

## 土壤碳循环研究进展\*

陈庆强 沈承德 易惟熙

(中国科学院广州地球化学研究所 广州 510640)

彭少麟 李志安

(中国科学院华南植物研究所 广州 510650)

**摘要** 土壤碳是陆地碳库的主要组成部分,全球土壤有机碳总量达 1 270 Gt。气候变化影响植物生长、植物碎屑分解速率以及土壤—大气碳通量,这对大气 CO<sub>2</sub> 含量有重要影响。土壤有机质模型是研究生态系统尺度土壤碳循环的唯一可用工具,目前已开发出多种。大量研究表明,<sup>14</sup>C 测试是研究土壤有机碳组成及驻留时间的重要手段,土壤有机碳由一系列具不同更新时间的组分构成。土壤粒级组成、矿物特征及土体结构等内在因素制约土壤有机碳存量及状态,对于长时间尺度碳的更新具有重要意义。研究不同气候带土壤有机碳储量及动态变化特征,可为预测未来农、林生态系统变化提供理论依据。

**关键词** 土壤碳循环 陆地生态系统 全球变化 土壤有机质模型

**分类号** S153

陆地是人类的主要生存环境,全球变化对陆地生态系统的影响直接关系到人类的生存与发展。陆地生态系统是全球温室气体的主要源和汇,人为排放到大气中的温室气体引起辐射强迫的增加,其中约 55% 归因于 CO<sub>2</sub><sup>[1]</sup>。人类在利用化石燃料以及改变森林、草地成为农田等过程中,使大量有机碳以 CO<sub>2</sub> 形式排放到大气中<sup>[2]</sup>。化石燃料燃烧与毁林释放的 CO<sub>2</sub> 超过同期大气 CO<sub>2</sub> 的增量及海洋吸收量,从而导致碳的“未知汇”,1958~1978 年间有 37 Gt C (1 Gt C = 10<sup>15</sup> g C), 80 年代为平均 1.8 Gt C/a 的碳“未知汇”<sup>[1,3]</sup>。这一“未知汇”可能存在于陆地生物圈<sup>[4,5]</sup>,而土壤是“未知汇”的一个候选者<sup>[6]</sup>。

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。研究陆地生态系统碳循环机制及对全球变化的响应,是预测大气 CO<sub>2</sub> 含量及气候变化的重要基础,这已引起科学界的高度重视。土壤是陆地生态系统的核心,是联接大气圈、水圈、生物圈以及岩石圈的纽带,因此,了解土壤碳循环是研究陆地生态系统碳循环的重要前提。

\* 国家自然科学基金重大项目“中国农业生态系统与全球变化相互作用的机理研究”(项目编号:39728102)与中国科学院鹤山丘陵综合试验站开放研究基金资助。

第一作者简介:陈庆强,男,1969 年 12 月出生,博士,沉积学与第四纪地球化学专业。

收稿日期:1998-05-18;修改稿:1998-06-29。

## 1 土壤碳循环与全球变化

### 1.1 土壤中碳的分布及含量

土壤碳是陆地碳库的重要组成部分,包括土壤有机碳与无机碳。土壤有机碳主要分布于上层 1 m 深度以内,一些主要的热带土壤,如变性土、铁铝土和淋溶土上层 1 m 内的有机碳含量,分别占 2 m 深度范围总有机碳量的 53%、69% 和 82%<sup>[7]</sup>,全球土壤上层 1 m 内的有机碳含量为 1 220 G C,相当于总现存生物量(自然植被和作物)的 1.5 倍;在热带广泛分布的厚层土壤中,1 m 以下有机碳的储量达 50 G,故全球土壤有机碳总量可达 1 270 G<sup>[7]</sup>。碳酸盐碳很少变动,在碳循环研究中并不为人们所重视<sup>[7]</sup>,发生碳酸盐累积的土壤主要在荒漠和半荒漠区,全球土壤碳酸盐碳库为 780~930 G C<sup>[8]</sup>。

