

喀斯特地区土壤有机质的稳定碳同位素 地球化学特征

朱书法^{1,2}, 刘丛强¹, 陶发祥¹, 王中良¹, 朴河春¹

(1. 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, 贵州 贵阳 550002; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘要:以喀斯特地区二种主要的土壤类型石灰土和黄壤为例, 对三种植被类型下土壤及土壤不同粒径组分中有机质的稳定碳同位素组成 ($\delta^{13}\text{C}$ 值) 进行了分析, 结果显示: 石灰土剖面中土壤有机碳含量均大于1.0%, 最大值为表层土的7.1%, 而三个黄壤剖面中土壤有机碳含量在0.3%~4.6%之间; 石灰土剖面中土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围仅为-24.1‰~-23.0‰, 土壤不同粒径组分中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变幅也较小; 而黄壤剖面中土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围较大, 在-24.5‰~-21.1‰之间, 土壤不同粒径组分中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变幅也较大。对比研究表明, 不同土壤类型中有机质的深度分布特征具有显著差异, 土壤有机质的稳定碳同位素地球化学具有明显的区域性特征。

关键词:喀斯特地区; 土壤有机质; 稳定碳同位素; 粒径组分

中图分类号: P593

文献标识码: A

作为土壤重要组成部分和代表一个主要碳库的土壤有机质在生态系统中扮演了一个十分重要的角色。它一方面对土壤生产能力产生显著影响, 另一方面, 由于农业活动而导致土壤有机质的加速分解, 土壤碳素损失, 使大气中的 CO_2 浓度增加, 从而对温室效应这一严重的全球环境问题做出了“贡献”^[1], 因此, 深入研究土壤有机质的生物地球化学过程对提高土壤生产能力、模拟全球碳循环动力学具有非常重要的意义。

土壤有机质稳定碳同位素组成 ($\delta^{13}\text{C}$ 值) 是示踪土壤中发生的生物地球化学过程的一个重要工具, 已成功应用于评估土壤有机质分解程度^[2]、土壤碳周转及研究 C_3/C_4 植被的变化历史^[3,4]。国内已

有学者用稳定碳同位素方法, 对喀斯特山区农林生态转换系统中土壤有机质的含量变化及迁移和赋存规律进行了研究^[5-6], 但关于喀斯特地区不同类型土壤有机质的稳定碳同位素地球化学特征还未见报道。本文以喀斯特地区二种主要的土壤类型黄壤和石灰土 (黄壤面积占贵州省土壤总面积的 46.4%, 石灰土面积占贵州省土壤总面积的 17.5%) 为例, 分析了三种植被类型 (灌丛、草丛和森林) 下整体土壤及土壤不同粒径组分中有机质的稳定碳同位素组成, 结合土壤有机碳含量、pH值和粘粒含量的深度分布, 探讨了喀斯特地区土壤有机质的稳定碳同位素地球化学特征, 旨在为喀斯特生态系统土壤有机质的生物地球化学循环研究提供基础资料。

1 研究方法

1.1 剖面与采样

采样地点位于贵州省龙里县西南 (106°49'18" E, 26°28'19" N), 海拔1 300 m, 本区

收稿日期: 2005-12-30; 修回日期: 2006-04-13

基金项目: 中国科学院重要方向项目 (KZCX3-SW-140); 知识创新工程项目 (KZCX2-105)

第一作者简介: 朱书法 (1972—), 男, 博士生, 研究方向生物地球化学, 目前主要从事土壤有机质的生物地球化学循环研究。E-mail: zhushufa@souhu.com

属亚热带季风湿润型气候,年平均气温 14.8°C ,年平均降雨量 $1\ 100\ \text{mm}$ 。在大约 $1\ \text{km}^2$ 的范围内,有发育于红色粘土上的黄壤,形成于贵州高原隆升前,成土时间较长;有发育于石灰岩母质上的石灰土,形成于人类开始农业生产活动后,成土时间较短,许多性质受母岩母质的影响较大。但二种类型土壤的剖面发育明显,土壤厚度较大。

