

用天然¹³C 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

朴河春¹, 刘启明¹, 余登利², 郭景恒¹, 冉景丞²

(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, 贵阳 550002; 2. 贵州茂兰国家级喀斯特森林保护区管理处, 荔波 558400)

摘要:当森林生态系统转变成农田生态系统时, 会把 C₄ 植物有机质导入到曾在 C₃ 植被下发育的土壤中去, 使土壤中含有来源不同的土壤有机质, 引起碳同位素组成变化。因此, 可以利用碳同位素来区分土壤有机质来源。实验结果表明, 耕作几十年后原森林土壤有机质的含量仍占有主要地位, 来源于原始 C₃ 植被的有机碳的比例为 66.7%, 但容易矿化的、对植物营养有效的有机质含量较低, 这与当地的耕作方式有关, 需要加强对植物残留物返回土壤工作的管理。

关键词:森林生态; 农田生态; 稳定 C 同位素; 植物残留物; 喀斯特森林

Origins of soil organic carbon with the method of natural ¹³C abundance in maize fields

PIAO He-Chun¹, LIU Qi-Ming¹, YU Deng-Li², GUO Jing-Heng¹, RAN Jing-Cheng² (1. The State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; 2. The Management of Maolan National Nature Reserve in Guizhou, Libo 558400, China.)

Abstract: Following the conversion of forest ecosystem to agricultural ecosystem, the introduction of C₄ plant to a soil, previously developed under C₃ vegetation, brings to a different origin of soil organic carbon. In consequently it leads to the isotopical change in the composition of organic carbon. The results showed that the proportion of soil organic carbon derived from the forest still predominates after several decades of cultivation in maize fields in Guizhou Maolan Karst Forest. The soil organic carbon originated from initial C₃ vegetation amounts to 66.7 % of the total. The contents of easily mineralizable organic carbon which can efficiently supply nutrients to plant are very small. Therefore, it is necessary to optimize the management of plant residues incorporated into the soils.

Key words: forest ecosystem; agricultural ecosystem; stable C isotope; plant residues; Karst

文章编号: 1000-0933(2001)03-0434-06 中图分类号: Q143 文献标识码: A

土壤有机质是植物营养物的重要来源, 也是保持土壤结构及储水能力的必要因素之一。过去, 贵州喀斯特森林区初级生产力较低^[1], 农民为了获取更多的粮食, 毁林种田, 并将庄稼的茎秆茬连同谷物运走或焚烧。因此, 土壤有机质的质和量关系着低输入的贵州农业的可持续发展。土壤有机质的数量与返回到土壤的植物残留物的数量和这些残留物分解速度可用函数关系描述。植物残留物的输入量是影响土壤有机质含量的最重要因素。最近的研究表明, 当林地转变成永久性种植地时, 开始几年有机质的降解速度最快, 然后减慢, 经过 30~50 a 耕作后达到一个新的平衡^[2]。

土壤有机质的天然¹³C 丰度与覆盖土壤的植被的¹³C 丰度密切相关^[3]。大多数土壤有机质来自植物残

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(编号: 49772175)

收稿日期: 1999-12-29; 修订日期: 2000-08-30

作者简介: 朴河春(1947-), 男, 朝鲜族, 吉林延吉人, 研究员。从事环境地质地球化学研究。

留物,因此,植物残留物的¹³C/¹²C 比值对土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值有直接的影响。因此,利用土壤有机质的稳定碳同位素比值可以重建生态时间尺度和地质时间尺度上的植被动态过程^[4,5]。当森林生态系统或草地生态系统转变成农田生态系统时,会把 C4 植物(一般其 $\delta^{13}\text{C} = -12\text{‰} \sim -14\text{‰}$)残留物导入到曾在 C3 植被(一般其 $\delta^{13}\text{C} = -26\text{‰} \sim -28\text{‰}$)下发育的土壤中去^[6],土壤中碳同位素组成变化。这就为人们利用碳同位素来辨别土壤有机质来源提供了依据。然而,利用天然¹³C 丰度技术来研究土壤有机质转换的动态过程时受到某种限制,一是很难找到可对比的原始植被下的土壤,二是取代过去长期覆盖的原始植被的农作物具有明显不同的¹³C 丰度^[4]。

