

黄土丘陵区刺槐林深层土壤有机碳矿化特征初探

马昕昕¹, 许明祥^{1, 2*}, 杨凯¹

(1. 西北农林科技大学资源环境学院 杨凌 712100; 2. 西北农林科技大学水土保持研究所黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室 杨凌 712100)

摘要: 土壤剖面 100 cm 以下的深层土壤有机碳储量在土壤碳储量中占有很大比例, 研究深层土壤有机碳矿化特征以揭示其稳定性, 可为深层土壤碳汇认证提供依据. 本文以浅层土壤(0~100 cm)为对照, 模拟深层土壤温度和水分条件(温度 15℃、土壤含水量 8%), 研究了黄土丘陵区刺槐林深层土壤(100~400 cm)有机碳矿化特征. 结果表明: ①土壤有机碳总矿化量随着土壤深度增加呈下降趋势, 亚深层(100~200 cm)、深层(200~400 cm)有机碳总矿化量分别占浅层(0~100 cm)土壤总矿化量的 88.1% 和 67.8%; ②亚深层、深层与浅层土壤有机碳矿化过程相似, 分为 3 个阶段. 快速分解阶段: 亚深层、深层(0~10 d)的矿化量占总矿化量的比值约为浅层(0~17 d)的 50%; 缓慢分解阶段: 亚深层、深层(11~45 d)的矿化量占总矿化量的比值约为浅层(18~45 d)的 150%; 相对稳定阶段: 3 个层次(46~62 d)矿化量占总矿化量的比值无明显差异. ③浅层、亚深层、深层土壤有机碳矿化率差异不显著($P > 0.05$), 有机碳稳定性基本一致. 研究结果反映了深层土壤有机碳也参与土壤碳循环, 在评估黄土丘陵区土壤固碳效应时应充分考虑深层土壤有机碳的变化.

关键词: 黄土丘陵区; 刺槐林地; 深层土壤; 有机碳矿化量; 有机碳矿化率

中图分类号: X144 文献标识码: A 文章编号: 0250-3301(2012)11-3893-08

Soil Organic Carbon Mineralization of Black Locust Forest in the Deep Soil Layer of the Hilly Region of the Loess Plateau, China

MA Xin-xin¹, XU Ming-xiang^{1, 2}, YANG Kai¹

(1. College of Resources and Environment, Northwest Agriculture and Forestry University, Yangling 712100, China; 2. State Key Laboratory of Soil Erosion and Dry-land Farming on the Loess Plateau, Institute of Soil and Water Conservation, Northwest Agriculture and Forestry University, Yangling 712100, China)

Abstract: The deep soil layer (below 100 cm) stores considerable soil organic carbon (SOC). We can reveal its stability and provide the basis for certification of the deep soil carbon sinks by studying the SOC mineralization in the deep soil layer. With the shallow soil layer (0-100 cm) as control, the SOC mineralization under the condition (temperature 15°C, the soil water content 8%) of Black Locust forest in the deep soil layer (100-400 cm) of the hilly region of the Loess Plateau was studied. The results showed that: ① There was a downward trend in the total SOC mineralization with the increase of soil depth. The total SOC mineralization in the sub-deep soil (100-200 cm) and deep soil (200-400 cm) were equivalent to approximately 88.1% and 67.8% of that in the shallow layer (0-100 cm). ② Throughout the carbon mineralization process, the same as the shallow soil, the sub-deep and deep soil can be divided into 3 stages. In the rapid decomposition phase, the ratio of the mineralization or organic carbon to the total mineralization in the sub-deep and deep layer (0-10 d) was approximately 50% of that in the shallow layer (0-17 d). In the slow decomposition phase, the ratio of organic carbon mineralization to total mineralization in the sub-deep, deep layer (11-45 d) was 150% of that in the shallow layer (18-45 d). There was no significant difference in this ratio among these three layers (46-62 d) in the relatively stable stage. ③ There was no significant difference ($P > 0.05$) in the mineralization rate of SOC among the shallow, sub-deep, deep layers. The stability of SOC in the deep soil layer (100-400 cm) was similar to that in the shallow soil layer and the SOC in the deep soil layer was also involved in the global carbon cycle. The change of SOC in the deep soil layer should be taken into account when estimating the effects of soil carbon sequestration in the Hilly Region of the Loess Plateau, China.

Key words: the Hilly Region of the Loess Plateau; Black Locust forest; deep soil layer; SOC mineralization; mineralization rate of SOC

土壤是个巨大的有机碳库,它占全球陆地总碳库的 2/3~3/4,比全球陆地植被和全球大气的碳库总量还要多^[1]. 土壤碳库的微小变化可以导致大气 CO₂ 浓度的显著变化^[2]. 2005 年 2 月 16 日旨在遏制大气二氧化碳排放增加的《京都协议书》正式生效,温室气体减排成为每个国家发展必须面对的问题.

