

鼎湖山土壤有机质深度分布的剖面演化机制*

陈庆强^{1,2†} 沈承德² 孙彦敏² 彭少麟³
易惟熙² 李志安³ 姜漫涛²

(1 华东师范大学河口海岸国家重点实验室, 上海 200062)

(2 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640)

(3 中国科学院华南植物研究所, 广州 510650)

摘要 根据鼎湖山森林植被带(SL)、灌丛—草甸过渡带土壤剖面(GC)有机质含量, 有机质 $\Delta^{14}\text{C}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 土壤粘粒含量及孢粉分析结果, 研究华南亚热带山地土壤有机质深度分布特征的成因机制。结果表明土壤有机质的深度分布特征与土壤剖面的发育过程密切相关, 随深度增大, 有机质的来源数量不断减少, 而成土时间增加, 分解作用导致的有机质含量降低幅度增大, 有机质含量不断减少。土壤有机质 ^{14}C 表观年龄随深度增加, 土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值与有机质含量的深度变化具有明显对应关系, 这些都是土壤剖面发育过程中有机质不同更新周期组分呈规律性分解的结果。粘粒的深度分布反映土壤剖面淋滤淀积的特点, 表明土壤剖面经受了长期成土风化。土壤剖面的上述特征均为剖面发育过程中不断沉积、不断成土的结果, 表明土壤剖面成土演化对于有机质深度分布具有显著制约。

关键词 土壤碳循环; 土壤剖面; 有机质; 亚热带; 陆地生态系统**中图分类号** S153.6 **文献标识码** A

陆地生态系统是人类赖以生存与发展的生命支撑系统, 研究全球变化对陆地生态系统的影响及其反馈, 预测陆地生态系统的未来变化, 已成为当今全球变化研究中迫切需要解决的关键问题之一。陆地生态系统碳循环既受到全球变化的显著制约, 其调整与波动又是全球变化的一个重要诱因。陆地生态系统碳循环是全球碳循环的重要组成部分, 在全球碳收支中占主导地位^[1, 2]。陆地生态系统碳循环与全球环境变化密切相关, 工业革命以来, 人类在利用化石燃料, 水泥生产以及改变森林、草地成为农田等过程中, 使大量有机碳以 CO_2 等形式排放到大气中^[3], 大气中温室气体(CO_2 、 CH_4 、 CO 、氯氟烃等)浓度急剧上升, 全球变暖趋势日益显著, 对人类的生存和发展产生了严重威胁。

土壤碳是陆地碳库的主要组成部分^[4], 全球土壤有机碳总量达 1 270 Gt ($1\text{Gt} = 10^{15}\text{g}$)^[5]。土壤与大气之间的碳通量约为 $\text{C } 68.0 \sim 76.5 \text{ Gt a}^{-1}$, 而大气 CO_2 碳库为 $\text{C } 750 \text{ Gt}$ ^[6], 每年约有 10% 的大气圈

碳以 CO_2 形式进入土壤, 因此, 土壤有机质碳库的变化或更新周期的变化对大气碳循环的影响显著。土壤有机质的深度分布特征对于土壤有机碳库的总量计算及其稳定性均有直接影响, 土壤有机质的剖面分布是有机质长期累积的结果, 与土壤剖面的发育以及有机质的更新过程密切相关。系统研究不同气候—植被带土壤剖面有机质深度分布特征及其控制机制, 对于提高全球土壤碳库大小的计算精度以及未来土壤碳汇潜力的预测均具有重要意义。针对农田土壤有机质累积与分布的研究已有大量报道^[7, 8], 而对于受人类活动影响相对较弱地区的类似研究尚较少见。本文选择受人类活动影响相对较弱的鼎湖山山地土壤, 根据土壤剖面样品有机质含量, 有机质 $\Delta^{14}\text{C}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 粒度分析以及土壤孢粉分析结果, 探讨华南亚热带山地土壤剖面有机质深度分布特征的成因机制, 为研究不同气候—植被带土壤有机质深度分布特征提供亚热带南部地区的资料。

* 国家自然科学基金重大项目(39728102)、国家自然科学基金项目(40202032)、中国博士后科学基金、广东省自然科学基金博士启动项目(984105)以及中国科学院广州地球化学研究所所长基金项目资助

† 通讯作者, E-mail: qqchen@sklec.ecnu.edu.cn

作者简介: 陈庆强(1969~), 男, 山东省新泰市人, 博士, 副教授, 主要从事海洋沉积与生物地球化学方面的教学与研究

收稿日期: 2003-12-19; 收到修改稿日期: 2004-03-23

1 研究方法

1.1 剖面与取样

研究剖面位于鼎湖山自然保护区(23°09'21" ~ 23°11'30"N, 112°30'39" ~ 112°33'41"E), 本区属南亚热带季风湿润型气候, 年均温 21℃, 年降水量 1 929 mm, 干湿季节分明, 4 ~ 9 月为雨季, 11 月至次年 1 月为旱季。1998 年 7 月在森林植被带以及灌丛—草甸过渡带各挖掘一土壤剖面, 进行薄层取样^[9], 每个样品重约 1.5 ~ 2 kg。选取自然土壤剖面, 可以减

