

# 黄土地区不同覆被下土壤无机碳分布及同位素组成特征\*

崔丽峰<sup>1,2</sup> 刘丛强<sup>1</sup> 涂成龙<sup>1\*\*</sup> 李龙波<sup>1,2</sup> 丁虎<sup>1</sup>

(<sup>1</sup> 中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002; <sup>2</sup> 中国科学院大学, 北京 100049)

**摘要** 土壤无机碳在剖面上的分布在评估区域碳库储量、陆地碳循环以及全球变化的研究具有重要作用。本文通过测定黄土地区不同植被类型覆盖下土壤 pH 值、碳酸盐含量、 $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值, 探讨了黄土地区植被类型对碳酸盐在土壤剖面中分布和同位素组成特征的影响。结果表明: 各剖面碳酸盐含量为 5.7% ~ 14.1%, 其均值大小为荒地 > 草地 > 林地; 林地中, 阔叶林 > 灌木林 > 针叶林, 针叶林变化最明显; 受成土母质影响, 各剖面土壤 pH 值在 7 ~ 8, 呈弱碱性; 土壤碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  值分布为 -6.2‰ ~ -1.8‰, 各剖面  $\delta^{13}\text{C}$  均值大小为荒地 > 灌木林 > 针叶林 > 草地 > 阔叶林; 植被类型主要是通过向土壤输入有机质来影响土壤无机碳同位素组成; 不同覆被下土壤剖面碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  值差异明显, 其可能受土壤物理性质如孔隙度、湿度等影响; 黄土地区不同覆被下土壤无机碳含量和  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  值明显不同, 因此, 在植被演替过程中, 植被类型的改变会影响到土壤无机碳库的储量和区域碳循环过程。

**关键词** 植被类型; 土壤无机碳; 碳同位素; 植被演替

中图分类号 S153.6 文献标识码 A 文章编号 1000-4890(2013)5-1187-08

**Soil inorganic carbon and its isotopic composition under different vegetation types in Loess Plateau of Northwest China.** CUI Li-feng<sup>1,2</sup>, LIU Cong-qiang<sup>1</sup>, TU Cheng-long<sup>1\*\*</sup>, LI Long-bo<sup>1,2</sup>, DING Hu<sup>1</sup> (<sup>1</sup> State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; <sup>2</sup> University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China). *Chinese Journal of Ecology*, 2013, 32(5): 1187-1194.

**Abstract:** The distribution of inorganic carbon in soil profile is crucial for assessing regional soil inorganic carbon storage, terrestrial carbon cycle, and global climate change. In this paper, the pH value, carbonate content, and its  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values in five soil profiles under different vegetation types in the Loess Plateau were measured, aimed to explore the effects of vegetation type on the distribution and isotopic composition of inorganic carbon in the soil profiles. In the five 0-130 cm soil profiles, carbonate content varied from 5.7% to 14.1%, and its average value was in the sequence of wasteland > grassland > broadleaf forestland > shrub forestland > coniferous forestland. As affected by the parent material loess, the soil was weakly alkaline, with pH value 7-8. The  $\delta^{13}\text{C}$  value of the soil carbonate varied from -6.2‰ to -1.8‰, with the order of wasteland > shrub forestland > coniferous forestland > grassland > broadleaf forestland. Vegetation type affected the  $\delta^{13}\text{C}$  value of the soil carbonate mainly through the input of organic carbon. The  $\delta^{18}\text{O}$  value of the carbonate in the soil profiles under different vegetation types had significant distinction, which was possibly affected by the soil physical properties such as porosity and humidity. In the Loess Plateau, there was a significant difference in the vertical distribution of soil inorganic carbon content and its  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values under different vegetation types, and thus, the vegetation type change during vegetation succession could affect the storage of soil inorganic carbon and the process of regional carbon cycle.

**Key words:** vegetation type; soil inorganic carbon; carbon isotope; vegetation succession.

\* 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-EW-102)、国家自然科学基金创新群体项目(41130536)和国家自然科学基金项目(41003009)资助。

\*\* 通讯作者 E-mail: chenglongtu@163.com

收稿日期: 2012-09-11 接受日期: 2013-01-14

土壤碳库在全球碳循环中的重要作用已经得到了广泛关注(Lal 2004; Catoni *et al.* 2012)。土壤中的碳分为土壤有机碳(SOC)和土壤无机碳(SIC),土壤碳库的研究多集中于SOC(Wu *et al.* 2009)。与SOC相比,自然界中SIC循环周期较长(千年尺度),在全球变化和植被演替中的响应相对缓慢(潘根兴和曹建华 2000),因此,在短期碳循环(百年尺度)研究中的所占地位较轻。近几年的研究表明,大气与土壤碳库通量的动力学特征非常重要(Dawson *et al.* 2002; Xie *et al.* 2009; Wang *et al.* 2010)。SIC约占全球总碳库的38%,是陆地生态系统中除SOC外的第二大碳库。SIC的积累比SOC高,且形成的次生碳酸盐比较稳定(Landi, 2003)。绝大多数的SIC以碳酸盐形式存在于干旱半干旱地区(王海荣和杨忠芳 2011)。全球土壤表层1 m内无机碳库的储量达 $0.7 \times 10^3 \sim 1.7 \times 10^3$  Pg C(Wu *et al.* 2009)。因此,土壤无机碳库即便产生较小的变化都会对全球碳循环产生很大的影响。SIC的研究对全球碳循环及全球气候变化具有重要意义(Wu *et al.* 2009)。土壤中普遍存在SOC-CO<sub>2</sub>-SIC的微碳循环系统(张林等,2010a,2010b)。在干旱、半干旱条件下,土壤有机质降解和植物根呼吸等产生的CO<sub>2</sub>在土壤湿度和土壤CO<sub>2</sub>分压调解下可以沉淀成为SIC,表现出大气CO<sub>2</sub>汇效应。中国黄土高原地处干旱、半干旱区,富含碳酸盐,无机碳库是碳库的主要形式,一般是有机碳库的2~5倍(万国江和王仕禄,2000;秦小光等,2001;张林等,2009)。Wu(2009)根据中国第二次土壤数据计算全国土壤无机碳库量约为(55.3±10.7) Pg C。由于黄土面积广,厚度大,其无机碳库巨大,储量可达850 Pg C(万国江和王仕禄,2000;秦小光等,2001)。因此,黄土地区土壤SIC对植被演替的响应及区域碳循环的研究都具有重要意义。

