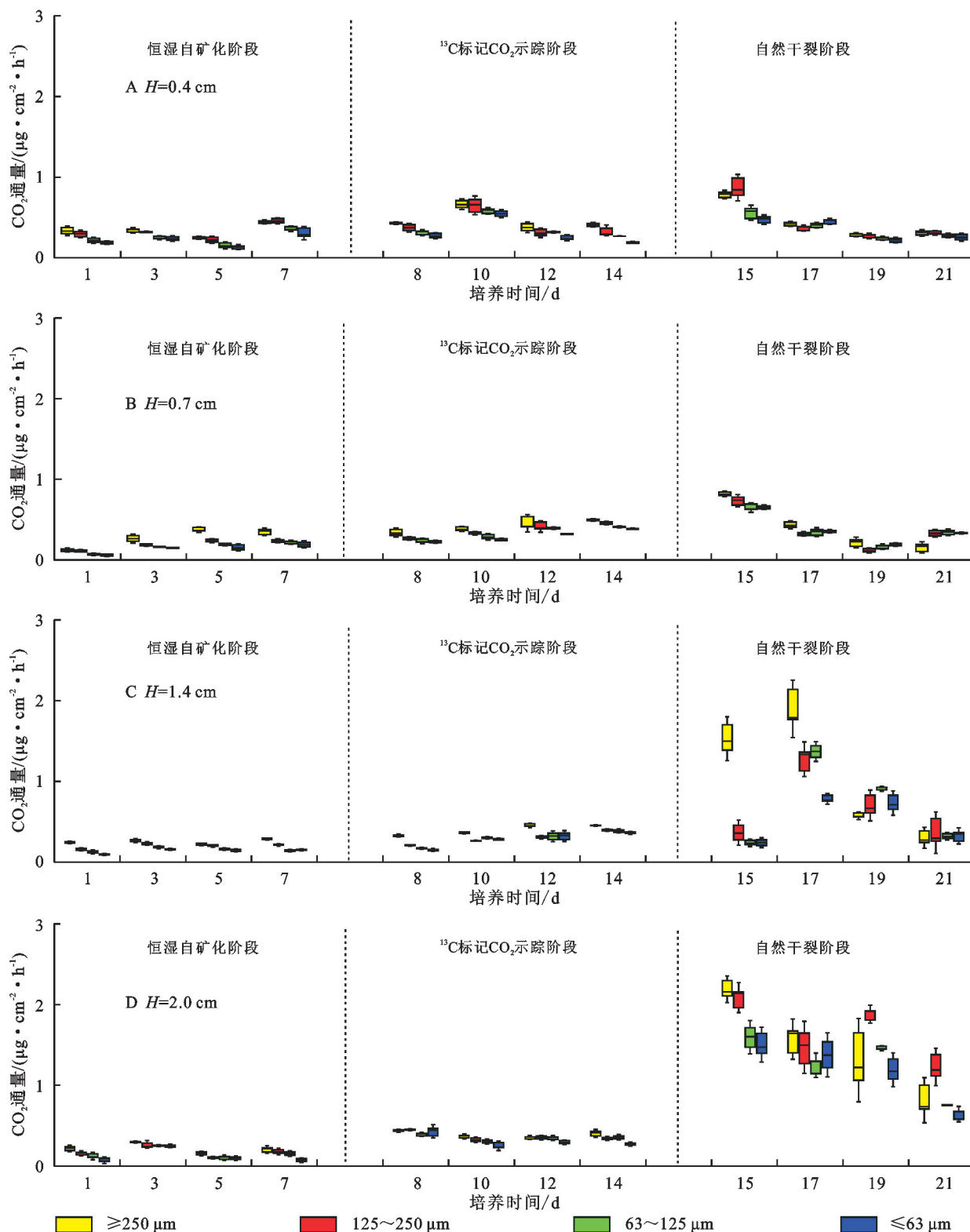


图4 黄土各沉降粒级在4种沉积厚度下CO₂通量的阶段性变化特征

Fig. 4 Temporal variations of CO₂ flux from different settling classes at four depths

