

坡耕地黑土剖面有机碳的分布和 $\delta^{13}\text{C}$ 值研究*

方华军^{1, 2} 杨学明³ 张晓平¹ 梁爱珍^{1, 2}

(1 中国科学院东北地理与农业生态研究所, 长春 130012)

(2 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101)

(3 Greenhouse & Processing Crops Research Centre, Agriculture & Agri-Food Canada, Harrow, Ontario, N0R 1G0, Canada)

摘要 以一东北黑土典型漫岗坡耕地为研究对象, 通过测定不同地形部位(坡顶、坡肩、坡背、坡脚和坡足)部分土壤属性和 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 探索土壤侵蚀和沉积对土壤有机碳(SOC)动态的影响。结果表明: 表层土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值与地形坡度、土壤粘粒含量、土壤含水量、pH 值都显著相关。 $\delta^{13}\text{C}$ 在土壤剖面中随深度变化, 能够反映作物残体输入和土壤累积特征, 有助于鉴定原始埋藏土壤表层。侵蚀部位土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值与 SOC 含量线性拟合的倾斜角 β 与地形坡度成正相关, 与粘粒含量成负相关, 是反映 SOC 周转的一个良好指标。坡肩和坡背 $\text{C}_3\text{-C}$ 显著低于坡顶(对照点), $\text{C}_4\text{-C}$ 含量无显著性差异, 说明不同侵蚀程度的地形部位 SOC 含量差异主要是由 $\text{C}_3\text{-C}$ 引起; 坡脚和坡足 $\text{C}_4\text{-C}$ 显著低于坡肩和坡背, 说明沉积区新碳损失更大。

关键词 稳定性碳同位素; 土壤有机碳; 土壤侵蚀; 坡耕地

中图分类号 S153.6 文献标识码 A

土壤有机碳(Soil organic carbon, SOC)动态是陆地碳循环研究的主要内容之一。开垦荒地和耕翻农田加速了土壤侵蚀和 SOC 的矿化周转^[1, 2]。多数研究侧重于从时间上考虑 SOC 总量变化, 计算结果没有考虑土壤侵蚀和再沉积对景观中 SOC 的影响, 研究结果存在一定的片面性。土壤稳定性碳同位素已被证明是一种研究 SOC 动态的有效方法, 它克服了田间分解的砂滤管法、 ^{14}C 示踪法等方法的不足, 常被用来进行有机碳来源、土壤有机质各组分的周转速率、以及气候与植被重建等方面的研究^[3~6]。用 ^{13}C 技术对不同侵蚀程度的地形部位及不同沉积年限的 SOC 分解及周转的研究还未见有报道。本文的研究目的是: (1) 探讨不同侵蚀状态的地形部位土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度的变化, 阐述其影响因素; (2) 利用稳定性碳同位素比率测定不同地形部位不同深度 SOC 的来源。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于东北松花江流域的支流沫石河小

流域(北纬 $44^{\circ}43'$, 东经 $125^{\circ}52'$)。气候属于半湿润温带大陆性季风气候区, 年均气温 4.5°C , 年均降水 533.7 mm 。研究区地形为典型的漫岗台地, 坡长为 253 m , 包括坡顶、坡肩、坡背、坡脚和坡足 5 个地形部位, 各地形部位间距离分别为 15 m 、 75 m 、 95 m 和 40 m (图 1)。坡肩部位坡度最大, 平均为 3.73° , 其次为坡背和坡脚, 坡度分别为 2.75° 和 2.25° , 坡顶和坡足部位坡度较小, 分别为 1.31° 和 1.27° 。台顶和波谷的最大相对高差为 11.68 m 。土壤为典型黑土亚类中的中层黑土, 按照美国土壤分类系统属于典型弱发育湿润软土(Typic Hapludoll)。研究区土壤原始植被为 C_3 型为主的草原化草甸植物, 以杂草群落为主, 常以榛子(*Corylus heterophylla*)—狗尾草(*Setaria viridis*)、兔毛蒿(*Artemisia sibirica*)—大针茅(*Stipa grandis*)等群落为主。该区黑土有 270 余年的开垦历史^[7], 玉米(C_4 植物)连作一直是该区的主要种植方式, 其间偶尔间种过大豆等 C_3 作物。

1.2 土壤采样及分析

在每个地形部位分别挖一个土壤剖面采集土样, 无重复。0~50 cm 土壤深度内以 5 cm 间隔进行采样, 50~100 cm 以 10 cm 间隔进行采样。土壤自

* 中国科学院国外杰出人才支持项目(K09Z3)、国家自然科学基金项目(40271108和40471125)资助

作者简介: 方华军(1978~), 男, 安徽巢湖人, 博士研究生, 主要从事土壤有机碳和土壤侵蚀方面的研究。E-mail: huajunfang@yahoo.com

收稿日期: 2004-09-03; 收到修改稿日期: 2005-03-16

然风干,一部分土样磨碎过 100 目筛,用元素分析仪 (Eager300, Italy) 测定 SOC 含量。另外,多点混和采集研究区荒草植被、玉米秸秆,与土壤剖面样品一起送至中国科学院南京土壤研究所土壤与环境分析测试中心,用同位素质谱仪 (Finnigan MAT-251) 测定 $\delta^{13}\text{C}$, 结果用 $\delta^{13}\text{C}$ 值 (‰) 表示。