2004年7月,在研究区内选择黄壤剖面3个,地表植被类型分别为灌丛、草丛和森林,分别称为黄壤灌丛剖面(YSS)、黄壤草地剖面(YSM)和黄壤林地剖面(YSF),剖面深度分别为 $210\ \text{cm}$ 、 $200\ \text{cm}$ 和 $180\ \text{cm}$;石灰土剖面1个,剖面深度为 $180\ \text{cm}$,地表植被类型为森林,称为石灰土地剖面(LSF),按深度 $10\ \text{cm}$ 间隔采集土壤样品。YSS、YSF和LSF三个剖面上的植物优势种均是 C_3 光合作途径植物,YSM剖面上生长有 C_4 光合作途径的草本植物芒,其叶子的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -11.8‰ ,种的覆盖度达 70% 。

1.2 实验方法

1.2.1 土壤pH值测定

自然风干的土壤样品拣去动植物残体和石块,用木棍碾碎过 $2\ \text{mm}$ 筛。称取通过 $2\ \text{mm}$ 筛孔的风干土样 $10.00\ \text{g}$,采用无二氧化碳的去离子水作浸提剂,以 $1:2.5$ 的土水比测定土壤pH值^[7],样品平行测定二份,取其算术平均值,测定误差小于 $0.1\ \text{pH}$ 。

1.2.2 土壤粘粒含量的分析

采用筛分和静水沉降相结合的吸管法分析土壤样品中的粘粒含量^[7]。

1.2.3 土壤有机碳、氮含量的测定

四分法分出一定量过 $2\ \text{mm}$ 筛的土样,研磨过 $0.15\ \text{mm}$ 筛,用 $0.5\ \text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ 的盐酸溶液浸泡 $24\ \text{h}$,以去除土壤中的碳酸盐,随后用去离子水洗涤至中性,并于 60°C 烘干^[8]。用PE2400型元素分析仪测定土壤有机碳、氮的含量。

1.2.4 土壤不同粒径组分的物理分级

称取 $25.00\ \text{g}$ 风干过 $2\ \text{mm}$ 筛的土样放入 $200\ \text{mL}$ 容量瓶中,加入 $100\ \text{mL}$ 六偏磷酸钠溶液($5\ \text{g}\cdot\text{L}^{-1}$),匀速振荡 $1\ \text{h}$ ($200\ \text{r/m}$),湿法筛分出砂粒部分($2\ 000\sim 50\ \mu\text{m}$),粒径在 $50\sim 2\ \mu\text{m}$ 的粉粒部分通过沉降与倾析的方法分出,用 CaCl_2 絮凝出粘粒($<2\ \mu\text{m}$)部分^[9]。三种组分 60°C 烘干研磨过 $0.15\ \text{mm}$ 筛,用 0.5

$\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ 的盐酸溶液浸泡 $24\ \text{h}$,以去除土壤中的碳酸盐。

1.2.5 土壤有机质稳定碳同位素分析

将预处理过的土壤样品通过石英管真空燃烧法获取 CO_2 气体^[10],用液氮冷阱纯化后,用MAT252型同位素质谱仪测定碳同位素比值。测定结果以传统 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 表示,所有数据均用国际原子能机构(IAEA)提供的纤维素标样(IAEA C_3)在同样条件下获得的碳同位素比值及标准值进行校正,分析误差小于 $\pm 0.1\text{‰}$ 。

2 结果

2.1 土壤有机碳含量、C:N比、pH值和粘粒含量

黄壤具有较低的有机碳含量(图1),YSS、YSM和YSF剖面表层土有机碳含量分别为 3.3% 、 4.6% 和 4.4% 。石灰土和黄壤中有机碳含量具有显著差异,整个石灰土剖面中,土壤有机碳含量均大于 1.0% ,最大值为表层土的 7.1% 。YSM、LSF剖面土壤有机碳含量高的土层深度较厚。

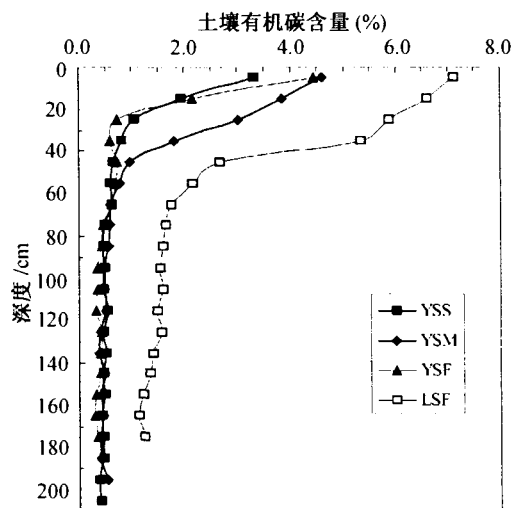


图1 土壤有机碳含量深度分布特征

Fig. 1. Variations in organic carbon content with depth for the four soil profiles.