土壤有机碳的年龄随深度增加而增加<sup>[9, 10]</sup>,说明深层土壤有机质(SOM)较稳定。在大部分热带和亚热带土壤中,有机碳的短期变化多局限于上层 30~50 cm<sup>[7]</sup>,在全球变化背景下,表层土壤有机碳受到气温、降水变化的直接影响,其含量变化将对全球大气 CO<sub>2</sub> (740 G C<sup>[11]</sup>)产生重要影响。气候变化对土壤有机质存量的影响有两种方式:影响植物生长,从而改变每年回归土壤的植物碎屑量;改变植物碎屑的分解速率<sup>[12]</sup>。前一过程中,大气 CO<sub>2</sub> 含量增加,其施肥效应及抗蒸腾效应有利于植物生产量的提高<sup>[7]</sup>,植物碎屑量增加,从而使土壤集聚更多碳,若大气 CO<sub>2</sub> 浓度加倍,这两种效应的提高可达 30% 或更多,而且温度升高还会加强这两种效应<sup>[4, 13, 14]</sup>;后一过程,则因气温升高,降水增加,加速植物碎屑分解<sup>[12]</sup>,使土壤有机碳以 CO<sub>2</sub> 形式重新回到大气,假定每年回归土壤的植物碎屑量不变,未来 60 年中,全球气温升高(0.03 / a<sup>[1]</sup>)将使土壤有机质释放 61 × 10<sup>15</sup> g C 的 CO<sub>2</sub>,这相当于保持目前化石燃料年利用量不变,未来 60 年化石燃料燃烧释放 CO<sub>2</sub> 量的 19%<sup>[12]</sup>。目前,这两种过程的净结果尚不清楚。对土壤有机碳贮存及其动态的详细研究,是深入了解土壤有机碳储量变化的关键,这有助于揭开全球碳“未知汇”之谜。

### 1.2 农、林生态系统土壤碳循环

土壤有机质影响、制约土壤性质,保持或提高土壤有机质含量可以促进团聚体的形成并保持其稳定性,降低压实或其它物理损害的风险,以及改善持水能力等<sup>[15]</sup>;此外,有机质可以提高微生物的多样性及其活动性,从而有助于改良、保持土壤的物理、化学和生物学状态<sup>[7]</sup>;有机质是植物的养分来源,对于保持土壤肥力具有重要意义。土壤有机质的变化伴随有机碳的循环,故可用土壤有机碳循环来表达。

农、林生态系统是陆地生态系统的主要组成部分,是人类直接参与的生产系统。全球变化导致南北水热条件的改变,将对农、林生态系统的结构、功能产生巨大影响,从而直接影响人类的生存与发展。农、林生态系统对全球变化的响应与反馈机制是预测全球变化对陆地生态系统影响方式及程度的重要基础,这已引起科学界的广泛关注。

土壤是支撑农、林生态系统的物质基础,气候变化势必改变农、林生态系统的水、热平衡,在重新达到平衡的动态过程中,植被—土壤有机质循环的调整必然引起土壤碳收支的变化,进而对气候变化作出反馈。定量研究农、林生态系统土壤碳循环是预测这一反馈的时间、方式及程度的基础,也是认识土壤农业潜力的一个重要途径。从土壤有机碳组成、更新特征及制约因素的研究入手,系统掌握其分布与动态,揭示气候变化对土壤有机质储量、更