少人为因素干扰, 获得土壤剖面有机质分布的自然规律; 考虑不同植被带, 研究地表植被类型对土壤有机质深度分布特征的影响。

森林植被带剖面(SL)位于海拔 662 m 山坡, 坡向为 NE42.5°, 坡度为 30°, 地表植被以黄杞、蜜花树、短序楠为主, 剖面深 1.1 m, 共取得 25 个样品; 灌丛—草甸过渡带剖面(GC)位于海拔 905 m 山坡, 坡向 NE75°, 坡度为 16°, 地表植被以灌木为主, 可见少量草本植物, 灌木以荷木为主, 剖面深 0.6 m, 共取得 18 个样品。剖面的宏观特征与取样情况见表 1。

表 1 鼎湖山土壤剖面宏观特征及取样设计

Table 1 Macroscopic characteristics and sampling design of two soil profiles at the Dinghushan Biosphere Reserve

剖面 Profile	深度 Depth(cm)	宏观特征 Macroscopic characteristics	取样层段 Sampling section (cm)	取样间距 Sampling interval (cm)	样品数目 Number of samples (个)
森林植被带剖面(SL) Profile in forest	0 ~ 30	灰棕色腐殖质层, 质地疏松, 富含植物根	0 ~ 40	2	20
	30 ~ 35	灰黄色过渡层	40 ~ 60	20	1
	35 ~ 60	黄褐色土层, 具团粒结构	60 ~ 90	10	3
	60 ~ 110	黄褐色, 砂含量明显较上层高, 向下过渡为风化壳	90 ~ 110	20	1
灌丛—草甸过渡带剖面(GC) Profile in shrub-meadow	0 ~ 4	浅灰色腐殖质层, 含植物碎屑、草根	0 ~ 30	2	15
	4 ~ 40	黄色土层, 砂含量较高	30 ~ 40	5	2
	40 ~ 60	黄色土层, 含砂量明显增加, 向下过渡为半风化层	40 ~ 60	20	1

1.2 实验方法

1.2.1 土壤有机质¹⁴C 放射性水平 在 2 000 ml 烧杯中用蒸馏水浸泡土样, 充分搅拌, 用 2 mm 孔径网筛过滤去除植屑、植根及粗砂粒; 之后, 用 10% 盐酸浸泡 24 h, 去除样品中的碳酸盐, 用蒸馏水洗涤样品, 直至呈弱酸 ~ 中性, 烘干样品。将预处理过的样品研碎, 置于石英管, 在通 O₂ 状态下, 高温(800℃)灼烧样品, 得到的 CO₂ 经过干冰—液氮冷阱纯化后, 通入锂反应器, 在真空 650℃ 下合成 Li₂C₂。水解 Li₂C₂, 得到 C₂H₂, 将 C₂H₂ 合成苯, 放置 34 d, 之后用 1 200 Quantulus 超低本底液体闪烁谱仪测量样品¹⁴C 放射性比度^[10]。本项分析在中国科学院广州地球化学研究所¹⁴C 实验室完成。

1.2.2 有机质碳稳定同位素分析 取风干土样 20 ~ 30 g, 挑净植屑、植根, 置于烘箱, 在 80℃ 下烘样 24 h; 冷却至室温, 之后用普通研钵研细, 装袋, 密

封。将预处理过的土壤样品送中国科学院西安黄土与第四纪地质国家重点实验室, 用 MAT251 型质谱仪测定样品有机质 δ¹³C 值, 测量精度为 0.2‰^[11]。

1.2.3 土壤有机碳含量 采用重铬酸钾容量法(或称丘林法)^[12]测定。本项分析在中国科学院华南植物研究所土壤化学实验室完成。本文以土壤有机碳含量的深度变化指示土壤有机质含量的深度变化。

1.2.4 孢粉分析 样品采用传统的孢粉分离方法, 即盐酸、碱热处理, 过筛, 重液浮选, 氢氟酸、酸酐处理, 甘油制片等^[13]。每个样品在显微镜下鉴定时, 观察薄片两片以上。对 SL 剖面 16 个样品做了孢粉分析, 鉴定。