在此背景下,了解全球陆地生态系统碳源、碳

收稿日期: 2012-01-28; 修订日期: 2012-03-30

基金项目: 国家自然科学基金项目(41171228, 40971174); 中国科学院战略性先导科技专项(XDA05050504); 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-443)

作者简介: 马昕昕(1988~),女,硕士,主要研究方向为土壤质量演变, E-mail: maxinxin125@126.com

* 通讯联系人, E-mail: xumx@nwsuaf.edu.cn

汇的分布、动态及机制便不仅仅是一个备受关注的科学问题,也成为了重要的政治、经济问题^[3]。

国内外有关土壤有机碳研究绝大部分以上层(≤ 100 cm)^[2,4-6]土壤有机碳含量或者有机碳库大小作为研究对象,已有的土壤固碳研究也主要针对上层(≤ 100 cm)土壤展开。就土壤有机碳矿化及其影响因素的研究已大量展开,并取得了一些重要的结果^[7,8],如艾丽等^[9]对祁连山中部高山草甸土壤有机碳矿化的研究结果表明,高寒草甸表层土壤有机碳分解受温湿度变化的影响较大; Fang等^[10]对耕地、草地和林地土壤的分析结果表明,土壤有机质的组成、土层深度、采样方法和培养时间对有机碳的矿化有显著影响,而温度对其影响不明显。目前我国对土壤有机碳矿化研究仍集中在水稻土^[11-13]、沙地^[14]和湿地^[15]等地区,而近年来黄土高原进行的大规模植被恢复,已对该区土壤有机碳产生了深刻影响^[16,17],针对该区土壤有机碳库的研究也卓有成效^[18]。有研究发现,黄土丘陵区深层(100~200 cm)有机碳密度可占2 m土层有机碳密度的40%^[19],由此可见,深层土壤碳储量在整个土体碳储量中可能占有较大比例,然而深层土壤对有机碳固存的贡献有多大尚不清楚。在估算区域植被恢复的土壤固碳效应时是否要考虑深层土壤有机碳尚缺乏足够的科学依据,而深层土壤有机碳稳定性是影响土壤有机碳固存的重要因素。因此研究深层土壤有机碳的稳定状况对准确估算土壤有机碳储量就显得极其重要。

本研究以黄土丘陵区成熟刺槐(*Robinia pseudoacacia*)林为对象,考虑到已有的土壤固碳研究主要针对上层(≤ 1 m)土壤展开,土壤有机碳储量也多用1 m以上土层的碳密度为依据估算,据此,本研究将0~100 cm作为浅层,100 cm以下为深层。以浅层(0~100 cm)土壤为对照,研究深层(100~400 cm)土壤在一定的温度湿度条件下的矿化动态,探索深层土壤有机碳矿化规律,揭示深层土壤有机碳稳定性,以期为黄土丘陵区深层土壤固碳定量认证提供科学依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于安塞县纸坊沟流域(N36°51'30", E109°19'30")。流域面积8.27 km²,年辐射总量492 kJ·cm⁻²,年平均气温8.8℃,≥0℃的积温3733.5℃;年均降水量为549.1 mm,枯水年300

mm左右,丰水年700 mm以上,7~9月的降水量占全年降水的61.1%,年蒸发量>1463 mm^[19]。该区地形破碎,沟壑纵横,属典型的黄土高原丘陵区;平均海拔1200 m,相对高差100~300 m。土壤类型以黄土母质上发育而成的黄绵土为主,抗冲抗蚀能力差^[20],水土流失严重,是生态环境恢复与重建的重点区域^[21,22],经过30多年水土保持综合治理,通过林草植被和工程建设等措施,成功恢复了退化生态系统,林地面积从1980年的不足5%增加到40%以上^[19]。该区处于暖温带落叶阔叶林向干草原过渡的森林草原带,常见的植被恢复类型有:以刺槐(*Robinia pseudoacacia*)为主的人工林;以柠条(*Caragana korshinskii*)和沙棘(*Hippophae rhamnoides*)等为主的人工林灌丛以及封禁后形成的黄刺玫(*Rosa xanthina* Lindl.)、丁香(*Syringa oblata*)、虎棒子(*Ostryopsis davidiana*)和狼牙刺(*Sophora viciifolia*)等天然灌丛;以及以铁杆蒿(*Artemisia sacrorum*)、芨芨(*Artemisia giraldii*)、长芒草(*Stipa bungeana* Trin.)、白羊草(*Bothriochloa ischaemum*)、狗尾草(*Setaria viridis*)、披针苔草(*Carex lancoolata* Boott)等为主要植被的撂荒恢复草地^[23]。

1.2 样地选取和土壤样品采集

2010年8月中旬,在纸坊沟流域选择3块成熟刺槐林样地,每块样地选3个样点,用内径为5 cm土钻分层采0~400 cm土样,0~200 cm每20 cm为一层,200~400 cm每40 cm为一层。取样后拣去碎石和根系残体,装入保鲜袋低温保存运回实验室。一部分土样过2 mm筛,保存在4℃的冰箱中用于测定有机碳矿化及微生物量碳;另一部分土样经风干、研磨、过筛后用于测定有机碳含量。记录同样地的植被和地形特征(表1)。采集土样时对土壤剖面各层土壤温度、含水量、生物量进行测定(表2)。