YSS、YSF和LSF剖面表层土壤的C:N比小于YSM剖面(图2)。除YSF剖面外,其它三个剖面表层土壤的C:N比略有升高,然后随着土层深度的增加而降低。黄壤pH值明显低于石灰土(图3),三个黄壤剖面中土壤pH值均小于 5.1 ,石灰土具有较高的pH值,从表层到剖面底部,pH值在 $6.2\sim 6.9$ 之间变

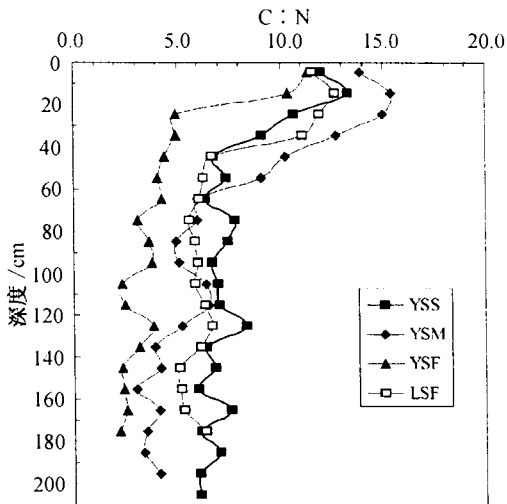


图2 土壤C:N比深度分布特征

Fig. 2. Variations in C:N with depth for the four soil profiles.

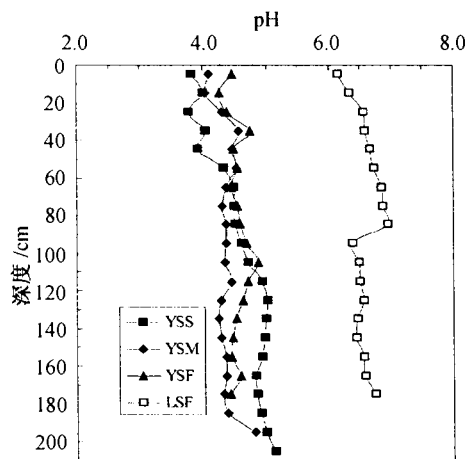


图3 土壤pH值深度分布特征

Fig. 3. Variations in pH with depth for the four soil profiles.

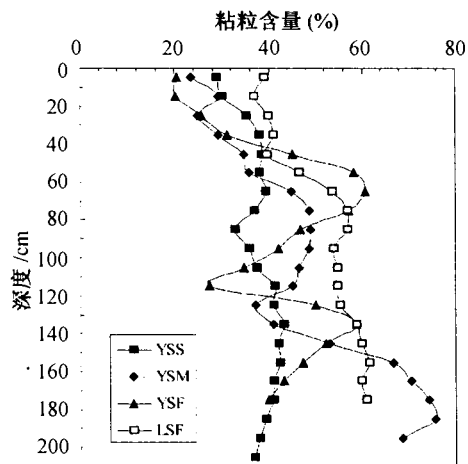


图4 土壤粘粒含量深度分布特征

Fig. 4. Variations in clay content with depth for the four soil profiles.

化。YSS剖面土壤具有较低的粘粒含量(图4),平均值为37.9%,且随剖面深度变化较小。YSM和YSF剖面土壤具有较高的粘粒含量且随剖面深度发生较大变化。LSF剖面土壤的粘粒含量最高,平均值为51.6%,从表层土到剖面底部粘粒表现出明显的富集。

2.2 土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值

YSS、YSF和LSF三个剖面表层土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值分别为-24.4‰、-24.8‰和-23.8‰(图5A、C、D)。

从表层土到25 cm深度, YSS剖面整体土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值从-24.4‰升高到-22.5‰(图5A),不同粒径组分中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值随着粒径的减小而增大; 25 cm深度到剖面底部, 整体土壤、粘粒和粉粒组分中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐降低, 粘粒中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值降幅达3.1‰, 而砂粒中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值出现无规律的变化。

从表层土到25 cm深度, YSM剖面整体土壤及不同粒径组分中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值大约升高1.5‰(图5B); 从25 cm到45 cm, 整体土壤、粉粒和砂粒中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值急剧降低, 降幅达2.8‰左右; 45 cm深度以上, 不同粒径组分中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值随着粒径的减小而增大; 从45 cm到剖面底部, 整体土壤与粘粒中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值呈现出减小的趋势。130 cm以下, 由于砂粒含量太低而无法测定其中所含有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。