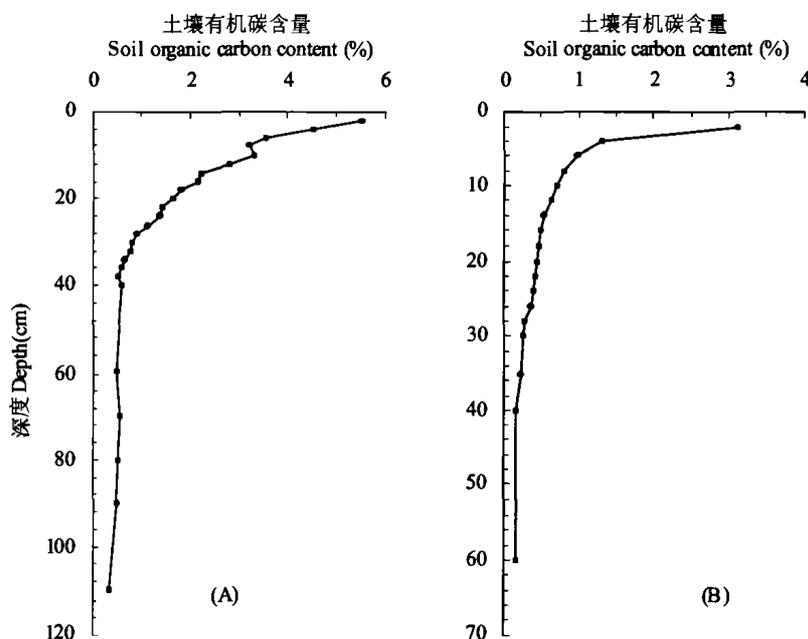
1.2.5 粒度分析 采用筛析法与沉降法结合, 分析土壤样品的粒度组成^[14]。本项分析在中国科学院华南植物研究所土壤化学实验室完成。

2 结果与讨论

2.1 土壤有机质含量与土层深度、成土年龄的相关性

鼎湖山土壤剖面顶部有机质含量往往最高,向下迅速减小,至一定深度后有机质含量减小速度变缓,SL剖面的这一深度为24 cm(图1);该部位有机质 ^{14}C 表观年龄约为240 a(表2),GC剖面这一深度为12 cm(图1),对应 ^{14}C 表观年龄约为170 a(表2);再向下,有机质含量随深度增加逐渐减小,自一定深度向下,有机质含量变化较小,直至稳定,SL剖面这一深度为40 cm(图1),该部位有机质 ^{14}C 表观年龄为810 a(表2),GC剖面这一深度为30 cm(图1),对

应 ^{14}C 表观年龄约为1400 a(表2)。土壤有机质含量由剖面顶部最大值向下迅速降低过程中,某深度之上的层段,有机质含量深度变率最大,SL剖面这一深度为14 cm(图1),对应有机质 ^{14}C 表观年龄约为140 a(表2),GC剖面这一深度为6 cm(图1), ^{14}C 表观年龄约为35 a(表2)。鼎湖山其他海拔土壤剖面的有机质深度分布特征、有机质 ^{14}C 表观年龄深度趋势^[10, 11]与本文基本一致,指示了有机质深度分布的区域特征。土壤有机碳含量与地表植被直接相关,森林植被初级生产力通常高于灌丛、草甸^[15],这是SL剖面土壤有机碳含量明显高于GC剖面(图1)的根本原因。



(A) SL剖面 SL Profile; (B) GC剖面 GC Profile

图1 鼎湖山土壤有机碳含量深度分布特征

Fig. 1 Vertical distribution of soil organic carbon in the two soil profiles at the Dinghushan Biosphere Reserve

上述结果表明,土壤有机质深度分布特征与土壤剖面的发育过程密切相关。土壤剖面表层接受地表植被枯落物,并存在大量植物细根,有机质来源丰富,成土时间较短,有机质分解损失量低于有机质加入量,故有机质含量较高;表土层因沉积作用逐渐被埋藏,成为次表层土,有机质的来源减少,主要为根系分泌物,以及上层有机质的淋滤物;随深度增大,土层被埋藏的时间增加,有机质的来源数量不断减少,而成土时间增加,因分解导致的有机质含量降低幅度增大,有机质含量不断减少。鼎湖山土壤有机质 ^{14}C 表观年龄随深度增加(表2),这与世界其他地

区的研究结果^[16, 17]一致,说明深层土壤有机质尽管含量较低,但主要为有机质稳定组分,这是土壤有机质不同更新周期组分规律性分解的结果。深部土层有机质较稳定,其有机组成与赋存状态可望成为增强土壤碳汇的参考依据。

2.2 土壤有机质含量与粘粒深度分布的关系

土壤矿物对有机质的赋存状态及更新特征具有明显控制^[19-21],粘粒(粒径小于0.002 mm)的比表面积较大,易于吸附有机质,从而对有机质起到物理或化学保护,由此推测:粘粒含量高的层段,有机质不易被破坏,更新周期长。GC剖面0~10 cm层段,

