

# 土壤有机碳储量及影响因素研究进展

金峰 杨浩 赵其国

(中国科学院南京土壤研究所 南京 210008)

**摘要** 本文论述了碳循环对气候系统的影响, 阐明了土壤有机碳储量研究的重要意义, 介绍了国内外有关土壤有机碳储量及其影响因素研究的最新进展。

**关键词** 土壤; 有机碳; 全球变化

全球约有 1500Gt 碳是以有机质形态储存于地球土壤中, 自然因素和人为因素都会影响土壤有机碳储量。地球地圈与气圈之间的碳平衡受到越来越多的人类活动干扰, 毁林、燃烧生物和化石燃料、环境污染、土地利用方式变化等等, 这些过程都加剧向大气排放  $\text{CO}_2$  等各种温室气体。对全球温室效应的关注, 促使人们从能源到农业各个领域研究碳的数量、分布和在不同系统中的行为及影响关系。联合国气候变化框架公约已要求签约国确定国家级尺度上温室气体净排放通量, 对土壤有机碳库储量的统计和对有机碳影响因素的研究, 就是其中一部分重要工作。本文将对国内外有关土壤有机碳储量及其影响因素的研究进展作一介绍。

## 1 土壤有机碳储量研究的重要意义

碳是自然界中与人类生存密切相关的最重要的物质之一, 它在水圈、气圈、地圈和生物圈中动态循环(图 1)<sup>[1]</sup>。近代, 人类对自然资源的滥用, 尤其是无节制地燃烧化石燃料、毁灭森林和改变土地利用方式等活动, 对碳在地球各圈层特别是气圈与土圈之间的平衡机制有相当显著的影响, 造成大气二氧化碳浓度的持续增高已是公认的事实<sup>[2]</sup>。二氧化碳( $\text{CO}_2$ )作为温室气体主要的成分之一, 其浓度变化直接影响着地球表面对太阳热量的吸收和散发, 进而影响到全球表面的生态平衡。

全球约有 1500Gt 碳是以有机质形态储存于地球土壤中<sup>[3]</sup>, 土壤有机碳的积累和分解的速率决定着土壤碳库储量。土壤碳库储量约是大气碳库的 2 倍, 因此土壤有机碳库储量较小幅度的变动, 都可通过向大气排放温室气体直接导致大气层二氧化碳浓度升高, 从而以温室效应影响全球气候变化。虽然对于全球性气候变暖的预报证据以及气候变暖对生态圈总体效果是利是弊还尚有争论, 但一个世纪以来 Arrhenius 的温室效应理论已是无可争辩的事实<sup>[4]</sup>。作为人类活动的后果之一, 目前较一致的看法是: 因  $\text{CO}_2$  等温室气体的不断增加, 全球气温升高速率加快, 整个地球表面与大气层之间温差所驱动的气象过程必然有异常改变, 并与大洋环流变化相耦合, 使自远古以来一直在缓慢调节的生物圈生态平衡被迫在短时间内作出迅速适应, 这将不可避免地造成循环机制许多环节的紊乱, 对现有的生态环境会造成相当大的负面影响<sup>[5]</sup>。对全球温室效应的关注, 促使人们从能源到农业等各领域, 研究碳的数量、分布, 在不同系统中的行为及影响。随着联合国《气候变化框架条约》得到认可,

要求签约国提交国家级水平的温室气体净排放清单,其中包括与地面有关的 CO<sub>2</sub> 的源与汇,这已促使一些研究进一步提出了有关模型的框架,制定国家级碳收支计算的一般方法<sup>[6]</sup>。建立土壤有机碳数据库是研究碳循环收支平衡计算的重要手段和工具,对土壤有机碳库储量的统计是一项极为重要的基础性工作。在过去 20 多年中,随着信息技术的飞快发展,土壤数据资料得到大幅度充实,人们对区域性和全球性土壤有机碳储量的研究也愈加深入,同时,仍存在大量问题有待继续探索。