从表层土到45 cm深度, YSF剖面整体土壤、粉粒和砂粒中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值急剧升高(图5C), 升幅达3‰, 粘粒中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值升幅较小; 45 cm深度以下, 整体土壤、粘粒和粉粒中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐减小, 而砂粒中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化反复无常。

LSF剖面中整体土壤和不同粒径组分中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与三个黄壤剖面相比具有明显差异(图5D), 从表层到剖面底部, 整体土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化仅局限于-24.1‰~-23.0‰范围内, 粉粒与粘粒中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变幅也在1.5‰以内, 砂粒中有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化较大, 但范围也只在-24.9‰~-22.8‰之间。

3 讨论

3.1 土壤有机碳含量的深度分布特征

四个土壤剖面中, 土壤有机碳含量的变化可分

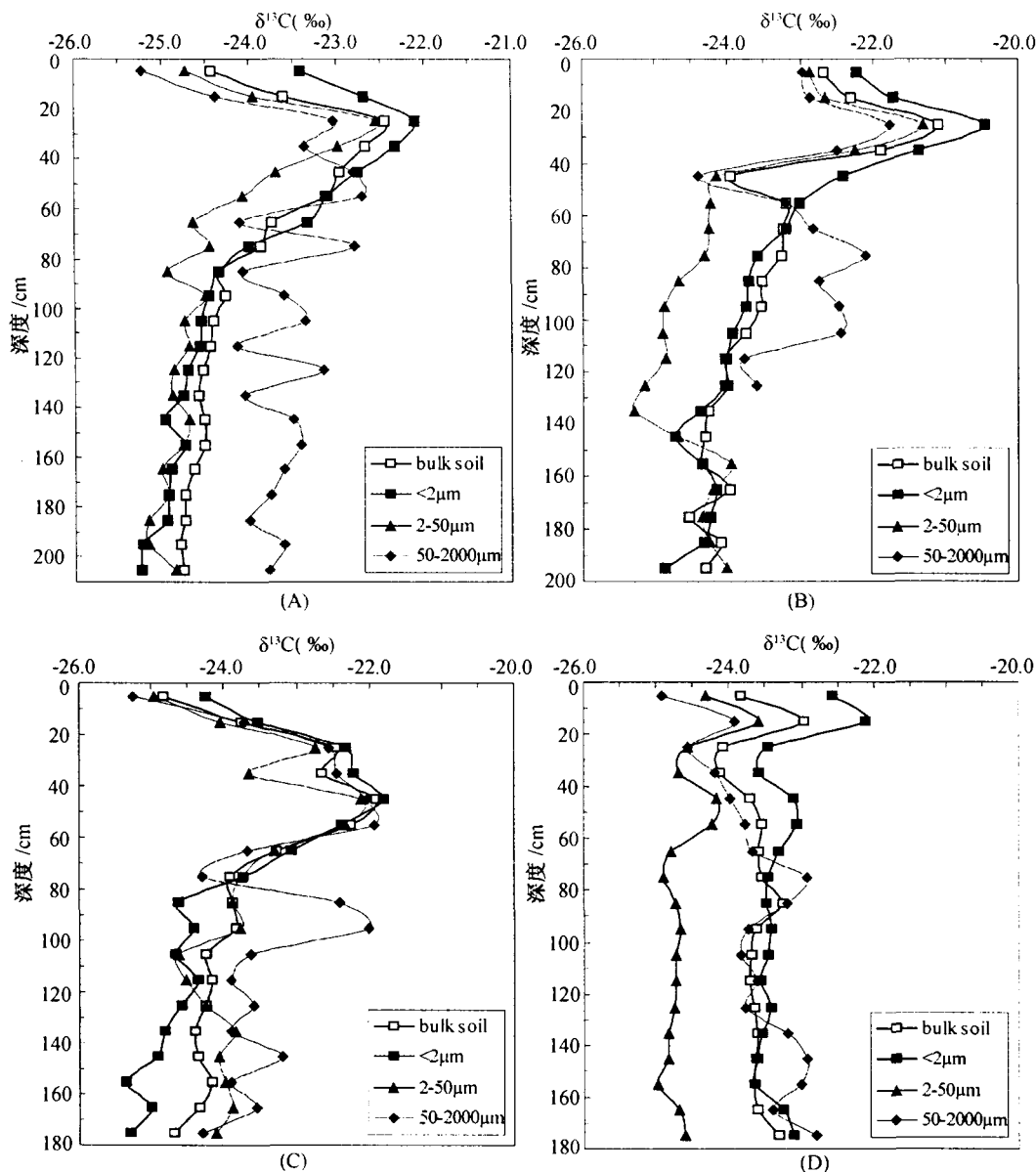


图5 四个剖面土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的深度分布特征

Fig. 5. Variations in $\delta^{13}\text{C}$ value of soil organic matter with depth for the four soil profiles.