表 2 鼎湖山 SL、GC 剖面土壤有机质 $\Delta^{14}\text{C}$ 值、有机质更新速率与有机质 ^{14}C 表观年龄Table 2 Soil organic matter (SOM) $\Delta^{14}\text{C}$ value, SOM turnover rate and SOM ^{14}C apparent ages of the two soil profiles at the Dinghushan Biosphere Reserve, South China

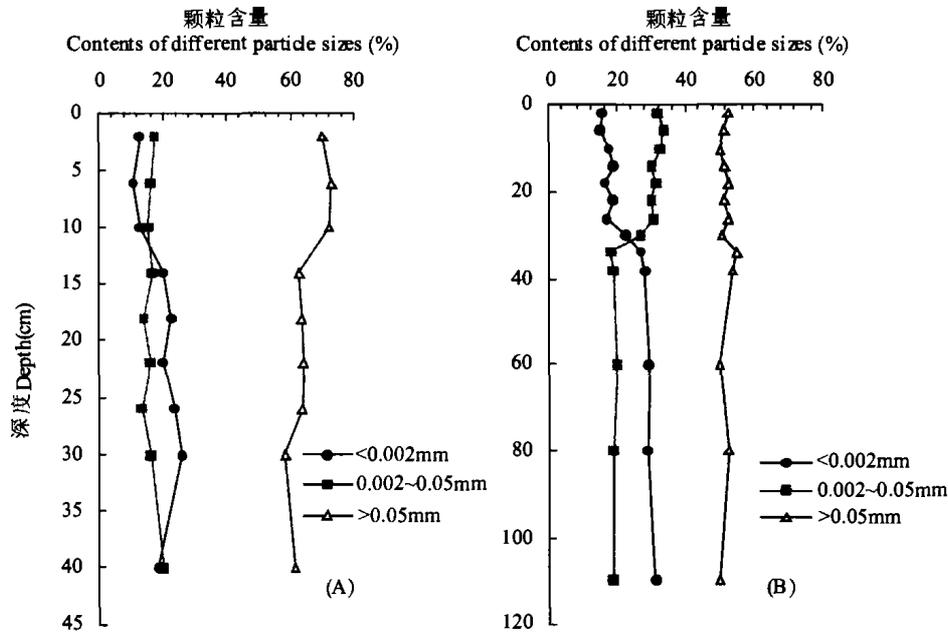
剖面 Profile	样品编号 Sample number	取样层位 Sampling layer (cm)	$\Delta^{14}\text{C}$ (‰)	有机质更新速率 ¹⁾ SOM turnover rate (a^{-1})	有机质 ^{14}C 表观年龄(T) ²⁾ SOM ^{14}C apparent age (a B P)
	SL-01	0~2	85	0.401 6	2.49
	SL-03	4~6	147	0.117 2	8.53
	SL-05	8~10	136	0.132 8	7.53
	SL-07	12~14	66	0.007 4	135.13
	SL-09	16~18	62	0.007 0	142.85
森林植被带 剖面(SL)	SL-11	20~22	25	0.004 4	227.27
Profile in forest	SL-13	24~26	13	0.003 7	270.27
	SL-15	28~30	-70.66	0.001 3	769.23
	SL-17	32~34	3	0.003 2	542
	SL-19	36~38	-101.15	0.001 1	810
	SL-21	40~60	-58.78	0.001 9	440
	SL-23	70~80	-126.52	0.000 8	1 040
	SL-25	90~110	-567.69	0.000 09	6 690
	GC-01	0~2	242	0.077 7	12.87
	GC-03	4~6	204	0.028 5	35.08
	GC-05	8~10	101	0.010 9	91.74
灌丛—草甸过 渡带剖面(GC)	GC-07	12~14	13	0.003 78	264.55
Profile in shrub-meadow	GC-09	16~18	-69.27	0.001 32	530
	GC-11	20~22	-125.43	0.000 84	1 030
	GC-13	24~26	-190.79	0.000 51	1 654
	GC-14	26~28	-159.58	0.000 64	1 350
	GC-15	28~30	-166.36	0.000 61	1 415
	GC-16	30~35	-209.32	0.000 46	1 840
	GC-17	35~40	-251.46	0.000 36	2 280
	GC-18	40~60	-262.56	0.000 34	2 400

1) 有机质更新速率(m)的计算方法见文献[18] SOM turnover rate calculated according to refer [18]; 2) $\Delta^{14}\text{C} > 0$ 时, 有机质 ^{14}C 表观年龄(T) = $1/m$, $\Delta^{14}\text{C} < 0$ 时, T 为实测值 SOM ^{14}C apparent age (T) = $1/m$ ($\Delta^{14}\text{C} > 0$), Measured date (T) ($\Delta^{14}\text{C} < 0$)