不同的植被类型具有不同土壤性质(赵世伟等,2002;Wang *et al.* 2009),其养分循环(赵护兵等,2008)、土壤侵蚀(沈玉芳等,2003;赵护兵等,2008)和土壤呼吸(Raich & Tufekciogul 2000)等过程也不尽相同。这些因素都可能会影响SIC的分布和迁移转化过程。在人为和自然因素的共同影响下,黄土地区的植被类型发生过很多变化(周佩华等,1991)。在退草还林等过程中,土壤有机碳库的增加可能会导致无机碳库减小。研究不同植被下土壤无机碳的分布有利于综合评价退草还林过程中形

成的碳汇。然而,黄土地区碳酸盐的研究中多集中在次生碳酸盐在古环境、古气候研究中的应用(韩家懋等,1996;庞奖励,1998;孙玉兵等,2007);现有的研究仅限于利用土壤普查数据和剖面分布进行土壤无机碳库的估算(潘根兴,1999a,1999b;Wu *et al.* 2009;张林等,2010a;Wang *et al.* 2010)。碳稳定同位素不仅能在百年尺度内研究土壤有机碳的分解和周转,还能反映地表植被的光合类型和区分原生次生碳酸盐(Cerling,1984;黄成敏等,2003;刘涛泽等,2008)。因此,碳稳定同位素技术可以用来示踪SIC的碳来源和迁移转化过程。本研究以中国黄土区土壤剖面为对象,通过对比分析不同覆被条件下土壤的pH值、土壤碳酸盐含量和碳氧同位素在垂向上的分布,以期探讨植被类型对黄土SIC分布、物质来源和迁移转化过程的影响,揭示人为因素和自然过程共同影响下的植被演替对土壤无机碳库动态演化的地球化学过程,为我国黄土区土地利用管理和生态重建提供科学依据和理论支持。

## 1 研究地区与研究方法

### 1.1 研究区概况

研究区位于黄土高原腹地的甘肃省庆阳市。采样位置分布在庆阳市子午岭林区连家砭林场和环县赵小掌村。子午岭林区年均温度7.4℃,年均降雨量587 mm。该地区海拔1100~1500 m,无霜期110~150 d,平均相对湿度63%~68%。属温带半干旱气候。采样区为典型黄土丘陵沟壑地形,地理坐标为36°03′N—36°05′N,108°31′E—108°32′E。从明朝(约1368年)起,该地区植被遭到严重破坏。在多年耕垦的过程中,这里曾有过强烈的水土流失。土壤剖面绝大部分被侵蚀殆尽。清朝同治5年(1866年),由于回汉民族纠纷,居民大都逃离此地,弃耕后植被很快得以恢复,形成目前黄土高原保存比较完整的天然次生林区(周佩华等,1991)。该区分布着比较完整的次生植被正向演替序列:草本群落-灌丛群落-乔灌混交群落-乔木林群落以及人工针叶林(赵世伟等,2002)。环县赵小掌村位于研究区域北部,地理坐标为36°42′N,107°22′E。海拔1450 m。年均温度约8℃左右,年均降水量300 mm左右,无霜期110~120 d。该区地处毛乌素沙漠边缘,自然植被稀少,是典型黄土高原梁峁状丘陵沟壑及残源沟壑区(图1)。

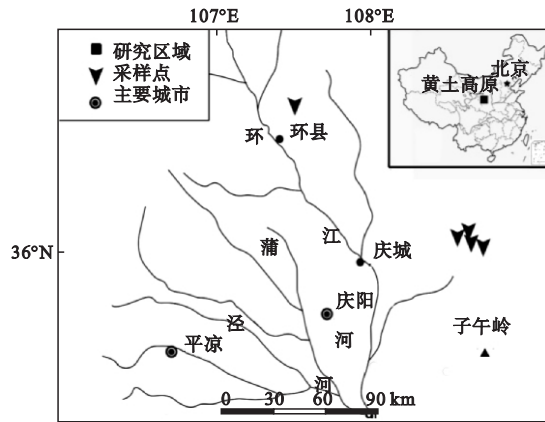


图1 采样剖面位置分布示意图  
Fig.1 Location of sampling site

1.2 样品采集

2010年8月,在甘肃庆阳地区采集了环县荒地剖面,在子午岭林区阔叶林、针叶林、草地和灌木林剖面,共5个土壤剖面。分别代表植被演替过程的不同阶段。采样点均位于山坡,其成土母质为原生黄土。子午岭地区土壤主要为石灰性褐土(邹厚远等2002)。根据土壤性质的变化,分层采集土壤样品。采样深度为130 cm。其中,在0~50 cm,每5 cm一个样品;50~130 cm每10 cm一个样品进行采集。针叶林50~80 cm采样分布加密,每5 cm采集一个样品。研究区不同覆被下土壤有机碳的研究见李龙波等(2011)。

1.3 土壤 pH 的测定

土壤样品自然风干后,挑出动植物残体和钙结核。在敲碎较大的土壤颗粒后,过10目筛。取10 g样品,以氯化钙溶液作浸提剂,按土水质量比1:2.5溶液的pH值代表土壤pH值。测试前,用磁力搅拌仪搅拌2 min,使水土混合均匀,静止30 min,然后用美国HACH公司生产的Sension 156多参数水质分析仪测定溶液pH值。取连续3次测定值的平均值为样品pH值。

