

生态转换系统中土壤有机质变化的稳定 碳同位素示踪研究进展*

刘启明 王世杰 朴河春 欧阳自远

(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)

Progress in Soil Organic Matter Changes of Turning Ecosystems Traced by Stable Carbon Isotopes. Liu Qiming, Wang Shijie, Piao Hechun, Ouyang Ziyuan (State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002). *Chinese Journal of Ecology*, 2002, 21(2): 58~60.

Due to different photosynthetic process, there is obvious difference in $\delta^{13}\text{C}$ values between C_3 plants and C_4 plants. It is a useful method to trace with stable carbon isotopes in soil organic matter when studying turning ecosystems, where C_3 plants (or C_4 plants) are planted instead of C_4 plants (or C_3 plants). This paper intends to review and synthesize the recent advances in the research of this subject.

Key words: soil organic matter, $\delta^{13}\text{C}$ values, SOC_3 , SOC_4 .

关键词: 土壤有机质, $\delta^{13}\text{C}$ 值, C_3 植物的土壤有机碳, C_4 植物的土壤有机碳

中图分类号: S153.6 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-4890(2002)02-0058-03

由于气候变异、人类活动等因素影响,全球各生态系统间短期内正经历着前所未有的区域性转变,由此导致的一系列生态环境问题如区域气候变迁、荒漠化、水土流失等广受关注^[2],而其中土壤有机质的变化起着极为关键的作用。据估计,地表土壤层中有机碳的总量为大气中的2~4倍,土壤有机质的变化对大气 CO_2 浓度的影响甚大^[15];同时,土壤有机质又是维护土壤结构,保持土壤肥力的重要组成部分。因此,生态系统的转变对土壤有机质产生的影响为各国科学家所重视。尽管稳定碳同位素是示踪有机质变化过程最有效的手段之一,并且 Nissenbaum 等^[25]和 Deines^[13]早在20世纪70~80年代就提出应用 $\delta^{13}\text{C}$ 值来研究土壤有机质,但当时尚无合适的实验条件,研究工作进展缓慢,直至 Balesdent 等^[3]在法国西南部 Auzeville 和 Doazit 两地在长期观测积累的数据基础上开展工作后,应用 $\delta^{13}\text{C}$ 值来研究土壤有机质的实验研究工作才逐渐开展。近10年来,这方面的研究快速发展,大大加深了对生态转换系统中土壤有机质变化过程的认识。本文将作一扼要的评述。

1 土壤有机质中的稳定碳同位素

C是自然界丰度最大、分布最广的元素之一,是构成有机质的主体。C有两种稳定同位素: ^{12}C 和 ^{13}C ,在自然体系中占总C的比例分别为98.89%和1.11%。几乎所有含C物质的C均由 ^{12}C 和 ^{13}C 混合而成, ^{12}C 与 ^{13}C 的比例关系受各种因素影响,

不同的物质具有不同的比例关系,即具有不同的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。绿色植物通过光合作用吸收 CO_2 气体合成有机质,按照最初羧化过程中形成的过渡产物的不同,光合作用可分为3种类型即 C_3 途径、 C_4 途径和CAM途径,与之对应的植物称为 C_3 植物、 C_4 植物和CAM植物^[11]。不同光合作用类型的植物在吸收 CO_2 合成有机质的过程中,稳定碳同位素分馏模式各异,从而导致不同类型植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值差异明显^[4,16], C_3 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围是-0.24‰~-4‰,平均值为-2.7‰; C_4 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围是-0.9‰~-1.9‰,平均值为-1.2‰;CAM植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围是-1‰~-2.3‰,平均值为-1.7‰^[29]。自然界的植物以 C_3 植物和 C_4 植物为主,几乎所有的树种和温带植物均属于 C_3 植物, C_4 植物主要包括(亚)热带的藜科(Chenopodiaceae)和禾本科(Gramineae)植物,CAM植物很少,仅分布于仙人掌科(Cactaceae)和凤梨科(Bromeliaceae)中^[3]。土壤有机质的源物质绝大部分来自其地表生长的植物,因此,不同来源的土壤有机质也具有明显的 $\delta^{13}\text{C}$ 值差异(源于 C_3 植物:-2.42‰~-2.91‰,源于 C_4 植物:-0.93‰~-1.52‰)^[9]。

* 国家自然科学基金(49833002和49772175)、中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-105)和环境地球化学国家重点实验室创新领域项目联合资助。