SL 剖面 0~24 cm 层段, 粘粒含量较低, 不足 20% (图 2), 这一层段土壤有机质分解速率高(表 2)。向下, 粘粒含量增加, 大于 20%, GC 剖面 30 cm 以下层段, SL 剖面 40 cm 以下层段, 粘粒含量为 25%~30%, 是粘粒含量高值段(图 2)。这些层段, 有机质更新速率低(表 2), 有机质含量稳定(图 1), 表明有机质主要为稳定组分。

粘粒的比表面积较大, 易于吸附有机质, 粘粒含量高的层段有机质含量亦应高, 事实上, SL、GC 剖面均表现出粘粒含量与有机质含量的深度

变化并不一致(图 1, 图 2)。粘粒含量的深度分布反映了成土淋溶淀积的特点, 剖面顶部粘粒含量最低, 向下不断增加, 直至出现明显的粘粒含量高值层, 可能为粘粒淀积层, 再向下, 粘粒含量基本稳定, 这是土壤剖面长期成土演化的结果。土壤有机质的深度分布特征反映越向下, 有机质来源越少, 而成土时间不断增加导致的有机质分解损失量增加, 有机质含量不断减少。因此, 土壤有机质与粘粒含量的深度分布特征是土壤剖面长期成土演化的必然结果。



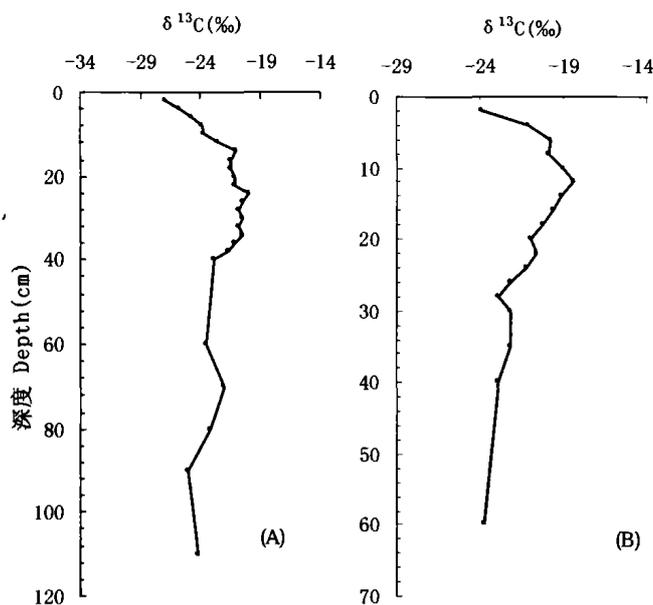
(A) GC剖面 GC Profile; (B) SL剖面 SL Profile

图2 鼎湖山 SL、GC剖面土壤粒度特征

Fig.2 Vertical distribution of different particle sizes in the two soil profiles at the Dinghushan Biosphere Reserve

2.3 土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值与有机质含量的相关分析

鼎湖山不同植被带土壤剖面有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值—深度曲线的变化特征类似(图3),这不太可能是剖面发育过程中,植被类型变化的反映,推测是有机质分解,导致碳同位素分馏效应所致。土壤有机质的快速分解多发生在0~100 a之内,表现为自地表向下,有机质含量急剧降低,有机质分解,大部分以



(A) SL剖面 SL Profile (B) GC剖面 GC Profile

图3 鼎湖山土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值深度特征Fig.3 SOM $\delta^{13}\text{C}$ vs depth curves of the two soil profiles at the Dinghushan Biosphere Reserve

CO_2 形式逸散,由于同位素分馏效应^[22, 23],有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值迅速增加,这些均发生在表层0~10 cm层段(图1,图3;表2)。至170/240 a,有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值最大,说明有机质分解, CO_2 总释放量接近最大值,此时,土壤有机质大部分已分解,分解残余物多为高 $\delta^{13}\text{C}$ 值组分。自170/240~800/1400 a,有机质分解速度变慢,有机质含量随深度增加而缓慢减小,由于高 $\delta^{13}\text{C}$ 值组分分解, $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐降低(图1,图3)。约在1500 a之后,有机质含量达到剖面最低值,变化甚微,表明有机质主要为稳定组分,此时有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值亦趋于稳定。土壤剖面有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值由顶部最小值增至最大值所跨时间为170/240 a, $\delta^{13}\text{C}$ 值变化幅度为6.9‰~5.6‰,而由最大值降至趋于稳定所跨时间为570/1200 a, $\delta^{13}\text{C}$ 值变化幅度为3.9‰~2.7‰。