1.4 土壤碳酸盐含量和  $\delta^{13}C$ 、 $\delta^{18}O$  的测定

从广义上讲,土壤无机碳包括固、液、气三相,气相指土壤中的CO<sub>2</sub>;液相是土壤溶液中的无机碳;固相主要是碳酸盐(杨黎芳和李贵桐2011)。黄土地区SIC主要以碳酸盐形式存在。本文以碳酸盐代表土壤无机碳来进行研究。土壤碳酸盐含量和碳、氧同位素的分析在中国科学院环境地球化学国家重点实验室进行。测定方法为经典的饱和磷酸法(McCrea,1950):取0.03 g样品倒入放有小磁棒的玻璃

瓶中,抽真空后,注入20 mL 100%浓磷酸。加热至50℃并用磁力搅拌法使样品与磷酸充分反应。在真空线上利用冷阱分离CO<sub>2</sub>,收集纯化的CO<sub>2</sub>。然后用气体质谱仪MAT-252测定同位素比值。测定结果以VPDB标准来报道数据。

$\delta^{13}C = [(^{13}C/^{12}C)_{\text{sample}} / (^{13}C/^{12}C)_{\text{standard}} - 1] \times 1000\text{‰}$   
式中  $(^{13}C/^{12}C)_{\text{sample}}$  为样品中碳同位素相对丰度比值  $(^{13}C/^{12}C)_{\text{standard}}$  为标准样品中碳同位素相对丰度比值(0.01124)。仪器分析误差小于0.1‰。各剖面所得的数据用软件Excel 2007和Origin 8.0进行统计分析。

2 结果与分析

2.1 土壤 pH 值

土壤pH可以调控土壤内化学反应(Luo & Zhou 2006),对碳酸盐的沉淀或溶解有着决定性作用,因此在土壤SIC研究中具有重要意义。各剖面土壤pH值在7~8呈弱碱性(图2)。主要是由于研究区成土母质为成分均匀的风成黄土(pH均值8.46),含10%左右的碳酸盐。各剖面pH平均值为7.47,大于黄土水溶液与碳酸钙处于溶解平衡状态时pH值(7.16)(文启忠,1989),有利于溶解态碳酸钙从土壤溶液中析出,形成次生碳酸盐。本研究中,

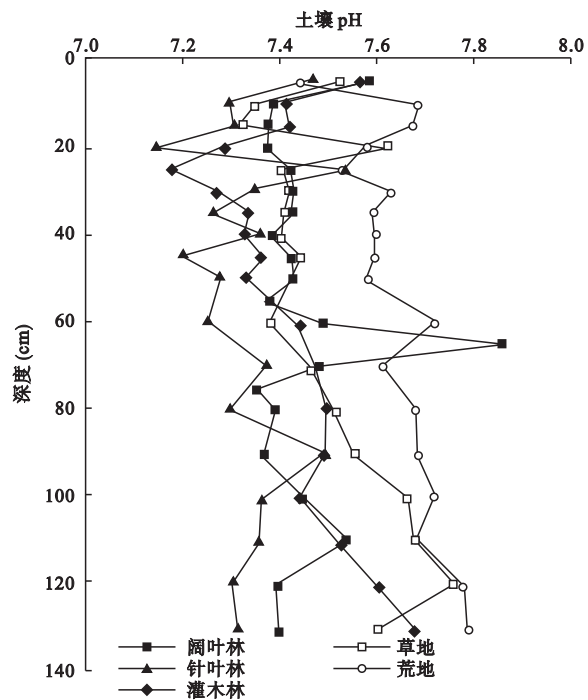


图2 各剖面土壤 pH 变化趋势  
Fig.2 Variations of pH value in the profiles studied

各剖面 pH 值与深度之间无显著的相关性。而在土壤表层 0~20 cm 深度范围内,灌木林、针叶林和阔叶林 pH 随深度增大而有降低趋势,这可能是土壤剖面表层的土壤有机碳含量随深度变化呈急剧降低导致成土过程减弱的原因(李龙波等 2011)。针叶林土壤 65 cm 处的 pH 值变大可能是由于该层次次生碳酸盐的沉淀造成钙离子浓度的降低,从而导致 pH 升高(文启忠,1989)。但不排除其他可能性,如土壤不均一性等。各剖面 pH 平均值中,荒地>草地>林地;林地中,阔叶林>灌木林>针叶林。Wang 等(2010)曾指出,不同植被覆盖条件下土壤 pH 值差异明显,且灌木和荒地的 pH 明显高于草地和林地。

## 2.2 土壤碳酸盐含量

不同植被覆盖条件下各剖面土壤碳酸盐(SC)含量具有较明显的差异(图3)。各个剖面 SC 含量为 5.6%~14.1%,均值大小为荒地>草地>林地;林地中,阔叶林>灌木林>针叶林。表层 0~20 cm 范围内,SC 含量为针叶林<阔叶林、草地<灌木林、荒地;在 20~130 cm 内,针叶林 SC 含量随剖面深度的变化而升高,在 130 cm 处接近黄土碳酸盐含量的平均值 10%(文启忠,1989)。阔叶林和草地的 SC 含量在表层 40 cm 内随深度增加而增大;在 40~130 cm 大致在 12% 左右波动。除个别层位外,灌木