作者简介:刘启明,男,28岁,博士生。主要从事环境地球化学、生态学方面的研究工作,发表论文5篇。

土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值除直接反映植被的 $\delta^{13}\text{C}$ 值外。还受区域气候湿度的影响,湿度越大,同类植被下的土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值越大^[30],随海拔的升高,空气湿度减小,土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值减小^[5],此外施加无机肥也会导致土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的增大^[22]。

2 生态转换系统中土壤有机质的含量变化

过去,在毁林造田等生态系统发生转变的地域,相关的工作仅侧重于从土壤有机质的总量上考虑,这存在一定的片面性,因为耕作影响了土壤有机质输入与输出的量,引入稳定碳同位素概念后,能更好的说明问题^[6]。

对于单一型植被生态系统如原始森林或大草原等,土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在不同深度存在着一定的差异。表现为随土壤深度的增加,土壤有机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值趋于正^[3,19,22]。这一现象早在 70 年代就有过报道^[27],经过众多学者长期的工作,对它的原因形成了共识,认为是多个因素共同作用的结果,①一般而言,随深度的增加,土壤密度增加,粉-粘粒占总土壤的百分比也增加,粉-粘粒组分中的有机质富 ^{13}C ,从而导致 $\delta^{13}\text{C}$ 值的升高^[7];②石油、煤、天然气等矿物燃料的 $\delta^{13}\text{C}$ 值比大气 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值低 1%~2%,自工业革命以来,大量矿物燃料的燃烧使大气 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在近一百多年来已下降了 0.1%~0.2%,这就是所谓的 Suess 效应^[17,18],通过光合作用吸收大气 CO_2 的植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值必然会反映这一变化;③土壤有机质的不同成分之间也存在碳同位素组成的差异,随着深度的增加,土壤有机质逐渐降解,木质素、类脂物等低 $\delta^{13}\text{C}$ 值的成分比例减少,而羧基类、纤维素、半纤维素等高 $\delta^{13}\text{C}$ 值的成分的比例渐增^[14];④在微生物对土壤有机质的降解过程中,微生物通过呼吸作用产生 CO_2 气体,释放出来的 CO_2 气体富 ^{13}C ,从而导致土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的升高^[31]。

在毁林造田或退耕还林等生态系统发生转变的地域,以毁林造田地域为例,因为农田是在原有森林基础上开垦的,土壤有机质的源物质产生了 C_3 植物(森林)向 C_4 植物(农作物)的转变,也就是说,土壤有机质既有源于 C_3 植物的土壤有机碳(SOC_3),又有源于 C_4 植物的土壤有机碳(SOC_4),测得的土壤有机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值受两者的共同影响。因 C_3 植物和 C_4 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值差异(平均 > 1.5%)远大于

如上所述因微生物、大气 CO_2 等因素影响的变化(平均 < 0.3%),故可通过所测土壤样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,依公式(1)算出土壤有机质中源于 C_3 植物的土壤有机碳(SOC_3)和源于 C_4 植物的土壤有机碳(SOC_4)各占的百分比(设在森林基础上改种农作物)。

$$\delta = \delta_1 \cdot f + (1 - f) \cdot \delta_0 \quad (1)$$

式中, δ 为农田土样 $\delta^{13}\text{C}$ 值, δ_0 为作对比的森林土样 $\delta^{13}\text{C}$ 值, δ_1 为 C_4 植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值, f 为 SOC_4 所占比例。

Jolivet 等^[21]在法国西北部温带林转为玉米地的农林生态系统转换地域的研究表明,毁林造田一方面加速了土壤有机质的降解,在毁林造田初期土壤有机质含量急剧减少,经过一定的时期后减少速率才有所变缓,大约需 30~50 年的时间,才能使土壤有机质的输入与流失总量在较低的有机质含量基础上重新建立平衡。另一方面,毁林造田引起土壤有机质的组分发生变化,经过多年(30~50 年)耕作后,早期来源于森林 C_3 植物的土壤有机碳仍占土壤总碳的 60%~80%,而源于农作物 C_4 植物的土壤有机碳仅占 20%~40%;Collins 等^[10]的研究表明,在毁林造田后耕作时间分别为 8 年和 35 年的地点, SOC_4 所占的比例分别为 22% 和 40%。 SOC_3 年代较老,属于土壤有机质中稳定的部分,能在自然体系中持久保留,但只起着保持土壤结构的作用,而较为新鲜的 SOC_4 只占一小部分,不足以为地表作物提供足够的养分,导致土壤肥力下降。其他学者的研究也得出过相类似的结论^[6,23]。

3 生态转换系统中土壤有机质的迁移、赋存规律

吸附于土壤的不同粒径组分和比重组分中的土壤有机质具有不同的活性^[11],而土壤有机质的迁移变化和赋存状况取决于其活性,因此,从土壤的不同粒径组分和比重组分入手,应用 $\delta^{13}\text{C}$ 值研究土壤有机质的迁移、赋存规律的方法已被一些学者所采用。