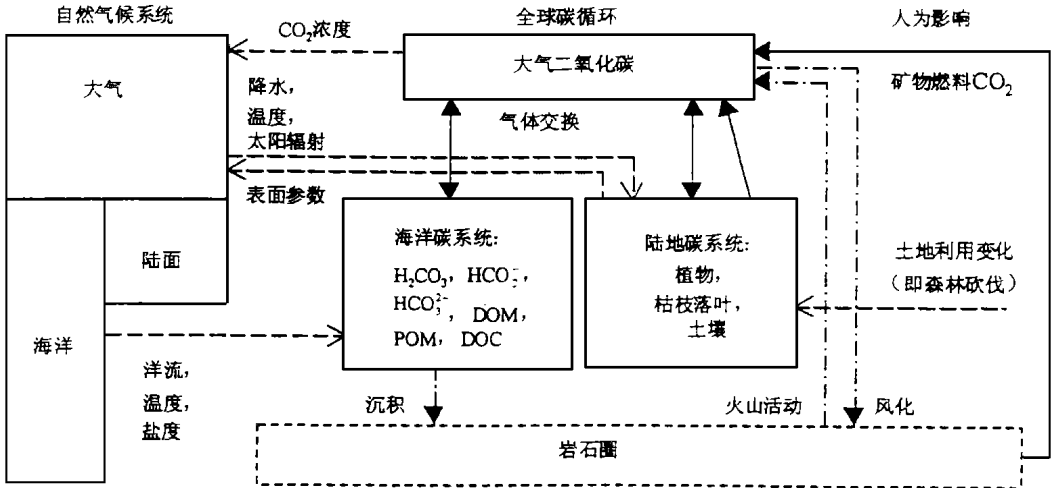


图 1 全球碳循环及其与自然气候系统和人为扰动的相互作用示意图。

实箭头表示碳流向,虚线空箭头表示相互作用通道<sup>[1]</sup>

另一方面,土壤有机碳是土壤肥力的重要组成部分,耕作土壤有机碳含量不断降低,将造成土壤贫瘠化趋势。因此,无论是研究地球各圈层物质循环以维护生态环境,还是为保护珍贵的土壤资源以维持农业经济的可持续性发展,都需要人们对碳在各库之间的储量与流动通量有清晰的认识,特别是定量分析包括土壤与植物组成的陆地碳循环的每一个小过程及其规律性尤为重要。然而这些关系至今并未为人们所明悉;对于中国的土壤有机碳储量及其分布状况,相对而言尚无较全面而详细的研究结果<sup>[7]</sup>,而这却又是统计全球土壤有机碳储量所必不可少的一个环节。我国是个资源匮乏的农业大国,探求如何科学地利用和保护有限的土壤资源,提高生产力,减缓土壤中温室气体排放,这不仅对我国国民经济的持续发展和生态环境的保护都具有重要的理论意义和较高的应用价值,同时也可为世界范围的碳循环研究提供宝贵的数据和承担相应的义务。

## 2 研究概况

### 2.1 国外研究概况

#### 2.1.1 研究方法简介

世界各国的土壤有机碳总储量研究一般按植被类型、土壤类型、生命带或模型法来作统计,不同研究者所用的各种统计方法并无本质的差别,但是所用的资料来源不一,土壤分类

方式各异。以下选择两种主要的计算处理方法作简要介绍。

(1) Batjes(1995)所用的按土壤类型的研究方法具有代表性<sup>[8]</sup>。首先,他将世界土壤图划分为 0.5 经度×0.5 纬度的基本面积单元,每个单元需要土种分布、土壤深度、土壤容重、有机碳及砾石含量等数据,用来计算面积单元的平均碳密度  $T_{jd}$ 。

设  $j$  代表地球表面面积网格单元,  $i$  代表土层单元,则各个面积单元  $j$  中的平均有机碳密度  $T_{jd}$  为:

$$T_{jd} = \sum_{i=1}^k \rho_i \rho_i D_i (1 - S_i)$$

式中,  $\rho_i$  为  $i$  层土壤容重,  $\rho_i$  为  $i$  层土壤有机碳平均含量,  $D_i$  为  $i$  层土壤厚度,  $S_i$  为大于 2mm 的平均砾石含量。