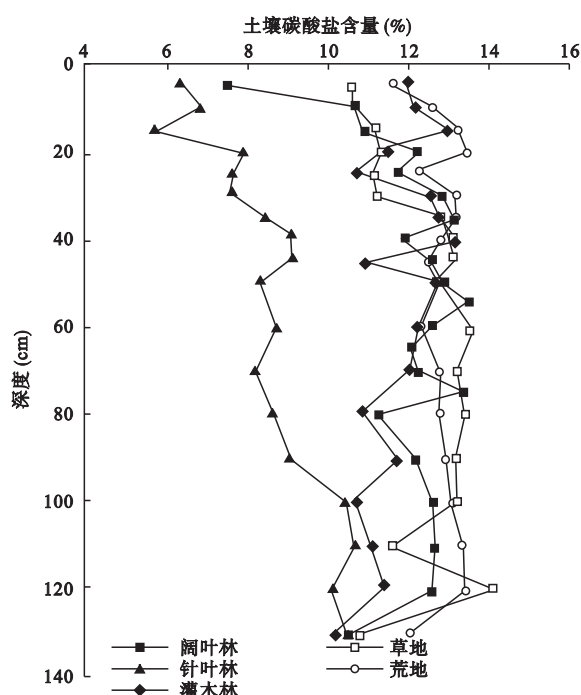


图3 各剖面土壤碳酸盐含量分布

Fig. 3 Distribution of soil carbonate content in profiles studied

林、荒地 SC 含量在土壤剖面变化不明显。4 个子午岭剖面 130 cm 层位 SC 含量趋于一致,与黄土平均碳酸盐含量相近。这应为所研究的 4 个子午岭剖面具有相同的成土母质所致。

黄土中的碳酸盐分为原生碳酸盐和次生碳酸盐。原生碳酸盐,又称继承性碳酸盐,指来源于成土母质或母岩,未经风化成土作用而保存下来的碳酸盐。次生碳酸盐又称发生性碳酸盐、自生碳酸盐是指土壤风化成土过程中形成的碳酸盐(黄成敏等,2003),主要是原生碳酸盐经淋溶-再沉淀或植物根部呼吸、土壤有机碳降解等产生的  $\text{CO}_2$  与土壤中的 Ca、Mg 等离子结合产生的碳酸盐。其矿物组成主要为方解石,占 90% 以上(文启忠,1989)。黄土地区土壤剖面上 SC 含量随深度变化可能受控于以下几个因素:(1)原生碳酸盐含量及成土程度。黄土含有丰富的原生碳酸盐,矿物成分多为碳酸钙(文启忠,1989; Batjes, 1996)。若成土程度微弱,如本研究中环县荒地剖面,SC 含量在垂向上便不会发生明显变化。在成土过程中,原生碳酸盐通过溶解-迁移-沉淀形成次生碳酸盐。其中,钙结核是次生碳酸盐的典型产物。本研究在样品前处理过程中挑出了钙结核,从而会导致淀积层次生碳酸盐 SIC 含量的降低;(2)土壤有机碳含量。土壤上覆植被的枯枝落叶和根系是土壤有机碳的主要来源。SOC 含量随深度增加而减小,与无机碳含量成明显负相关关系(潘根兴,1999a; 张林等,2010a)。因此,SIC 含量应该随深度增加而增加。不同植被类型土壤剖面 SOC 含量为林地>草地>荒地(Wang *et al.*, 2010; 李龙波等 2011)。本研究中不同覆被条件下土壤碳酸盐含量:荒地最高、草地、灌木林次之、阔叶林最低。随地表生物量的增加,土壤碳酸盐含量具有降低的趋势。与其他学者研究结果较一致(Wang *et al.*, 2010);(3)人为活动影响。本研究中针叶林为人工次生林。有研究表明,针叶林在降低土壤碳酸盐含量的作用大于阔叶林,主要是由于针叶林与其他植被类型不同,其凋落物富含单宁等酸性物质而缺乏盐分,而单宁、松脂等经微生物产生的大量有机酸因缺乏盐基离子中和而消耗掉土壤碳酸盐(刘举等 2005)。由于土壤剖面 pH 偏碱性,该有机无机复合体可以保存下来。有机酸与土壤碳酸盐反应生成土壤  $\text{CO}_2$ ,固定了有机酸,使其循环周期变长,增强了土壤的碳汇作用。该过程在减小了土壤无机碳库的同时,生成的  $\text{CO}_2$  间接增加了次生碳酸盐形成

速率。这可能是本研究中针叶林碳酸盐含量变化最明显的原因。

理论上, 土壤碳酸盐含量与 pH 值之间应该显著的相关性。由于研究成土母质为巨厚的弱碱性的黄土且各剖面的成土时间较短, 因此, 而本研究中 SC 含量与 pH 值相关关系并不显著 ( $R^2=0.174$ , 图 4)。土壤 pH 变化范围也较小。这是由黄土地区成土母质的区域特殊性决定的。所以, 黄土地区土壤 pH 并不是控制土壤碳酸盐含量的主要因素。

### 2.3 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 值

土壤无机碳  $\delta^{13}C$  值主要取决于原生碳酸盐含量和土壤  $CO_2$  的  $\delta^{13}C$  值。原生碳酸盐由黄土源区碳酸盐碎屑组成。具有较高的  $\delta^{13}C$  值(耿安松和文启忠, 1988)。土壤  $CO_2$  主要来自于植物根部呼吸、土壤有机质分解、微生物呼吸及大气  $CO_2$ 。植被类型的光合作用类型决定土壤  $CO_2$  的  $\delta^{13}C$  值(Cerling, 1984; 杨黎芳等, 2006), 从而间接影响土壤碳酸盐  $\delta^{13}C$  值。

各剖面  $\delta^{13}C$  值在  $-6.2\text{‰} \sim -1.8\text{‰}$  范围内分布, 剖面间差异明显(图 5)。各剖面均值大小为荒地 > 灌木林 > 针叶林 > 草地 > 阔叶林。荒地 & 草地剖面  $\delta^{13}C$  值在垂向上变化不明显; 灌木林  $\delta^{13}C$  值在 60 ~ 100 cm 土层有所升高; 针叶林  $\delta^{13}C$  值在表层 0 ~ 10 cm 范围内变大, 且在 100 cm 层位有所升高; 在 0 ~ 60 cm 深度范围内, 阔叶林在  $\delta^{13}C$  值随深度增加而变大, 60 cm 以下基本稳定。