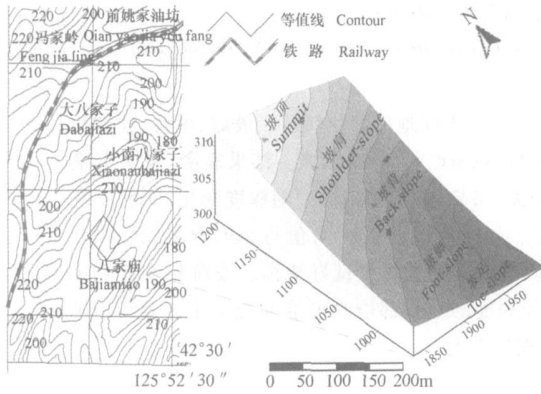


图 1 采样区位置及采样点分布图

Fig. 1 Location of the sampling sites and distribution of sampling points

1.3 SOC 来源及周转指标

在原始荒草植被 (C_3) 上种植玉米或其他 C_4 植物后, 某一时间 t 时来自 C_3 植物和 C_4 植物的有机碳数量分别为:

$$C_3 - C = (\delta - \delta_4) / (\delta_3 - \delta_4) \times C \quad (1)$$

$$C_4 - C = (\delta_3 - \delta) / (\delta_3 - \delta_4) \times C \quad (2)$$

式中, δ , δ_3 , δ_4 分别为当前土壤有机质、荒草植被和玉米秸秆残体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 (‰), C 为 SOC 总量 (g kg^{-1})。

有机碳的形式由地表凋落物过渡到底层分解较完全的有机碳, 不同深度土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值与 SOC 含量的对数值极显著相关, 其线性拟合图中的倾斜角 (β) 可用于描述新鲜有机质向土壤有机质转变引起的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化, 其内在的涵义表示碳含量每增加 10 倍引起的同位素分差^[8]。本研究区为农田, 缺失地表凋落物, 土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值与 SOC 的线性拟合要优于对 SOC 对数值的拟合。根据拟合直线方程 ($y = b + kx$) 中的斜率 k 值 ($k = \text{tg} \beta$), 由反函数求得 β 值 ($\beta = \text{arctg} k$)。本研究中 β 值表示碳含量每增加 1 倍引起的同位素分差, β 值越大表明由微生物矿化导致的土壤碳周转速率越快^[4,8]。

1.4 数据处理

文中数据用 SAS 统计软件进行单因素方差分析和相关分析, 用 Origin 数学软件进行绘图。

2 结果与讨论

2.1 SOC 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值的深度变化

研究区荒草植被 (C_3 植物) 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -22.84‰ 。由于研究区黑土侵蚀严重、垦殖率高, 未受扰动的原始荒草土壤很难找到。根据 Balesdent 等^[9,10] 的研究结果, 地表植物残体分解转变为土壤有机质过程中, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 值一般增加 $0.5\text{‰} \sim 1.5\text{‰}$, 平均约为 1‰ 。由此可推测研究区原始荒草植被土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围在 $-22.34\text{‰} \sim -21.34\text{‰}$ 之间, 平均为 -21.84‰ 。玉米地上残体 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -12.51‰ 。由于玉米各组织间的 $\delta^{13}\text{C}$ 值差异很小 (仅为 0.02‰)^[11], 所以认为玉米地上部分 $\delta^{13}\text{C}$ 值近似等于整个植株残体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。在一定深度土层内, 坡顶、坡肩和坡背 SOC 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化趋势一致, 该土层深度以下两者变化趋势相反。坡顶和坡肩土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值随土壤深度波动下降至 35 cm 和 25 cm, 然后又逐渐增加 (图 2a 和图 2b)。坡背除了 0~15 cm 处有一小幅度增加外, 15 cm 以下土层变化与坡顶、坡肩相似, 土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化的拐点为 35 cm (图 2c)。拐点以上 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化反映了 C_4 植物残体输入的影响, 由表层向下 C_4 作物残体及根系的输入量减少, 进而影响归还到土壤中的有机碳数量。拐点以下土壤受 C_4 作物影响较小, 保持了原始 C_3 植被下 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化特征, 即随土壤深度增加 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐增加^[12]。坡顶、坡肩和坡背在拐点处的 $\delta^{13}\text{C}$ 值较 0~5 cm 层的 $\delta^{13}\text{C}$ 值分别下降了 1.87‰ 、 1.88‰ 和 1.53‰ , 但仍然高于原始植被的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 说明了富含 ^{13}C 的 SOC 组分的淀积作用。Chen 和 Chiu^[13] 研究地形对土壤有机质组成的影响时发现, 土壤中富里酸 (FA) 有明显向下迁移到矿质层的趋势, 矿质层 FA/TOC 明显大于有机质层。而一些研究表明 FA 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显要高于胡敏酸 (HA)^[4,14]。

坡脚部位 SOC 含量先随土壤深度下降至 25 cm, 接着迅速增加至 70 cm 处时达到最大值, 然后又开始下降 (图 2d)。0~25 cm 土层 SOC 含量先减少, 反映堆积土体中植物残体及根系输入的累积特征。25~70 cm 土层 SOC 迅速增加反映了侵蚀物质的累积过程, 先累积的土壤 SOC 含量较高, 随着侵蚀的进行, 上坡亚表层土壤逐渐外露, SOC 含量逐渐降低, 导致累积在坡脚的 SOC 含量也随之降低。70 cm 以下 SOC 从峰值点开始下降, 说明此峰值点可能是原始土壤表层。0~25 cm 土层 $\delta^{13}\text{C}$ 值与 SOC 变化