然后,可以推算出全球区域面积的土壤有机碳总量  $M_d$ :

$$M_d = \sum_{j=1}^k A_j T_{jd}$$

式中,  $A_j$  是网格单元  $j$  的面积,  $T_{jd}$  是  $j$  单元平均有机碳密度,  $n$  为世界土壤图面积网格单元总数(259200 个)。

(2) Post(1990)的按生命带方法研究的结果也为其他研究广泛引用和对照<sup>[9]</sup>。该研究使用了可反映全球各主要生命带(Life Zone)的 2,696 个土壤剖面,其中大多数来自美国土壤保持局的数据库,其余为其本人所发表的研究结果。计算时对于没有实测容重数据的土层,其容重根据土壤有机碳的浓度与深度关系来拟合求出:

$$B_D = b_0 + b_1 D + b_2 \lg c_f$$

式中,  $B_D$  为土壤容重,  $b_0$ 、 $b_1$ 、 $b_2$  为不同植被类型下的已知土壤容重和碳浓度所确定的常数,  $D$  是从土表到土层中心的深度,  $c_f$  为有机碳质量分数。于是单位面积( $1\text{m}^2$ )土层的平均碳密度  $c$  可由下式计算:

$$c = c_f B_D (1 - \delta_{2mm}) V$$

式中,  $\delta_{2mm}$  为直径大于 2mm 的砾石分数,  $V$  为土层体积。用碳浓度乘以各个生命带所对应的土地面积并累加,可得全球土壤有机碳总储量(1m 土层深度)。

以上这两种研究方法,都是先根据土壤剖面数据计算碳密度,然后按不同土壤类型或植被类型所占面积来统计碳储量;不同的是 Post 的方法多一个通过植被类型来推算所覆盖的土壤中有有机碳密度的过程。使用 Batjes 方法需要具备较完整的全球各类土壤理化性质数据,如这项条件能满足(实际上难以做到),则统计结果相对较为准确可靠;由于 Post 方法中全球植被类型与面积难以精确统计,植被与土壤类型并不一一对应,加之土地利用方式在人为影响下不断变化,这样统计中不确定因素增多,计算误差也会较大。

## 2.1.2 最新研究成果

表 1 70~80 年代全球土壤有机碳储量的部分主要研究结果

研究者	土壤有机碳储量(Gt)
Bohn (1976) <sup>[10]</sup>	3000
Bolin (1977) <sup>[11]</sup>	700
Schleisinger (1977) <sup>[12]</sup>	1456
Bolin (1979) <sup>[13]</sup>	1672
Ajtay (1979) <sup>[14]</sup>	2070
Bohn (1982) <sup>[15]</sup>	2200
Post (1982) <sup>[16]</sup>	1395
Schleisinger (1984) <sup>[17]</sup>	1515
Burningham (1984) <sup>[18]</sup>	1427

不过,在缺乏土壤剖面资料的情况下,推算所得结果仍具有一定意义。

国外开展土壤有机碳储量及其影响因素的研究较早, 60 年代以前的统计结果可能普遍偏低, 70 年代以后的结果也由于所用资料来源及处理方法的不同, 也存在较大的差异(见表 1)

90 年代以来各研究结果相对较为接近, 全球土壤有机碳储量约在 1400 ~ 1500Gt 之间(土层深度为 1m)。以下是对于全球碳库统计的一些具有代表性的最新研究结果(见表 2、3、4, 同时列出各研究所参照的主要资料来源)。

表 2 N. H. Batjes 研究结果<sup>[8]</sup>

碳库类别	储量(Gt)	深度(cm)
全球海洋碳库	39, 000	
大气碳库	750	
全球土壤碳库	2, 157 ~ 2, 293	0 ~ 100
土壤无机碳	695 ~ 748	0 ~ 100
土壤有机碳	2, 376 ~ 2, 457	0 ~ 200
	1, 462 ~ 1, 548	0 ~ 100
	648 ~ 724	0 ~ 30