本文将利用天然¹³C 同位素技术来评估耕作对土壤有机质含量的影响,并揭示植物残留物对保持土壤有机质含量的重要性。

1 材料与方 法

实验土壤利用的是贵州茂兰喀斯特林地土壤和玉米地土壤,包括石灰土和黄红壤。采样点位于茂兰喀斯特林区内(样品森 1 和玉 2 采于 N 25°15';E 108°02',样品森 3 和玉 4 采于 N 25° 14';E 108° 03',样品森 5 和玉 6 采于 N 25° 16';E 108° 03')。海拔高度为 515m。该区基岩为碳酸盐岩,因而形成了具喀斯特特征的裸岩山区,遍生连片乔木林,常绿落叶阔叶混交林,植被覆盖率达 90 % 以上^[7]。它是在地带性生物气候条件的背景上,在喀斯特地貌,石灰土等特殊生境的影响下形成的非地带性原始植被,区系丰富。构成这个特殊的生态系统主体为森林植物及各类动物和部分大型真菌等,植物种类达 2000 种之多。该区地处中亚热带南部,属中亚热带季风性湿润气候,年平均气温为 15.3℃,年平均降水量为 1752.5mm。该区土壤分布不连续,且土层薄。林地土壤的 pH 值随深度的增加而增高,其变化范围在 6.6~8.2 之间,玉米地土壤的 pH 值也有同样的变化规律,其变化范围为 6.6~8.4。

野外采集土壤剖面样品(林地土壤采样深度为 50cm,玉米地为 70cm)后,将每层样品混匀,仔细剔除植物根系和岩屑后风干,过筛至 20 目。所采集的植物样品洗净后风干。利用 0.1mol/L HCl 去除土壤碳酸盐,并用蒸馏水洗掉残留在土壤中的 HCl,在 60℃烘干并研磨。称取一定数量的土壤和植物样品(能够获取 3mg C)与 CuO (1 : 50)于石英管中。在真空条件下 850℃ 温度下燃烧,在石英燃烧管中所产生 CO₂ 的气体用低温蒸馏分开,并收集在可破碎的熔封管中。在 MAT252 型质谱仪上测定稳定碳同位素比值。重同位素的天然丰度是用千分比单位(‰),以 δ 符号来表示,并与国际 PDB (The international peedee formation belemnite carbonate standard) 标准相对应。

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \text{‰} = [R_{\text{样品}}/R_{\text{标准}} - 1] \times 1000 \tag{1}$$

其中 R 是样品和 PDB 标准 CO₂ 的 C 同位素质量。

土壤有机碳的浓度用 PE2400 型元素分析仪测定。对样品进行重复分析,如果重复结果平行误差超过 0.4‰,则再进行分析,然后取平均值。当林地变为玉米地时,土壤中就会存在两种分别来自 C4 植物和 C3 植物的具有不同的¹³C 丰度的有机质,从而使玉米地土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值增大,因为原来的林地有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值较小,而玉米地土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值较大。因此,根据这些 $\delta^{13}\text{C}$ 值就可以计算出农作物残留物碳的比例,设 X 为 C4 农作物残留物碳的比例,则 C3 植物残留物碳的比例为: (1 - X)

$$X = (\delta - \delta_3)/(\delta_4 - \delta_3) \tag{2}$$

式中, δ =玉米地土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, δ_3 =来源于 C3 植物的土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, δ_4 =农作物 C4 植物残留物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。

2 结果与讨论

2.1 植物和土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值

森林植被的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,其不同组织间的差异较大,从树叶的 $-30.7\text{‰} \pm 0.7\text{‰}$ 变化到树根的 $-27.4\text{‰} \pm 0.2\text{‰}$,树枝为 $-29.3\text{‰} \pm 0.3\text{‰}$ (表 1),其平均值为 $-29.1\text{‰} \pm 1.3\text{‰}$,是属于 C3 植物。而农田植被的 $\delta^{13}\text{C}$ 值各组织间的差异较小,如玉米各组织间的差异仅为 0.02‰ ,其平均值为 $-11.4\text{‰} \pm 0.01\text{‰}$,属于 C4 植物。然而,黄豆各组织间的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的差异却达 1‰ ,其平均值为 $-27.7\text{‰} \pm 0.2\text{‰}$,属于 C3 植物。该地区主要农作物为玉米($\delta^{13}\text{C} = -11.4\text{‰}$)是典型的 C4 植物,但其中隔几年轮作的黄豆、红薯($\delta^{13}\text{C} = -27.4\text{‰}$)