造成土壤剖面碳酸盐  $\delta^{13}C$  值如此分布的主要原因有: (1) 植被类型的不同。成土过程中, 植被类型的光合作用途径决定土壤  $CO_2$  的  $\delta^{13}C$  值(Cerling, 1984)。因此, 不同光合途径的植被覆盖下形成的次生碳酸盐也具有不同的  $\delta^{13}C$  值。草本植物多属于  $C_4$  植物,  $\delta^{13}C_{org}$  均值约为  $-13\text{‰}$ , 形成的次生碳酸

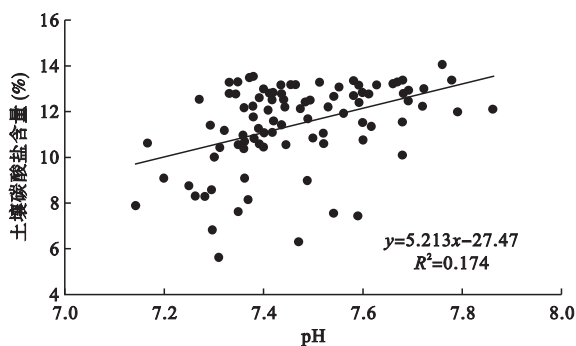


图 4 土壤碳酸盐含量与 pH 关系  
Fig. 4 Relationship between pH and soil carbonate content

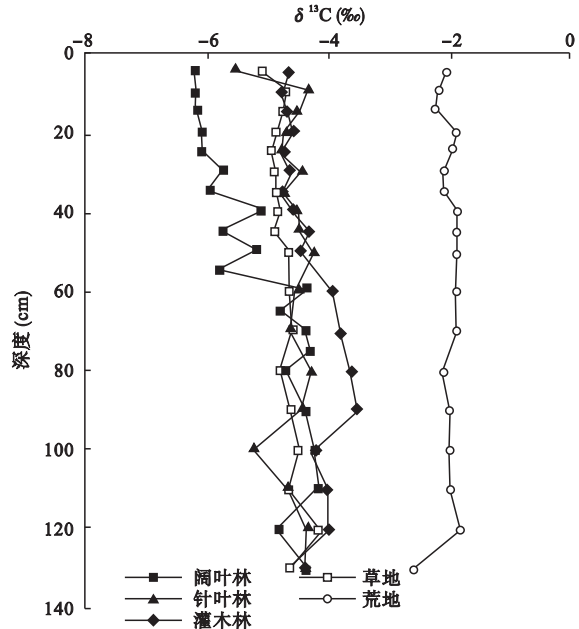


图 5 土壤碳酸盐  $\delta^{13}C$  值随深度变化  
Fig. 5 Distribution of  $\delta^{13}C$  in different soil profiles

盐  $\delta^{13}C$  理论值为  $+2\text{‰}$ ; 而多数的乔木和灌木属于  $C_3$  植物,  $\delta^{13}C_{org}$  均值约为  $-27\text{‰}$ , 形成的次生碳酸盐  $\delta^{13}C$  理论值为  $-13\text{‰}$ (姜文英等, 2001; 黄成敏等, 2003)。在植被由草地向林地正向演替过程中,  $C_3$  植物比例升高, 土壤次生碳酸盐  $\delta^{13}C$  值应具有降低的趋势; (2) 土壤  $CO_2$  的影响。土壤  $CO_2$  主要来自于植物根部呼吸、有机质分解、微生物呼吸以及大气  $CO_2$ (Raich & Schlesinger, 1992)。前三种作用生成的  $CO_2$  同源, 其  $\delta^{13}C$  值基本一致(张林, 2010a)。现代大气  $CO_2$  的  $\delta^{13}C$  值约为  $-8\text{‰}$ , 纯大气碳源形成的次生碳酸盐  $\delta^{13}C$  值较高, 约为  $2\text{‰} \sim 4\text{‰}$ (杨黎芳等, 2006)。大气  $CO_2$  混入量与土壤  $CO_2$  生成速率呈反比关系(Cerling, 1984); 张林等(2010a)通过对荒漠草原剖面土壤  $CO_2$  的  $\delta^{13}C$  值研究表明: 在 0 ~ 40 cm 土层, 随着土壤深度增大, 植物根部呼吸产生的  $CO_2$  浓度增大, 大气  $CO_2$  混入作用减小, 土壤  $CO_2$  的  $\delta^{13}C$  值减小。因此, 土壤次生碳酸盐在形成和重结晶过程中, 能够固存土壤  $CO_2$ , 可能也含有部分大气源  $CO_2$ 。本研究下一步工作会对土壤  $CO_2$  的  $\delta^{13}C$ 、 $\delta^{18}O$  值进行测定, 研究土壤  $CO_2$  的大气源  $CO_2$  比例和植被类型如何通过土壤  $CO_2$  对  $\delta^{13}C$ 、 $\delta^{18}O$  值的影响。已有研究表明, 不同植被类型其土壤  $CO_2$  的浓度差异明显, 从而影响大气  $CO_2$  的混入和碳酸盐的溶解重结晶速率(Luo & Zhou, 2006; Gocke et al.,



2010); (3) 成土时间的不同。针叶林  $\delta^{13}\text{C}$  值在剖面变化不明显可能是由于针叶林是人工次生林(林龄约30年) 植被类型对成土作用影响时间相对较短(董莉丽和郑粉莉, 2011); (4) 原生碳酸盐含量不同。黄土地区原生碳酸盐主要为海相碎屑方解石, 具有较高的  $\delta^{13}\text{C}$  值。其  $\delta^{13}\text{C}$  值在0左右(耿安松和文启忠, 1988)。荒地缺少植被覆盖, 含有很少的土壤有机碳。其成土过程缓慢, 原生碳酸盐仍较多残存于土壤中。因此, 荒地剖面  $\delta^{13}\text{C}$  值最高且变化不大。