1.3 试验方法

土壤有机碳矿化培养试验:采用室内恒温培养、碱液吸收法测定有机碳矿化量^[24,25]。从每块样地的15个土层中各选取0~20、20~40、40~60、80~100、120~140、160~180、200~240、280~320、360~400 cm进行试验。根据测得的土壤温度、湿度以及文献[26,27],设定土壤试验温度为15℃、含水量为8%(大约为田间持水量的40%)。称取相当于50 g风干土的新鲜供试土壤(过2 mm筛)置于500 mL的带盖子的塑料试剂瓶中,加蒸馏水调节至设定的湿度水平,同时设不加土样的空白处理。试

表 1 样地概况

Table 1 Characteristics of studied sites

样地	海拔/m	坡位	坡度/(°)	坡向	林下主要草本植被类型
1	1 224	中	30	南偏西	铁杆蒿 <i>Artemisia sacrorum</i> 芨芨草 <i>Artemisia giraldii</i> 长芒草 <i>Stipa bungeana</i>
2	1 221	下	27	南偏西	茵陈蒿 <i>Artemisia capillaris</i> 胡枝子 <i>Lespedeza bicolor</i> 长芒草 <i>Stipa bungeana</i>
3	1 224	中	30	西	胡枝子 <i>Lespedeza bicolor</i> 芨芨草 <i>Artemisia giraldii</i> 猪毛蒿 <i>Artemisia scoparia</i>

表 2 样地各土层温度、含水量、有机碳含量及生物量¹⁾

Table 2 Characteristics of each soil layer in studied sites

土层/cm	温度/°C	含水量/%	生物量/g	有机碳含量/g·kg ⁻¹
0~20	24.60 ± 0.36a	20.27 ± 0.55a	4.30 ± 0.06ab	5.96 ± 0.34a
20~40	23.90 ± 0.36ab	18.21 ± 0.74b	7.76 ± 7.22a	3.20 ± 0.60b
40~60	23.53 ± 0.46b	12.64 ± 1.52c	0.44 ± 0.14b	2.96 ± 0.70bc
60~80	22.87 ± 0.55bc	6.55 ± 0.36g	7.64 ± 7.38a	2.57 ± 0.50bcd
80~100	22.30 ± 0.44cd	7.02 ± 0.68fg	4.16 ± 3.86ab	2.35 ± 0.33cd
100~120	22.37 ± 0.55cd	7.01 ± 0.34fg	0.08 ± 0.005b	2.21 ± 0.06d
120~140	21.63 ± 0.35de	7.65 ± 0.45efg	0.30 ± 0.20b	2.17 ± 0.18d
140~160	21.00 ± 0.79ef	7.29 ± 0.38fg	0.30 ± 0.10b	2.20 ± 0.48d
160~180	20.90 ± 1.15ef	8.33 ± 1.33ef	0.19 ± 0.16b	2.37 ± 0.70cd
180~200	20.03 ± 0.64fg	8.01 ± 1.38ef	0.03 ± 0.02b	1.92 ± 0.33d
200~240	19.60 ± 0.80g	8.04 ± 0.70ef	0.04 ± 0.01b	2.04 ± 0.33d
240~280	18.37 ± 0.3h	8.69 ± 0.64de	0.14 ± 0.10b	2.04 ± 0.28d
280~320	17.80 ± 0.70h	9.13 ± 0.32de	0.14 ± 0.08b	2.28 ± 0.08d
320~360	18.07 ± 0.75h	9.78 ± 0.15d	0.04 ± 0.02b	2.37 ± 0.22cd
360~400	17.40 ± 0.70h	9.86 ± 0.19d	0.17 ± 0.13b	2.42 ± 0.15cd

1) 生物量为 10 cm × 10 cm × 20 cm 大小土体中的植物根系量; 图中标注的小写字母表明差异显著 ($P < 0.05$)

剂瓶内置装有 20 mL 0.05 mol·L⁻¹ 浓度的 NaOH 溶液的 50 mL 小烧杯, 用以吸收有机碳分解释放出的 CO₂, 然后密封培养瓶, 将培养瓶置于已设定温度的恒温箱内培养。以称重法补充水分, 使土壤湿度保持恒定。在培养的第 2、3、5、7、10、13、17、21、25、29、34、39、45、62 d 更换 NaOH 溶液, 同时将取出的 NaOH 溶液完全洗入三角瓶中然后加入 1 mol·L⁻¹ BaCl₂ 溶液 1 mL 及酚酞指示剂, 用 0.05 mol·L⁻¹ HCl 滴定至红色变为粉红色。根据 CO₂ 的释放量计算培养期内土壤有机碳的矿化量。每个土样重复 2 次。