新的影响机制,这是研究全球变化与陆地生态系统关系所必须进行的工作。

## 2 土壤碳循环模型

### 2.1 建立模型的必要性

确定土壤有机质的含量、组成及变化,对土壤性质、土壤肥力以及土壤碳收支的研究有重要意义。土壤有机质的一些变化是在几十年内缓慢发生的,长期野外试验是检测土壤有机质及其他土壤性质缓慢变化的理想手段,但不可能在整个气候范围及所有感兴趣的条件下实施;另外,土地使用者及决策者在短期内需要了解耕作及气候变化对农业或环境的影响<sup>[16]</sup>。尽管长期试验对未来极其重要,但它不是回答当前问题的一个选择。因而,模型将是唯一可能的方法,根据目前已掌握的试验站点观测资料,对试验站点之外的地区做预测。试验站点的数目毕竟有限,所得的观测资料在时间和空间上都是离散的,必需用模型加以综合,才能得出对观测变量的规律性认识,进而做合理外推。对于时间跨度大(几十年至千年)、涉及范围广(区域至全球)的研究计划,最终也只有通过模型来进行,如全球变化与陆地生态系统计划(GCTE)<sup>[17]</sup>。

### 2.2 土壤有机质模型

土壤碳循环研究是通过土壤有机质模型进行的。土壤有机质模型代表土壤—植被系统碳和氮的转变,以土壤有机组分的数量作为状态变量<sup>[18]</sup>。早在 20 世纪 40 年代就已提出土壤有机质变化模型, Jenny (1941) 用:  $dX/dt = -kX + A$ , 描述土壤碳的聚积与损失, 其中:  $dX$  为状态变量(如土壤碳或氮)的变化,  $k$  是初级速率常数( $t^{-1}$ );  $A$  是独立于损失量与现存量的添加速率( $mass\ t^{-1}$ )。迄今,已开发出多种功能各异、较早期模型复杂得多的有机质模型,其中有针对农业和草地生态系统的,如 CANDY<sup>[20]</sup>、CENTURY<sup>[21]</sup>、DAISY<sup>[22]</sup>、DNDC<sup>[23]</sup>、ITE<sup>[24]</sup>、NCSOL<sup>[25]</sup>、QSOIL<sup>[26]</sup>、ROTHC<sup>[27]</sup>、VVV<sup>[28]</sup>等,也有关于森林生态系统的,如 SOMM<sup>[29]</sup>。

McGill<sup>[30]</sup>对上述九种土壤有机质模型做了分类比较,利用建模可能考虑的因素作为标准,它们是: 环境条件类型,包括动态可变的,如日气温、辐射量、降水,以及静态的; 规模,用时间作为空间尺度的代替,包括时、月、世纪 3 种; 垂向不连续性,指土层垂向分层状况,包括均质、分层(仅矿物层)、分层(有机质层与矿物层互层); 土壤性质的控制作用,分为未考虑、土壤结构/粘粒含量; 生命组分的分布,包括未考虑、地面以上、地面之下、地上与地下; 碎屑/土壤有机质的区分,包括不加考虑、合二为一、区分; 碎屑的区分,包括生物化学的、生物化学/动力的、动力的、功能/形态的、生物股的。显然,建模所考虑的因素越多,模拟结果就越接近实际。土壤有机质模型提供的定位数据,是运用模型研究陆地生态系统对全球变化响应的基础资料,随着对模型的不断改进与补充,有些土壤有机质模型正逐步成为陆地生态系统模型,如 CENTURY 模型。

### 2.3 模型检验

土壤有机质模型以及其它许多关系到气候变化、大气组成或作物生长的模型越来越被决策者作为预测未来条件的一种手段<sup>[16]</sup>。模型运行结果将用来制定关系到土地利用,农业生产或环境保护的政策。鉴于此,模型开发者均很重视用实际观测资料检验模型的可靠性。如,CENTURY 模型,已用不同地区大量草地数据和长期农业观测站的数据进行验证<sup>[30]</sup>,所用的具体技术有: 观测数据与模拟结果的线性回归; CENTURY 模型与经验回归模型预测结果的对比; CENTURY 模型预测值与观测值之差小于观测值 25% 的次数统计<sup>[31]</sup>。此

外,利用大范围内的资料检验土壤有机质模型,可以确定一特定模型的应用限度,并可识别那些使模型不能很好发挥作用的条件,这对于为一特定目的开发的模型被用于他处时特别重要<sup>[16]</sup>。