表 3 H. Eswaran 研究结果<sup>[3]</sup>

碳库类型	储量(Gt)	深度(cm)
地球以及大气碳库总量	44, 800	
土壤有机碳	1, 576	0 ~ 100
化石燃料	4, 000	
陆地生物	550	
大气	750	
海洋	38, 000	

研究依据为以下资料:

1:5M 的 Soil Map of the World, FAO/ UNESCO(1991); World Inventory of Soil Emission Potentials (WISE); Soil Database System (SDB) of FAO/ UNESCO; National Soil Conservation Service (NSRC); International Soil Reference and Information Center's (ISRIC) Soil Information system.

WISE 资料包括 4353 个剖面, 19222 个土层, 其中 86% 提供了有机碳数据, 32% 有无机碳数据, 31% 有土壤容重数据, 21% 有砾石 (> 2mm) 数据。世界各地提供的剖面数量为: 东南亚 533, 西北亚 522, 非洲 1799, 澳洲及太平洋诸岛 122, 欧洲 492, 北美 266, 南美洲 599。对缺乏土样的地区, 则根据 ISRIC 保存的有关数据替代。

表 4 W. H. Schleiinger 研究结果<sup>[19]</sup>

碳库类型别	储量(Gt) *	深度(cm)
全球土壤有机碳	1, 500	0 ~ 100
无机碳	780 ~ 930	0 ~ 100

\* 计算依据为 Digital Soil Map of the World, FAO.

计算依据为 Major Soil Regions of the World, USDA Soil Taxonomy (1975)。1991 年至 1993 年, World Soil Resource of the USDA Soil Conservation Service (WSR-SCS) 收集了 45 个国家的 1000 个土样, 美国的 15000 个土样, 由数字化图件计算面积, 建立数据库。对于缺乏土样的土种, 用水热条件相似的土种资料来替代。

### 2.1.3 国内研究情况

国内关于土壤有机碳储量的研究, 起步相对较晚, 但一些研究部门已开始着手对此进行探索, 如中国科学院南京土壤研究所对我国热带、亚热带地区土壤碳储量作了初步研究<sup>[20]</sup>, 得到了按不同植被类型土壤等分类方式下的有机碳储量(表 5), 并分析了有机碳在不同粒级土壤中的分布与转化, 取得了可喜的阶段性的成果, 但进一步的工作亟待继续和深入, 以便与国际研究接轨。

### 2.1.4 土壤有机碳统计研究中存在的主要问题

影响土壤有机碳库储量估算精确度的因素一般有以下几个方面:

土壤碳密度的空间变异性; 容重受土壤含水量、松紧度等因素影响, 也具有空间变异性; 对不同土壤或植被类型的面积计算不准确; 植被与土地利用的变化; 统计样本偏小; 缺乏土

壤有机碳的浓度、土壤容重及砾石数量等资料;此外,对缺乏的数据,用算术平均值替代,这也是造成误差的重要原因。

表5 我国热带、亚热带地区不同植被类型下土壤有机碳储量

植被类型	面积 (Mha)		100cm 土层 (Gt)		20cm 土层 (Gt)	
	东部	西部	东部	西部	东部	西部
针叶林	17.61	21.28	1.93	4.18	0.72	1.72
阔叶林	9.40	18.62	1.06	3.58	0.44	1.46
灌丛和萌生矮林	45.11	54.31	4.62	7.94	1.74	2.87
草原和稀树灌木草原	0.81	3.49	0.05	0.37	0.02	0.16
草甸和草本沼泽	0.00	0.84	0.00	0.33	0.00	0.08
水稻	17.73	11.77	2.02	1.49	0.67	0.46
旱作	3.45	9.16	0.25	0.86	0.07	0.26
合计	94.11	119.47	9.94	18.75	3.66	7.01
总计	213.58		28.69		10.67	