生态系统转变后,可计算出土壤的不同粒径组分 SOC_3 与 SOC_4 的比例关系, SOC_3 与 SOC_4 代表不同年代的有机质,因此可判断土壤的不同粒径组分中所赋存的有机质年代的新老。Balesdent 等^[3]将土壤分为 5 个粒级。细砂(200~50 μm)、粗粉(50~20 μm)、细粉(20~2 μm)、粗粘土(2~0.2 μm)和细

粘土($<0.2\mu\text{m}$),研究表明,土壤的不同粒径组分中的有机质有年代上的新老关系。细砂 $<$ 粗粉 $<$ 粗粘土 $<$ 细粘土 $<$ 细粉。即细砂中的有机质降解尚不够充分,新鲜有机质的输入较多,而细粉中所赋存的有机质降解最为充分,土壤有机质在降解过程中,在土壤的不同粒径组分间迁移分布的次序为:细砂 \rightarrow 粗粉 \rightarrow 粗粘土 \rightarrow 细粘土 \rightarrow 细粉。Gregorich等^[19]也将土壤分为5个粒级:砂(2000~50 μm)、粗粉(50~5 μm)、细粉(20~2 μm)、粗粘土(2~0.2 μm)和细粘土($<0.2\mu\text{m}$),认为粗粉(50~5 μm)中的有机质年代最老。而Barrios等^[8]则认为53~2 μm 组分中的有机质年代最老,降解最为充分。

尽管比重分组的标准不一,但Hassink^[20]及Cadish等^[12]的研究均表明,土壤重组分中的有机质年代较老,以降解充分、稳定的有机无机复合体为主。土壤轻组分中的有机质则含有更多的降解尚不充分、活性较大的有机质。

4 生态转换系统中土壤有机质的降解速率

研究在不同的自然地理环境中土壤有机质的降解速率,一直是土壤学的一个难点。有学者进行实验室内研究^[24],但因不能充分模拟各种自然影响因素,结果缺乏说服力。而单纯从总量上考虑,对土壤有机质的降解进行野外观测,却又无法区分在土壤有机质降解过程中,来源于地表植物的新的有机质的输入量,所得结果偏差也较大^[6]。在生态系统发生转换的地域,应用稳定碳同位素法先区分出土壤有机质中SOC₃和SOC₄各占比例,再根据时间(t)即可确定土壤有机质降解经验公式中的降解系数: $A_t = A_0 \times e^{-kt}$,式中, A_0 为初始状态土壤有机质含量; A_t 为经时间 t 后源于初始状态土壤的有机质含量; k 为降解系数。

Gregorich等^[19]在加拿大东南部的粘壤质潜育土层的研究表明,森林区土壤有机质的降解系数 k 值为 $0.052 \cdot \text{年}^{-1}$,即森林土壤有机质降解的半衰期为24年,农田区的 k 值为 $0.096 \cdot \text{年}^{-1}$,半衰期仅13年。Jolivet等^[22]在对法国西北部森林区壤质灰化土层研究后,得出的 k 值为 $0.033 \cdot \text{年}^{-1}$,即土壤有机质降解的半衰期是32年。

5 研究展望

近期,全球变化已是各个领域科学家共同关注的焦点,生态系统的转变对土壤有机质的影响与全

球变化最直接的联系就是土壤CO₂气体的释放。

土壤有机质通过微生物降解释放出的CO₂在全球C循环中起着重要的作用,而土壤所释放的CO₂主要包括植物根部呼吸的释放量以及土壤有机质降解的释放量两大部分,要予以区分较为困难。近期,已有学者成功的将稳定碳同位素方法应用于这一领域^[26,28],Rochette^[26]将总土壤的呼吸划分为根际呼吸和土壤呼吸两部分,并发现是以土壤呼吸为主,根际呼吸占的比例较小,所观测到的最大值为45%(8月份)。

经过十几年的发展,稳定碳同位素方法应用于土壤有机质含量变化,迁移、赋存规律及有机质的降解等领域的研究较为成熟。而生态系统的转变对温室气体的贡献,不同地域的土壤层释放CO₂的特点等问题则为稳定碳同位素方法在土壤有机质研究中的应用提供了新的方向。

