

# 黄土高原土壤有机碳矿化及其与土壤理化性质的关系

李顺姬<sup>1</sup>, 邱莉萍<sup>1,2</sup>, 张兴昌<sup>1,2,\*</sup>

(1. 西北农林科技大学资源环境学院, 陕西杨凌 712100; 2. 西北农林科技大学/中国科学院水利部水土保持研究所, 陕西杨凌 712100)

**摘要:** 土壤有机碳矿化与陆地生态系统碳循环和全球气候变化密切相关。采集 98 个共 7 类黄土高原土样, 通过密闭培养法对有机碳矿化动态进行分析, 探讨了土壤理化性质对有机碳矿化的影响。结果表明, 黄土高原地区主要土壤有机碳在培养初期日均矿化量较高, 之后逐渐降低。土壤类型对黄土高原土壤有机碳矿化影响较大, 不同土壤有机碳的日均矿化量、累积矿化量和矿化率具有显著或极显著的差异。褐土有机碳总矿化量最高,  $\text{CO}_2\text{-C}$  达到  $0.252 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 风沙土最低,  $\text{CO}_2\text{-C}$  仅为  $0.095 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。下层土壤的有机碳矿化量较上层的有所下降, 但土层深度对有机碳矿化大体上无明显影响。一级动力学方程能很好模拟黄土高原土壤有机碳矿化特征。供试土壤有机碳矿化潜力 ( $C_p$ ) 和矿化速率常数 ( $k$ ) 值均较低, 分别为  $0.329 - 0.116 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  和  $4.55 - 8.57 \times 10^{-5} \text{ d}^{-1}$ 。不同土壤的  $C_p$  值变异较大, 而  $k$  和  $C_p/\text{SOC}$  值无明显的变异。土壤  $C_p$  与土壤总有机碳、全氮、全磷、速效钾、粘粒和粉粒含量均呈极显著的正相关, 而与  $k$ 、pH 值和砂粒含量呈显著的负相关。研究结果对黄土高原土壤有机碳循环和土壤碳库研究具有重要的科学价值。

**关键词:** 黄土高原; 土壤类型; 有机碳矿化; 理化性质

## Mineralization of soil organic carbon and its relations with soil physical and chemical properties on the Loess Plateau

LI Shunji<sup>1</sup>, QIU Liping<sup>1,2</sup>, ZHANG Xingchang<sup>1,2,\*</sup>

1 College of Resources and Environmental Sciences, Northwest Sci-Tech. University of Agriculture & Forest, Yangling 712100, China

2 Northwest Sci-Tech. University of Agriculture & Forest/ Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resource, Yangling 712100, China

**Abstract:** Soil organic carbon (SOC) mineralization is closely related with carbon cycle in terrestrial ecosystem and global climate change. In this research, SOC mineralization and physicochemical properties of 98 soil samples with 7 typical soil types on Loess Plateau were measured after incubation, and the relationship between the two items were analyzed. The results showed that daily amounts of SOC mineralization at early incubation period were greater than that of late period, i. e., mineralization rate decreased gradually. SOC mineralization was observed closely related with soil types, as differences of averaged daily amount, accumulative amount and rate of SOC mineralization among different soil types were significant. Among the 7 soil types, highest accumulative amount of  $\text{CO}_2\text{-C}$  was found released from cinnamon soil, about  $0.252 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ , the lowest was aeolian sandy soil, only  $0.095 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ . The accumulative amount of SOC mineralization of subsoil was lower than that of upper layer, but no obvious effect of soil depth was found. The dynamics of SOC mineralization preferably followed the first-order kinetics. Both  $C_p$  and  $k$  values of all soils were low,  $C_p$  ranged from  $0.329$  to  $0.116 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  and  $k$  ranged from  $4.55$  to  $8.57 \times 10^{-5} \text{ d}^{-1}$ . Soil types had great influence on  $C_p$  values, no obvious effects on  $k$  values and  $C_p/\text{SOC}$  ratio were found. Index  $C_p$  was found positive and very significantly correlated with SOC, TN, TP, available K, clay content and silt content, while the correlations of  $C_p$  with  $k$  constant, pH and sand content were significant negative. Our case may provide some references for the research of soil organic carbon pool and cycling on Loess

**基金项目:** 国家科技支撑计划资助项目 (2006BAD09B06); 西北农林科技大学“创新团队”支持计划资助项目; 国家自然科学基金资助项目 (40901145)

收稿日期: 2009-01-04; 修订日期: 2009-07-31

\* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: zhangxc@ms.iswc.ac.cn

Plateau.

**Key Words:** the Loess Plateau; soil types; organic carbon mineralization; physical and chemical properties

土壤有机碳是土壤的重要组成部分,其含量的高低是表征土壤质量状况的一个重要因子,显著影响土壤物理、化学及生物学特征,土壤有机碳库的变化可影响到土壤碳向大气的排放量<sup>[1-2]</sup>,进而与全球气候变化密切相关,因此土壤有机碳的动态变化成为近年来陆地生态系统碳循环和全球变化研究中的热点问题<sup>[3]</sup>。

土壤有机碳经微生物分解作用矿化释放  $\text{CO}_2$  的数量与强度可以反映土壤质量状况以及评价环境因素或人为因素变化对其产生的影响。土壤有机碳的矿化过程受多种因素的影响,如土壤有机质的化学组成和存在状态<sup>[4]</sup>、土壤微生物种群组成和活性<sup>[5]</sup>、土壤理化性质<sup>[6]</sup>等。近年来学术界对土壤有机碳矿化及其影响因素进行了大量的研究,取得了一些重要的结果,如 Fang<sup>[7]</sup> 等对耕地、草地和林地土壤的分析结果表明,土壤有机质组成、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;Moscatelli<sup>[8]</sup> 等发现土地利用方式的改变能对有机碳矿化产生较大影响,培养 28d 后农田比草地的累积矿化  $\text{C-CO}_2$  量高  $180 \text{ g kg}^{-1}$ ;Leirós<sup>[9]</sup> 等在西班牙西北部的研究表明,土壤湿度对有机碳矿化有较大影响。目前我国土壤有机碳矿化研究多在林地<sup>[10]</sup>、水稻土<sup>[11]</sup>、沙地<sup>[12]</sup> 和湿地<sup>[13-14]</sup> 地区,但针对黄土高原地区主要类型土壤有机碳矿化的报道还不多见。黄土高原地区是我国西北部重要的生态屏障,在我国生态环境建设和全球变化研究中具有重要的地位。本研究旨在分析黄土高原不同类型土壤有机碳矿化及其与土壤理化性质、土壤深度的关系,以系统认识该区土壤有机碳矿化特征,为进一步揭示黄土高原土壤碳“汇”功能的变化和土壤资源保护、环境管理及生态系统可持续发展等提供理论基础。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