另外,虽然 FAO/UNESCO 世界土壤图(1971~1981)被普遍认为是当今最能反映全球土壤分布的数据库资料,但它是在各国家土壤图和区域土壤图基础上汇编成的,有些国家的整体情况反映不全面,一些大范围地区缺乏完整数据,如前苏联、中国、蒙古等;另一方面它是一个土壤制图单元分类,反映的只是土壤组合以及组合中主成分的表层土壤质地情况。美国农部的土壤分类系统(USDA Soil Taxonomy)要求有土壤性质的定量数据,而这又是许多分析所缺乏的。

由于不同类型土壤和不同植被类型下土壤的划分并不一一对应,虽然目前人们对全球土壤有机碳储量有可以普遍接受的结果,但已有的关于土壤有机碳在不同生态系统土壤中和不同类型土壤中总储量的结果之间差异

仍较大(见表6),最主要原因还是碳密度和土壤容重引起的偏差。

## 2.2 土壤有机碳影响因素研究概况

陆地生态圈的碳平衡受到越来越多的人为干扰,毁林、燃烧植物和土地利用方式的变化等等,这些过程都对碳循环产生较大影响。对于影响土壤有机碳储量的自然因素和人为因素,以及土壤有机碳向大气的排放等专题,同样是全球科学家非常关心的课题,许多学者对此做过大量研究。

### 2.2.1 自然因素的影响

土壤中的有机碳量是进入土壤中的植物残体量以及在土壤微生物作用下分解损失量的平衡结果。在自然条件下,植物残体的进入量是由植被类型决定的,而植被类型受气候条件如温度、水分等因素制约。一般,湿热的赤道雨林的年枯枝落叶量最大,变化在 5.5~15.3 t/ha, 北极山地森林的最小,为 0.6~1.5 t/ha, 温带和寒温带森林的居中,分别为 2.9~8.1 t/ha, 和 1.0~6.9 t/ha<sup>[22]</sup>, 草地生态系统也基本遵循这一规律。但另一方面,气温高的地区土壤微生物的活动也强,对土壤有机质的分解快。每升高 1℃, 全球将分解 11~34Gt 土壤有机碳,产生温室气体排向大气<sup>[8]</sup>。土壤水分也影响有机物分解速率,除常年淹水的湿地

表6 不同生态系统土壤中有有机碳储量的两种结果比较<sup>[21]</sup>

植被类型	Post et al. (1982)		Houghton (1995)	
	面积(Mha)	储量(Gt)	面积(Mha)	储量(Gt)
热带森林	1540	184.5	2061	187
温带森林	1200	104.3	876	117
极地森林	1110	181.9	1168	241
热带疏林及稀树草原	2400	129.6	1555	88
温带疏林草原	480	149.3	1499	251
沙漠	2140	83.0	4200	108
冻土苔原	880	191.8	800	163
耕地	2120	167.5	1406	131
湿地	280	202.4	200	145
合计	12150	1394.3	13765	1431

土壤外,一般情况下没有温度的影响大<sup>[23,23]</sup>。植被有机质进入土壤的方式也有所不同,森林的枯枝落叶一般在地表就已分解,而草原土壤有机碳的主要来源残根,因在土中较深,分解速率较小,导致草原土壤有机碳密度往往比森林土壤的要高。对于耕作土壤,由于作物秸秆在收获时移出、地温和淋溶损失较高、作物残体分解能力弱等原因,其有机碳密度较森林土壤低<sup>[25]</sup>。

土壤性质、粘土矿物类型及土壤环境如酸度、空气、水分等也是影响土壤有机碳稳定性的重要因素。一般情况下,土壤有机碳含量与粘粒含量呈显著的正相关性<sup>[26]</sup>,粘粒对有机碳的保护作用得到较多的实验验证<sup>[28,29]</sup>。研究还表明,粘土矿物类型不同,对有机质的保护作用也不一样<sup>[28,29]</sup>。Anderson 详细研究了土壤性质如粘粒等与有机碳吸附关系<sup>[30]</sup>。由于强酸性的土壤环境抑制了微生物的活动而使有机碳分解速率减小<sup>[31,32]</sup>。土壤结构以及土壤空气与水的运动对有机质的分解速率也有较大影响,Amato 还曾研究了土壤水分和温度与土壤有机碳分解速率之间关系<sup>[23]</sup>。