### 3 土壤剖面碳动态研究

关于土壤有机质对全球碳收支重要性的争论<sup>[4, 12, 32]</sup>均强调缺乏对土壤碳动态的了解。研究全球碳循环<sup>[33]</sup>以及土壤碳库对气候或土地利用变化的响应程度和时间<sup>[34]</sup>,需要土壤有机碳存量、分布与更新方面的知识。可见,土壤有机碳动态是研究陆地碳循环的关键,这已成为全球碳循环研究中的一个热点。

#### 3.1 土壤有机碳库组成及驻留时间确定

生态系统尺度的土壤碳更新模型<sup>[12, 21]</sup>将土壤有机碳区分为快变化的(年际更新)、慢变化的(几十年至世纪际更新)以及惰性的(千年以上更新)3种不同的库,这些模型成功解释了建模所基于的生态系统的土壤碳动态<sup>[34]</sup>,表明这样的区分基本可行。如何确定土壤有机碳在不同库中的分布及驻留时间,是运用这种区分的前提。

<sup>14</sup>C测定是描述土壤碳动态的一个有利工具<sup>[35~37]</sup>,新碳以导管型植物碎屑形式加入到土壤,其<sup>14</sup>C/<sup>12</sup>C比接近当时(那年的)大气CO<sub>2</sub>的这一比值;土壤有机质与它来源的导管型植物碎屑的<sup>14</sup>C/<sup>12</sup>C比的差异程度反映了土壤碳的平均年龄,通常被用来计算平均驻留时间(MRT)<sup>[38]</sup>。有研究<sup>[34]</sup>认为,仅利用由<sup>14</sup>C分析得出的土壤有机质MRT解释土壤碳的动态尚存在几个问题。首先,自60年代中期以来所取的土壤样中含有未知数量的弹<sup>14</sup>C(核试验成因的<sup>14</sup>C),这会造成低估现代土壤有机质的MRT;其次,由<sup>14</sup>C分析得出的MRT不能用来直接确定自土壤有机质向大气的CO<sub>2</sub>总通量,因为尚有其它损失机制,比如溶解的或颗粒有机质自土壤剖面的淋失;最后,基于<sup>14</sup>C年龄的MRT是对进出土壤有机质年碳通量的一种误导计量,这主要是由于土壤有机质由一系列具不同驻留时间的成分组成。

用<sup>14</sup>C资料将土壤有机质区分为较易变的和较顽固的组分,已有两种方法。其一是对实验区分的有机质组分做<sup>14</sup>C测量<sup>[37~39]</sup>;第二种方法是基于自禁止大气核试验以来的30年中弹<sup>14</sup>C进入土壤有机质的观测<sup>[40, 41]</sup>,在过去30年中<sup>14</sup>C含量的明显增加指示大部分土壤有机质在几十年或更短时间尺度上与大气CO<sub>2</sub>交换碳<sup>[34]</sup>。

Trumbore(1993)利用<sup>14</sup>C测量、对比热带和温带土壤的碳动态,结果表明:温带土壤剖面较深土层植物碎屑分解较慢;土壤有机质主要在较重土体部分( $>2.0\text{ g/cm}^3$ ),这部分土体碳的年龄比低密度部分( $>2.0\text{ g/cm}^3$ )中的老;在0~23 cm层段,低密度部分中快循环碳的含量比较重土体高。热带土壤上部0~23 cm层段的碳储量与温带土壤相似,但热带土壤在深部存有更多的碳;在0~22 cm层段,低密度( $<1.6\text{ g/cm}^3$ )部分中的有机质仅占该层段有机质总量的15%,而温带土壤相应层段可达50%;1959~1986年间,土壤<sup>14</sup>C的增加,特别是在0~22 cm层段,热带土壤比温带土壤的高,表明热带土壤有机质较大部分处于更新时间为几十年或更短时间尺度的库中。