土壤碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  值与当地大气降水  $\delta^{18}\text{O}$  值和年均温度有较好的相关性, 同时也受蒸发作用和渗滤的影响(韩家懋等, 1995; Han *et al.*, 1997; 黄成敏等, 2003)。土壤植被类型的不同改变着植被郁闭度、土壤物理性质等指标, 可能会影响土壤  $\delta^{18}\text{O}$  值。黄土地区不同植被类型覆盖的土壤剖面碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  值在垂向上具有不同的分布特征(图6)。各剖面  $\delta^{18}\text{O}$  值为  $-9.7\text{‰} \sim -7.5\text{‰}$ , 平均值为  $-8.7\text{‰}$ 。在  $0 \sim 70\text{ cm}$  范围内, 阔叶林  $<$  针叶林  $<$  草地  $<$  灌木林  $<$  荒地; 其中,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{阔叶林}}$  值随深度增加而升高。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{针叶林}}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{灌木林}}$  和  $\delta^{18}\text{O}_{\text{草地}}$  值变化不明显;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{荒地}}$  随深度增加降低。 $70 \sim 130\text{ cm}$  范围内, 针叶林和灌木林  $\delta^{18}\text{O}$  值随深度升高; 阔叶林和荒地  $\delta^{18}\text{O}$  值变化不大; 草地  $\delta^{18}\text{O}$  值有所波动。

土壤剖面碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  值的影响因素可能有:

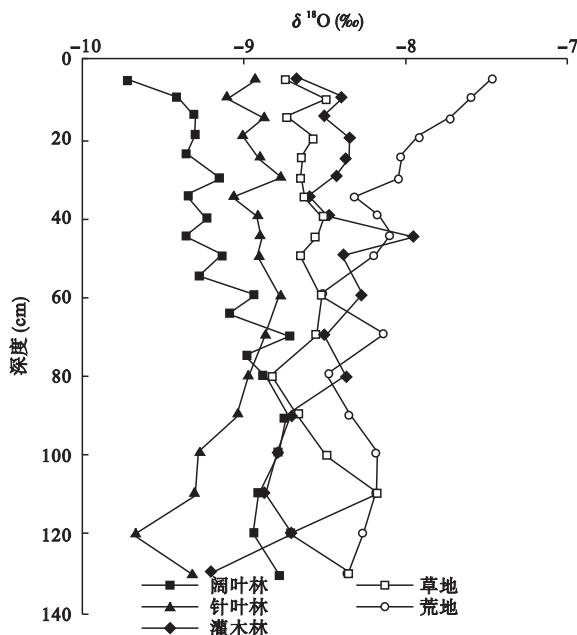


图6 土壤无机碳  $\delta^{18}\text{O}$  值随深度变化  
Fig. 6 Distribution of  $\delta^{18}\text{O}$  in different soil profiles

(1) 原生碳酸盐的影响。黄土地区原生碳酸盐含有较多的白云石。研究指出  $25\text{ }^\circ\text{C}$  生成的白云石比共生的方解石富集  $^{18}\text{O}$  达  $5\text{‰} \sim 7\text{‰}$ (张虎才, 1997); 在各剖面  $80\text{ cm}$  以下, 成土作用减弱, 原生碳酸盐较多, 这可能是  $\delta^{18}\text{O}$  在剖面深部变化相对较小的原因; (2) 土壤  $\text{CO}_2$  和土壤  $\text{H}_2\text{O}$  的影响。光合作用使大气更加富集  $^{18}\text{O}$ ; 而土壤呼吸使大气更加亏损  $^{18}\text{O}$ (Yakir & Sternberg, 2000)。由于不同植被类型在光合速率和土壤呼吸速率上具有明显差异。可以推断: 其土壤  $\text{CO}_2$  的  $^{18}\text{O}$  也不尽相同; 土壤  $\text{CO}_2$  与  $\text{H}_2\text{O}$  之间存在同位素交换平衡反应。土壤  $\text{H}_2\text{O}$  主要来自于大气降水。已有研究表明: 大气降水  $\delta^{18}\text{O}$  与土壤次生碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  值具有良好的线性关系; 并且年均温度与大气降水中的  $\delta^{18}\text{O}$  值也具有很好的相关性(韩家懋等, 1995; Han *et al.*, 1997)。本研究中的采样地点分布较近, 大气降水中  $\delta^{18}\text{O}$  值和年均温度对土壤碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  的影响较小; 另外, 土壤  $\text{H}_2\text{O}$  的蒸发和渗滤过程中会改变其  $\delta^{18}\text{O}$  值(黄成敏等, 2003)。在研究区, 年潜在蒸发量远大于年降雨量。空气湿度对水蒸发过程中的同位素平衡有很大影响(王恒纯, 1991)。不同植被类型其地表空气湿度差异明显。因此, 荒地碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  在表层富集可能是因缺少植被覆盖所造成的土壤水强蒸发引起的, 这与 Quade 等(1989)的研究结果相似。在干旱半干旱区, 地表水蒸气的冷凝是重要的补给源(Xiong *et al.*, 2010)。冷凝过程中地表水汽  $^{18}\text{O}$  发生亏损。这可能是阔叶林土壤碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  值在表层亏损的原因; 土壤剖面  $60 \sim 80\text{ cm}$  是淀积层。淀积层中次生碳酸盐的形成会影响土壤水的渗滤过程, 本研究中各剖面  $60 \sim 80\text{ cm}$  层位  $\delta^{18}\text{O}$  值相接近, 可能反映的是黄土地区降雨的最大影响深度。