黄土高原地处我国内陆腹地,是黄河流域的第二阶梯,西起日月山,东至太行山,南靠秦岭,北抵阴山,位于东经  $100^{\circ}54'—114^{\circ}33'$ ,北纬  $33^{\circ}43'—41^{\circ}16'$  之间,总面积  $64.27 \text{ 万 km}^2$ ,约占全国国土面积的  $6.69\%$ 。年均气温  $2.5—14.3^{\circ}\text{C}$ ,年均降水量为  $200—650\text{mm}$ 。冬季寒冷干燥多风沙,夏季炎热多暴雨。

### 1.2 土壤样品采集

于 2007 年 10 月末至 11 月初,根据黄土高原土壤类型分布情况确定采样点(图 1)。选择自然荒地或撂荒地,采集褐土、黑垆土、黄绵土、风沙土、湘黄土、新积土和沙黄土 7 类典型土壤样品共 98 个。在所选择地内采用 S 型方法确定采样点,除去凋落物后,用土钻采集  $0—15$  和  $15—30\text{cm}$  土样并分层混合,用四分法取足样品后装在密封的塑料袋中带回实验室。取除混入的凋落物和根后,一部分土样风干至约  $40\%$  饱和含水量(WHC),过  $2\text{mm}$  筛,保存在  $4^{\circ}\text{C}$  的冰箱中供矿化培养用;另一部分土样经风干、研磨、过筛后供粒级分析、pH 值和养分含量的测定。

### 1.3 试验方法

#### 1.3.1 供试土壤基本性质测定

有机碳用重铬酸钾采用外加热法测定;全氮用开氏法消解,K2300 型全自动定氮仪测定;全磷用硫酸高氯酸溶解-钼锑抗比色法测定;速效钾用醋酸铵浸提,火焰

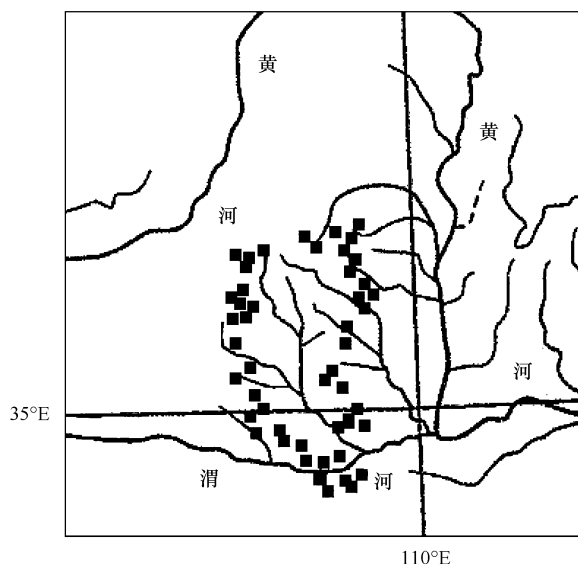


图 1 采样地理位置示意图

Fig. 1 Geographical plot of sampling sites

光度法测定;pH 值用 2.5:1 水土比悬液,pHS-4C 酸度计电位法测定;土壤颗粒组成用 Mastersi-zer 2000 型激光粒度仪测定,并根据国际质地制分为粘粒、粉粒和砂粒。各类型土壤的基本性质见表 1。

表 1 供试土壤基本理化性质

Table 1 Basic physicochemical properties of the studied soils

土壤类型 Soil types	土层 深度 Soil depth /cm	样品数量 Number of sample	有机碳 Organic carbon/ (g·kg <sup>-1</sup> )	全氮 Total N/ (g·kg <sup>-1</sup> )	全磷 Total P/ (g·kg <sup>-1</sup> )	速效钾 Available K/ (mg·kg <sup>-1</sup> )	pH (H <sub>2</sub> O)	颗粒组成/% Soil particle constitute		
								粘粒含量 Clay content	粉粒含量 Silt content	砂粒含量 Sand content
褐土	0—15	8	7.75	0.87	0.83	181.90	8.51	12.98	41.06	45.96
Cinnamon soil	15—30	8	6.56	0.76	0.77	167.48	8.49			
黑垆土	0—15	7	6.43	0.73	0.70	139.26	8.68	13.25	37.44	49.31
Dark Loessial soil	15—30	7	5.87	0.71	0.72	117.09	8.59			
湘黄土	0—15	6	4.48	0.56	0.55	165.52	8.76	8.62	28.67	62.70
Xiang Yellow soil	15—30	6	4.41	0.55	0.57	129.42	8.50			
新积土	0—15	9	1.92	0.22	0.54	119.06	8.84	6.94	26.15	66.90
Fluvial soil	15—30	9	1.89	0.22	0.53	146.36	8.87			
风沙土	0—15	7	2.18	0.32	0.25	100.22	8.89	1.45	7.78	90.77
Aeolian Sandy soil	15—30	7	1.93	0.20	0.25	69.69	8.73			
黄绵土	0—15	6	6.13	0.63	0.64	197.73	8.70	7.08	27.01	65.91
Loessial soil	15—30	6	4.43	0.51	0.64	147.14	8.67			
沙黄土	0—15	6	3.02	0.32	0.51	107.28	8.77	3.65	14.55	81.80
Sandy loess soil	15—30	6	2.07	0.23	0.46	61.23	8.76			

### 1.3.2 土壤有机碳矿化培养

为了使培养时各种条件相对一致,需将样品在 28℃ 恒温培养箱中预培养一周,以使土壤从 4℃ 状态下恢复到常温状态。采用密闭培养法测定土壤有机碳矿化量<sup>[15]</sup>。将预培养过的新鲜土样置于 250ml 具橡皮塞的广口瓶底部,内置盛有 10ml 0.1mol·L<sup>-1</sup>NaOH 溶液的小玻璃瓶(以吸收培养过程中释放的 CO<sub>2</sub>),土壤湿度用蒸馏水调至其最大持水量的 60%,在 28℃ 的人工气候箱中培养 30d。每隔 3d 取出 NaOH 溶液,用 0.1mol·L<sup>-1</sup>浓度的 HCl 滴定,计算 CO<sub>2</sub>-C 的释放量。土壤碳矿化 CO<sub>2</sub>-C 用 g·kg<sup>-1</sup>干土表示。用称重法校正水分含量,每一处理设 3 次重复和空白对照。

### 1.4 数据分析

由于培养土壤仅 30d,土壤有机碳矿化将主要是活性有机碳分解,所以应用以下一级动力学方程分析土壤有机碳矿化动态<sup>[16]</sup>:

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

式中,Cp 表示土壤有机碳矿化 C 潜力(g·kg<sup>-1</sup>),k 表示有机碳矿化速率常数(d<sup>-1</sup>),y 表示培养时间 x(d) 时累积土壤有机碳矿化 C 量(g·kg<sup>-1</sup>),x 表示天数(d)。

利用单因子方差分析(ANOVA)判断不同土壤类型和土层深度对有机碳矿化的影响,采用 Duncan 新复极差法进行不同类型土壤有机碳各天日均矿化量、累计矿化量、矿化率和 Cp 的多重比较,相关性分析用 Pearson 法。以上分析采用 SPSS 13.0 和 Excel 2003 软件。

## 2 结果与分析

### 2.1 土壤有机碳矿化过程动态及模拟

#### 2.1.1 土壤有机碳日均矿化量

土壤有机碳日均矿化量是指单位干土每天矿化的有机碳数量(以 CO<sub>2</sub>-C 释放 g·kg<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup>表示)。图 2 描述了黄土高原主要类型土壤有机碳 30d 内日均矿化量的变化动态。7 类土壤上下两层有机碳的日均矿化量

都存在明显的阶段特征:在培养的前9d,矿化量较大但不稳定,有大幅度的下降;随着培养时间的延长日均矿化量均有一定程度的减少,但减少幅度较小;15d后,日均矿化量较低且相对稳定。不同类型土壤由于其有机碳含量、有机质稳定性和质量等的差异,有机碳日均矿化量也不同。在培养初期,土壤类型对有机碳日均矿化量有显著的影响( $P < 0.05$ ),但随着培养时间的增加,差异逐渐变小,矿化量基本稳定。由图2可看出,0—15cm处7类土壤0—3d的日均矿化量最高,其中褐土的有机碳日均矿化 $\text{CO}_2\text{-C}$ 量达到 $0.026 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ,显著高于其他6种土壤;黑垆土和黄绵土的日均矿化 $\text{CO}_2\text{-C}$ 量均为 $0.021 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ,风沙土的最低,只有 $0.011 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ,约为褐土的52.4%。至第6天时,7类土壤有机碳日均矿化 $\text{CO}_2\text{-C}$ 量均值( $0.008 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )是其前3d均值( $0.017 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )的45%。15d后,日均矿化量趋于稳定,保持在开始时的25%左右。此时7类土壤间差异减小,褐土和黄绵土有机碳日均矿化量处于较高水平,风沙土则一直维持在较低水平。与表层土壤相比,褐土、黑垆土、风沙土和黄绵土15—30cm土层在前3d的日均矿化 $\text{CO}_2\text{-C}$ 量均有所下降,其中褐土的降幅最大,达到 $0.004 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$ 。方差分析表明,0—3d土壤类型对下层有机碳日均矿化量有显著影响( $P < 0.05$ ),褐土、黑垆土和黄绵土平均矿化 $\text{CO}_2\text{-C}$ 量为 $0.020 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ,显著高于其他4种土壤,风沙土最低,仅有 $0.010 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$ 。湘黄土、新积土和沙黄土之间无明显差异, $\text{CO}_2\text{-C}$ 平均 $0.0145 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$ 。第6天时,7种土壤有机碳日均矿化 $\text{CO}_2\text{-C}$ 量平均为 $0.007 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ,是前3d均值( $0.016 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )的48%。15d后,矿化量处于稳定水平;培养结束后,7类土壤日均矿化 $\text{CO}_2\text{-C}$ 量平均值为 $0.003 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ,是其0—3d均值的22.6%。培养后期(15—30d),虽然矿化量出现小范围的波动,但7类土壤间差异不大。方差分析表明,不同深度相同类型土壤的有机碳日均矿化量无明显差异( $P > 0.05$ )。

### 2.1.2 土壤有机碳矿化模拟

根据不同处理30d内各阶段测定的 $\text{CO}_2\text{-C}$ 释放量,用一级动力学方程对每个重复的结果进行独立的一元线性回归分析,拟合 $C_p$ 和 $k$ 值。表2显示,一级动力学方程拟合土壤有机碳矿化动态均达到较好效果( $R^2 > 0.95$ )。

表2 土壤有机碳矿化的一级动力学参数及 $C_p/\text{SOC}$ 值

Table 2 Parameters of the first-order kinetics and  $C_p/\text{SOC}$  values for the SOC mineralization

土壤类型 Soil type	土层深度 Soil depth (cm)	拟合参数 Fitting parameters			$C_p/\text{SOC}/\%$
		$C_p / (\text{g C} \cdot \text{kg}^{-1})$	$k / (\times 10^{-5} \text{ d}^{-1})$	$R^2$	
褐土 Cinnamon soil	0—15	$0.329 \pm 0.021 \text{ A}$	$6.91 \pm 1.14$	0.96	4.25
	15—30	$0.249 \pm 0.024 \text{ a}$	$8.57 \pm 1.32$	0.96	5.24
黑垆土 Dark loessial soil	0—15	$0.240 \pm 0.018 \text{ AB}$	$7.23 \pm 1.33$	0.98	3.73
	15—30	$0.235 \pm 0.022 \text{ a}$	$6.72 \pm 1.18$	0.99	4.57
湘黄土 Xiang yellow soil	0—15	$0.168 \pm 0.009 \text{ C}$	$6.27 \pm 1.07$	0.99	3.75
	15—30	$0.164 \pm 0.012 \text{ b}$	$7.51 \pm 1.46$	0.99	3.42
新积土 Fluvial soil	0—15	$0.184 \pm 0.021 \text{ BC}$	$6.36 \pm 1.13$	0.99	9.58
	15—30	$0.180 \pm 0.006 \text{ ab}$	$6.15 \pm 1.21$	0.99	9.31
风沙土 Aeolian sandy soil	0—15	$0.136 \pm 0.01 \text{ C}$	$6.63 \pm 1.38$	0.99	9.24
	15—30	$0.116 \pm 0.015 \text{ b}$	$4.55 \pm 1.45$	0.99	9.17
黄绵土 Loessial soil	0—15	$0.313 \pm 0.023 \text{ AB}$	$6.01 \pm 0.86$	0.98	5.11
	15—30	$0.251 \pm 0.018 \text{ a}$	$4.77 \pm 0.99$	0.97	5.38
沙黄土 Sandy loess soil	0—15	$0.199 \pm 0.017 \text{ BC}$	$5.29 \pm 0.82$	0.99	6.59
	15—30	$0.144 \pm 0.015 \text{ b}$	$5.45 \pm 0.98$	0.98	8.74

\* 大、小写字母分别表示0—15cm和15—30cm不同类型土壤间 $C_p$ 的比较,字母相同的表示差异不显著( $P > 0.05$ ,  $\alpha = 0.05$ ),字母不同的表示差异显著( $P < 0.05$ ,  $\alpha = 0.05$ )