用化学方法把土壤有机质区分为易变的和较顽固的组分并不成功<sup>[34]</sup>,假定土壤有机碳由4种MRT的组分构成,即1 a或10 a、100 a、1 000 a和10 000 a,Trumbore(1993)设计了一个基于时间的箱式模型,模拟1959~1990年间热带和温带土壤较重部分中<sup>14</sup>C的增加,以对比这两种土壤碳的动态。调节4种土壤组分的百分含量,直至模拟再现了:全部较重土体

部分碳储量的观测值;核试验前(稳定状态)较重土体部分的 $^{14}\text{C}$ 含量;核试验之后样品较重部分中 $^{14}\text{C}$ 观测增加值。运行模型,得出多组解,即每一年龄组分的含量均有一个允许的范围。热带土壤(0~22 cm)中,更新时间 10 a 的碳约占总有机碳量的 80%,而温带土壤(0~23 cm)中,更新时间在 1 000 a 尺度的碳含量最高,约为总有机碳量的 40%,其次是 10 a 尺度的,约占 35%;热带土壤各不同更新组分的含量区间明显小于温带土壤。因此,土壤有机碳由不同更新组分构成,不同气候带土壤有机碳的分布及动态差异明显,这应在开发全球碳循环模型时加以考虑。

Harrison<sup>[6]</sup>将土壤有机质分为两部分,一部分的 MRT 较长,对一个变化 $(1 \sim 1/e) \times 100\%$ 需 30 a 的波动无明显反应;一部分的更新时间足够短,反应明显。定义 R 为样品的 $^{14}\text{C}/\text{C}$ 与 1850 年木头 $^{14}\text{C}/\text{C}$ 的比值(假定 1850 年全球土壤碳收支处于平衡状态),用 $^{14}\text{C}$ 测量确定各部分的数量及驻留时间。首先假定深层土壤已无快循环的碳,那么,可用深层土壤 R 值估计慢循环组分更新时间。根据现有数据,深层土壤 R 值平均为 0.63,对应驻留时间为 3 700 a。对于表层土壤,用 25%的慢库与 75%的快库(由驻留时间为 10~100 a 的成分组成)的结合可以获取核试验前 R(土壤)的平均值(0.90),根据这一组成比例,当快循环碳的更新时间取为 25 a 时,R(土壤)的模型预测值随时间的变化与 R(土壤)观测值的变化最为符合,故认为快循环碳的驻留时间为 25 a<sup>[6]</sup>。确定土壤有机碳库的大小、组成及驻留时间是向着理解陆地生态系统如何响应气候波动的重要一步,也是解决碳“未知汇”的途径之一,Harrison (1993)根据对土壤有机碳驻留时间的估计,得出大气 $\text{CO}_2$ 年未知汇(1.8 Gt C<sup>U,3j</sup>)的 60%可由 $\text{CO}_2$ 施肥效应导致的土壤碳库增加予以解释。

### 3.2 制约土壤有机碳存量及状态的内在因素

土壤有机碳对外部因素,如温度、降水及大气 $\text{CO}_2$ 含量等变化的响应已成为全球变化背景下土壤碳动态研究的主要内容。这种响应是以土壤有机碳的存量及状态为基础的,它们受土壤本身特征,如粘粒含量、矿物组成、土体结构等内在因素的制约。

细粒有机碳库比较粗的库稳定<sup>[42, 43]</sup>,关于粘粒含量对土壤有机碳库稳定状况的影响已有不同解释<sup>[44]</sup>,但均涉及土壤微生物的作用。Arrouays (1994)的研究表明,土壤有机质含量与粘粒含量呈明显正相关( $r^2 = 0.83$ ),粘粒含量是影响土壤有机质分布的最重要的土壤特征,这与大量其它研究<sup>[21, 46, 47]</sup>一致。土壤粒级组成决定土壤质地(细粒、砂质),土壤粘粒与粉砂含量影响有机质活跃组分的分解速率<sup>[21]</sup>,而许多研究<sup>[48, 49]</sup>表明微生物的更新速率也与土壤质地有关。