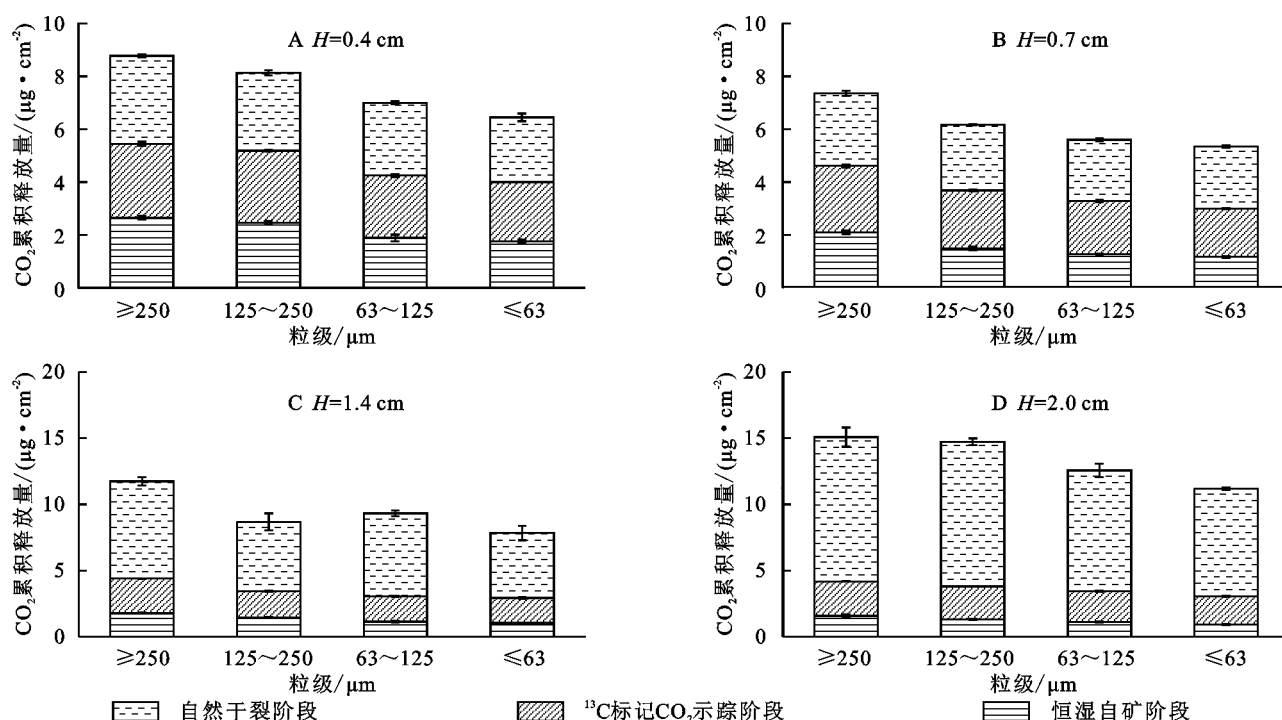


图 5 黄土各沉降粒级在 4 种沉积厚度下各阶段 CO_2 累积释放量及阶段占比

Fig. 5 Cumulative CO_2 emissions from different settling classes at four depths

3 讨论

本研究中 ^{13}C 标记 CO_2 示踪阶段的 CO_2 通量仅略高于恒湿自矿化阶段(无 ^{13}C 葡萄糖 CO_2 释放源),但却显著低于自然干裂阶段的 CO_2 通量(图 4,图 6),且 CO_2 通量和 $\delta^{13}\text{C}$ 均在第三阶段初期表现出极高的峰值,这主要说明两个问题:(1) 土柱底部套座内经 ^{13}C 标记的葡萄糖在第二阶段已充分矿化分解(表 1),形成巨大的 CO_2 释放源;(2) 在此种情况下,各粒径田间持水量状态下均可有效抑制 CO_2 向表土扩散。这主要是因为不同粒径经自由沉降后,其颗粒与孔隙排列比自然成土更为紧密,相对扩散系数均小于 0.5(图 2)。即使在底部套座巨大 CO_2 浓度压差的情况下,依然可以有效抑制 CO_2 在土层内的扩散效率。这与 Wiaux 等^[16]在沉积坡位观测的剖面 CO_2 浓度和传输效率结果一致,即使 CO_2 浓度随剖面加深而不断聚集,但沉积区表层细小泥沙颗粒极小的孔隙度却可有效抑制 CO_2 向表土传输,致使 10 cm 以下土层对表观 CO_2 的贡献却不足 10%。张辉等^[25]通过添加 ^{13}C 葡萄糖模拟沉积区径流泥沙携带的外源碳输入与矿化也发现,12 cm 的细密土层厚度虽不会抑制葡萄糖矿化,但可有效抑制 ^{13}C 标记 CO_2 向表层传输。尽管本研究中所采用的模拟方法并未考虑深层掩埋对有机碳矿化抑制(即减少 CO_2 生产量),不可直接代表野外沉积区实际情况,但不同粒径对 CO_2 扩散均表现出较为显著的抑制作用,充分证实了沉积区表层细密泥沙颗粒覆盖对

CO_2 传输和扩散的抑制作用是沉积碳汇效应的关键。