趋势一致,这与 C_4 植物残体和根系输入有关。25~70 cm 土层, $\delta^{13}\text{C}$ 值波动下降到剖面的最小值,此时土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -21.25% ,和原始植被土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的上限(-21.34%)比较接近,说明极少受到 C_4 作物的影响,埋藏层可能未被开垦或早期未种植玉米等 C_4 作物。25~70 cm 土层 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度下降是

由于初期累积的土壤为 C_3 作物下表层土壤,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值较小,随上坡侵蚀进行,下坡开始积累上坡亚表层土壤,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值也呈现增加趋势,后期种植 C_4 作物,土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在40~45 cm处出现突变点可证明此观点。坡足与坡脚表现出相似的土壤累积和埋藏特征。SOC含量也是先下降至50 cm,接着缓慢增加,

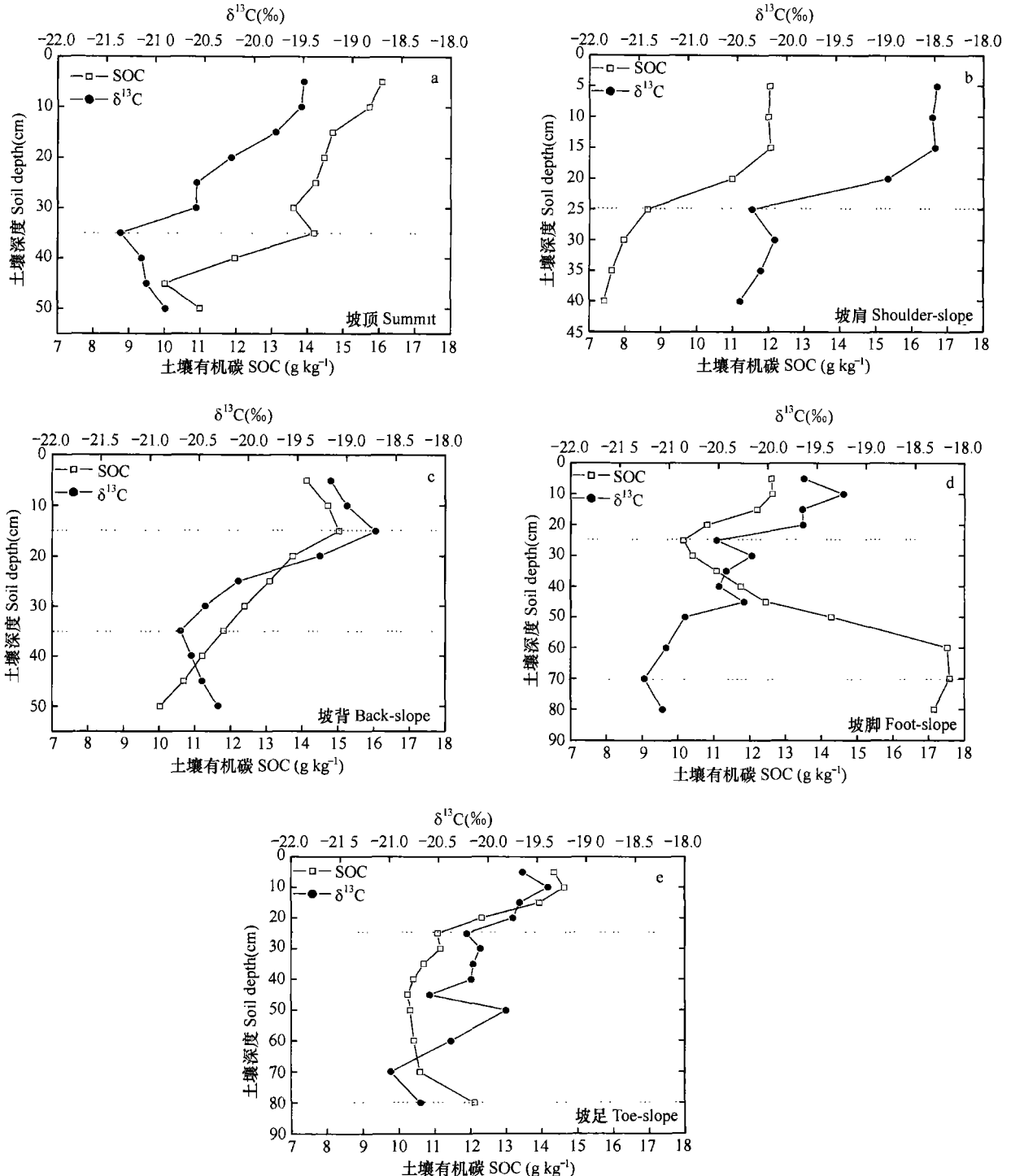


图2 不同地形部位 SOC、 $\delta^{13}\text{C}$ 值在土壤剖面中的变化趋势

Fig 2 Variation of SOC and $\delta^{13}\text{C}$ in each soil profile with depth

至 80 cm 处出现峰值(图 2e), 由此可判断 80 cm 处的土层可能为原始埋藏层的表面, 也可能挖掘的剖面深度没有到达埋藏土壤的表层。坡足土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值波动下降到原始埋藏层附近达到最小值 (-20.99%), 比原始植被 $\delta^{13}\text{C}$ 值 (-21.84%) 高 0.85% , 说明原始埋藏层在开垦初期可能受土壤侵蚀的影响, 地表水流剥蚀掉低 $\delta^{13}\text{C}$ 值的表层土壤, 其下 $\delta^{13}\text{C}$ 值略高的土壤成为目前埋藏的表土。坡脚和坡足土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化反映了研究区坡型演变特征, 来自上坡的侵蚀物质先累积在坡脚部位, 然后逐渐向坡足过渡。