及田间杂草($-28.9\text{‰} \pm 1.3\text{‰}$)为 C3 植物(表 1)。因此输入到玉米地的植物残留物可以分为 C4 植物玉米残留物以及 C3 植物(包括林地土壤留下的有机质和地里生长的杂草,黄豆和红薯)两类。利用公式(2)可以计算 C4 农作物残留物所占比例。

在林地土壤剖面中,土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度的增加而增高,表层土壤与 50cm 深处土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值之间存在的差异,森 1 样品为 3.2‰ ,其他两个样品为 2.0‰ (图 1)。其波动范围表层土壤为 $-27.0\text{‰} \pm 0.1\text{‰}$,50cm 深处为 $-24.6\text{‰} \pm 0.5\text{‰}$,平均相差 2.4‰ 。用作对照的农田已确定原来是森林植被,已有几十年的开垦史,其表层土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-20.2\text{‰} \pm 0.4\text{‰}$,70cm 深处为 $-23.2\text{‰} \pm 1\text{‰}$,它是由于 C4 植物残留物的输入而导致玉米地表层土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的增高。农田表层土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 增加的另一个原因与土壤的耕作导致输入到土壤里的植物残留物的分解速度加快有关。植物残留物的分解作用是微生物媒介的过程,因此在植物残留物分解过程中,微生物对

^{12}C 的优先分解将引起土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值增高。此外,植物残留物某些生物化学组分中 ^{13}C 同位素浓度及其分解速度的不同也会造成土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的差异,例如,纤维素和半纤维素比其他植物组织多 $1\text{‰} \sim 2\text{‰}$ 的 ^{13}C ,而木质素少 $2\text{‰} \sim 6\text{‰}$ 的 ^{13}C [8]。由于对木质素的分解作用比纤维素更为缓慢,因此分解过程中植物残留物的同位素组成会改变。研究证明,植物残留物的腐殖化作用伴随着 ^{13}C 的轻微富集[9]。

对林地土壤来说,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度而增加是普遍的现象,概括起来以下几种原因:(a)与大气 CO_2 有关,由于化石燃料的燃烧和土壤有机质矿化作用加强,使大气 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低,因此年龄在百年以上有机质与现代植被的 $\delta^{13}\text{C}$ 值之间至少有 1.3‰ 的差异[10];(b)腐殖化作用之后,与富含 ^{13}C 的可溶性腐殖质,如灰黄霉酸(Fulvic acids),沿着土壤剖面迁移有关;(c)与植物残留物分解过程中生物化学组成变化有关;(d)与植物残留物分解过程中微生物对 ^{12}C 的优先分解将引起土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值增高有关。

2.2 林地和玉米地中的土壤有机质浓度

林地土壤有机质的含量随深度的增加而降低,从表层土壤的 $95.4 \pm 46.5 \text{ g C/kg}$ 下降至 50cm 深处土壤的 $22.6 \pm 8.8 \text{ g C/kg}$,下降曲线符合对数关系(图 2),其相关系数高于指数关系和直线关系(表 2)。

玉米地土壤有机质的含量随深度而降低,从表层土壤的 $15.8 \pm 4.0 \text{ g C/kg}$ 下降至 70cm 深处土壤的 $0.83 \pm 0.18 \text{ g C/kg}$,但在 0~25 cm 耕作层中的有机质含量变化不大(图 2)。这是由于耕作土壤的扰动引起的,耕地翻动土壤通过调节氧气状况影响土壤有机质

表 1 植物各组织的 $\delta^{13}\text{C}$ 值

Table 1 Variations in the $\delta^{13}\text{C}$ (‰) values of plant material from the forest and corn field

植物组织名称	$\delta^{13}\text{C}$ 值 (‰ ; 平均值 $\pm$ 标准偏差, $n=4$)
森林植被	
树叶	-30.7 ± 0.7
树枝	-29.3 ± 0.3
树根	-27.4 ± 0.2
农田植被	
玉米叶	-11.4 ± 0.2
玉米茎	-11.4 ± 0.1
玉米根	-11.4 ± 0.1
红薯	-27.4 ± 0.1
黄豆叶	-29.0 ± 0.3
黄豆茎	-27.5 ± 0.2
黄豆根	-28.0 ± 0.1
杂草	-28.9 ± 1.3