为三个土层深度(图1),由表层土的最大值向下以指数规律急剧降低,至一定深度后进入缓慢降低层面,最后含量在深部土层基本保持稳定,但不同剖面的降低速度和土层深度各不相同。作为土壤有机质分解指示剂的C:N比通常随着有机质分解程度的增加而减小,从图2也可以看出这一规律,但由于四个土壤剖面上植被类型的差异,导致输入土壤中的枯枝落叶C:N比各不相同。

土壤有机碳的深度分布特征与枯枝落叶向土壤中的输入和土壤剖面的发育过程密切相关^[11],表层

土接受地表枯枝落叶并存在大量植物根,有机质来源丰富,其输入量大于分解损失量,故有机碳含量较高;由于表层微生物数量最多,有机质处于快速周转期,分解速率最快,土壤有机碳的含量由表层土的最大值向下以指数规律急剧降低;随层次加深,微生物数量不断减少,土壤有机质的周转速度减小,有机碳含量进入缓慢降低层面;深层土壤有机碳含量尽管较低,但主要是有机质的稳定组分,土壤有机碳含量基本保持不变。

同一研究区内,气候(温度、降水等)条件相

同,四个剖面又具有相似的地形条件,从而使土壤类型、地表植被和土壤特性(土壤质地、土壤pH等)成为控制土壤有机质分解和转化的主要因素。由于土壤有机质的分解主要是一个生物过程,土壤有机碳含量由输入土壤中的有机物质与有机碳从土壤中损失之间的平衡所决定。在亚热带季风湿润型气候下,高温多湿的气候条件有利于植物的旺盛生长,每年有较丰富的植物残体归还土壤,在钙质丰富的石灰土环境中,细菌及放线菌等微生物活动异常活跃^[12],使有机物不断分解形成腐殖质,并与钙、镁离子结合,形成高度缩合而稳定的腐殖质钙(生物富钙作用),从而使石灰土普遍获得腐殖质钙积累,这是LSF剖面土壤有机碳保持较高含量的一个重要原因;而在pH值小于5.1的酸性黄壤中,钙、镁元素淋失较多,生物富钙作用十分微弱,从而使黄壤中的有机质含量明显低于石灰土。

土壤有机碳含量与其粘粒含量具有极显著的正相关^[13],可能由于土壤有机碳中缓慢循环部分的增加,这种现象在深部土层表现尤为显著。LSF与YSM剖面具有较高的粘粒含量,且从表层土向下粘粒表现出明显的富集,粘粒的比表面积较大且本身带有电荷,易于吸附有机质,从而对有机质起到物理或化学保护,这种保护效应可能是LSF剖面土壤有机碳保持较高含量的另一个重要原因,同时也可能是这二个剖面土壤有机碳含量从表层向下降低速度较慢(有机碳含量高的土层深度较厚)的一个原因。

同一气候条件下,土壤有机碳含量与地表植被直接相关,植被类型是土壤有机碳含量深度分布的一个主要控制因子^[14],在通常的自然植被条件下,植物残体和根系分泌物是土壤有机质的主要来源。同一黄壤类型下,YSM剖面表层土具有较高的有机碳含量,且按YSM、YSF和YSS剖面依次递减,这可能是由于芒(C₄草本植物)是YSM剖面上的优势种,同时具有较高的生物量产量(特别是根),Neukirchen等人的结果显示28%的根生物量包含在表土中(0~30 cm)^[15],森林植被初级生产力又通常高于灌丛,从而使进入土壤的有机质总量依YSM、YSF和YSS剖面依次递减。此外,地表植被类型对土壤性状有直接影响^[16],YSM剖面表层土具有较高的有机质含量,从而使其土壤质地疏松,有利于有机质向下迁移,故剖面上部有机质含量高的