2.2 影响因素分析

坡背 0~15 cm 层 SOC 含量为 14.62 g kg^{-1} , 介于坡肩 (12.03 g kg^{-1}) 和坡顶 (15.5 g kg^{-1}) 之间, 但其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -18.96% , 大于坡顶 (-19.6%), 却小于坡肩 (-18.49%)。由此可以推测出坡背 0~15 cm 层的土壤可能是坡肩和坡顶迁移的侵蚀物质共同堆积的结果。坡脚和坡足 0~10 cm 层土壤也有相似的现象。表土 $\delta^{13}\text{C}$ 增加的另一个原因可能是由地表植物残体分解产生的分馏效应引起。植物残留物分解过程中, 微生物对 ^{12}C 的优先分解, 剩余的 SOC 富含重碳同位素引起土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值增

高^[15]。坡顶和坡肩剖面缺失顶部向下骤增现象, 这可能与该地形部位遭受土壤侵蚀, 原有顶层部位土壤被剥蚀殆尽所致。由表 1 可以看出, 表层土壤 (0~20 cm) $\delta^{13}\text{C}$ 平均值依次为坡肩> 坡背> 坡脚> 坡足> 坡顶。用单因素方差分析, 并通过 Fisher 最小显著度 (LSD) 检验得出坡肩、坡背分别与坡顶、坡脚、坡足部位表层土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值的差异显著 ($p < 0.001$)。土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值与地形坡度成显著的正相关 ($R^2 = 0.962$, $p = 0.009$), 这与 Powers 等^[4] 的研究结果类似, 反映土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值随土壤侵蚀程度的增加而增加(图 3)。土壤侵蚀过程中低密度细颗粒物优先迁移, 土壤粘粒在低洼的沉积区富集(表 1)。由于轻组 $\delta^{13}\text{C}$ 大于重组^[16], 细颗粒组分 ($< 2 \mu\text{m}$) $\delta^{13}\text{C}$ 明显低于粉粒和砂粒组分 ($> 2 \mu\text{m}$)^[17], 但轻组碳易被微生物利用而矿化损失, 残留的土壤细颗粒老有机质 ($\text{C}_5\text{-C}$) 所占比例更大(图 4a 至图 4e), 从而导致沉积区表层 $\delta^{13}\text{C}$ 值比侵蚀区明显偏低。水土流失导致沉积区土壤水分含量略高于侵蚀区, 研究表明植物可利用水分增加会导致植物碳同位素变轻^[16, 18], 水分的增加伴随着温度降低也可能导致碳同位素降低^[19, 20]。另外, 随着 pH 值的减小土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值有减小的趋势。

表 1 不同地形部位表层土壤(0~20 cm)的属性

Table 1 Properties of surface soil (0~20 cm) at different topographic positions

地形部位 Geographical positions	土壤再分布速率 ¹⁾			颗粒分级 ²⁾			pH ²⁾		
	坡度 Slope (°)	Rate of soil redistribution ($\text{t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$)	$\delta^{13}\text{C}$ ²⁾ (%)	SOC ²⁾ (g kg^{-1})	土壤含水量 ²⁾ Soil moisture (%)	Particle size distribution (%)			
						砂粒 Sand		粉粒 Silt	粘粒 Clay
坡顶 Summit	1.31	2.40	$-19.8 \pm 0.34\text{c}$	15.2 ± 0.78	18.5 ± 0.91	39.3 ± 10.7	33.4 ± 11.66	27.3 ± 8.81	5.91 ± 0.31
坡肩 Shoulder slope	3.73	62.02	$-18.6 \pm 0.24\text{a}$	11.8 ± 0.52	19.0 ± 0.73	35.0 ± 4.74	46.7 ± 6.18	18.3 ± 5.86	5.92 ± 0.26
坡背 Back slope	2.75	26.22	$-19.0 \pm 0.24\text{b}$	14.4 ± 0.58	19.1 ± 1.24	42.3 ± 1.24	37.4 ± 2.19	20.4 ± 3.10	6.12 ± 0.39
坡脚 Foot slope	2.25	-28.53	$-19.5 \pm 0.21\text{c}$	12.1 ± 0.86	20.2 ± 0.70	42.2 ± 1.20	30.3 ± 3.92	27.6 ± 2.96	5.87 ± 0.27
坡足 Toe slope	1.27	-106.1	$-19.6 \pm 0.16\text{c}$	13.8 ± 1.03	20.2 ± 1.19	46.6 ± 1.20	32.9 ± 1.54	20.5 ± 2.30	5.66 ± 0.16

1) 正值表示侵蚀, 负值表示沉积 Positive values mean erosion and negative ones deposition; 2) 数据为平均值 \pm 标准差, 字母相同表示两者之间没有显著性差异 Data in the table are mean \pm SD, and values followed by the same letter are not significantly different

2.3 不同地形部位土壤 SOC 的周转

土壤有机质的分解将引起土壤碳同位素比率发生改变, 反之, 土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度的变化可近似地反映土壤有机质的分解特征^[21], 此现象等同于室内培养下植物残体分解中不同有机质组分 $\delta^{13}\text{C}$ 值随时间的变化^[14]。土壤中其他碳迁移过程如生物扰动、溶解性有机碳的淋溶也会影响土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 的垂直分布格局。但矿化作用被认为是其主导