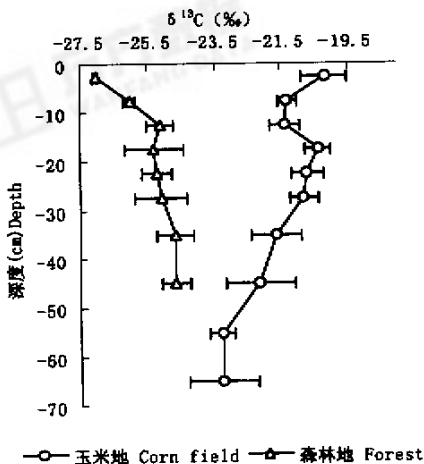


图 1 林地土壤和玉米地土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度的变化 (误差标志线为标准偏差)

Fig. 1 Soil $\delta^{13}\text{C}$ in profiles under corn and forest (error bars indicate $\pm$ one standard deviation)

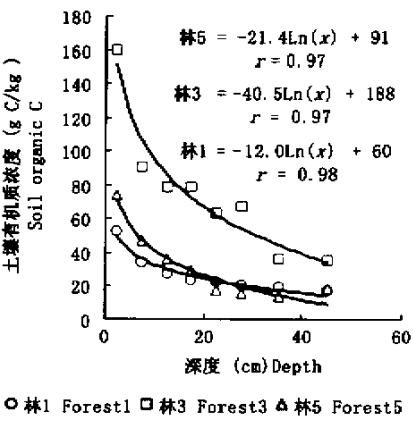


图2 森林地土壤有机质含量随剖面深度的分布
Fig. 2 Distribution of soil organic C concentration with depth under forest

2.3 土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值和碳含量之间的相关性
公式(2)可以改写为:

$$\delta = X\delta_4 + (1 - X)\delta_3 \tag{3}$$

如设土壤总的有机碳的含量为 C , C_4 植物碳的含量为 $C_4 = XC$, 代入(3)式得:

$$\delta = 1/C (\delta_4 - \delta_3) C_4 + \delta_3 \tag{4}$$

公式(4)表明土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与有机质浓度之间成反比的关系。由树林和农田剖面土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与土壤有机碳含量的倒数(1/C)之间的关系图(图 4a)可以看出, 两条曲线在纵坐标上交叉的两个点(在图中未表示)分别代表为林地和玉米地上的枯枝落叶的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 前者为 $-26.6\text{‰} \pm 0.6\text{‰}$, 而后者为 $-19.5\text{‰} \pm 0.7\text{‰}$ 。两条曲线本身在图内的交叉点为 A, 在对应的纵坐标上的点为开垦几十年后土壤剖面深处的 δ_3 值(即点 F), 其值为 -21.9‰ 。而表层土壤的 δ_3 应加上林地表层土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与底层土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值之差 -2.4‰ , 即 $\delta_3 = -24.3\text{‰}$ 。利用林地表层土壤有机碳浓度与玉米地表层土壤有机碳浓度之比(1/6)来修正玉米地土壤有机碳浓度后, 画出 $\delta^{13}\text{C}$ 值与剖面土壤的有机碳浓度倒数之间的关系图(图 4 b), 从图 4b 中同样可以得出林地和玉米地上的枯枝落叶的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 前者为 $-26.6\text{‰} \pm 0.6\text{‰}$, 而后者为 $-19.5\text{‰} \pm 0.7\text{‰}$, 与从图 4a 中所得的 $\delta^{13}\text{C}$ 值完全相同。两条曲线在图内的交叉点为 A, 在对应的纵坐标上的点为开垦几十年后土壤表层土壤的 δ_3 值, 即点 F1, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-24.$

的矿化作用^[11]。其土壤有机质随深度变化曲线的线形相关性系数大于指数和对数相关性系数(表 2)。

表 2 土壤有机质含量随深度变化曲线的相关系数(r)
Table 2 The correlation coefficient for distribution curves of soil organic C contents with depth