韩家懋等(1995)曾利用古土壤次生碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值来判断成土过程。李龙波等(2011)对本研究区域土壤有机碳的研究表明, 土壤有机碳分布主要  $0 \sim 80\text{ cm}$  范围内。本文取  $0 \sim 80\text{ cm}$  范围内各剖面碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值进行研究。如图7所示, 两者具一定的正相关关系, 但相关性并不显著。随着地表植被生物量的提高,  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值具有变负的趋势。在自然条件相似的情况下, 地表植被生物量越高, 其土壤 SOM 相应增加, 土壤  $\text{CO}_2$  浓度就越高(Luo & Zhou, 2006)。土壤  $\text{CO}_2$  浓度的升高会导致原生碳酸盐向次生碳酸盐转化速率的增加(Gocke *et al.*, 2010)。 $\delta^{13}\text{C}$  值也因原/次生碳酸盐

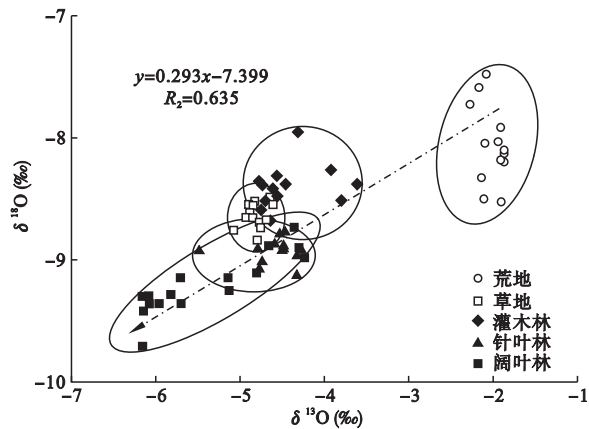


图7 各剖面碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  与  $\delta^{18}\text{O}$  关系  
Fig.7 Relationship between  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  in different soil profiles

的比例减小而变负;土壤碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值主要受大气降水的影响。土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值也会随着蒸发、渗滤过程而有所变化(Deocampo, 2010)。随着地表植被生物量越高,不仅会降低地表蒸发量,还增加了土壤有机质的输入,加速改变浅层土壤的结构,增加了土壤的渗透性,从而影响着土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值。因此,黄土地区 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值对植被演替过程和成土程度的强弱具有一定的指示意义。

### 3 结论

黄土地区植被类型对土壤无机碳垂向分布和同位素组成特征的影响差异明显。在植被草本群落—灌丛群落—乔灌混交群落—乔木林群落正向演替过程中:(1)原生碳酸盐在土壤表层被淋滤,在淀积层形成次生碳酸盐。在这个过程中SOC中的碳会向SIC转移,形成碳汇;(2)土壤pH有所降低,由于成土母质为风成黄土,其变化幅度不大,对土壤无机碳的含量的影响也不明显;(3)受植被光合类型从 $\text{C}_4$ 向 $\text{C}_3$ 渐变的影响,土壤无机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 具有偏负的趋势;受成土程度和蒸发渗滤作用的影响,土壤碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 同样具有偏负的趋势。且土壤碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值与植被类型具有较好的相关性,其对分析地表植被演替过程和成土程度的强弱具有一定的指示作用;(4)针叶林对土壤碳酸盐的含量影响明显,在其成土过程中能够增强黄土地区的碳汇作用。

致谢 衷心感谢中国科学院地球化学研究所赵志琦老师、梁重山老师和刘文景博士在采样过程中和安宁及耿龙年工程师在样品测试过程中给予的帮助。

### 参考文献

- 董莉丽,郑粉莉. 2011. 黄土丘陵沟壑区植被类型对土壤质量的影响. 干旱区研究, 28(4): 616-621.
- 耿安松,文启忠. 1988. 陕西洛川黄土中碳酸盐的某些地球化学特征. 地球化学, (3): 267-275.
- 韩家懋,姜文英,刘东生,等. 1996. 黄土碳酸盐中古气候变化的同位素记录. 中国科学(D辑:地球科学), 25(5): 399-404.
- 韩家懋,姜文英,吴乃琴,等. 1995. 黄土中钙结核的碳氧同位素研究(一): 氧同位素及其古环境意义. 第四纪研究, 16(2): 130-138.
- 黄成敏,王成善,艾南山. 2003. 土壤次生碳酸盐碳氧稳定同位素古环境意义及应用. 地球科学进展, 18(4): 619-625.
- 姜文英,韩家懋,刘东生. 2001. 干旱化对成土碳酸盐碳同位素组成的影响. 第四纪研究, 21(5): 427-435.
- 李龙波,涂成龙,赵志琦,等. 2011. 黄土高原不同植被覆盖下土壤有机碳的分布特征及其同位素组成研究. 地球与环境, 39(4): 441-449.
- 刘举,常庆瑞,张俊华,等. 2005. 黄土高原不同林地植被对土壤肥力的影响. 西北农林科技大学学报(自然科学版), 32(增刊): 111-115.
- 刘涛泽,刘丛强,张伟,等. 2008. 喀斯特地区坡地土壤有机碳的分布特征和 $\delta^{13}\text{C}$ 值组成差异. 水土保持学报, 22(5): 115-118.
- 潘根兴,曹建华. 2000. 土壤碳及其在地球表层系统碳循环中的意义. 第四纪研究, 20(4): 325-334.
- 潘根兴. 1999a. 中国土壤有机碳和无机碳库量研究. 科技通报, 15(5): 330-332.
- 潘根兴. 1999b. 中国干旱性地区土壤发生性碳酸盐及其在陆地系统碳转移上的意义. 南京农业大学学报, 22(1): 51-57.
- 庞奖励. 1998. 黄土高原黄土稳定同位素与古季风研究进展. 中国沙漠, 18(3): 83-92.
- 秦小光,李长生,蔡炳贵. 2001. 气候变化对黄土碳库效应影响的敏感性研究. 第四纪研究, 21(2): 153-161.
- 沈玉芳,高明霞,吴永红. 2003. 黄土高原不同植被类型与降水因子对土壤侵蚀的影响研究. 水土保持研究, 10(2): 13-17.
- 孙玉兵,陈天虎,谢巧勤. 2007. 西峰黄土剖面碳酸盐变化及其古气候记录意义//中国矿物岩石地球化学学会第11届学术年会论文集. 矿物岩石地球化学通报, (z1): 53-59.
- 万国江,王仕禄. 2000. 我国南方岩溶区和北方黄土区的大气 $\text{CO}_2$ 效应. 第四纪研究, 20(4): 305-315.
- 王恒纯. 1991. 同位素水文地质概论. 北京: 地质出版社.
- 王海荣,杨忠芳. 2011. 土壤无机碳研究进展. 安徽农业科学, 35(39): 21735-21739.
- 文启忠. 1989. 中国黄土地球化学. 北京: 科学出版社.
- 杨黎芳,李贵桐. 2011. 土壤无机碳研究进展. 土壤通报, 42(4): 986-990.
- 杨黎芳,李贵桐,李保国. 2006. 土壤发生性碳酸盐碳稳定