由表2可看出,黄土高原土壤 $C_p$ 存在较大差异,供试土壤 $C_p$ 变化范围为 $0.116\text{—}0.329 \text{ g C} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,是土壤有机碳的3.42%—9.58%,上层土壤 $C_p$ 略高于下层。相关分析表明,不同深度土壤的 $C_p$ 与土壤有机碳含

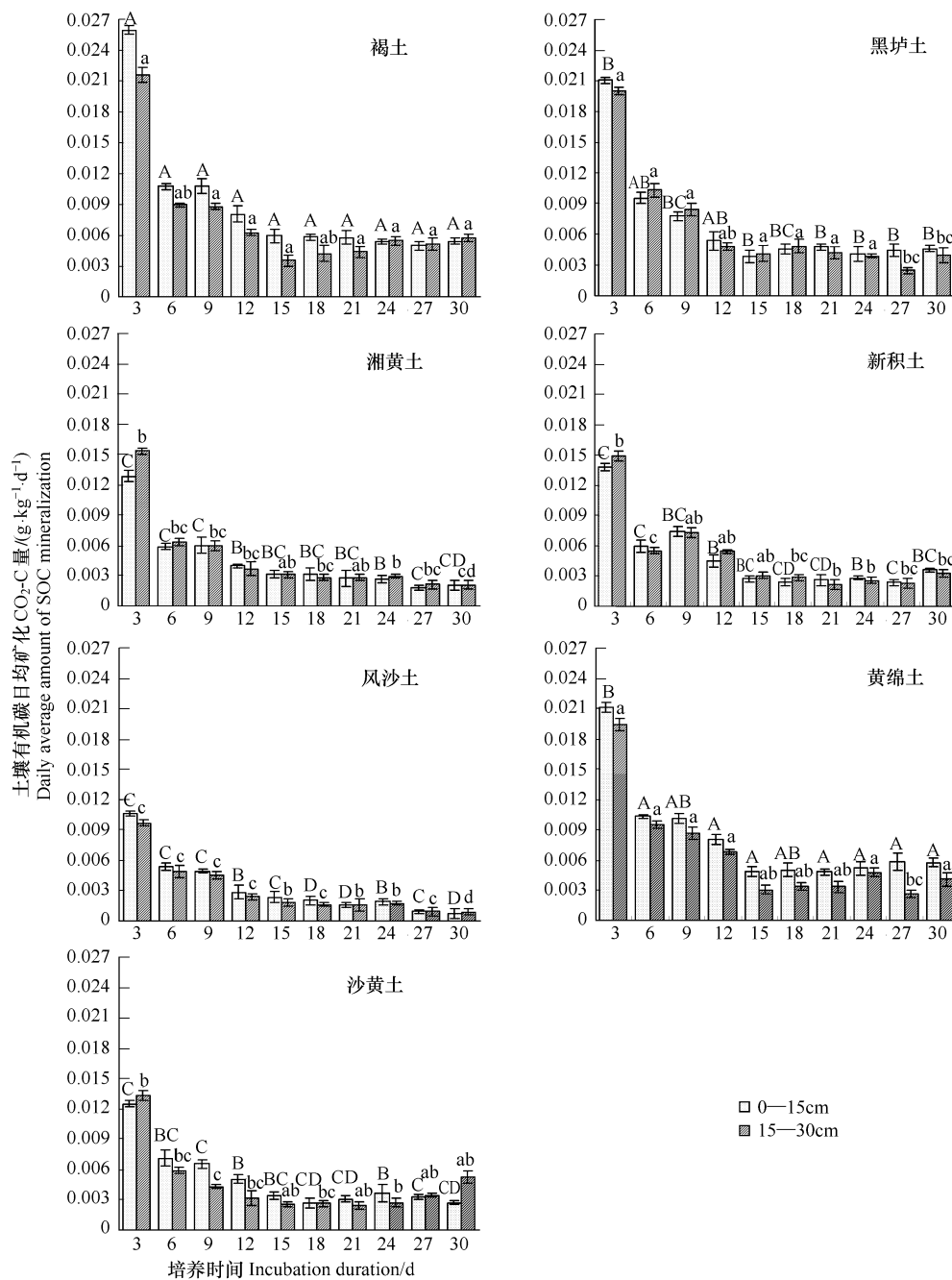


图2 不同类型、不同深度土壤有机碳日均矿化  $\text{CO}_2\text{-C}$  量 ( $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}\text{d}^{-1}$ )

Fig. 2 Daily amount of SOC mineralization at 0—15cm and 15—30cm layers of 7 types

\* 中字母表示在同一时间对不同土壤有机碳日均矿化量的多重比较结果,大、小写字母分别表示 0—15cm 和 15—30cm 土层日均矿化量的比较,字母相同的表示差异不显著,字母不同的表示差异显著 ( $P < 0.05$ ,  $\alpha = 0.05$ )

量显著相关 ( $r = 0.742$ ,  $P < 0.01$ ,  $n = 98$ ),说明  $C_p$  与有机碳变化趋势基本一致。不同类型土壤 0—15cm 土壤有机碳  $C_p$  存在显著差异 ( $P < 0.05$ ):褐土、黄绵土和黑垆土的  $C_p$  差异不显著,但明显高于风沙土和湘黄土,黑垆土、新积土、黄绵土和沙黄土之间差异不显著。土壤类型也显著影响 15—30cm 土壤  $C_p$  ( $P < 0.05$ ):沙黄土、湘黄土和风沙土的  $C_p$  显著低于黄绵土、黑垆土和褐土,新积土与其余 6 种土壤无明显差异。土层深度对  $C_p$  影响不显著 ( $P > 0.05$ )。  $k$  值在上下两个土层中受土壤类型的影响不显著 ( $P > 0.05$ ),其变化范围为  $4.55\text{—}8.57 \times 10^{-5} \text{d}^{-1}$ ,平均  $6.32 \times 10^{-5} \text{d}^{-1}$ 。  $C_p/\text{SOC}$  值能反映土壤有机碳的固存能力,该值越高,土壤有机

碳矿化能力越强,有机碳的固存量越少。土壤类型对  $C_p/SOC$  值无显著差异 ( $P > 0.05$ ),但砂粒含量高的新积土和风沙土的  $C_p/SOC$  值较大,说明这 2 种土壤的固碳能力较其它土壤差。不同深度土壤  $C_p/SOC$  值的变化趋势与  $C_p$  的变化趋势并不一致,主要表现为下层剖面土壤的  $C_p/SOC$  值接近甚至高于上层土壤。土壤的  $C_p/SOC$  值在不同土层深度的影响下差异也不显著 ( $P > 0.05$ )。