不同植被土壤	对数关系	指数关系	直线关系
林-1	0.979	0.900	0.824
林-2	0.968	0.942	0.866
林-3	0.974	0.868	0.830
玉-2	0.805	0.614	0.862
玉-4	0.793	0.832	0.942
玉-6	0.741	0.917	0.719

耕作几十年后,土壤有机碳的含量从 95.4 g C/kg 降至 15.8 g C/kg , 平均降为原来的 1/6。如果以单位面积来计算土壤有机质碳数量时, 表层 5cm 的林地土壤中有有机碳数量是 $37.3 \pm 19.3\text{ Mg C/hm}^2$, 而玉米地为 $9.5 \pm 1.8\text{ Mg C/hm}^2$, 后者仅为前者的 1/3.9。土地利用

的变化往往伴随着容重的变化, 这会影响碳库存的计算。因此, 表示土壤碳的水平时可用碳的贮量(In-

ventory)来代替碳的含量(Concentration)^[12]。

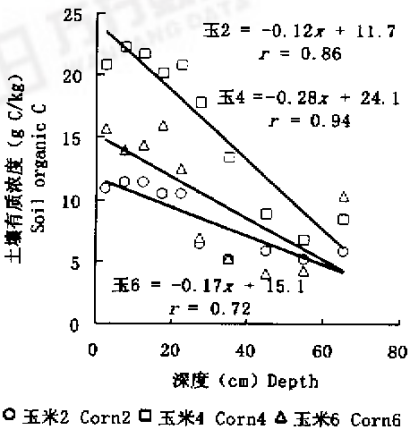


图3 玉米地土壤有机质含量随剖面深度的变化
Fig. 3 Distribution of soil organic C concentration with depth under corn

9‰。因此,平均 δ_3 为 $-24.6‰$ 。

当利用公式(2)来计算玉米地不同植物残留物碳的比例时,不得不把有 C3 植被的林地土壤有机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值作为参考值,即公式(2)中的 δ_3 。有些研究者直接将玉米地旁林地土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值作为参考值,显然是不合适的,因为在赤裸的条件下林地土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值会发生变化,并且在耕作过程中还不断输入 C3 植物的残留物。因此,对开垦前从林地植被留下来的碳,以及后来输入的 C3 植物残留物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值进行正确的估算 是必要的。估算有两种方法,一种是利用保持赤裸的林地土壤进行估算,但这种土壤很难找到;另一种方法利用图 4 所示的方法,即根据土壤剖面的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与土壤有机碳浓度倒数之间的关系来估算^[13]。从土壤剖面的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与土壤有机 C 质量数的倒数关系计算出的结果与上述结果基本一致。利用了林地表层土壤有机碳贮量与玉米地表层土壤有机碳贮量之比(1/3.9)来修正玉米地土壤有机碳贮量数,林地的枯枝落叶的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-26.6‰$,而玉米地上的枯枝落叶的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-20.1‰$,平均 $\delta_3 = -24.7‰$,但其相关系数不如前者高。

因此,将平均 $\delta_3 = -24.6‰$ 、 $\delta_4 = -11.4‰$ (玉米的 $\delta^{13}\text{C}$ 值)和 $\delta = -20.2‰$ 代入公式(2)中,可计算出玉米和红薯等 C4 植物残留物占土壤总有机碳的比例,即 33.3%。其中包括黄豆和杂草等新的 C3 植物来的有机碳。

该玉米地土壤有机碳中由玉米残茬形成的有机碳的含量是 $5.26 \pm 1.3 \text{ g C/kg}$,有机碳贮量是 $3.17 \pm 0.6 \text{ Mg C/hm}^2$ 。而来源于原始 C3 植被的有机碳的比例为 66.7%。虽然不能估算出黄豆等新的 C3 植物残留物带来的有机碳的比例,但推测,由它们所占的比例不会高。这就意味着玉米地土壤总有机碳的绝大部分来自原林地的有机碳,这些有机质的年龄超过几十年,甚至达上百年。很多研究结果表明,林地开垦的初期土壤有机质含量会迅速下降,表明有容易矿化的组分存在,这种组分会在 30a 至 40a 内耗尽,而这部分是重要的植物营养物库。虽然剩余的稳定有机质在所有的系统中持久保留,但它们主要起保持土壤结构的作用,对植物的养分供应作用较低。这说明新鲜植物残留物输入土壤中对保持土壤肥力十分重要,所以必须放弃刀耕火种式的粗放耕作方式。实践结果表明,林地转变成农用地之后,由于土壤类型、土壤管理和农作物系统及残留物的管理方法不同,土壤有机质的含量变化可从减少 70% 转变为增加 200%^[14]。

参考文献

[1] Piao H C, Hong Y T and Yuan Z Y. Seasonal changes of microbial biomass carbon related to climatic factors in soils from karst areas of southwest China. *Biology and Fertility of Soils*, 2000, **30**:294~297.