- 性同位素模型及其应用. 地球科学进展, **21**(9): 973-981.
- 赵世伟, 周印东, 吴金水. 2002. 子午岭北部不同植被类型土壤水分特征研究. 水土保持学报, **16**(4): 119-122.
- 赵护兵, 刘国彬, 曹清玉. 2008. 黄土丘陵沟壑区不同植被类型的水土保持功能及养分流失效应. 中国水土保持科学, **6**(2): 43-48.
- 张林, 孙向阳, 曹吉鑫, 等. 2010a. 荒漠草原碳酸盐岩土壤有机碳向无机碳酸盐的转移. 干旱区地理, **33**(5): 732-739.
- 张林, 孙向阳, 曹吉鑫, 等. 2010b. 西北干旱区森林和草原SOC向SIC转移的研究进展. 西北林学院学报, **25**(2): 40-44.
- 张林, 孙向阳, 乔永, 等. 2009. 荒漠草原土壤次生碳酸盐形成和周转过程中固存CO<sub>2</sub>的研究. 土壤资源持续利用和生态环境安全——中国土壤学会第十一届二次理事扩大会议暨学术会议. 广州.
- 张虎才. 1997. 元素表生地球化学特征及理论基础. 兰州: 兰州大学出版社.
- 周佩华, 刘炳武, 王占礼, 等. 1991. 黄土高原土壤侵蚀特点与植被对土壤侵蚀影响的研究. 水土保持通报, **11**(5): 26-31.
- 邹厚远, 刘国彬, 王晗生. 2002. 子午岭林区北部近50年植被的变化发展. 西北植物学报, **22**(1): 1-8.
- Batjes N. 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science*, **47**: 151-163.
- Catoni M, Falsone G, Bonifacio E. 2012. Assessing the origin of carbonates in a complex soil with a suite of analytical methods. *Geoderma*, **175-176**: 47-57.
- Cerling TE. 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth and Planetary Science Letters*, **71**: 229-240.
- Dawson TE, Mambelli S, Plamboeck AH, et al. 2002. Stable isotopes in plant ecology. *Annual Review of Ecology and Systematics*, **33**: 507-559.
- Deocampo D. 2010. The geochemistry of continental carbonates // Alonso-Zarza AM, Tanner LH, eds. *Developments in Sedimentology*. Atlanta: Elsevier: 1-59.
- Gocke M, Pustovoytov K, Kuzyakov Y. 2010. Effect of CO<sub>2</sub> concentration on the initial recrystallization rate of pedogenic carbonate: Revealed by <sup>14</sup>C and <sup>13</sup>C labeling. *Geoderma*, **155**: 351-358.
- Han J, Keppens E, Liu T, et al. 1997. Stable isotope composition of the carbonate concretion in loess and climate change. *Quaternary International*, **37**: 37-43.
- Lal R. 2004. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*, **123**: 1-22.
- Landi A. 2003. Origin and rate of pedogenic carbonate accumulation in Saskatchewan soils, Canada. *Geoderma*, **117**: 143-156.
- Luo Y, Zhou X. 2006. *Soil Respiration and the Environment*. London: Academic Press.
- McCrea J. 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics*, **18**: 849-857.
- Quade J, Cerling TE, Bowman JR. 1989. Systematic variations in the carbon and oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate along elevation transects in the southern Great Basin, United States. *Geological Society of America Bulletin*, **101**: 464-475.
- Raich JW, Schlesinger W. 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B*, **44**: 81-99.
- Raich JW, Tufekciogul A. 2000. Vegetation and soil respiration: Correlations and controls. *Biogeochemistry*, **48**: 71-90.
- Wang Y, Li Y, Ye X, et al. 2010. Profile storage of organic/inorganic carbon in soil: From forest to desert. *Science of the Total Environment*, **408**: 1925-1931.
- Wang Z, Liu B, Zhang Y. 2009. Soil moisture of different vegetation types on the Loess Plateau. *Journal of Geographical Sciences*, **19**: 707-718.
- Wu H, Guo Z, Gao Q, et al. 2009. Distribution of soil inorganic carbon storage and its changes due to agricultural land use activity in China. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, **129**: 413-421.
- Xie J, Li Y, Zhai C, et al. 2009. CO<sub>2</sub> absorption by alkaline soils and its implication to the global carbon cycle. *Environmental Geology*, **56**: 953-961.
- Xiong S, Ding Z, Zhu Y, et al. 2010. A 6 Ma chemical weathering history, the grain size dependence of chemical weathering intensity, and its implications for provenance change of the Chinese loess-red clay deposit. *Quaternary Science Reviews*, **29**: 1911-1922.
- Yakir D, Sternberg LSL. 2000. The use of stable isotopes to study ecosystem gas exchange. *Oecologia*, **123**: 297-311.

作者简介 崔丽峰,男,1985年生,博士研究生,主要从事环境地球化学方面的研究。E-mail: cllbest@126.com  
责任编辑 魏中青