## 2.2 土壤类型和土层深度对有机碳矿化累积量的影响

土壤有机碳累积矿化释放的  $CO_2-C$  量是指:在一定时间内土壤有机碳矿化为无机碳后所释放的  $CO_2$  数量(以  $CO_2-C$  释放  $g \cdot kg^{-1}$  干土计),它是土壤有机碳矿化速率的表征之一。由表 3 可看出,30d 的培养期内,不同土壤有机碳累积矿化量之间差异显著 ( $P < 0.05$ ),褐土和黄绵土与黑垆土的有机碳累积矿化量之间差异不显著,但均极显著高于与其他 4 类土壤。0—15cm 土壤有机碳矿化累积矿化量大小依次为褐土 > 黄绵土 > 黑垆土 > 沙黄土 > 新积土 > 湘黄土 > 风沙土,这种变化趋势与土壤有机碳含量的变化趋势基本一致。褐土 30d 内累积  $CO_2-C$  释放  $(0.281 \pm 0.005) g \cdot kg^{-1}$ ,为湘黄土、新积土和沙黄土的 2 倍。风沙土的累积矿化  $CO_2-C$  量最低,仅  $(0.099 \pm 0.004) g \cdot kg^{-1}$ ,约为褐土的 35.2%。在 15—30cm 土层中,除湘黄土和新积土外,其余 5 种土壤有机碳累积矿化  $CO_2-C$  量都随土壤深度的加深而有不同程度的下降,其中褐土、黄绵土下降幅度较大,分别下降了  $0.058 g \cdot kg^{-1}$  和  $0.044 g \cdot kg^{-1}$ 。下层土壤有机碳的生物有效性比上层土壤低,在自然条件下,由于下层土壤通气状况较差,有机碳矿化速率可能更低,土壤有机碳累积矿化量在上下层间差异应比测定值更大。方差分析表明,同一类型、不同深度土壤的有机碳累积矿化量无明显差异 ( $P > 0.05$ ),这与路磊等的研究结果不同<sup>[17]</sup>。

表 3 土壤类型和深度对有机碳累积矿化量及矿化率的影响

Table 3 Effects of soil types and depth on the accumulative amount and rate of SOC mineralization

土壤类型 Soil type	土层深度 Soil depth/cm	土壤有机碳累计矿化 $CO_2-C$ 量/ $(g \cdot kg^{-1})$ Accumulative amount of $CO_2-C$	土壤有机碳矿化率/% The SOC mineralization rate
褐土 Cinnamon soil	0—15	$0.281 \pm 0.005$ A	$3.82 \pm 0.26$ C
	15—30	$0.223 \pm 0.004$ a	$3.47 \pm 0.38$ c
黑垆土 Dark loessial soil	0—15	$0.208 \pm 0.003$ A	$3.60 \pm 0.15$ C
	15—30	$0.208 \pm 0.004$ a	$3.44 \pm 0.29$ c
湘黄土 Xiang yellow soil	0—15	$0.134 \pm 0.006$ B	$3.12 \pm 0.19$ C
	15—30	$0.142 \pm 0.003$ b	$3.04 \pm 0.18$ c
新积土 Fluvial soil	0—15	$0.145 \pm 0.002$ B	$7.55 \pm 0.26$ A
	15—30	$0.149 \pm 0.004$ b	$7.41 \pm 0.33$ a
风沙土 Aeolian sandy soil	0—15	$0.099 \pm 0.004$ C	$7.70 \pm 0.11$ A
	15—30	$0.091 \pm 0.002$ c	$5.50 \pm 0.28$ b
黄绵土 Loessial soil	0—15	$0.251 \pm 0.005$ A	$4.82 \pm 0.23$ BC
	15—30	$0.207 \pm 0.004$ a	$4.78 \pm 0.39$ b
沙黄土 Sandy loess soil	0—15	$0.147 \pm 0.004$ B	$5.51 \pm 0.20$ B
	15—30	$0.137 \pm 0.004$ b	$5.37 \pm 0.11$ b

\* 大、小写字母分别表示 0—15cm 和 15—30cm 不同类型土壤间有机碳累计矿化量或矿化率的比较,字母相同的表示差异不显著 ( $P < 0.05$ ,  $\alpha = 0.05$ ),字母不同的表示差异显著 ( $P < 0.05$ ,  $\alpha = 0.05$ )

土壤有机碳矿化率是指:在一定时间内土壤有机碳矿化释放的  $CO_2-C$  含量占土壤总有机碳含量的比例 (%)。表 3 显示,30d 培养结束后,7 类土壤 0—15cm 处有机碳矿化率依次为风沙土 > 新积土 > 沙黄土 > 黄绵土 > 褐土 > 黑垆土 > 湘黄土。风沙土有机碳矿化率最大,达到  $(7.70 \pm 0.11)\%$ ,新积土仅次于风沙土,为  $(7.55 \pm 0.26)\%$ ,湘黄土最小,只有  $(3.12 \pm 0.19)\%$ ,是风沙土的 40.3%。方差分析表明,土壤类型对表层土壤有机碳矿化率产生了显著影响 ( $P < 0.05$ ),其中风沙土和新积土的矿化率显著高于其它土壤,沙黄土与黄绵土之间无显著差异,但明显区别于其它 5 种土壤,黄绵土、褐土、黑垆土和湘黄土之间无显著差异。与 0—

15cm 土壤相比,7 种土壤 15—30cm 有机碳矿化率均有所降低,其中风沙土减少最大,达到 2.2%。这与其他研究结果一致,如 Ross 等<sup>[18]</sup>研究发现,森林土壤有机碳矿化释放的 CO<sub>2</sub>-C 含量与矿化率均随土层加深而降低,其中矿化率下降的幅度较小;Franzluebber 等人<sup>[19]</sup>研究结果也表明,农田和草地中土壤有机碳矿化率随土层加深而递减。本研究中土样经过前处理后,土壤孔性改变,部分团聚体受到破坏,而团聚体解体可加速有机碳的矿化<sup>[20, 21]</sup>,土壤有机碳矿化率偏高(30d 内最大矿化量比例达到 7.70%)。方差分析结果显示,土壤类型对下层土壤有机碳矿化率产生了显著影响( $P < 0.05$ ),新积土的矿化率显著高于其他 6 种土壤,风沙土、沙黄土和黄绵土 3 者之间无明显差异且显著高于褐土、黑垆土和湘黄土,后 3 者之间无明显差异。方差分析表明,同一类型、不同深度土壤的有机碳矿化率无明显差异( $P > 0.05$ )。