土壤有机碳的测定: 采用重铬酸钾外加热法测定^[28]。

土壤微生物量碳的测定: 采用氯仿熏蒸浸提法^[24]。

1.4 数据计算与分析

用 SPSS 13.0 软件中单因子方差分析 (ANOVA) 对土壤有机碳总矿化量、矿化量累积动

态、矿化率等进行显著性检验。用 CurveExpert 1.3 软件模拟有机碳矿化动态。

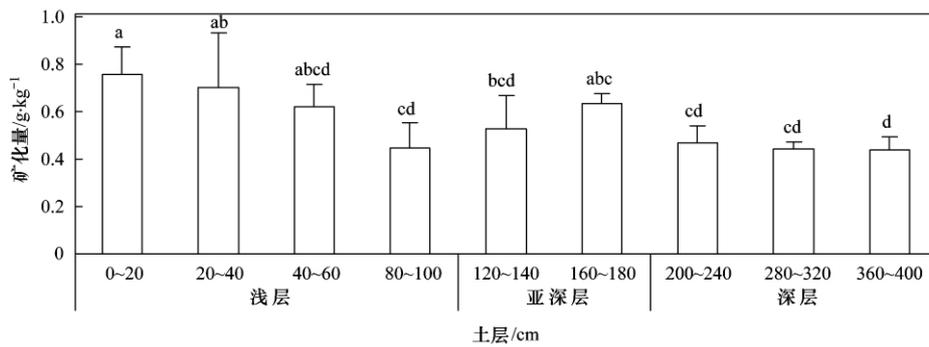
2 结果与分析

2.1 土壤有机碳总矿化量随土层深度的变化

随着土层深度增加, 有机碳总矿化量整体呈下降趋势 (图 1)。亚深层 (100 ~ 200 cm) 土壤有机碳总矿化量加权平均值 (0.590 ± 0.083) g·kg⁻¹ 占浅层 (0 ~ 100 cm) 土壤 (0.670 ± 0.097) g·kg⁻¹ 的 88.1%, 无显著差异 ($P > 0.05$); 深层 (200 ~ 400) cm 土壤有机碳矿化量的加权平均值 (0.454 ± 0.011) g·kg⁻¹ 占浅层土壤的 67.8%, 呈显著差异 ($P < 0.05$)。

2.2 土壤有机碳矿化量累积及矿化速率变化动态

土壤有机碳矿化过程一般可以分为 3 个阶段: ①有机碳快速分解阶段: 培养初期, 土壤有机碳日均矿化速率较快, 矿化量累积速率较快; ②缓慢分解阶段: 随着培养时间的持续, 有机碳日均矿化速率缓



图中标注的小写字母表明差异显著 ($P < 0.05$)

图 1 土壤有机碳矿化量随土层深度的变化

Fig. 1 Total SOC mineralization in each soil layer

慢,矿化量累积速度减慢,累积矿化量降低;③相对稳定阶段:在培养后期,有机碳矿化速率基本保持相对稳定状态,同时其累积矿化量保持相对稳定状态^[29,30].由累计速度和矿化速率变化特征来看,亚深层、深层与浅层相似,其矿化过程也分为3个阶段(图2).

各层次土壤有机碳矿化过程及其矿化量占总矿化量比例则不尽相同(图3).浅层土壤在矿化培养0~17 d保持相对较高的矿化速率,加权平均值为

(0.031 ± 0.003) $g \cdot (kg \cdot d)^{-1}$,矿化量累积较快,而亚深层、深层土壤在培养的0~10 d即完成快速分解阶段,矿化速率加权平均值分别为(0.019 ± 0.003) $g \cdot (kg \cdot d)^{-1}$ 、(0.015 ± 0.008) $g \cdot (kg \cdot d)^{-1}$;亚深层、深层土壤矿化量占总矿化量比值的加权平均值分别为(23.2 ± 3.5)%、(27.3 ± 0.5)%,约为浅层土壤(47.3 ± 4.6)%的50%,呈显著差异($P < 0.05$).各层次土壤均是在培养的第45 d完成缓慢分解阶段:浅、亚深、深层3个层次矿化速率加权平

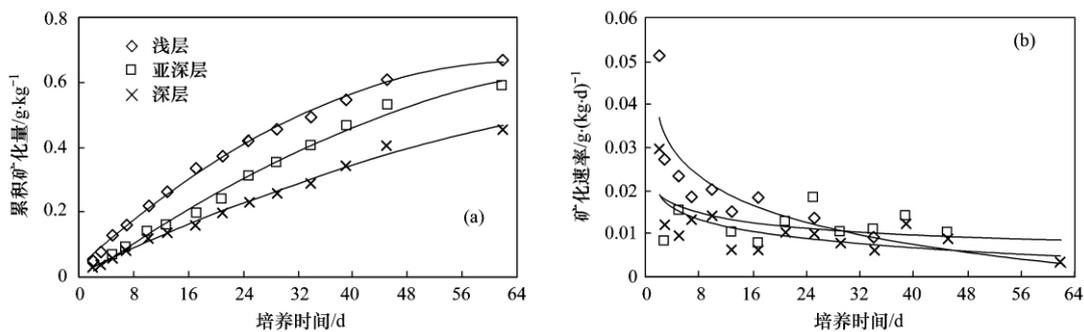
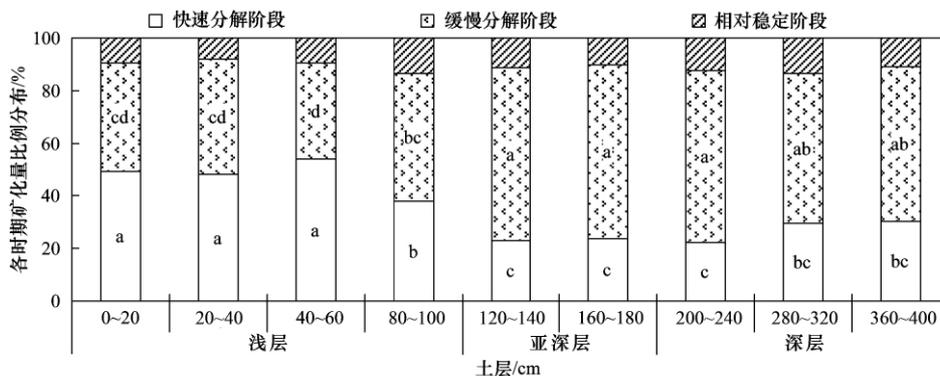