土层深度较厚。

3.2 土壤有机质稳定碳同位素组成的深度分布特征

同一黄壤类型下,由于地表植被类型不同,YSS和YSF剖面表层土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与YSM剖面有明显差异。土壤有机质主要来源于地表植被的枯枝落叶,而枯枝落叶的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与地表植被类型密切相关,从而使生长在剖面上的具有不同碳同位素比的C₃和C₄植物成为决定土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值差异的主要因素^[17]。YSM剖面上生长有C₄草本植物芒,表现为表层土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显高于其它三个剖面,从而导致表层土到25 cm深度YSM剖面土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的升幅低于其它二个剖面。

与其它地区的研究结果相比,喀斯特地区土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值没有随着土壤深度的增加而持续升高,而是在土壤的某一深度达到最大值后又逐渐降低。从表层土到一定深度(YSS、YSM和YSF剖面该深度为25 cm,LSF剖面为15 cm),土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值随着剖面深度的增加而升高,升幅在1‰~3‰之间。土壤有机质中¹³C随剖面深度增加而富集的原因可能是^[18]:(1)大气CO₂变化的影响,自工业革命以来,由于贫¹³C的化石燃料的燃烧导致大气CO₂的 $\delta^{13}\text{C}$ 值大约降低了1.3‰,由于土壤有机质的平均年龄随着土层深度的增加而增大,在大气CO₂的 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低的过程中,输入到土壤中的生物量的 $\delta^{13}\text{C}$ 值也逐渐降低,从而使早期形成的深层土壤有机质富集¹³C,新近形成的表层土壤有机质亏损¹³C,即整体土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值随着剖面深度增加而升高(陆地Suess效应)。(2)枯枝落叶分解过程中微生物的分馏作用,枯枝落叶的分解和有机质的氧化离不开微生物的代谢反应,在这个过程中,微生物优先利用较轻(贫¹³C)的碳源,从而使残余有机质中 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐升高。(3)富集¹³C的细菌和真菌残体成为土壤有机质,作为生物体内羧化反应的结果,细菌和真菌的 $\delta^{13}\text{C}$ 值高于它们食物源的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。(4)与地表生物量(主要是植物叶子)相比,地下生物量(根)通常富集¹³C,地下生物量与地面生物量 $\delta^{13}\text{C}$ 值的平均差异最大值约为1.5‰,来自地表植物叶和茎的枯枝落叶(土壤有机质的主要来源)输入土壤中,与地下植物根的残体相混和而影响土壤有机质的同位素组成,结果与陆地Suess效应相似,表层土

壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值低于深层土壤。25 cm 深度以下, 三个黄壤剖面整体土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值具有相似的变化规律, 均有小幅降低并趋于稳定, 可能是酸性水解反应去除了土壤有机质中富集 ^{13}C 的组分, 木质素等亏损 ^{13}C 的组分在土壤中积累所致。

石灰土与黄壤剖面中有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的深度分布特征具有显著差异。从表层到剖面底部, 黄壤中有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变幅较大, 分别为 2.3‰ (YSS 剖面)、3.4‰ (YSM 剖面) 和 2.9‰ (YSF 剖面), 而石灰土剖面中有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变幅仅为 1.1‰, 出现这种情况的原因可能是: (1) 黄壤与石灰土 pH 值有很大差异, 而土壤有机质中不同组分的含量与土壤 pH 值密切相关, 低的 pH 值能够促进土壤中酸性水解反应的进行, 从而去除土壤中的蛋白质、核酸和多糖等富集 ^{13}C 的组分^[19], Guggenberger 等人的研究也表明在 pH 值小于 5 的土壤中, 木质素 (贫 ^{13}C) 的含量明显偏高, 而在 pH 值大于 5 的土壤中则很少有木质素存在^[20]。(2) 黄壤中钙、镁、钾、钠元素淋失较多, 而石灰土中钙、镁等元素含量丰富。在石灰土剖面中, 表层土壤有机质快速分解产生的腐殖质与钙、镁离子结合, 形成高度缩合而稳定的腐殖质钙并逐渐积累, 使表层土以下的土壤有机质周转速度降低, 从而产生较小的碳同位素分馏。(3) 石灰土中粘粒含量高于黄壤, 而粘粒含量是影响土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值深度分布的一个重要因素^[21], 一方面粘粒对土壤有机质产生的保护作用使其分解程度降低, 而低的分解程度通常产生较小的碳同位素分馏^[22], 这可能是 LSF 剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 升幅最小的一个主要原因, 同时高的粘粒含量使进入深层土壤的氧气减少, 大多数分解有机质的好氧微生物仅存在于土壤表层, 从而使石灰土剖面土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 最高值对应的土层深度也明显偏薄。