同一沉积厚度下,粗颗粒(如 $D \geq 250 \mu\text{m}$)在恒湿自矿化、 ^{13}C 葡萄糖示踪以及自然干裂释放 3 个阶段的 CO_2 通量峰值均高于细颗粒(如 $D < 63 \mu\text{m}$) (图 4),这说明细颗粒比粗颗粒更能有效抑制 CO_2 扩散。可能与以下两个因素有关:(1) 本研究所用土壤中粗颗粒(如 $D \geq 250 \mu\text{m}$)有机碳、全氮以及可溶性有机碳含量均高于细颗粒(图 3),且微生物生物量碳含量也显著高于细颗粒,致使粗颗粒 CO_2 通量的本底值高于细颗粒(图 3)。(2) 粗颗粒孔隙结构相对粗糙^[26],充气孔隙度和相对扩散系数均显著高于细颗粒土柱(图 2),致使其在第二阶段有充足 CO_2 释放源的情况下对 CO_2 扩散的抑制作用不及相对扩散系数极低的细颗粒(接近于 0,图 2)。Hu 等^[27]通过模拟不同粗细颗粒交错旋回沉积结构也发现,细密土层的极低气体扩散系数是抑制 CO_2 剖面传输和延缓表观 CO_2 排放的关键。

不同沉积厚度下,薄层沉积土柱底部套座内残留 ^{13}C 相对丰度远低于厚层沉积土柱(表 1),说明前者 ^{13}C 标记葡萄糖矿化更充分, CO_2 生产量更大,但厚层沉积土柱在第二阶段所释放 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 却远低于薄层土柱(图 6),说明沉积层越厚, CO_2 传输路径越长,传输效率越低^[28-29]。而 3 个培养阶段结束后,厚层土柱的 CO_2 通量和 ^{13}C 相对丰度均值也高于薄层土柱(图 4,图 6),且高于其恒湿自矿化阶段,说明厚层土柱抑制 CO_2 传输和低通量情况下,干裂 7 d 后底部套座内可能仍残余部分 ^{13}C 标记 CO_2 。此外,粗细

颗粒的CO₂通量和 $\delta^{13}\text{C}$ 峰值在 ^{13}C 标记CO₂示踪和自然干裂释放这两个阶段的相对差异进一步说明,不同粒径对CO₂扩散的抑制深度也存在差异。具体而言,当颗粒粒径在 $D \geq 250 \mu\text{m}$ 与 $125 \leq D < 250 \mu\text{m}$ 之间时,0.4 cm,0.7 cm厚的土柱表观CO₂的 $\delta^{13}\text{C}$ 在 ^{13}C 标记CO₂示踪阶段仍表现出较高的相对丰度(8.6~21‰),甚至在1.4 cm厚土柱的第7天达到正