### 2.2.2 人为因素的影响

相对于其它生态系统而言,森林生态系统有较多的土壤有机碳储量,因此毁林或改变林地利用现状都会造成多至 20~50% 的有机碳损失<sup>[3]</sup>。尽管人为因素已严重影响土壤有机碳储量,然而全世界许多地区仍在毁林来扩展耕地。若林被完全破坏并进行土地耕种,则地面 1 米深度内有机碳将损失 25~30%<sup>[33,34]</sup>。实验显示,毁林后进行土地耕作 15 年将使有机碳损失 70%,免耕仅损失 20%<sup>[35~37]</sup>。自然土开垦后若采取免耕、少耕或复合农林业管理,有机碳损失也较小<sup>[38,39]</sup>。新近的研究表明,耕垦引起的自然土有机碳损失不仅限于表层范围,在 1 米以下的深度范围也发生<sup>[34]</sup>。另外,有机碳损失还包括有机碳矿化、富碳表土侵蚀和贫碳亚表土进入耕层。热带地区矿化较快,0~30cm 土层有机碳降低 50% 需 10 年,而温带地区要 50 年<sup>[40]</sup>。

燃烧作物是一种传统的土地管理方式,这不仅直接地释放碳,还向接地加快土壤有机碳损失。对西非的研究结果表明,在 100 年的刀耕火种过程中,土壤有机碳的损失为 20% (休耕 12 年) 到 40% (休耕 4 年)<sup>[41]</sup>。免耕是非常有效的提高农田土壤有机碳的方法,免耕土壤比传统耕作措施管理的土壤有机碳平均水平高<sup>[42,43]</sup>。全球每年因耕作损失的碳为 0.8Gt。土壤免耕时,通过陆地生物及落叶的转化,有机碳储量能够增加。1950~1959 年,美国西部有 270,000km<sup>2</sup> 土地闲置,土壤有机碳密度增长率为 30g/m<sup>2</sup>y,总增长率为 0.008Gt/y,这样大的增量对于土壤~大气碳循环来说已具备一定影响<sup>[19]</sup>。

## 3 结束语

全球碳循环不是一项孤立的课题,它涉及多门学科研究内容,属当今全球变化这门巨科学的一个组成部分,其中各部分内容之间存在密切的联系。无论科学家的自发组织还是各国政府间的协作组织都对此予以高度重视,早在 1931 年世界上就成立了“国际科学联合会”(ICSU),这一组织的任务之一就是负责跨学科项目的实施,如国际地圈——生物圈计划(IGBP)<sup>[44]</sup>。联合国环境计划署(UNEP)和世界气象组织于 1988 年成立的政府间气候变化专门委员会(IPCC),更是带来众多学科之间的综合,同时它也对环境与社会经济的发展积极地提出相应对策<sup>[45]</sup>。尽管现在对全球碳循环的部分定性与定量结果已有了解,但要更加精确地确定碳在循环中各个环节的收支平衡,仍然存在许多难点,需要各国科学家的共同努力与更加紧密的协作。