图 2 各层次土壤有机碳矿化量累积、矿化速率变化动态

Fig. 2 Dynamics of cumulative SOC mineralization and SOC mineralization rate in each soil layer



图中标注的小写字母表明差异显著 ($P < 0.05$)

图 3 各时期各层土壤有机碳矿化量占总矿化量的比例分布图

Fig. 3 Percentage of SOC mineralization in each soil layer in total SOC mineralization at each stage

均值分别为 (0.011 ± 0.001) 、 (0.012 ± 0.002) 、 $(0.008 \pm 0.0005) \text{ g} \cdot (\text{kg} \cdot \text{d})^{-1}$; 亚深层、深层土壤矿化量占总矿化量的比值加权平均值分别为 $(65.9 \pm 4.6) \%$ 、 $(60.4 \pm 3.3) \%$, 约为浅层土壤 $(42.6 \pm 1.6) \%$ 的 150%, 呈显著差异 ($P < 0.05$)。各层次土壤均是在矿化培养 46 d 后保持相对稳定阶段: 3 个层次矿化速率加权平均值分别为 (0.004 ± 0.001) 、 (0.003 ± 0.001) 、 $(0.003 \pm 0.0005) \text{ g} \cdot (\text{kg} \cdot \text{d})^{-1}$; 土壤矿化量占总矿化量的比例加权平均值均无明显差异 ($P > 0.05$)。

用以下一级动力学方程定量描述土壤有机碳矿化累积动态^[31, 32]:

$$y = C_p \times (1 - e^{-kx})$$

式中 C_p 表示土壤有机碳矿化潜力 ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$); k 表示有机碳矿化速率常数 (d^{-1}); x 表示天数 (d); y

表示土壤培养时间 x 时的有机碳矿化量。

各土层土壤有机碳矿化累积动态和培养时间的关系拟合得 C_p 和 k 值(表 3), 一级动力学方程拟合土壤有机碳矿化累积动态均达到较好效果 ($r > 0.98$)。

由表 3 可看出, 浅层、亚深层及深层 C_p 的加权平均值无显著差异 ($P > 0.05$)。通过相关性检验, C_p 仅与各层次土壤快速积累阶段有机碳矿化量占总矿化量比值显著负相关 ($r = -0.403, P < 0.05, n = 27$) 而与各层次土壤有机碳含量相关性不显著。 k 值与各层次土壤快速积累阶段有机碳矿化量占总矿化量比值极显著相关 ($r = 0.873, P < 0.01, n = 27$), 与土层深度显著负相关 ($r = -0.446, P < 0.05, n = 27$), 亚深层、深层的 k 值加权平均值与浅层呈显著差异 ($P < 0.05$)。

表 3 土壤有机碳矿化潜势 (C_p) 及矿化速率常数 (k)¹⁾

Table 3 SOC mineralization potential (C_p) and mineralization rate constant (k)

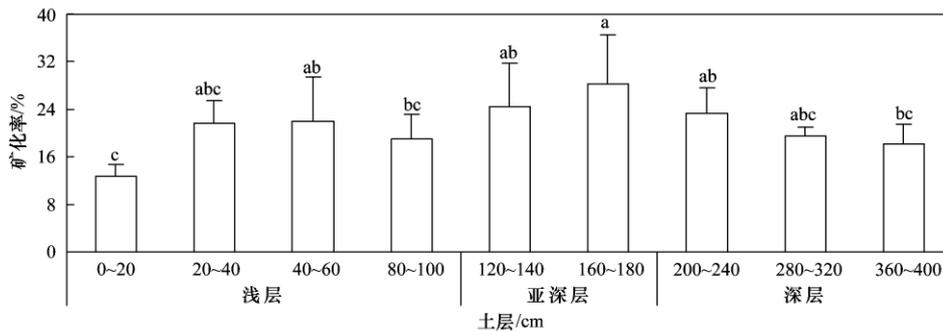
土层/cm	拟合参数				
	$C_p / \text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$		k / d^{-1}		r
	计算值	加权平均值	计算值	加权平均值	
浅层	0~20	0.88 ± 0.27ab		0.04 ± 0.02ab	0.9956
	20~40	0.80 ± 0.22ab	0.81 ± 0.06	0.03 ± 0.06abc	0.9976
	40~60	0.66 ± 0.53ab		0.04 ± 0.01a	0.9968
	80~100	0.91 ± 0.66ab		0.02 ± 0.01cd	0.9950
亚深层	120~140	0.97 ± 0.47ab	1.06 ± 0.42	0.01 ± 0.006d	0.9962
	160~180	1.15 ± 0.40ab		0.02 ± 0.006cd	0.9954
深层	200~240	1.39 ± 0.84a		0.01 ± 0.008d	0.9958
	280~320	0.67 ± 0.017ab	0.91 ± 0.29	0.02 ± 0.006cd	0.9895
	360~400	0.63 ± 0.16b		0.02 ± 0.006abcd	0.9908