值,说明当颗粒粒径 $\geq 125 \mu\text{m}$ 时,1.4 cm厚度不足以充分抑制底层CO₂向表层传输,而当沉积表层颗粒粒径 $63 \leq D < 125 \mu\text{m}$ 和 $D < 63 \mu\text{m}$ 时,仅1.4 cm甚至更薄的沉积厚度,便可有效抑制CO₂向表土扩散。该结果与王馨瑶等^[30]报道有相似之处,不同土壤颗粒自下而上由粗到细沉积后,仅1.5 cm的细颗粒便可有效抑制温室气体向土表传输。

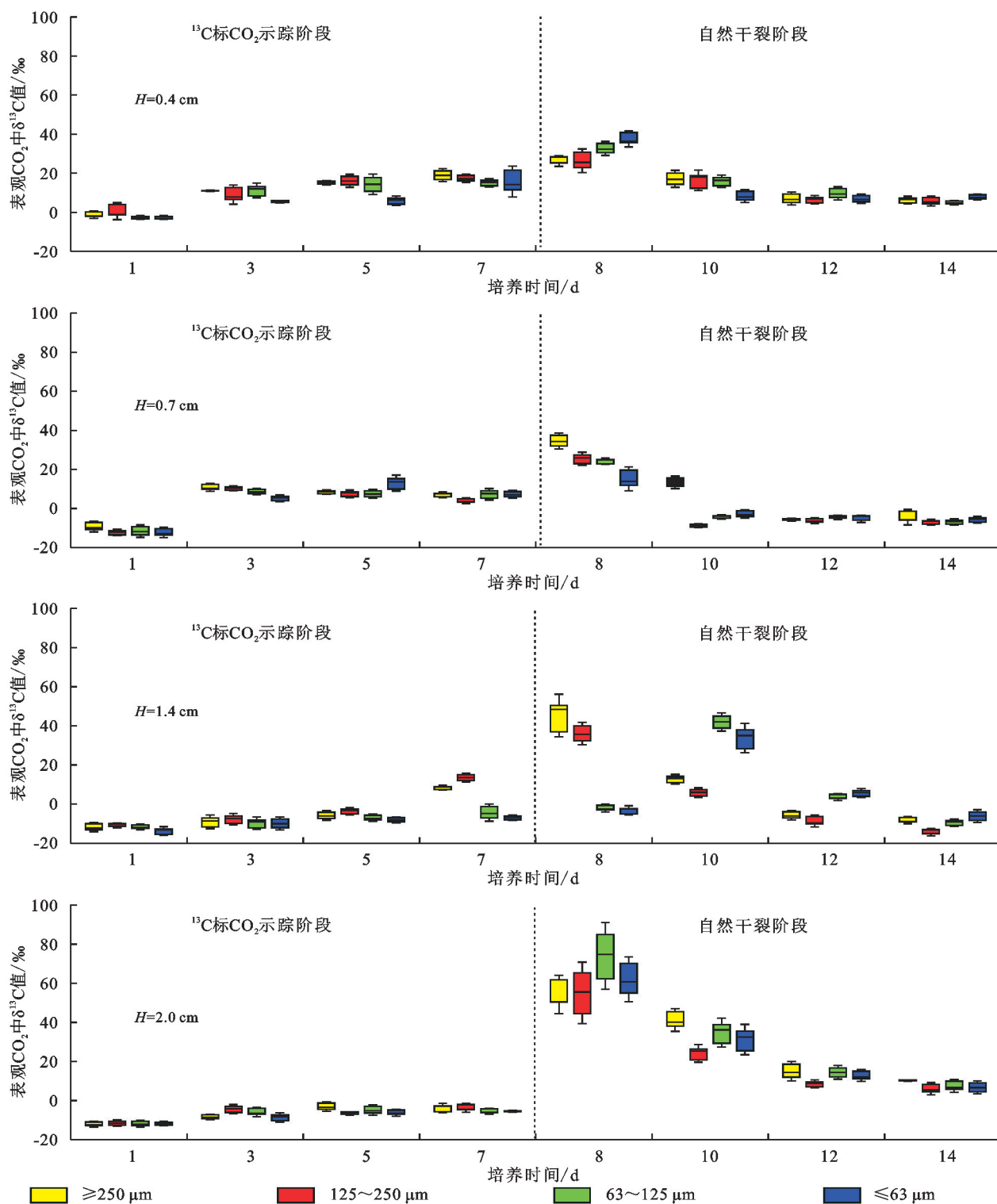


图6 黄土各沉降粒级在4种沉积厚度下各阶段表观CO₂的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化特征

Fig. 6 Temporal variations of $\delta^{13}\text{C}$ -CO₂ from different settling classes at four depths

当各粒级充气孔隙度随自然风干过程逐渐增加,被封存和抑制的 CO_2 得以充分释放,导致 CO_2 通量激增(图 4)。这不仅再次验证了各沉降粒级在湿润状态时对 CO_2 传输的抑制效应,还进一步强调了沉积碳汇效应对土壤含水率,即充气/充水孔隙度变化的敏感性。虽然黄土高原地处干旱区,土壤普遍含水率偏低,土壤通气性较好,充气孔隙度普遍较高,有机碳矿化常受水分限制^[31]。但考虑到黄土高原地区淤地坝、沟道等沉积区域分布广泛,且该地干湿交替频繁^[19-20],若要充分而持续地发挥沉积掩埋的碳汇效应,尤其是保证土层有机碳稳定性,须确保沉积区具有较高的土壤含水率,抑制气体扩散。