机制^[22]。本文不同于 Garten 等^[8] 的研究, 他们讨论的是在单一 C_3 植被下 $\delta^{13}\text{C}$ 值与 SOC 含量的关系, C_3 植被下的土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度增加而增加, SOC 与 $\delta^{13}\text{C}$ 值回归直线的坡度在自然状态下为负值, 并且负值的绝对值越大, 表明 SOC 矿化越强。本研究是在 C_3 植被土壤上长期种植 C_4 植物, 土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度增加而减小, SOC 与 $\delta^{13}\text{C}$ 值回归直线的坡度在自然状态下为正值, 同样坡度越大表明 SOC 矿化越强。

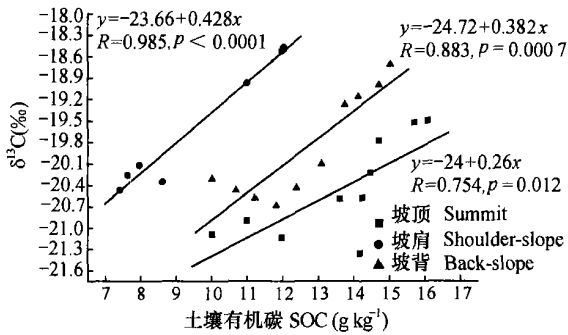


图3 不同地形部位 $\delta^{13}\text{C}$ 值与SOC含量之间的线性回归拟合

Fig. 3 The linear fitness between $\delta^{13}\text{C}$ value and SOC content at different topographic positions

由图3可以看出,坡肩和坡背土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值与SOC含量在0.01水平上正相关,而坡顶在0.05水平上成正相关。坡顶、坡肩、坡背回归直线的 β 值分别为 14.6° 、 23.2° 、 20.9° 。表明在三个侵蚀部位中,坡肩SOC矿化最为迅速,其次为坡背,坡顶最小。 β 值与坡度在0.1水平上成正相关($R = 0.988$, $p = 0.097$),说明大坡度有利于SOC的分解^[4]。坡肩和坡背坡度较大,土壤侵蚀强烈,土壤侵蚀使富碳的大团聚体(Macroaggregate, $> 250 \mu\text{m}$)解体,原先被大团聚体保护、不稳定的新成有机质暴露在微生物作用下发生矿化^[23]。研究还表明 β 值与粘粒含量显著负相关($R = -0.99$, $p = 0.023$),说明土壤碳在粘粒中周转较慢,高粘粒含量的土壤有利于SOC的保护^[4]。在由 C_3 植被为 C_4 植被替代的农田生态系统中, $\text{C}_3\text{-C}$ 的比例在粘粒和粉粒中明显大于砂粒,即砂粒中新鲜有机质($\text{C}_4\text{-C}$)输入量较多^[17]。并且粗颗粒SOC组分易被微生物利用而优先矿化损失^[24, 25]。由于坡脚和坡足埋藏层以上土壤是不同时期累积产生,Garten的 β 值理论可能不适合这个不稳定体系下的土壤。

2.4 土壤再分布和SOC的来源

在 C_4 作物影响范围之内,坡上三个部位 $\text{C}_3\text{-C}$ 、 $\text{C}_4\text{-C}$ 随深度变化趋势相似。坡顶和坡肩由表层向下 $\text{C}_4\text{-C}$ 呈指数下降,坡背除了0~15 cm层为累积土壤外,15 cm以下土壤 $\text{C}_4\text{-C}$ 变化趋势和上坡两个部位相同,反映了 C_4 植物残体及根系输入的影响。三个地形部位 $\text{C}_3\text{-C}$ 通体变化均一,说明 $\text{C}_3\text{-C}$ 总体上属于原始荒草植被、性质稳定的老有机质。因不能排除近百年来间种大豆等 C_3 作物的可能性,所以 $\text{C}_3\text{-C}$ 和 $\text{C}_4\text{-C}$ 分别为所有 C_3 和 C_4 植被来源的净碳

含量。坡顶地形平坦侵蚀微弱,表层(0~20 cm)土壤 $\text{C}_3\text{-C}$ 含量平均为 $11.8 \pm 0.26 \text{ g kg}^{-1}$,约占总SOC的77.53%。土地利用方式由自然生态系统转变为农田后加速了SOC的分解,大约经过30~50年在较低的有机质基础上重新建立有机质的输入和输出平衡。Jolivet等^[26]研究法国西北部温带森林转为玉米地30~50年后,早期来源于森林 C_3 植物的有机碳仍占总碳的60%~80%,而源于农作物的 C_4 碳仅占总碳的20%~40%,这与本文的研究结果比较相似。坡肩和坡背表层 $\text{C}_3\text{-C}$ 含量分别为 $7.69 \pm 0.05 \text{ g kg}^{-1}$ 和 $10.06 \pm 0.12 \text{ g kg}^{-1}$,方差分析结果表明,三个地形部位表层 $\text{C}_3\text{-C}$ 在0.05水平上有显著性差异;而 $\text{C}_4\text{-C}$ 变化范围为 $3.43 \sim 4.34 \text{ g kg}^{-1}$,在0.05水平上无显著性差异,结果说明上坡和中坡SOC含量的差异主要是由 $\text{C}_3\text{-C}$ 含量引起。土壤侵蚀优先迁移轻质($\text{C}_4\text{-C}$)、细颗粒物($\text{C}_3\text{-C}$)^[27],由于 $\text{C}_3\text{-C}/\text{SOC}$ 的比例大于 $\text{C}_4\text{-C}/\text{SOC}$,迁移单位质量的土壤, $\text{C}_3\text{-C}$ 损失的比例大于 $\text{C}_4\text{-C}$ 。而且,同一土层细颗粒组分 $\text{C}_3\text{-C}/\text{SOC}$ 大于粗颗粒,其有机碳比粗颗粒更老^[17]。