参考文献

- [1] 潘瑞祺,董雁得.植物生理学(第二版,上册)[M].北京:科学出版社,1991.
- [2] Houghton, J. (戴晓芳等译).全球变暖[M].北京:气象出版社,1998.
- [3] Balesdent, J. *et al.* Nature ¹³C abundance as a tracer for soil organic matter dynamics studies [J]. *Soil Biol. Biochem.*, 1987, 19: 25~30.
- [4] Bender, M. M. Variations in the ¹³C/¹²C ratios of plants in relation to pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation [J]. *Photochemistry*, 1971, 10: 1239~1244.
- [5] Bird, M. I. Effect of altitude on the carbon isotope composition of forest and grassland soils from Papua New Guinea [J]. *Global Biogeochem. Cycles*, 1994, 8: 13~22.
- [6] Balesdent, J. *et al.* Effect of tillage on soil organic mineralization estimated from ¹³C abundance in maize fields [J]. *J. Soil Sci.*, 1990, 41: 587~596.
- [7] Becker, H. P. and Scharpenseel, H. W. Thin-layer $\delta^{13}\text{C}$ and D^{14}C monitoring of lessive soil profiles [J]. *Radiocarbon*, 1986, 28: 83~390.
- [8] Barrios, E. *et al.* Light fraction soil organic matter and available nitrogen following trees and maize [J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1997, 61: 826~831.
- [9] Cerling, T. E. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate [J]. *Earth and Plant Sci. Lett.*, 1984, 71: 229~240.
- [10] Collins, H. P. *et al.* Soil carbon dynamics in corn-based agroecosystems: results from carbon-13 natural abundance [J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1999, 63: 584~591.
- [11] Christensen, B. T. Physical fractionation of soil and organic matter in primary size and density separates [J]. *Adv. Soil Sci.*, 1992, 20: 1~90.
- [12] Cadish, G. H. *et al.* Carbon turnover and nitrogen mineralization potential of particulate light soil organic matter after rainforest clearing [J]. *Soil Biol. Biochem.*, 1996, 28: 1555~1567.
- [13] Deines, P. The isotopic composition of reduced organic carbon [A]. In: Fritz, P. (eds). *Handbook of Environment Isotope*

(下转第70页)

拔梯度变化规律明显、一致,即随着海拔高度的增加,三者都呈下降趋势,在接近森林线的冷杉疏林地段,物种多样性最低。冷杉林群落郁闭度和生长势也明显下降,呈疏林状,成为森林群落与灌丛群落的交错区。

3.2 随着海拔高度的增加,冷杉原始林下分布的灌木种类急剧下降,草本植物种数下降缓慢,杂色报春作为高海拔主要伴生植物,广泛分布于不同海拔高度,灌木种类以杜鹃属种最为优势,随着海拔高度增加,雪层杜鹃、林芝杜鹃逐步成为林下灌木的优势种,并体现出明显的高山灌丛特征。扫帚岩须、云南红景天则以耐寒、耐瘠薄成为高海拔冷杉林下分布的优势木植物。

3.3 α 、 β 多样性计测结果是有相同的规律, α 多样性能够很好地反映不同海拔高度冷杉林群落多样性特征,而 β 多样性则很好地反映了由于海拔梯度变化而导致的灌木、草本植物的替代速度。二者相结合,更能充分反映出高海拔原始冷杉纯林物种多样性的特征。

3.4 通过本文分析,应该引起对群落交错区研究的重视,随着气候的变迁,冷杉原始林林线上移或下降,是一个十分有意义的课题。显然,对高山灌丛物种多样性的研究也十分必要。