否则,土壤含水率的季节性或昼夜周期性变化均有可能提高充气孔隙度,甚至引起表土干裂。这不仅可促使较为深层的有机碳矿化,还可将原来封存于沉积剖面的 CO_2 集中释放,削弱沉积碳汇效应,甚至可能逆转成为临时碳源。

4 结 论

(1) ^{13}C 标记 CO_2 示踪阶段的 CO_2 通量仅略高于恒湿自矿化阶段,但显著低于自然干裂释放阶段;且粗颗粒($D \geq 250 \mu\text{m}$, $125 \leq D < 250 \mu\text{m}$) 在 3 个培养阶段的 CO_2 通量均高于细颗粒($63 \leq D < 125 \mu\text{m}$, $D < 63 \mu\text{m}$)。

(2) 沉积土层厚度的加深会对有机碳矿化速率和 CO_2 扩散效率产生明显的抑制作用。当颗粒粒径 $\geq 125 \mu\text{m}$ 时,需大于 1.4 cm 沉积厚度,才可有效抑制 CO_2 传输;而当沉积表层颗粒粒径 $63 \leq D < 125 \mu\text{m}$ 和 $D < 63 \mu\text{m}$ 时,仅 1.4 cm 甚至更薄的沉积厚度,便可有效抑制 CO_2 向表土扩散。

(3) 沉积碳汇效应对表层细密层含水率(充气/充水孔隙度)极为敏感性。各团聚体粒级田间持水量状态下均可有效抑制 CO_2 向表土扩散,而当含水量随着自然风干过程逐渐降低,充气孔隙度增加,致使表土 CO_2 通量激增。

参考文献(References):