坡脚部位表现出明显的土壤堆积和埋藏过程(图4d)。 $\text{C}_3\text{-C}$ 先波动下降20 cm,接着波动增加到埋藏层达到最大值,然后又从最大值处开始减小。据此将坡脚土壤剖面分为3个层段:iv、㊸和㊹。第iv层段土壤为后期累积的来自坡上部位的侵蚀物质,并且明显受 C_4 植物残体输入的影响, $\text{C}_4\text{-C}$ 含量高于以下两个层段。第㊸层段 $\text{C}_3\text{-C}$ 含量从20 cm处的 8.26 g kg^{-1} 增加至70 cm处的 16.47 g kg^{-1} ,而 $\text{C}_4\text{-C}$ 通体变化不大,平均 $1.73 \pm 0.42 \text{ g kg}^{-1}$ 。早期累积的土壤 $\text{C}_3\text{-C}$ 含量较高,说明研究区在开垦初期并没有种植玉米等 C_4 作物。第㊹层段 $\text{C}_3\text{-C}$ 和 $\text{C}_4\text{-C}$ 含量分别为 16.1 g kg^{-1} 和 1.26 g kg^{-1} ,分别占总SOC的92.73%和7.27%。坡足部位也表现出相似的土壤累积特征,但土壤埋藏现象不明显。坡脚和坡足表层(0~20 cm) $\text{C}_3\text{-C}$ 含量分别为 $9.08 \pm 0.58 \text{ g kg}^{-1}$ 和 $10.51 \pm 0.64 \text{ g kg}^{-1}$, $\text{C}_4\text{-C}$ 含量分别为 $2.98 \pm 0.41 \text{ g kg}^{-1}$ 和 $3.3 \pm 0.45 \text{ g kg}^{-1}$,方差分析结果表明,坡脚部位 $\text{C}_3\text{-C}$ 和 $\text{C}_4\text{-C}$ 均与坡肩和坡背有显著性差异。坡脚 $\text{C}_3\text{-C}$ 含量介于坡肩和坡背之间,说明是两地形部位迁移物质混合的结果。坡脚 $\text{C}_4\text{-C}$ 含量显著低于坡肩和坡背,说明坡脚部位新碳($\text{C}_4\text{-C}$)矿化损失速率明显高于上坡两个部位。同样,坡足 $\text{C}_4\text{-C}$ 在0.1水平上与坡肩和坡背也存在显著性差