1) 表中标注的小写字母表明差异显著 ($P < 0.05$)

2.3 土壤有机碳矿化率随土层深度的变化

土壤有机碳矿化率, 指在一定时间内土壤有机碳矿化量占土壤有机碳的比例。土壤有机碳矿化率从某种程度上反映了土壤有机碳的稳定性, 如果该

比例越低, 表明土壤有机碳的稳定性越强, 固碳能力强, 反之, 则土壤有机碳稳定能力越弱参与生态系统碳循环。图 4 为各土层土壤有机碳的矿化率。浅层、亚深层、深层土壤有机碳矿化率的加权平均值分别



图中标注的小写字母表明差异显著 ($P < 0.05$)

图 4 土壤总有机碳的矿化率随土层深度的变化

Fig. 4 Ratio of CO₂-C released by SOC mineralization to the total SOC in each soil layer

为 $(18.8 \pm 3.0)\%$ 、 $(26.4 \pm 7.5)\%$ 、 $(20.3 \pm 1.6)\%$ ，无显著差异 ($P > 0.05$)。

2.4 土壤有机碳矿化特征与矿化底物间的相关性

由表 4 可看出，有机碳矿化量与有机碳含量、

微生物量碳、生物量、土层深度均显著相关 ($P < 0.05$)；而矿化率与土层的各个指标均无显著相关性；矿化速率常数 k 值与有机碳含量、土层深度显著相关 ($P < 0.05$)。

表 4 各土层有机碳矿化量、矿化率和 k 值与样地基本性质的相关性¹⁾

Table 4 Correlations of total SOC mineralization, $\text{CO}_2\text{-C/SOC}$, k with characteristics of each soil layer

指标	土层深度	有机碳含量	微生物量碳	生物量
矿化量	-0.588**	0.614**	0.564*	0.617**
矿化率	0.069	-0.360	0.188	-0.059
k	-0.446*	0.632**	0.308	0.281

1) ** 表明相关性极显著 ($P < 0.01$)；* 表明相关性显著 ($P < 0.05$)

3 讨论

土壤是个巨大的碳库，而且活跃地参与全球碳循环，很多研究认为陆地生态系统既可能是全球 CO_2 循环的“汇”，也可能是“源”，主要取决于土壤碳库的变化^[33, 34]，因此土壤有机碳的矿化则是土壤碳循环中重要环节。目前关于有机碳矿化的研究已有不少报道^[9-13]，但就关于黄土高原地区有机碳矿化方面的研究还很少。黄土高原土层深厚，近年来的植被恢复对土壤有机碳也产生了深刻的影响，探索深层土壤有机碳矿化规律不仅可以为深层土壤作为可以认证的“碳汇”提供科学依据，推动我国全球变化科学的发展，同时也可为我国在国际碳贸易中增加筹码。

有关浅层土壤有机碳矿化研究表明，有机碳总矿化量随土层加深呈递减趋势^[30, 31]。本研究结果显示，亚深层 (100 ~ 200 cm) 和深层 (200 ~ 400 cm) 土壤有机碳总矿化量分别占与浅层 (0 ~ 100 cm) 土壤总矿化量的 88.1% 和 67.8%。这表明，相对于浅层土壤而言，深层土壤有机碳矿化较慢。李顺姬等^[31]的研究表明，褐土、黑垆土等土壤类型下的土壤有机碳累积矿化量都随土壤深度的加深有不同程度的下降。可见，尽管土壤类型及利用方式不同，但土壤有机碳稳定性在土壤剖面上的表现具有相似性。

与郝瑞军等^[13]关于南方红壤水稻土的研究结果相似，本研究中土壤有机碳总矿化量与土壤有机碳含量 (表 1)、微生物量碳显著正相关 (表 4)，反映了深层土壤有机碳总矿化量与浅层土壤一样，主要受控于土壤有机碳总量^[31]，且与土壤有机碳的生物有效性相关^[24]。Fontaine 等^[32]曾提出稳定的深层 SOC 会由于新鲜有机物质的加入而加快分解，本研究中土壤总矿化量与生物量极显著正相关 (表 4)，这可能是由于根系分泌新鲜有机物质而影响了