上述分析表明,土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的深度变化与有机质含量深度变化具有明显对应关系(图1,图3),二者自上向下的规律性变化,正是土壤剖面发育过程中有机质不同更新周期组分呈规律性分解的结果,说明土壤剖面成土演化对于有机质深度分布具有显著制约。在研制陆地生态系统土壤有机质循环模型时,应该考虑不同气候—植被带土壤剖面本身的演化特征,这将有助于提高模型预测精度。

2.4 孢粉特征

选择地表植被较发育,剖面厚度较大的SL剖面

做孢粉分析。孢粉丰度(每克土样含孢粉粒数)采用体积法计算,结果见表 3。实际分析用样品的质量及孢粉鉴定、统计结果将另文发表。

鼎湖山 SL 剖面土壤样品花粉丰度与孢子花粉总丰度由上向下均呈减少趋势(表 3)。上部三个样品(0~14 cm)孢粉丰度最高,每克土样含孢子花粉 7 300~3 300 粒,而花粉丰度从第一个样品(SL-03)的每克 2 400 粒急剧降至 610 粒(SL-05)和 315 粒(SL-07)。自 14 cm 向下,花粉已极为罕见,每克土样仅 0~6 粒。14~40 cm 的 4 个样品的孢子丰度虽呈下降趋势,但仍有一定的含量,每克土样含孢粉 100~500 粒,而统计数仍有 100 粒以上。40 cm 以下层段,孢粉丰度一般不足 100 粒,有的仅为几粒。

表 3 鼎湖山 SL 剖面土壤样品孢粉丰度

Table 3 Sporopollen abundance in the soil samples from the SL profile at the Dinghushan Biosphere Reserve

样品编号 Sample number	深度 Depth (cm)	花粉丰度 Abundance of pollen (grain g ⁻¹)	总丰度 Total abundance of sporopollen (grain g ⁻¹)
SL-03	4~6	2 462	7 351
SL-05	8~10	610	2 892
SL-07	12~14	315	3 359
SL-09	16~18	6	524
SL-11	20~22	2	389
SL-13	24~26	1	300
SL-15	28~30	0	125
SL-16	30~35	0	55
SL-17	35~40	0	79
SL-18	40~45	0	12
SL-19	45~50	0	57
SL-20	50~55	0	33
SL-22	60~70	0	21
SL-23	70~80	0	31
SL-24	80~90	0	52
SL-25	90~110	0	4

花粉分布的深度很有限,在 26 cm 之下几乎不见,表明花粉随下渗水流的迁移性较差,基本代表原层位堆积,土壤剖面下部不见花粉,说明成土风化作用较强烈,花粉可能已遭破坏。自 26 cm 向下,主要存在现代种属的蕨类孢子,主要有芒萁属、里白属、麟盖蕨属以及其他单缝和三缝孢子,越向下,种类变得越单调。蕨类在华南亚热带季风区分布广泛,其

生长发育过程(孢子体—配子体)主要依赖于地面水循环,降雨对蕨类孢子的搬运和向土壤渗透的作用较大^[24]。可见,26 cm 以下发现的孢子极可能是地面水携带孢子向下渗透的结果。土壤的疏松/密实程度可能对孢子的下渗运移起关键作用,40 cm 以上层段,土壤质地较疏松,故含较丰富的蕨类孢子,种类也较多,而 40 cm 以下,粘粒含量突然增高(图 2),土壤质地较上覆层密实,不利于孢子随水流的下渗,所以,越向下,孢子的种属越来越单调,数目越来越少(表 3)。土壤有机质¹⁴C 测年资料表明,在土壤剖面下部,有机质¹⁴C 表观年龄下老上新(表 2),说明土壤有机质并不像孢子那样易于迁移。

SL 剖面花粉出现在表层,下部仅存在现代种属的蕨类孢子,说明剖面成土过程中,风化作用强烈,降雨导致的剖面水分下渗作用显著。这是土壤剖面成土作用的反映,决定了华南亚热带山地土壤剖面有机质动态有其自身特点。土壤有机质含量的深度分布特征以及有机质¹⁴C 表观年龄结果表明土壤有机质的剖面分布主要受到有机质加入和自身分解损失两个过程控制,与土壤剖面不断沉积、不断成土密切相关。成土淋溶作用对于土壤粘粒与蕨类孢子的剖面分布影响显著,尽管它是溶解态有机质移出土壤剖面的重要途径之一,对于土壤有机质的剖面分布特征影响甚微。