### 2.3 土壤有机碳矿化与土壤理化性状关系

$C_p$  与土壤有机碳、全氮、全磷、速效 K 之间显著或极显著正相关,而与 pH 显著负相关(表 4)。土壤 SOC 与  $C_p$  的关系最密切,相关系数最大,达到 0.742;全氮、全磷、速效 K 对  $C_p$  的影响也较明显,相关系数分别为 0.687、0.607 和 0.344,说明土壤养分含量的高低对  $C_p$  也会产生影响。供试土样 pH 在 8.49—8.89 之间,偏碱性的 pH 会影响微生物的类型和活性,进而影响到土壤有机碳的矿化,使  $C_p$  与 pH 之间呈现出显著的负相关关系。 $C_p$  与颗粒组成之间极显著的相关关系与土壤质地有关。已有研究证实<sup>[22]</sup>,土壤质地会影响微生物活性及保持碳的能力。粘粒含量高的土壤颗粒细,比表面大,易与有机碳形成复合体,而且小粒级颗粒中有机碳含量较高,因此小粒级颗粒对土壤有机碳的吸附和保持能力较强,而砂质土壤有机碳的矿化则较为迅速。 $k$  值与各指标都没有明显的相关性,说明黄土高原地区土壤有机碳的矿化速率常数  $k$  受土壤养分、pH 值及颗粒组成的影响不大。

表 4 土壤  $C_p$ 、 $k$  与各养分指标、pH 和颗粒组成等的相关系数  $r$

Table 4 Correlations of  $C_p$ ,  $k$  with soil nutrients, pH and particle composition

项目 Items	有机碳 Organic carbon	全氮 Total N	全磷 Total P	速效钾 Available K	pH	粘粒 Clay	粉粒 Silt	砂粒 Sand	$C_p$
$C_p$	0.742	0.687	0.607	0.344	-0.234	0.393	0.430	-0.428	-
$k$	-0.068	-0.072	-0.021	0.171	-0.023	-0.022	0.015	-0.005	-0.202

$n = 98, r(0.05) = 0.199, r(0.01) = 0.259$

### 3 结论与讨论

土壤有机碳矿化是土壤中重要的生物化学过程,直接关系到土壤养分元素的释放与供应、CO<sub>2</sub> 气体的排放以及土壤质量的维持。土壤类型的差异会造成土壤物理化学性质,尤其是土壤有机碳含量的改变,加之其它生物要素和非生物要素的差异,从而对土壤有机碳的矿化过程和矿化速率产生不同程度的影响。在控制温度和湿度条件的实验室培养下,土壤有机碳矿化量反映了不同类型土壤中易被利用的有机碳有效性及土壤环境因素的差异。供试土样在培养前期,日均矿化量较快但不稳定,下降幅度较大;随着培养时间的延长,矿化速率继续下降,但幅度较小;培养后期,矿化速率较低且相对稳定,这与以往的大多数研究结果相同<sup>[5, 23-24]</sup>。李忠佩<sup>[20]</sup>等报道不同水分处理条件下,黄泥土有机碳矿化量的动态变化具有先快后慢,先高后低的趋势。任秀娥<sup>[11]</sup>等研究发现,不同培养温度下,不同粘粒含量稻田土壤有机碳矿化也有类似结果特征。这与土壤活性有机碳含量随培养时间延长逐步减少有关<sup>[23]</sup>。矿化培养初期,易分解组分快速分解,释放大量养分,土壤微生物与有机碳充分接触,代谢所需营养物供应充足,营养源不是限制微生物活动的主要因素。随着可供微生物利用的易分解有机碳的矿化,营养源不断减少,营养物的供应则逐渐成为限制微生物活动的关键因素,因而随着培养时间的延长,土壤类型对有机碳矿化的影响越来越小,有机碳的矿化速率也处于相对稳定的较低水平。

土壤类型的差异会影响土壤有机碳矿化,其影响因素较复杂。这些因素既包括生物因素的直接影响,如参与有机碳矿化过程的土壤动物和微生物种类和活性的差异,植被类型以及凋落物性质和数量的不同;也包括非生物因素的间接影响,如土壤母质、pH 值、土壤温湿度、土壤养分组成等物理和化学性质的不同,不同类

型土壤有机碳的结构和组成也存在着较大差异。同一培养条件下,本研究中 7 类土壤相同深度有机碳日均矿化量、累积矿化量及矿化率之间的差异均达到显著水平( $P < 0.05$ ),说明土壤类型对有机碳矿化有极明显影响。这与土壤结构、所含养分含量等因素有密切关系。褐土、黑垆土、黄绵土和湘黄土的土壤结构良好,土壤团聚体稳定,具有较强的固碳能力;且地表植被覆盖度相对较大,致使有机碳归还到土壤中的量增多,土壤中所含总有机碳等养分含量较高,微生物所需的营养物质充足,活性较高,有机碳日均矿化量较大,30d 培养期内土壤累积矿化量较高。已有研究证实,土壤质地会影响微生物活性及保持碳的能力<sup>[5]</sup>。一些研究表明,土壤结构是影响有机质分解的主导因素,粘粒对土壤有机碳有很好的保护作用<sup>[22]</sup>,砂质土壤有机碳的矿化更为迅速。风沙土和沙黄土砂粒含量较高,土壤物理结构较差,沙漠化的发展和逆转强烈影响着植被的动态,进而影响着有机碳的丧失和固存,土壤固碳能力极低;地表几乎无植被覆盖,有效土层薄,肥力水平低,土壤生物作用弱,因此土壤有机碳累积矿化量较低。本研究中所用新积土采自黄土高原几条主要河流岸边,受洪水等作用影响,植被较稀疏,成土年龄短,土壤发育不明显,无明显的腐殖质层和其它发生学层次,土壤物理结构和土壤动物、微生物群落质量较低,固碳能力较小,土壤有机碳累积矿化量较低。

不同土层有机碳矿化也不相同。已有研究<sup>[19]</sup>证明,土壤表层有机碳累积矿化量比下层高,矿化率随土层加深呈递减趋势,本研究也得到相同结论。不同土层土壤碳矿化的差异可能由土壤有机碳含量不同而造成。土壤表层有机碳含量较高,活性有机碳所占比例随之变大,其生物有效性较高,土壤有机碳矿化速率较快,累积矿化量较大。下层土壤中有机碳含量相对较低,活性有机碳含量也较低,生物有效性较小,矿化作用较弱。本研究中 7 类土壤 0—15cm 与 15—30cm 土层的有机碳矿化率都未达到显著差异水平( $P > 0.05$ ),这与前人研究<sup>[17]</sup>结果不同。可能由于本研究是小样品(20g)室内培养实验,培养条件与自然条件存在一定差异,室内培养增大了土壤与空气的接触面积,改变了水分含量,下层土壤经过风干、磨细、过筛等步骤后,土壤孔性发生改变,团聚体解体减弱了对有机碳的物理性保护作用,加速了有机碳的矿化<sup>[25]</sup>。在自然条件下,由于土壤下层通气状况差,有机碳矿化速率可能更低,上下层土壤有机碳累积矿化量差异应比测定值更大<sup>[26]</sup>。因此本研究的结果与自然条件下的实际情况可能存在着一定程度的差异,不能完全代表实际情况中下层土壤有机碳的矿化动态,仅大体反映土壤类型对有机碳矿化趋势的影响。