异。许多研究表明, SOC 中质地较轻、颗粒较小的组分如轻组物质(LF)、颗粒态有机质(POM)、溶解性有机质(DOM) 等是土壤微生物的生存基质, 它们沿坡

迁移在沉积区累积, 导致沉积区有机质较侵蚀区生物活性更大^[13,27], 因此, 新碳损失也可能相应大于上坡。

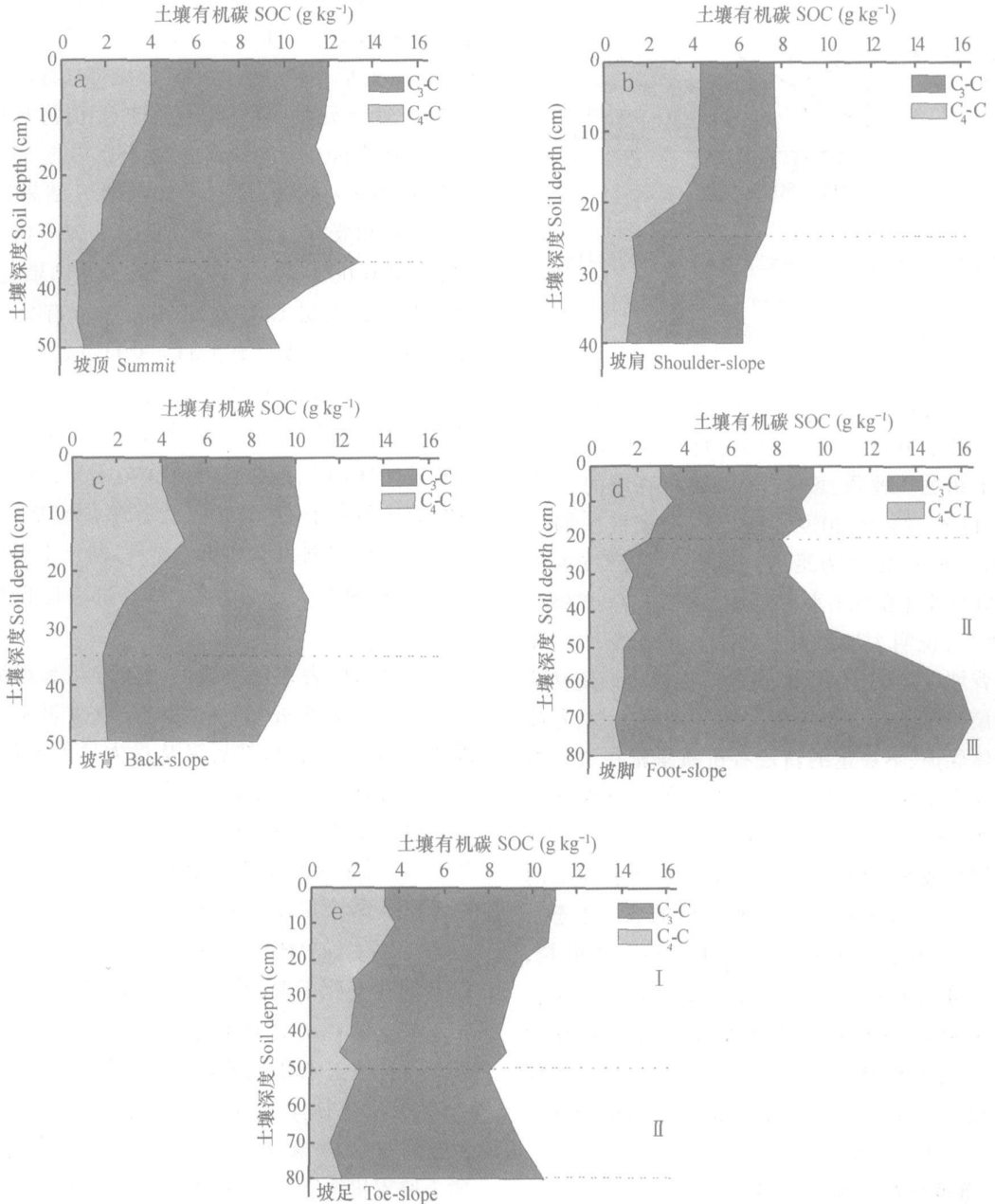


图4 各地形部位 C_3-C 和 C_4-C 含量的深度变化

Fig. 4 Variation of C_3-C and C_4-C with soil depth at each topographic unit

3 结论

表层土壤 $\delta^{13}C$ 值与地形坡度、土壤粘粒含量、土壤含水量、pH 值都显著相关, 即通过影响植物残

体及 SOC 组分的分解速率, 进而通过稳定性碳同位素分馏作用引起土壤的 $\delta^{13}C$ 值的变化。利用 $\delta^{13}C$ 在土壤剖面中的变化, 能够很好地鉴别出原始埋藏土壤表层, 推断作物的种植历史。引入 β 角作为 SOC 矿化周转的一个指标能够很好地反映不同侵蚀

状态下的 SOC 动态。比较各地形部位不同稳定程度 SOC 组分($\text{C}_3\text{-C}$ 与 $\text{C}_4\text{-C}$) 比例, 得出不同侵蚀程度的地形部位 SOC 含量差异主要是由 $\text{C}_3\text{-C}$ 引起, 沉积区生物活性更大, 新碳($\text{C}_4\text{-C}$) 损失大于坡肩和坡背侵蚀部位。