从表层土到 25 cm 深度, 土壤不同粒径组分中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值随着粒径的减小而增大, 与粘粒结合

的有机质具有最高的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。不同粒径组分中所含有机质的腐殖质化程度各不相同, 随着组分粒径的减小, 与之结合的有机质腐殖质化程度逐渐升高, $\delta^{13}\text{C}$ 值不断增大, 这可能由于^[23]: (1) 有机质分解过程中 ^{12}C 优先失去, 导致残余有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值增大。(2) 富集 ^{13}C 的有机成分, 如死亡微生物的组织不能被进一步分解利用而在细颗粒组分中逐渐积累。(3) 贫 ^{13}C 的有机底物如木质素的含量在细颗粒组分中逐渐降低。25 cm 深度以下, 粉粒与粘粒中有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化与整体土壤有机质比较相似, 但砂粒中有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值出现无规律的变化。土壤中与砂粒相结合的有机质称为颗粒有机质, 通常认为是由部分分解的植物残体所组成, 处于有机质分解的早期阶段, 因而由分解作用所产生的同位素分馏很小, 它的 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要由土壤有机质的来源植物所决定, 而输入土壤中的枯枝落叶及植物根却具有不同的同位素组成特征, 如同一种植物的地下生物量 (根) 通常比地面生物量 (叶子) 富集 ^{13}C ^[24], 这可能是导致砂粒中有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值发生无规律变化的主要原因。

4 结论

喀斯特地区二种主要的土壤类型石灰土和黄壤中土壤有机质的稳定碳同位素地球化学特征存在显著差异, 具体表现在土壤有机质含量和 $\delta^{13}\text{C}$ 值的深度分布特征明显不同, 土壤有机质的含量和稳定碳同位素组成受到土壤类型、地表植被类型、土壤 pH 值和土壤粘粒含量等因素的制约。喀斯特地区土壤有机质的稳定碳同位素组成特征表明, 土壤有机质的深度分布具有明显区域性特征且变化非常复杂, 在利用有机质的稳定碳同位素组成研究喀斯特地区土壤有机质分解程度、土壤碳周转及研究 C_3/C_4 植被的变化历史时, 应该充分考虑区域性因素。

参 考 文 献

- [1] Fernandes E C M, Motavalli P P, Castilla C. Management control of soil organic matter dynamics in tropical land-use systems[J]. Geoderma, 1997, 79: 49 - 67
- [2] Wedin D A, Tieszen L L, Dewey B. Carbon isotope dynamics during grass decomposition and soil organic matter formation[J].