土壤有机碳的矿化。另外，不同土层间由于不同的土壤条件引起的土壤微生物类型及多样性的差异应该也会对有机碳矿化产生影响，这些需要进一步研究。

与浅层土壤类似，亚深层、深层土壤矿化过程可分为 3 个阶段：有机碳快速分解阶段、缓慢分解阶段、相对稳定阶段，这与以往多数研究结果相同^[10, 35, 36]。然而与浅层不同，亚深层、深层在快速分解阶段持续时间较短，缓慢分解阶段持续时间较长。土壤微生物是土壤有机碳矿化的参与者^[24]，培养阶段，微生物活动优先土壤中易分解的小分子有机物质，随着易分解有机物质的消耗，微生物开始利用有机碳组分中难分解部分^[10]。这说明亚深层、深层土壤中易分解的小分子有机物质相对较少，快速分解阶段持续时间短，且其矿化量占总矿化量的比值较浅层低。这表明，就释放 CO_2 过程而言，亚深层、深层较浅层更缓慢。

本研究中土壤浅层、亚深层、深层有机碳矿化率无显著差异，这可能是由于本研究是室内试验，土壤经采样、过筛等扰动后，可能增加了土壤的矿化量；另外室内培养条件与自然条件存在一定差异，它增加了土壤与空气的接触面积，这也会增加其矿化量，使得本研究所得的土壤矿化量可能比实际偏高。但环境条件改变及扰动对浅层 (0 ~ 100 cm) 和深层 (100 ~ 400 cm) 土壤有机碳矿化特性同时存在影响，因此，模拟深层土壤温度和水分条件下，深层土壤矿化特征与浅层土壤的比较结果仍具有一定的实际意义和参考价值。这表明亚深层、深层土壤有机碳的稳定性与浅层基本一致，同时表明，深层 (> 100 cm) 土壤在一定程度上参与了土壤碳循环，对土壤碳通量有一定贡献。

另一方面，由亚深层、深层土壤在培养过程中缓慢分解阶段和相对稳定阶段矿化量所占比例较

高,说明其相对于浅层土壤释放 CO_2 的过程更缓慢,这可能会使深层(>100 cm)土壤在长期的深根性灌、乔木植被恢复与重建过程中,比浅层土壤更有能力固存难分解的有机碳。

4 结论

(1) 土壤有机碳总矿化量随土层加深呈递减趋势,与有机碳含量、微生物量碳、生物量显著相关;亚深层(100~200 cm)、深层(200~400 cm)有机碳总矿化量分别占浅层(0~100 cm)土壤总矿化量的 88.1% 和 67.8%。

(2) 深层土壤矿化过程可分为 3 个阶段:①有机碳快速分解阶段:亚深层、深层(0~10 d)的矿化量占总矿化量比例约为浅层(0~17 d)的 50%;②缓慢分解阶段:亚深层、深层(11~45 d)的矿化量占总矿化量比例约为浅层(18~45 d)的 150%;③相对稳定阶段:3 个层次(46~62 d)的矿化量占总矿化量的比例无明显差异。亚深层、深层土壤快速分解阶段持续时间较浅层土壤明显缩短。

(3) 亚深层、深层土壤有机碳矿化率分别为 18.8%、26.4%,与浅层(20.3%)间无显著差异,表明有机碳稳定性基本一致,深层土壤有机碳也参与土壤碳循环。

致谢:感谢中国科学院安塞水土保持综合试验站对本研究的大力支持,感谢张金、邱宇洁等诸位同学的帮助。

参考文献:

- [1] 吴庆标,王效科,郭然. 土壤有机碳稳定性及其影响因素[J]. 土壤通报,2005,36(5): 743-747.
- [2] 方精云. 全球生态学: 气候变化与生态响应[M]. 北京: 高等教育出版社,2000.
- [3] 中国科学院华南植物园. Science 杂志刊登我国科学家重要发现: 成熟森林土壤可持续积累有机碳[J]. 自然科学进展,2007,17(6): 747.
- [4] Jobbagy E G, Jackson R B. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation [J]. Ecological Application, 2000, 10(2): 423-436.
- [5] Carter M R, Gregorich E G. Carbon and nitrogen storage by deep-rooted tall fescue (*Lolium arundinaceum*) in the surface and subsurface soil of a fine sandy loam in eastern Canada [J]. Agriculture, Ecosystems & Environment, 2010, 136(1-2): 125-132.
- [6] 吴金水,童成立,刘守龙. 亚热带和黄土高原区耕作土壤有机碳对全球气候变化的响应[J]. 地球科学进展,2004,19(1): 131-137.
- [7] Reichstein M, Subke J A, Angeli A C, et al. Does the temperature sensitivity of decomposition of soil organic matter depend upon water content, soil horizon, or incubation time [J]. Global Change Biology, 2005, 11(10): 1754-1767.
- [8] Trumbore S. Carbon respired by terrestrial ecosystems—recent progress and challenges [J]. Global Change Biology, 2006, 12(2): 141-153.
- [9] 吴建国,张小全,徐德应. 六盘山林区几种土地利用方式对土壤有机碳矿化影响的比较[J]. 植物生态学报,2004,28(4): 530-538.
- [10] Fang C M, Smith P, Moncrieff J B, et al. Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature [J]. Nature, 2005, 433(7021): 57-59.
- [11] 任秀娥,童成立,孙中林,等. 温度对不同粘粒含量稻田土壤有机碳矿化的影响[J]. 应用生态学报,2007,18(10): 2245-2250.
- [12] 孙中林,吴金水,葛体达等. 土壤质地和水分对水稻土有机碳矿化的影响[J]. 环境科学,2009,30(1): 214-220.
- [13] 郝瑞军,李忠佩,车玉萍. 苏南水稻土有机碳矿化特征及其与活性有机碳组分的关系[J]. 长江流域资源与环境,2010,19(9): 1069-1074.
- [14] 苏永中,赵哈林,张铜会,等. 不同退化沙地土壤碳的矿化潜力[J]. 生态学报,2004,24(2): 372-378.
- [15] 张文菊,童成立,杨钙仁,等. 水分对湿地沉积物有机碳矿化的影响[J]. 生态学报,2005,25(2): 249-253.
- [16] 彭文英,张科利,杨勤科. 退耕还林对黄土高原地区土壤有机碳影响预测[J]. 地域研究与开发,2006,25(3): 94-99.
- [17] 季志平,苏印泉,贺亮. 黄土丘陵区人工林土壤有机碳的垂直分布特征[J]. 西北林学院学报,2006,21(6): 54-57.
- [18] 刘毅,李世清,邵明安,等. 黄土高原不同土壤结构体有机碳库的分布[J]. 应用生态学报,2006,17(6): 1003-1008.
- [19] 王征,刘国彬,许明祥. 黄土丘陵区植被恢复对深层土壤有机碳的影响[J]. 生态学报,2010,30(14): 3947-3952.
- [20] Liu G B. Soil conservation and sustainable agriculture on the Loess Plateau: challenges and prospects [J]. AMBIO, 1999, 28(8): 663-668.
- [21] 徐勇,田均良,沈洪泉,等. 生态重建模式的评价方法——以黄土丘陵区为例[J]. 地理学报,2004,59(4): 621-628.
- [22] 李育才. 退耕还林还草工作回顾与总体思路[J]. 林业经济,2001,(9): 3-11.
- [23] Chen L D, Gong J, Fu B J, et al. Effect of land use conversion on soil organic carbon sequestration in the loess hilly area, loess plateau of China [J]. Ecological Research, 2007, 22(4): 641-648.
- [24] 石玲,戴万宏. 宣城红壤微生物量碳含量及其与土壤有机碳矿化的关系[J]. 土壤通报,2009,40(3): 547-551.
- [25] Franzluebbers A J, Stuedemann J A, Schomberg H H, et al. Soil organic C and N pools under long-term pasture management in the Southern Piedmont USA [J]. Soil Biology and Biochemistry, 2000, 32(4): 469-478.
- [26] 李婧,李占斌,李鹏,等. 黄土高原丘陵沟壑区退耕生态系统土壤水分动态变化规律研究[J]. 水土保持研究,2009,16(5): 153-156.

- [27] 黄肖勇, 李生宝. 半干旱黄土丘陵区土壤水分动态变化研究综述[J]. 农业科学研究, 2009, **30**(3): 69-72.
- [28] 鲁如坤. 土壤农业化学分析方法[M]. 北京: 中国农业科技出版社, 2000.
- [29] 黄耀, 刘世梁, 沈其荣, 等. 环境因子对农业土壤有机碳分解的影响[J]. 应用生态学报, 2002, **13**(6): 709-714.
- [30] Franzluebbers A J, Hanry R L, Honeycutt C W, *et al.* Climate influences on active fractions of soil organic matter [J]. Soil Biology and Biochemistry, 2001, **33**(7-8): 1103-1111.
- [31] 李顺姬, 邱丽萍, 张兴昌. 黄土高原土壤有机碳矿化及其与土壤理化性质的关系[J]. 生态学报, 2010, **30**(5): 1217-1226.
- [32] Fontaine S, Barot S, Barré P, *et al.* Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply [J]. Nature, 2007, **450**(7167): 277-280.
- [33] Jenkinson D S, Adams D E, Wild A. Model estimates of CO₂ emissions from soil in response to global warming [J]. Nature, 1991, **351**(6324): 304-306.
- [34] 孙文义, 郭胜利, 周小刚. 黄土丘陵沟壑区地形和土地利用对深层土壤有机碳的影响[J]. 环境科学, 2010, **31**(11): 2740-2747.
- [35] Weintraub M N, Schimel J P. Interactions between carbon and nitrogen mineralization and soil organic matter chemistry in Arctic Tundra soils [J]. Ecosystems, 2003, **6**(2): 129-143.
- [36] 史学军, 潘剑君, 陈锦盈, 等. 不同类型凋落物对土壤有机碳矿化的影响[J]. 环境科学, 2009, **30**(6): 1832-1837.