参考文献

- [1] 金峰, 杨浩, 赵其国. 土壤有机碳储量及影响因素研究进展. 土壤, 2000, 32(1): 11~ 17. Jin F, Yang H, Zhao Q G. Study progress on reserves of soil organic carbon and influential factors (In Chinese). Soils, 2000, 32(1): 11~ 17
- [2] Lal R. Global soil erosion by water and carbon dynamics. In: Lal R, Kimble J, Levine E, *et al.* eds. Soils and Global Change. Boca Raton, FL: CRC/Lewis Publishers, 1995. 131~ 142
- [3] Bémou M, Cerri C C, Neill C, *et al.* The use of stable carbon isotopes for estimating soil organic matter turnover rates. Geoderma, 1998, 82: 43~ 58
- [4] Powers J S, Schlesinger W H. Geographic and vertical patterns of stable carbon isotopes in tropical rain forest soils of Costa Rica. Geoderma, 2002, 109: 141~ 160
- [5] Cheng L, Wen Q, Chen B. Characterization of humic fractions in a ^{15}N -labelled soil by solid-state ^{13}C and ^{15}N NMR. Pedosphere, 2001, 11(2): 151~ 157
- [6] Feng X H, Epstein S. Carbon isotopes of trees from arid environments and implications for reconstructing atmospheric CO_2 concentration. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, 59(12): 2 599~ 2 608
- [7] 吉林省土壤肥料总站. 吉林土壤. 北京: 中国农业出版社, 1998. 145~ 164, 329~ 336. Soil and Fertilizer Station of Jilin. Soils of Jilin (In Chinese). Beijing: Chinese Agricultural Press, 1998. 145~ 164, 329~ 336
- [8] Garten C T, Cooper L W, Post W M, *et al.* Climate controls on forest soil C isotope ratios in the southern Appalachian Mountains. Ecology, 2000, 81: 1 108~ 1 119
- [9] Balesdent J, Girardin C, Moriotti A. Soil organic matter in long-term field experiments as revealed by carbon-13 natural abundance. Soil Sci. Soc. Am. J., 1988, 52: 118~ 124
- [10] Balesdent J, Moriotti A, Guillet B. Measurement of soil organic matter turnover using ^{13}C natural abundances. In: Boutton T W, Yamasaki S I. eds. Mass Spectrometry in Soils. New York: Marcel Dekker, 1996. 83~ 113
- [11] 朴河春, 刘启明, 余登利, 等. 用天然 ^{13}C 丰度法评估贵州茂兰喀斯特森林区玉米地土壤中有有机碳的来源. 生态学报, 2001, 21(3): 434~ 439. Piao H C, Liu Q M, Yu D L, *et al.* Origins of soil organic carbon with the method of natural ^{13}C abundance in maize fields (In Chinese). Acta Ecologica Sinica, 2001, 21(3): 434~ 439
- [12] Biggs T H, Quade J, Webb R H. $\delta^{13}\text{C}$ values of soil organic matter in semiarid grassland with mesquite (*Prosopis*) encroachment in southeastern Arizona. Geoderma, 2002, 110: 109~ 130
- [13] Chen J S, Chiu C Y. Effect of topography on the composition of soil organic substances in a perhumid sub-tropical montane forest ecosystem in Taiwan. Geoderma, 2000, 96: 19~ 30
- [14] 窦森, 张晋京, 曹亚澄, 等. 用 $\delta^{13}\text{C}$ 方法研究玉米秸秆分解期间土壤有机质数量动态变化. 土壤学报, 2003, 40(3): 328~ 334. Dou S, Zhang J J, Cao Y C, *et al.* Study on dynamic change of soil organic matter during corn stalk decomposition by $\delta^{13}\text{C}$ method (In Chinese). Acta Pedologica Sinica, 2003, 40(3): 328~ 334
- [15] Nakamura K, Takai Y, Wada E. Carbon isotopes of soil gases and related organic matter in an agroecosystem with special reference to paddy field. In: Durrance E M, *et al.* eds. Geochemistry of Gaseous Elements and Compounds. Athens: Theophrastus Publications, 1990. 455~ 484
- [16] Biedenbender S H, McClaran M P, Quade J, *et al.* Landscape patterns of vegetation change indicated by soil carbon isotope composition. Geoderma, 2004, 119: 69~ 83
- [17] 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. 环境科学, 2002, 23(4): 89~ 92. Liu Q M, Wang S J, Piao H C, *et al.* The dynamics rules of soil organic matter of turnover ecosystems traced by stable carbon isotopes (In Chinese). Environmental Science, 2002, 23(4): 89~ 92
- [18] Morecroft M D, Woodward F I. Experimental investigations on the environmental determination of $\delta^{13}\text{C}$ at different altitudes. Journal of Experimental Botany, 1990, 41: 1 303~ 1 308
- [19] Körner C H, Farquhar G D, Wang S C. Carbon isotope discrimination by plants follows latitudinal and altitudinal trends. Oecologia, 1991, 88: 30~ 40
- [20] 吕厚远, 顾兆炎, 吴乃琴, 等. 海拔高度的变化对青藏高原表土 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的影响. 第四纪研究, 2001, 21(5): 399~ 406. L H Y, Gu Z Y, Wu N Q, *et al.* Effect of altitude on the organic carbon isotope composition of modern surface soils from Qinghai-Xizang plateau (In Chinese). Quaternary Sciences, 2001, 21(5): 399~ 406
- [21] Gregorich E G, Ellert B H, Monreal C M. Turnover of soil organic matter and storage of corn residue carbon estimated from natural ^{13}C abundance. Can. J. Soil Sci., 1995, 75: 161~ 167
- [22] Amundson R, Baisden W T. Stable isotope tracers and mathematical models in soil organic matter studies. In: Sala O E, Jackson R B, Mooney H A, *et al.* eds. Methods in Ecosystem Science. New York: Springer, 2000. 117~ 137
- [23] Lal R. Soil erosion and the global carbon budget. Environment International, 2003, 29: 437~ 450
- [24] Whalena J K, Bottomley P J, Myrold D D. Carbon and nitrogen mineralization from light- and heavy-fraction additions to soil. Soil Biology & Biochemistry, 2000, 32: 1 345~ 1 352
- [25] Chan K Y, Heenan D P, Oates A. Soil carbon fractions and relationship to soil quality under different tillage and stubble management. Soil & Tillage Research, 2002, 63: 133~ 139
- [26] Jolivet C, Amouays D, Andreux F, *et al.* Soil organic carbon dynamics in cleared temperate forest spodosols converted to maize cropping. Plant and Soil, 1997, 191: 222~ 231
- [27] Gregorich E G, Greer K J, Anderson D W, *et al.* Carbon distribution and losses: erosion and deposition effects. Soil & Tillage Research, 1998, 47: 291~ 302

PROFILE DISTRIBUTION OF ORGANIC CARBON AND $\delta^{13}\text{C}$ IN A BLACK SOIL AT A SLOPING FIELD

Fang Huajun^{1,2} Yang Xueming³ Zhang Xiaoping¹ Liang Aizhen^{1,2}

(1 Northeast Institute of Geography and Agricultural Ecology, CAS, Changchun 130012, China)

(2 Institute of Geographical Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China)

(3 Greenhouse & Processing Crops Research Centre, Agriculture & Agri-Food Canada, Harrow, Ontario, N0R 1G0, Canada)

Abstract A tract of farmland on a typical mount in Northeast China was selected as a case to study effect of soil erosion and deposition on dynamics of soil organic carbon (SOC) by determining some properties and $\delta^{13}\text{C}$ of the soils at different topographic positions. The results showed that the $\delta^{13}\text{C}$ value of the surface soil was significantly correlated to slope gradient, clay content, soil moisture and pH. The change in $\delta^{13}\text{C}$ with depth in soil profile reflected input of plant residue and accumulation of eroded soil, which helps to identify buried soil surfaces. The slope (β) of linear regression between isotopic composition and SOC concentration was positively related to slope gradient of the landscape and negatively related to clay content, indicating that β could be used as a useful index to describe mineralization of SOC at the erosion position. The contents of $\text{C}_{\text{T}}\text{-C}$ at the shoulder and back of the slope were significantly less than that at the summit and $\text{C}_{\text{T}}\text{-C}$ showed no obvious difference between them, indicating the differences in SOC content between erosion sites resulted from $\text{C}_{\text{T}}\text{-C}$. The contents of $\text{C}_{\text{T}}\text{-C}$ at the foot and toe of the slope were significantly less than those at the shoulder and back of the slope, which indicates that the loss of new carbon at deposited sites was greater.

Key words Stable carbon isotope; Soil organic carbon; Soil erosion; Sloping field