[2] Schlesinger W H. Changes in soil carbon storage and associated properties with disturbance and recovery. In: Trabalka J. R. and Reichle D. E. Eds. *The Changing Carbon Cycle a Global Analysis*. New York: Springer-Verlag. 1986, 194~220.

[3] Nissenbaum, and Schallinger K M. The distribution of the stable carbon isotope ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) in fractions of soil organic matter. *Geoderma*, 1974, **11**:137~145.

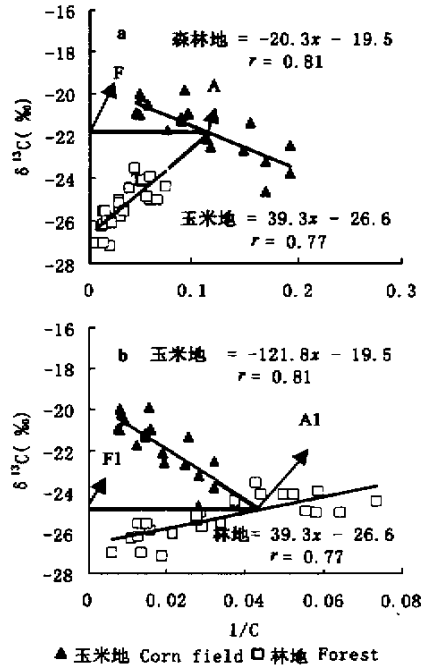


图 4 土壤剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值与有机碳含量倒数之间的关系
Fig. 4 Relationship between $\delta^{13}\text{C}$ and reciprocal of carbon content in soil profiles under corn and forest

- [4] Dzurec R S, Boutton T W, Caldwell M M, *et al.* Carbon isotope ratios of soil organic matter and their use in assessing community composition changes in Curlew Valley, Utah. *Oecologia*, 1985, **66**:17~24.
- [5] Kingston J D, Marino B D and Hill A. Isotopic evidence for neogene hominid paleoenvironments in the Kenya Rift Valley. *Science*, 1994, **264**:955~959.
- [6] Smith B N and Epstein S. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios for higher plants. *Plant Physiology*, 1971, **47**: 380~384.
- [7] 周政贤. 茂兰喀斯特森林考察综合报告. 见:周政贤主编. 茂兰喀斯特森林科学考察集. 贵阳: 贵州人民出版社, 1987. 1~23.
- [8] Benner R, Fogel M, Spragne E K, *et al.* Depletion of ^{13}C in lignin and its implications for stable carbon isotope studies. *Nature* (London), 1987, **329**:708~710.
- [9] Balesdent J and Mariotti A. Measurement of soil organic matter turnover using ^{13}C natural abundances. In: Boutton T. W. and Yamasaki S. I. Eds. *Mass Spectrometry of Soils*. New York: Marcel Dekker Inc. 1996, 83~111.
- [10] Friedli H, Moore E, Oeschger H, *et al.* $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios in CO_2 extracted from Antarctic ice. *Geophysical Research Letter*, 1984, **11**:1145~1148.
- [11] Adu J K and Oades J M. Physical factors influencing decomposition of organic materials in soil aggregates. *Soil Biol Biochem.*, 1978, **10**:109~115.
- [12] Veldkamp E. Organic carbon turnover in three tropical soils under pasture after deforestation. *Soil Sci Soc Am J.*, 1994, **58**: 175~180.
- [13] Balesdent J, Mariotti A and Boisgontier D. Effect of tillage on soil organic carbon mineralization estimated from ^{13}C abundance in maize fields. *J Soil Science*, 1990, **41**:587~596.
- [14] Kern J S and Johnson M G. Conservation tillage impacts on national soil and atmospheric carbon levels. *Soil Sci Soc Am J.*, 1993, **57**:200~210.