- Ecology, 1995, 76: 1383 – 1392
- [3] Bernoux M, Cerri C C, Neill C. The use of stable carbon isotopes for estimating soil organic matter turnover rates[J]. *Geoderma*, 1998, 82: 43 – 58
- [4] Pessenda L C R, Aravena R, Melfi A J. The use of carbon isotopes (^{13}C , ^{14}C) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil[J]. *Radiocarbon*, 1996, 38: 191–201
- [5] 刘启明, 王世杰, 朴河春, 等. 稳定碳同位素示踪农林生态转换系统中土壤有机质的含量变化[J]. *环境科学*, 2002, 23(3): 75 – 78
- [6] 刘启明, 王世杰, 朴河春, 等. 稳定碳同位素示踪农林生态转换系统中土壤有机质的迁移和赋存规律[J]. *环境科学*, 2002, 23(4): 89 – 92
- [7] 中国科学院南京土壤研究所. 土壤理化分析[A]. 上海: 上海科学技术出版社, 1978
- [8] Midwood A J, Boutton T W. Soil carbonate decomposition by acid has little effect on $\delta^{13}\text{C}$ of organic matter[J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 1998, 30: 1301 – 1307
- [9] Christensen B T. Physical fractionation of soil and organic matter in primary size and density separates[J]. *Advances in Soil Science*, 1992, 20: 1 – 90
- [10] Boutton T W, Wong W W, Hachey D L, et al. Comparison of quartz and pyrex tubes for combustion of organic samples for stable carbon isotope analysis[J]. *Analytical Chemistry* 1983, 55: 1832 – 1833
- [11] 陈庆强, 沈承德, 孙彦敏, 等. 鼎湖山土壤有机质深度分布的剖面演化机制[J]. *土壤学报*, 2005, 42(1): 1 – 8
- [12] Bollag J M, Strotzky G. *Soil Biochemistry*, vol. 6. New York: Marcel Dekker, 1990, 397 – 430
- [13] Torn M S, Trumbore S E, Chadwick O A, et al. Mineral control of soil organic carbon storage and turnover[J]. *Nature*, 1997, 389: 170 – 173
- [14] Jobbagy E G, Jackson R B. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation[J]. *Ecological Applications*, 2000, 10: 423 – 436
- [15] Neukirchen D, Himken M, Lammel J. Spatial and temporal distribution of the root system and root nutrient content of an established *Miscanthus* crop[J]. *European Journal of Agronomy*, 1999, 11: 301 – 309
- [16] Paniagua A, Kammerbauer J, Avedillo M, et al. Relationship of soil characteristics to vegetation successions on a sequence of degraded and rehabilitated soils in Honduras[J]. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 1999, 72: 215 – 255
- [17] Boutton T W, Archer S R, Midwood A J, et al. $\delta^{13}\text{C}$ values of soil organic carbon and their use in documenting vegetation change in a subtropical savanna ecosystem[J]. *Geoderma*, 1998, 82: 5 – 41
- [18] Ehleringer J R, Buchmann N, Flanagan L B. Carbon isotope ratios in belowground carbon cycle processes[J]. *Ecological Applications*, 2000, 10(2): 412 – 422
- [19] Krull E S, Skjemstad J O. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ profiles in ^{14}C -dated Oxisol and Vertisols as a function of soil chemistry and mineralogy[J]. *Geoderma*, 2003, 112: 1 – 29
- [20] Guggenberger G, Christensen B T, Zech W. Land-use effects on the composition of organic matter in particle-size separates of soil: I. Lignin and carbohydrate signature[J]. *European Journal of Soil Science*, 1994, 45: 449 – 458
- [21] Bird M I, Kracht O, Derrien D, et al. The effect of soil texture and roots on the carbon isotope composition of soil organic carbon[J]. *Australian Journal of Soil Research*, 2003, 41: 77 – 94
- [22] Chen Q Q, Shen C D, Sun Y M, et al. Spatial and temporal distribution of carbon isotopes in soil organic matter at the Dinghushan Biosphere Reserve, South China[J]. *Plant and Soil*, 2005, 273: 115 – 128
- [23] Solomon D, Fritzsche F, Lehmann J, et al. Soil organic matter dynamics in the subhumid agroecosystems of the Ethiopian highlands: evidence from natural ^{13}C abundance and particle-size fractionation[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2002, 66: 969 – 978
- [24] Schweizer M, Fear J, Cadish G. Isotopic (^{13}C) fractionation during plant residue decomposition and its implications for soil organic matter studies[J]. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 1999, 13: 1284 – 1290

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF STABLE CARBON ISOTOPES IN SOIL ORGANIC MATTER FROM KARST AREAS

ZHU Shu-fa^{1,2}, LIU Cong-qiang¹, TAO Fa-xiang¹, PIAO He-chun¹

(1. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; 2. Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)

Abstract

Taking limestone soil and yellow soil, the two major soil types in karst areas, for examples, we analyzed the $\delta^{13}\text{C}$ values of soil organic matter in bulk soils and particle-size separates of four soil profiles under three vegetable forms. The results revealed that in the limestone soil profile, soil organic carbon contents are all above 1.0%, and the highest value is 7.1% in the surface soil, however, they are between 0.3% ~ 4.6% in the three yellow soil profiles. From the surface to the bottom of the soil profiles, the $\delta^{13}\text{C}$ values of soil organic carbon for the limestone soil profile vary only between -24.1‰ ~ -23.0‰ , -24.5‰ ~ -21.1‰ for the yellow soil profiles. The variation range of $\delta^{13}\text{C}$ values of soil organic carbon associated with particle-size separates is small for limestone soil but is considerably large for yellow soil. The contrast research indicated that there is a significant difference in variation between the contents and the $\delta^{13}\text{C}$ values of soil organic matter with depth in these two soil types. The stable carbon isotope geochemistry of soil organic matter shows distinct regional characteristics in karst areas.

Key words: karst areas; soil organic matter; stable carbon isotope; particle-size fractionation