土壤类型对相同深度有机碳矿化势有极显著的影响( $P < 0.05$ ),大小趋势与有机碳含量基本相同,但受土层深度的影响并不显著( $P > 0.05$ )。供试土壤  $C_p$  较低,在  $0.329—0.116 \text{ g C} \cdot \text{kg}^{-1}$  范围之内。褐土、黑垆土和黄绵土的土壤有机碳含量较高,土壤结构良好,粘粒含量高,砂粒含量较低,固碳能力较强, $C_p$  相对较大, $C_p/\text{SOC}$  值较小。风沙土、沙黄土和新积土土壤发育不成熟,砂粒含量高,对有机碳的保护较差,固碳能力相对较弱,因此具有较低的  $C_p$  值和较高的  $C_p/\text{SOC}$  值。 $k$  值和  $C_p/\text{SOC}$  值受土壤类型和土层深度的影响均不显著( $P > 0.05$ )。黄东迈<sup>[26]</sup>等应用示踪技术对长期水旱轮作的水稻土的矿化研究得出,旱地土壤的矿化速率常数在  $3.50—5.18 \times 10^{-4} \text{ d}^{-1}$  之间,而淹水条件下的在  $5.88—7.32 \times 10^{-4} \text{ d}^{-1}$ 。唐国勇<sup>[27]</sup>等研究表明,旱地土壤有机碳的矿化速率常数在  $1.04—3.16 \times 10^{-4} \text{ d}^{-1}$  之间。本研究有机碳矿化速率常数在  $4.55—8.57 \times 10^{-5} \text{ d}^{-1}$  之间,比其它研究结果小,这可能与土壤母质有关。不同深度土壤  $C_p/\text{SOC}$  值的变化趋势与  $C_p$  的变化趋势并不一致,下层土壤的  $C_p/\text{SOC}$  值接近甚至高于上层土壤,这说明黄土高原土壤有机碳矿化势占总有机碳的比例在土壤剖面中的分布不随有机碳而变化,其原因可能由于表层有机碳因淋溶作用而向下层移动,导致下层易被利用的有机碳含量提高。

土壤养分含量的高低是微生物矿化作用强弱的限制因素,微生物所需的各个营养元素供应充足,微生物活力较高,矿化作用显著,反之则较低。本研究中土壤  $C_p$  与所有养分指标都有极强的正相关性,说明养分供应越充足,微生物活性越高,土壤潜在矿化能力越大。pH 对  $C_p$  产生显著负影响,黄土高原偏碱性土壤中微生物种类与活性受其影响较大,进而影响土壤有机碳矿化。土壤粘粒含量能够影响有机碳的矿化,已有研究<sup>[11]</sup>认为,由于土壤粘粒有机碳含量较高,并具有大的比表面积与电荷密度,能强力吸附土壤有机碳,还能与大分子有机物质形成较稳固的有机-无机复合体,并进一步形成更稳固的团聚体结构,因此粘粒对土壤有机碳有很



好的保护作用,  $C_p$  值随有机碳含量的升高而有所增加;砂质土壤的结构较差,土壤空隙度较大,通气状况良好,有机质分解矿化快,不易被保护积累,土壤有机碳处于较低水平,而  $C_p$  值也较低。陈国潮等<sup>[28]</sup>的研究表明,粘粒含量与微生物周转期关系较密切,砂质土壤的微生物周转期较粘粒土壤短,故有机质易被微生物降解,而粘粒土壤则更有利于养分的保持。本研究也有类似结论,黄土高原土壤  $C_p$  与随土壤粘粒、粉粒含量的增多而显著增大,随砂粒含量的增加而减少。 $k$  值与土壤各养分含量、pH 和颗粒组成都无明显的相关性,而与  $C_p$  存在显著的负相关性。说明有机碳矿化速率常数  $k$  受土壤养分、pH 值及颗粒组成的影响不大,但随  $C_p$  的增加而减少,这可能与土壤母质有很大关系。