3 结 论

鼎湖山土壤有机质碳同位素的剖面分布特征表明,土壤有机质的深度分布是有机质不同更新周期组分规律性分解作用的综合反映,受到土壤剖面发育过程的显著制约。鼎湖山土壤成土风化作用强烈,植物花粉仅见于土壤剖面表层 0~20 cm 层段,剖面大部主要存在现代种属的蕨类孢子,说明降雨造成的物质淋溶作用显著。但是,剖面中、下部有机质¹⁴C 表观年龄下老上新,表明淋溶作用对有机质组成的影响不大。土壤粘粒的深度分布是剖面成土淋溶淀积作用的结果,与有机质的深度分布特征不一致,说明有机质的深度分布主要受控于有机质的加入与分解损失两个过程,淋溶作用可使溶解态有机质移出土壤剖面,但并未对下层土壤有机质组成与含量有显著影响。

鼎湖山山地土壤有机质的深度分布特征表明,土壤有机质的深度分布具有明显区域性特征。深入研究不同气候—植被带土壤剖面有机质深度分布的

区域性特点并加以定量描述,对于准确评价陆地生态系统土壤碳储量以及土壤碳循环模型研制均具有重要意义。

致谢 中国科学院华南植物研究所余作岳研究员、任海博士为野外工作提供宝贵建议,中国科学院华南植物研究所高云超博士、申卫军博士以及中国科学院广州地球化学研究所杨英博士协助野外取样,中山大学地质系郑卓教授协助孢粉分析,在此一并表示感谢。

参考文献

- [1] Steffen W, Noble I, Canadell J, *et al.* The terrestrial carbon cycle: Implication for the Kyoto protocol. *Science*, 1998, 280: 1393 ~ 1394
- [2] Houghton R A, Davidson E A, Woodwell G M. Missing sinks, feedbacks, and understanding the role of terrestrial ecosystems in the global carbon balance. *Global Biogeochemical Cycles*, 1998, 12(1): 25 ~ 34
- [3] Vitousek P M, Mooney H A, Lubchenco J, *et al.* Human domination of earth's ecosystems. *Science*, 1997, 277: 494 ~ 499
- [4] Rosenzweig C, Hillel D. Soils and global climate change: Challenges and opportunities. *Soil Science*, 2000, 165(1): 47 ~ 56
- [5] Sombroek W G, Nachtergaele F O, Hebel A. Amounts, dynamics and sequestering of carbon in tropical and subtropical soils. *AMBIO*, 1993, 22: 417 ~ 425
- [6] Hard J W, Sundquist E T, Stallard R F, *et al.* Dynamics of soil carbon during deglaciation of the Laurentide Ice Sheet. *Science*, 1992, 258: 1 921 ~ 1 924
- [7] 李忠佩, 张桃林, 陈碧云, 等. 红壤稻田土壤有机质的积累过程特征分析. *土壤学报*, 2003, 40(3): 344 ~ 352. Li Z P, Zhang T L, Chen B Y, *et al.* Soil organic matter dynamics in a cultivation chronosequence of paddy fields in subtropical China (In Chinese). *Acta Pedologica Sinica*, 2003, 40(3): 344 ~ 352
- [8] Li Z P, Cheng L L, Lin X X. Accumulation of organic matter in infertile red soils and its ecological importance. *Pedosphere*, 2000, 10(2): 149 ~ 158
- [9] Becker-Heidmann P, Scharpenseel H W. Thin layer $\delta^{13}\text{C}$ and D^{14}C monitoring of "lessive" soil profiles. In Stuiwe M, Kra R S eds. *Proceedings of the 12th International ^{14}C Conference*. Radiocarbon, 1986, 28(2A): 383 ~ 390
- [10] Shen C D, Liu T S, Peng S L, *et al.* ^{14}C measurement of forest soils in Dinghushan Biosphere Reserve. *Chinese Science Bulletin*, 1999, 44(3): 251 ~ 256
- [11] 沈承德, 易惟熙, 孙彦敏, 等. 鼎湖山森林土壤 ^{14}C 表观年龄及 $\delta^{13}\text{C}$ 分布特征. *第四纪研究*, 2000, 20(4): 335 ~ 344. Shen C D, Yi W X, Sun Y M, *et al.* ^{14}C apparent ages and $\delta^{13}\text{C}$ distribution of forest soils in Dinghushan Natural Reserve (In Chinese). *Quaternary Sciences*, 2000, 20(4): 335 ~ 344
- [12] 文启孝主编. *土壤有机质研究法*. 北京: 农业出版社, 1984.
- Wen Q X. ed. *Study Methods of Soil Organic Matter* (In Chinese). Beijing: Agricultural Press, 1984
- [13] 王开发, 王宪曾. 孢粉学概论. 北京: 北京大学出版社, 1983. Wang K F, Wang X Z. eds. *Introduction to Spore-Pollen Study* (In Chinese). Beijing: Peking University Press, 1983
- [14] 中国科学院南京土壤研究所编. *土壤理化分析*. 上海: 上海科学技术出版社, 1978. Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences. ed. *Analytical Methods of Soil Physical and Chemical Properties* (In Chinese). Shanghai: Shanghai Science and Technology Publishing House, 1978
- [15] 屠梦照. 鼎湖山亚热带常绿阔叶林凋落物量. 热带亚热带森林生态系统研究, 1984, (2): 18 ~ 23. Tu M Z. Litter production of evergreen broad-leaf forest in the Dinghushan Biosphere Reserve (In Chinese). *Tropical and subtropical Forest Ecosystem*, 1984, (2): 18 ~ 23
- [16] Jenkinson D S, Rayner J H. The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. *Soil Sci.*, 1977, 125: 298 ~ 305
- [17] Scharpenseel H W, Becker-Heidmann P, Neue H U, *et al.* Bomb-Carbon, ^{14}C -dating and ^{13}C -measurement as tracers of organic matter dynamics as well as of morphogenetic and turbation processes. *Sci. Tot. Environ.*, 1989, 81/82: 99 ~ 110
- [18] 陈庆强, 孙彦敏, 沈承德, 等. 华南亚热带山地土壤有机质更新特征定量研究. *地理科学*, 2002, 22(2): 196 ~ 201. Chen Q Q, Sun Y M, Shen C D, *et al.* Quantitative study on organic matter turnover characteristics of mountainous soil profiles in the subtropical area, South China (In Chinese). *Scientia Geographica Sinica*, 2002, 22(2): 196 ~ 201
- [19] Jackman R H. Accumulation of organic matter in some New Zealand soils under permanent pasture. II Rates of mineralization of organic matter and the supply of available nutrients. *N. Z. J., Agric. Res.*, 1964, 7: 472 ~ 479
- [20] Dixon J B, Weed S B. eds. *Minerals in Soil Environments*. Madison, WI: Soil Sci. Soc. Am., 1986. 283 ~ 304
- [21] Torn M S, Trumbore S E, Chadwick O A, *et al.* Mineral control of soil organic carbon storage and turnover. *Nature*, 1997, 389: 170 ~ 173
- [22] Agren G I, Bosatta E, Balesdent J. Isotope discrimination during decomposition of organic matter. A theoretical analysis. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1996, 60: 1 121 ~ 1 126
- [23] Balesdent J, Girardin C, Mariotti A. Site-related $\delta^{13}\text{C}$ of trees and soil organic matter in a temperate forest. *Ecology*, 1993, 74: 1 713 ~ 1 721
- [24] 郑卓, Cour. P, 邹和平, 等. 热带雨林的孢粉垂直分布规律—以海南岛现代孢粉雨为例. *古生物学报*, 2002, 41(4): 487 ~ 496. Zheng Z, Cour. P, Zhou H P, *et al.* Modern pollen rain in Hainan Island, Southern China: Altitudinal pollen distribution in the tropical rain forest (In Chinese). *Acta Palaeontologica Sinica*, 2002, 41(4): 487 ~ 496