- [1] Wang Y F, Chen L D, Fu B J, et al. Check dam sediments: An important indicator of the effects of environmental changes on soil erosion in the Loess Plateau in China[J]. *Environmental Monitoring and Assessment*, 2014,186(7):4275-4287.
- [2] Lü Y H, Sun R H, Fu B J, et al. Carbon retention by check dams: Regional scale estimation[J]. *Ecological Engineering*, 2012,44:139-146.
- [3] Li X G, Wei X, Wei N. Correlating check dam sedimentation and rainstorm characteristics on the Loess Plateau, China[J]. *Geomorphology*, 2016,265:84-97.
- [4] 张凤宝,杨明义,张加琼,等.黄土高原淤地坝沉积泥沙在小流域土壤侵蚀研究中的应用[J]. *水土保持通报*, 2018,38(6):365-371.
- [5] Zhang F B, Yang M Y, Zhang J Q, et al. Progress on application of sediment in check dam to study soil erosion of small watershed on Loess Plateau[J]. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 2018,38(6):365-371.
- [6] Gao X, Li W J, Salman A, et al. Impact of topsoil removal on soil CO_2 emission and temperature sensitivity in Chinese Loess Plateau[J]. *Science of the Total Environment*, 2020,708:135102.
- [7] Berisso F E, Schjønning P, Keller T, et al. Persistent effects of subsoil compaction on pore size distribution and gas transport in a loamy soil[J]. *Soil and Tillage Research*, 2012,122:42-51.
- [8] 王云强,张兴昌,韩凤朋.黄土高原淤地坝土壤性质剖面变化规律及其功能探讨[J]. *环境科学*, 2008,29(4):1020-1026.
- [9] Wang Y Q, Zhang X C, Han F P. Profile variability of soil properties in check dam on the Loess Plateau and its functions[J]. *Environmental Science*, 2008,29(4):1020-1026.
- [10] Zhang H C, Liu S G, Yuan W P, et al. Loess Plateau check dams can potentially sequester eroded soil organic carbon[J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2016,121(6):1449-1455.
- [11] Hu Y X, Kuhn N J. Erosion-induced exposure of SOC to mineralization in aggregated sediment[J]. *Catena*, 2016,137:517-525.
- [12] Berhe A A, Barnes R T, Six J, et al. Role of soil erosion in biogeochemical cycling of essential elements: Carbon, nitrogen, and phosphorus[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2018,46:521-548.
- [13] 荣慧,房焕,张中彬,等.团聚体大小分布对孔隙结构和土壤有机碳矿化的影响[J]. *土壤学报*, 2022,59(2):476-485.
- [14] Rong H, Fang H, Zhang Z B, et al. Effects of aggregate size distribution on soil pore structure and soil organic carbon mineralization[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2022,59(2):476-485.
- [15] Wang Y X, Fang N F, Zhang F B, et al. Effects of erosion on the microaggregate organic carbon dynamics in a small catchment of the Loess Plateau, China[J]. *Soil and Tillage Research*, 2017,174:205-213.
- [16] 王震,刘颖,杨明义,等.坝地剖面泥沙有机碳分解特征及其影响因素[J]. *应用生态学报*, 2022,33(10):2635-2643.
- [17] Wang Z, Liu Y, Yang M Y, et al. Characteristics and factors influencing organic carbon decomposition in sediment in check dams[J]. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 2022,33(10):2635-2643.