#### References:

- [ 1 ] Lal R. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science*, 2004, 304: 1623-1627.
- [ 2 ] Smith P. Carbon sequestration in croplands: The potential in Europe and the global context. *European Journal of Agronomy*, 2004, 20(3): 229-236.
- [ 3 ] Trumbore S. Carbon respired by terrestrial ecosystem-recent progress and challenges. *Global Change Biology*, 2006, 12(2): 141-153.
- [ 4 ] Saggiar S, Yeates G W, Shepherd T G. Cultivation effects on soil biological properties, microfauna and organic matter dynamics in Eutric Gleysol and Gleyic Luvisol soils in New Zealand. *Soil & Tillage Research*, 2001, 58(1/2): 55-68.
- [ 5 ] Huang Y, Liu S L, Shen Q R, Zong L G. Influence of environmental factors on the decomposition of organic carbon in agricultural soils. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 2002, 13(6): 709-714.
- [ 6 ] Garc a C, Hern ndez T. Organic matter in bare soils of the Mediterranean region with a semiarid climate. *Arid Soil Research and Rehabilitation*, 1996, 10: 31-41.
- [ 7 ] Fang C, Smith P, Moncrieff J B, Smith J U. Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature. *Nature*, 2005, 433: 57-59.
- [ 8 ] Moscatelli M C, Tizio A Di, Marinari S, Grego S. Microbial indicators related to soil carbon in Mediterranean land use systems. *Soil & Tillage Research*, 2007, 97 (1): 51-59.
- [ 9 ] Leir s M C, Trasar-Cepeda C, Seoane S, Gil S F. Dependence of mineralization of soil organic matter on temperature and moisture. *Soil Biology & Biochemistry*, 1999, 31(3): 327-335.
- [ 10 ] Wu J G, Ai L, Zhu G, Tian Z Q, Chang W. Mineralization of soil organic carbon and its motivating factors to the dragon spruce forest and alpine meadows of the Qilian Mountains. *Acta Agrestia Sinica*, 2007, 15(1): 20-28.
- [ 11 ] Ren X E, Tong C L, Sun Z L, Tang G Y, Xiao H A, Wu J S. Effects of temperature on organic carbon mineralization in paddy soils with different clay content. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 2007, 18(10): 2245-2250.
- [ 12 ] Su Y Z, Zhao H L, Zhang T H, Zhao X Y. Carbon mineralization potential in soils under different degraded sandy land. *Acta Ecologica Sinica*, 2004, 24(2): 372-378.
- [ 13 ] Zhang W J, Tong C L, Yang G R, Wu J S. Effects of water on mineralization of organic carbon in sediment from wetlands. *Acta Ecologica Sinica*, 2005, 25(2): 249-253.
- [ 14 ] Yang G R, Zhang W J, Tong C L, Wu J S. Effects of temperature on the mineralization of organic carbon in sediment of wetland. *Acta Ecologica Sinica*, 2005, 25(2): 243-248.
- [ 15 ] Goyal S, Chander K, Mundra M C, Kapoor K K. Influence of inorganic fertilizers and organic amendments on soil organic matter and soil microbial properties under tropical conditions. *Biology and Fertility of Soils*, 1999, 29: 196-200.
- [ 16 ] Hyv nen R, gren G I, Dalias P. Analysing temperature response of decomposition of organic matter. *Global Change Biology*, 2005, 11(5): 770-780.
- [ 17 ] Lu L, Li Z P, Che Y P. Soil organic carbon mineralization and enzyme activity in soils different in duration of vegetable plantation. *Soils*, 2006, 38 (4): 429-434.
- [ 18 ] Ross D J, Tate K R, Feltham C W. Microbial biomass, and C and N mineralization, in litter and mineral soil of adjacent montane ecosystems in a southern beech (*Nothofagus*) forest and a tussock grassland. *Soil Biology & Biochemistry*, 1996, 28(12): 1613-1620.
- [ 19 ] Franzluebbers A J, Stuedemann J A, Schomberg H H, Wilkinson S R. Soil organic C and N pools under long-term pasture management in the Southern Piedmont USA. *Soil Biology & Biochemistry*, 2000, 32(4): 469-478.
- [ 20 ] Li Z P, Zhang T L, Chen B Y. Dynamics of soluble organic carbon and its relation to mineralization of soil organic carbon. *Acta Pedologica Sinica*, 2004, 41: 544-552.

- [21] Zhu S F, Liu C Q, Tao F X. Use  $\delta^{13}\text{C}$  method in studying soil organic matter. *Acta Pedologica Sinica*, 2005, 42: 495-503.
- [22] Li Z P, Lin X X. Characteristics of organic materials decomposition in infertile red soils. *Acta Ecologica Sinica*, 2002, 22(8): 1224-1230.
- [23] Franzluebbers A J, Haney R L, Honeycutt C W, Arshad M A, Schomberg H H, Hons F M. Climatic influences on active fractions of soil organic matter. *Soil Biology & Biochemistry*, 2001, 33(7-8): 1103-1111.
- [24] Weintraub M N, Schimel P J. Interactions between carbon and nitrogen mineralization and soil organic matter chemistry in arctic tundra soils. *Ecosystems*, 2003, 6: 129-143.
- [25] Wu J S. Soil organic matter and its kinetics of turnover // He Dian-yuan, ed. *Soil fertility in South China and fertilization of plant cultivation*. Beijing: Science Press, 1994: 28-62.
- [26] Huang D M, Zhu P L, Wang Z M, Yu X H. A study and Question on the decomposition of organic carbon under upland and submerged soil conditions. *Acta Pedologica Sinica*, 1998, 35(4): 482-492.
- [27] Tang G Y, Tong C L, Su Y R, Wu J S, Xiao H A. Effects of soil moisture content on the mineralization of added  $^{14}\text{C}$ -labelled straw and native soil organic carbon in upland soil. *Scientia Agricultura Sinica*, 2006, 39(3): 538-543.
- [28] Chen G C, He Z L, Huang C Y. Turnover of microbial biomass C in red soils and its significance in soil fertility evaluation. *Acta Pedologica Sinica*, 2002, 39(2): 152-160.

#### 参考文献:

- [5] 黄耀, 刘世梁, 沈其荣, 宗良纲. 环境因子对农业土壤有机碳分解的影响. *应用生态学报*, 2002, 13(6): 709-714.
- [10] 吴建国, 艾丽, 朱高, 田自强, 裴伟. 祁连山北坡云杉林和草甸土壤有机碳矿化及其影响因素. *草地学报*, 2007, 15(1): 20-28.
- [11] 任秀娥, 童成立, 孙中林, 唐国勇, 肖和艾, 吴金水. 温度对不同粘粒含量稻田土壤有机碳矿化的影响. *应用生态学报*, 2007, 18(10): 2245-2250.
- [12] 苏永中, 赵哈林, 张铜会, 赵学勇. 不同退化沙地土壤碳的矿化潜力. *生态学报*, 2004, 24(2): 372-378.
- [13] 张文菊, 童成立, 杨钙仁, 吴金水. 水分对湿地沉积物有机碳矿化的影响. *生态学报*, 2005, 25(2): 249-253.
- [14] 杨钙仁, 张文菊, 童成立, 吴金水. 温度对湿地沉积物有机碳矿化的影响. *生态学报*, 2005, 25(2): 243-248.
- [17] 路磊, 李忠佩, 车玉萍. 不同利用年限菜地土壤有机碳矿化动态和酶活性变化. *土壤*, 2006, 38(4): 429-434.
- [20] 李忠佩, 张桃林, 陈碧云. 可溶性有机碳的含量动态及其与土壤有机碳矿化的关系. *土壤学报*, 2004, 41: 544-552.
- [21] 朱书法, 刘从强, 陶发祥.  $\delta^{13}\text{C}$  方法在土壤有机质研究中的应用. *土壤学报*, 2005, 42: 495-503.
- [22] 李忠佩, 林心雄. 瘠薄红壤中有机物质的分解特征. *生态学报*, 2002, 22(8): 1224-1230.
- [25] 吴金水, 土壤有机质及其周转动力学 // 何电源主编. *中国南方土壤肥力与作物栽培施肥*. 北京: 科学出版社, 1994: 28-62.
- [26] 黄东迈, 朱培立, 王志明, 余晓鹤. 旱地和水田有机碳分解速率的探讨与质疑. *土壤学报*, 1998, 35(4): 482-492.
- [27] 唐国勇, 童成立, 苏以荣, 吴金水, 肖和艾. 含水量对 $^{14}\text{C}$  标记秸秆和土壤原有有机碳矿化的影响. *中国农业科学*, 2006, 39(3): 538-543.
- [28] 陈国潮, 何振立, 黄昌勇. 红壤微生物生物量 C 周转及其研究. *土壤学报*, 2002, 39(2): 152-160.