MECHANISM OF DISTRIBUTION OF SOIL ORGANIC MATTER
WITH DEPTH DUE TO EVOLUTION OF SOIL PROFILES
AT THE DINGHUSHAN BIOSPHERE RESERVE

Chen Qingqiang^{1, 2†} Shen Chengde² Sun Yanmin² Peng Shaolin³

Yi Weixi² Li Zhi'an³ Jiang Mantao²

(1 *State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200062, China*)

(2 *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China*)

(3 *South China Institute of Botany, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510650, China*)

Abstract Mechanism of distribution of soil organic matter (SOM) with depth was studied based on SOM content, SOM $\Delta^{14}\text{C}$, SOM $\delta^{13}\text{C}$, clay content and sporopollen composition of two soil profiles at the forest vegetation zone and shrub-meadow zone in the Dinghushan Biosphere Reserve. Results indicated that distribution of SOM with depth was related to the evolution of soil profiles. With the depth SOM sources decreased but SOM loss increased due to SOM decomposition during evolution of the soil profiles and SOM content decreased gradually while SOM ^{14}C apparent age increased. Obvious correlation was observed between variation of the SOM $\delta^{13}\text{C}$ value with the depth and that of the SOM contents with the depth. All these were the result of regular decomposition of SOM in different replacement periods during the development of the soil profiles. Vertical distribution of clay reflected the characteristics of pedological illuviation of the soil profiles, indicating that the soil profiles had undergone a long period of pedogenic weathering. The above characteristics of the soil profiles are the results of continuous deposition and soil formation during evolution of the soil profiles, suggesting a significant restraining effect on distribution of SOM with the depth.

Key words Soil carbon cycling; Soil profile; Soil organic matter; Subtropical zone; Terrestrial ecosystem