- [14] Luo L F, Lin H, Li S C. 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.
- [15] Kravchenko A N, Guber A K. Soil pores and their contributions to soil carbon processes [J]. *Geoderma*, 2017,287:31-39.
- [16] Wiaux F, Vanclooster M, Van Oost K. Vertical partitioning and controlling factors of gradient-based soil carbon dioxide fluxes in two contrasted soil profiles along a loamy hillslope[J]. *Biogeosciences*, 2015,12(15):4637-4649.
- [17] 张玮,杨明义,张凤宝,等.黄丘区小流域坝地沉积泥沙粒径剖面分布特征[J].*水土保持研究*,2015,22(2):17-21.
Zhang W, Yang M Y, Zhang F B, et al. Profile distribution of particle size of sediment at a check dam in a small watershed of the Loess Plateau[J]. *Research of Soil and Water Conservation*, 2015,22(2):17-21.
- [18] Maier M, Schack-Kirchner H, Hildebrand E E, et al. Soil CO₂ efflux *vs.* soil respiration: Implications for flux models[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2011,151(12):1723-1730.
- [19] 王云强,邵明安,刘志鹏.黄土高原区域尺度土壤水分空间变异性[J].*水科学进展*,2012,23(3):310-316.
Wang Y Q, Shao M A, Liu Z P. Spatial variability of soil moisture at a regional scale in the Loess Plateau [J]. *Advances in Water Science*, 2012,23(3):310-316.
- [20] Reubens B, Poesen J, Danjon F, et al. The role of fine and coarse roots in shallow slope stability and soil erosion control with a focus on root system architecture: A review[J]. *Trees*, 2007,21(4):385-402.
- [21] 韩书成,谢永生,濮励杰.黄土高原沟壑区小流域土地利用特征变化分析:以长武王东沟为例[J].*干旱区资源与环境*,2006,20(4):73-77.
Han S C, Xie Y S, Pu L J. Analysis on land use characteristic changes in regional gully watershed on Loess Plateau: A case study of Wangdonggou watershed[J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2006,20(4):73-77.
- [22] 侯芳彬,王蕊,Salman Ali,等.黄土区沟道泥沙微生物群落变化特征及其影响因素[J].*中国环境科学*,2019,39(10):4350-4359.
Hou F B, Wang R, Ali S, et al. Variations of soil microbial communities along a valley bottom of the Loess Plateau and the influencing factors[J]. *China Environmental Science*, 2019,39(10):4350-4359.
- [23] 胡亚鲜,Nikolaus J Kuhn.利用土壤颗粒的沉降粒级研究泥沙的迁移与分布规律[J].*土壤学报*,2017,54(5):1115-1124.
Hu Y X, Kuhn N J. Using settling velocity to investigate the patterns of sediment transport and deposition [J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2017,54(5):1115-1124.
- [24] Millington R J, Quirk J P. Permeability of porous solids[J]. *Transactions of the Faraday Society*, 1961,57:1200-1207.
- [25] 张辉,栗现文,宋媛,等.泥沙沉积层次对有机碳矿化和 CO₂排放影响的模拟研究[J].*水土保持研究*,2023,30(6):151-159.
Zhang H, Li X W, Song Y, et al. Simulation study on the influence of sedimentary layers on organic carbon mineralization and CO₂ emissions[J]. *Research of Soil and Water Conservation*, 2023,30(6):151-159.
- [26] 苏志慧,吴兵,龚元石.不同孔隙度土壤气体扩散系数测定[J].*农业工程学报*,2015,31(15):108-113.
Su Z H, Wu B, Gong Y S. Determination of gas diffusion coefficient in soils with different porosities [J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 2015,31(15):108-113.
- [27] Hu Y X, Zhang H, Du L L, et al. Layered structure significantly inhibits CO₂ transfer through the depositional profile: As simulated by well-mixed *vs.* interlaid soil columns[J]. *Biogeochemistry*, 2023,166(1):39-53.
- [28] Blume O, Guitard E, Crann C, et al. Relationships between carbon age and CO₂ efflux in agricultural and drainage ditch soils using the thermonuclear bomb pulse[J]. *Vadose Zone Journal*, 2022,21(5): e20208.
- [29] Fierer N, Chadwick O A, Trumbore S E. Production of CO₂ in soil profiles of a California annual grassland [J]. *Ecosystems*, 2005,8(4):412-429.
- [30] 王馨瑶,袁心皓,胡亚鲜,等.侵蚀黑土逐层沉积结构异质性及其对温室气体排放的影响[J].*农业工程学报*, 2023,39(14):136-144.
Wang X Y, Yuan X H, Hu Y X, et al. Heterogeneous settling and bedding of black soil particles and their impacts on greenhouse gas emissions[J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 2023,39(14):136-144.
- [31] 索立柱,黄明斌,段良霞,等.黄土高原不同土地利用类型土壤含水量的地带性与影响因素[J].*生态学报*, 2017,37(6):2045-2053.
Suo L Z, Huang M B, Duan L X, et al. Zonal pattern of soil moisture and its influencing factors under different land use types on the Loess Plateau [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2017,37(6):2045-2053.