## 参 考 文 献

- 1 Martin H. (孙达、陈洪滨译). 当代全球碳循环和 100 年前 Arrhenius 和 Hogberm 的预见的回顾. 人类环境杂志(AM-BIO), 1997, 26(1):17~24
- 2 Conway T J, Tans P P, Waterman L S, et al. J. Geophys. Res. 1994, 99D:22831~22855
- 3 Eswaran H, Van Den Berg E V, Reich P. Soil Sci. Soc. Am. J., 1993, 57:192~194
- 4 Crawford E. Ambio 1997, 26:6~11
- 5 Sarmiento J L, Lequere C. Science, 1996, 274:1346~1350
- 6 Parson E A. Environment, 1992, 34:12~15
- 7 Li Zhong, Zhao Qiguo. Climatic Change, 1998, 40:119~133
- 8 Batjes N H. European Journal of Soils Science, 1996, 47:151~163
- 9 Post W M, et al. American Scientists, 1990, 78:310~326
- 10 Bohn H L. Soil Sci. Soc. Am. J., 1976, 40:468~470
- 11 Bohn B. Science, 1977, 196(4290), 613~615
- 12 Scheisinger W H. Annual Revue of Ecology and Systematics, 1977, 8:51~58
- 13 Bohn B, E T Degens, P Duvigneaud et al. Scope, 1979, 13:1~56
- 14 Ajtay G L, et al. Scope, 1979, 13:129~181
- 15 Bohn H L. Soil Sci. Soc. Am. J., 1982, 46:1118~1119
- 16 Post W M, et al. Nature, 1982, 298:156~159
- 17 Schleisinger W H. Scope, 1984, 23:111~127
- 18 Buringh P. Scope, 1984, 23:91~109
- 19 Schleisinger W H. Nature, 1990, 348:232~234
- 20 Zhao Qiguo, Li Zhong. Nutrient Cycling in Agroecosystems, Kluwer Academic Publishers, Printed in the Netherland, 1997, 00:1~6
- 21 Houghton R A. Soils and global change, London, Lewis Publisher, 1995, 45~65
- 22 Williams S T, T R G Gray. Biology of plant liter decomposition, Academic Press, London and New York, 1974, 20:611~632
- 23 Amato Ladd J N, Ellington A, et al. Aust. J. Soil Res., 1987, 25:95~105
- 24 Jankinson D S, Ayanma A. Soil Sci. Soc. Am. J., 1977, 41:912~914
- 25 Bouwman A F. Global distribution of the major soils and land cover types, John Wiley and Sons, New York, 1990, 33~59
- 26 Nichols J D. Soil Sci Soc. Am. J., 1984, 48:1382~1384
- 27 Martel Y A, Paul E A. Can. J. Soil Sci., 1974, 54:419~426
- 28 Lynch D L, Cotnoir L J Jr. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1956, 20:367~370
- 29 Zunino H, Borie F, Silvia A. Soil Biol Biochem., 1982, 14:37~43
- 30 Anderson D W, Saggarr S, Bettany J R, et al. Soil Sci. Soc. Am. J., 1981, 45:767~772
- 31 Ayanaba A, Jenkinson D S. Soil Sci. Soc. J. Am., 1990, 54:112~115
- 32 Greenland D J, Wild A, Philips D. Myths and science of soils in the tropics, Am. Soc. Agron., Madison, Wisconsin, 1992, 17~34
- 33 Detwiler R P. Biogeochemistry, 1986, 2:67~93
- 34 Davison E A, Ackeman I L. Biogeochemistry, 1993, 20:161~193
- 35 Lal R. Proc. Soil Sci. Soc. Am, 1976, 40:762~768
- 36 Lal R. Proc. 9<sup>th</sup> ISTRO Conf., Osijek, Yugoslavia, 1982, 111~117
- 37 Lal R. Adv. Agron., 1987, 39:173~264
- 38 Blevins R L, Thomas G W, Comwlius P L. Agron. J., 1977, 69:383~386
- 39 Dick W A. Soil Sci. Soc. Am. J., 1983, 47:102~107
- 40 Lal R, Logan T J. Advances in Soil Science, soil management and greenhouse effect, Lewis Publishers, Boca Raton, London, 1995, 293~307
- 41 Nye P H, Greenland D J. The soil under shifting cultivation, Commonwealth Bureau of soils, Hapenden, England Tech. Comm., 1960 No 51
- 42 Balesdent J, Mariotti A M, Boisgontier D. J. Soil Sci., 1990, 41:587~596
- 43 Havlin J L, Kissel D E, Maddux L D, et al. Soil Sci. Soc. Am. J., 1990, 54:448~452
- 44 Baker F W G. Internationalism and science, Taylor Graham, London, 1996, 78~88
- 45 Von Storch H, Stehr N. Ambio, 1997, 26:66~71