参考文献

- [1] 王伯荪,彭少麟. 南亚热带常绿阔叶林种间联结测定技术研究 I. 种间联结测式的探讨与修订[J]. 植物生态学与地植物学丛刊, 1985, 9(4): 274~285.
- [2] 马克平. 生物群落多样性的测度方法 I. α 多样性的测度方法(上)[J]. 生物多样性, 1994, 2(3): 162~168.
- [3] 马克平,刘灿烂,刘玉明. 生物群落多样性的测度方法 II. β 多样性的测度方法[J]. 生物多样性, 1994, 2(4): 231~239.
- [4] 马克平,黄建辉,于顺利,等. 北京东灵山地区植物群落多样性的研究 II. 丰富度、均匀度和物种多样性指数[J]. 生态学报, 1995, 15(3): 268~277.
- [5] 李文华. 西藏森林[M]. 北京: 科学出版社, 1985. 5~9.
- [6] 曲仲湘,吴玉树,王焕校,等. 植物生态学(第二版)[M]. 北京: 高等教育出版社, 1983. 202~204.
- [7] 刘王成. 四川缙云山常绿阔叶林次生演替及物种多样性研究[J]. 武汉植物学研究, 1993, 11(4): 327~337.
- [8] 余世考. 数学生态学导论[M]. 北京: 科学技术文献出版社, 1995. 15~25.
- [9] 赵杉. 西藏鲁朗森林立地分类的初步研究[J]. 应用生态学报, 1996, 7(增刊): 19~22.
- [10] 郝占庆,赵士阔. 长白山北坡阔叶红松林及其次生白桦林高等植物物种多样性比较[J]. 应用生态学报, 1994, 5(1): 16~23.
- [11] 钟章成. 常绿阔叶林生态系统研究[M]. 重庆: 西南师范大学出版社, 1992. 339~353.
- [12] 徐凤翔. 西藏高原森林生态研究[M]. 沈阳: 辽宁大学出版社, 1995. 1~23.
- [13] 彭少麟,王伯荪. 鼎湖山森林群落分析 I. 物种多样性[J]. 生态科学, 1983, (1): 11~17.
- [14] 谢晋阳,陈灵芝. 暖温带落叶阔叶林的物种多样性[J]. 生态学报, 1994, 14(4): 337~344.
- [15] (收稿: 2000年9月18日, 改回: 11月15日)
- (上接第60页)
- Geochemistry[C]. New York: Elsevier, 1980. 329~406.
- [14] DeNiro, M. J. and Epstein, S. Mechanism of carbon isotope fractionation associated with lipid synthesis [J]. *Science*, 1977, 197: 261~263.
- [15] Eswaran, H. et al. Organic carbon in soils of the world [J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1993, 57: 192~194.
- [16] Farquhar, G. D. On the relationship between carbon isotope discrimination and the intercellular carbon dioxide concentration in leaves [J]. *Aust. J. Plant Physiol.*, 1982, 9: 121~137.
- [17] Freyer, H. D. Variations in the atmospheric CO₂ content [A]. In: Bolin, B. (eds). *The Global Carbon Cycle*[C]. New York: John Wiley, 1979. 79~99.
- [18] Friedli, H. et al. Ice core record of the ¹³C/¹²C ratio of atmospheric CO₂ in the past two centuries [J]. *Nature*, 1986, 324: 237~238.
- [19] Gregorich, E. G. et al. Turnover of soil organic matter and storage of corn residue carbon estimated from natural ¹³C abundance [J]. *Can. J. Soil Sci.*, 1995, 75: 161~167.
- [20] Hassink, J. Decomposition rate constants of size and density fractions of soil organic matter [J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1995, 59: 1631~1635.
- [21] Jolivet, C. et al. Soil organic carbon dynamics in cleared temperate forest spodosols converted to maize cropping [J]. *Plant and Soil*, 1997, 191: 225~231.
- [22] Michael, A. B. and Binkley, D. Changes in soil carbon following afforestation in Hawaii [J]. *Ecology*, 1998, 79: 828~833.
- [23] Martin, A. et al. Estimates of soil organic matter turnover rate in a savanna soil by ¹³C natural abundance measurements [J]. *Soil Biol. Biochem.*, 1990, 22: 517~523.
- [24] Motavalli, P. P. et al. Comparison of laboratory and modeling simulation methods for estimating soil carbon pools in tropical forest soils [J]. *Soil Biol. Biochem.*, 1994, 26: 935~944.
- [25] Nissenbaum, A. and Shallerger, K. M. The distribution of the stable carbon isotope (¹³C/¹²C) in fractions of soil organic matter [J]. *Geoderma*, 1974, 11: 137~145.
- [26] Nyberg, G. et al. Respiration from C₃ plant green manure added to a C₄ plant carbon dominated soil [J]. *Plant and Soil*, 2000, 218: 83~89.
- [27] O'Brien, B. J. and Stout, J. D. Movement and turnover of soil organic matter as indicated by carbon isotope measurements [J]. *Soil Biol. Biochem.*, 1978, 10: 309~317.
- [28] Rochette, P. et al. Separating soil respiration into plant and soil components using analyses of the natural abundance of carbon-13 [J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1999, 63: 1207~1213.
- [29] Smith, B. N. and Epstein, S. Two categories of ¹³C/¹²C ratios for higher plants [J]. *Plant Physiol.*, 1971, 47: 380~384.
- [30] Saurer, M. and Siegenthaler, U. The climatic-carbon isotope relationship in tree rings and the significance of site conditions [J]. *Tellus*, 1995, 47: 320~330.
- [31] Sparing, G. P. Ratio of microbial biomass carbon to soil organic carbon as a sensitive indicator of changes in soil organic matter [J]. *Aust. J. Soil Res.*, 1992, 30: 195~207.
- (收稿: 2000年12月25日, 改回: 2001年2月17日)