土壤矿物对有机质起稳定作用,相对无定形的非晶质矿物,如水铝英石、水铁矿,具有高水合程度,广大的表面积,以及可变的电位<sup>[50, 51]</sup>,它们通过阴离子以及配位基交换反应形成稳定的有机-矿物复合体,它们的几何形态可以很好配合,从而形成对有机质的物理保护<sup>[52, 53]</sup>。非晶质矿物处于准稳定状态,给定足够长的时间,它们脱水成为晶质粘土,包括埃洛石、高岭石、水铝矿、针铁矿以及赤铁矿<sup>[51, 54]</sup>,这些矿物具有较低的表面积和电荷密度,固定有机质的能力较低。

目前,对于土壤矿物在空间和时间上的变化如何控制长驻留时间有机碳的数量以及更新尚不很清楚<sup>[52]</sup>。Tom 等<sup>[53]</sup>研究一火山土壤环境中具有相似海拔、气候及植被条件,但发育时间不同的六处土壤剖面,发现矿物土层有机碳含量变化的 40%以上可由非晶质矿物丰度解释;非晶质矿物强烈影响土壤有机质的更新,有机质 $^{14}\text{C}$ 值与非晶质矿物丰度呈明显

负相关,而晶质矿物的丰度与碳的含量或更新之间并无可识别的相关性;每克非晶质矿物固定的碳远大于晶质矿物。这一结果亦在夏威夷一个降水梯度带的八处火山土壤剖面得到证实。在湿润环境,风化初期形成准稳定的活动矿物,随着时间推移,变为稳定的低活性矿物,从而降低了固定有机质的能力,故可根据土壤剖面发育千年尺度上矿物的变化预测土壤碳通量的流向及规模<sup>[33]</sup>。此外,非晶质矿物对碳的固定也影响营养元素的可利用性<sup>[50]</sup>以及表层土中易变土壤底质的分解<sup>[55]</sup>,从而直接影响土壤—植被碳循环。在景观以及长时间尺度上,土壤有机质的数量与更新的最大变化可归因于土壤深部惰性碳的变化<sup>[33]</sup>,而惰性碳库受土壤矿物控制。土壤矿物作为气候、母质以及土壤发育阶段的函数而变化<sup>[19, 56]</sup>,是可预测的,因此,对矿物如何影响土壤碳动态的研究可大大提高我们对土壤在全球碳循环中作用的理解。

## 4 结 语

土壤是气候变化的记录者,全球变化对陆地生态系统的影响导致土壤有机质储量及动态的变化,土壤碳循环研究是确定陆地生态系统对全球变化响应时间、方式及规模的有效方法,是认识农、林生态系统生产潜力的重要手段。我国东部人口密集,近年来经济增长与人民生活水平的提高,增加了对农产品的需求,土壤负荷日益增加,研究全球变化对农、林生态系统的影响已成当务之急,这直接关系到农牧业及林业的可持续发展。我国东部自南向北因热量变化造成近于连续的植被变化序列,为研究农、林生态系统对全球变化的响应提供了理想条件。选择典型气候带若干现代土壤剖面,研究有机碳的储集与动态,分析植被生长变化特点,推断全球变化导致的南北水、热梯度调整,从而为预测未来农、林生态系统的变化提供理论依据。因此,研究农、林生态系统土壤碳循环对全球变化的响应具有重要的理论和现实意义。全新世土壤剖面有机碳同位素研究是了解距今较近历史时期植被延替、气候变化的重要途径之一。对于东亚季风区温度、降水梯度带全新世土壤剖面碳同位素的研究,可为恢复末次冰盛期以来东亚季风强度变化及其在不同地区的表现提供定量依据。

### 主要参考文献

- Houghton J T, Jenkins G J, Ephraums J J. Climate Change. The IPCC Scientific Assessment. New York: Cambridge University Press, 1990.
- Vitousek P M, Mooney H A, Lubchenco J, *et al.* Human Domination of Earth's Ecosystems. *Science*, 1997, 277: 494 ~ 499.
- Houghton J T, Callander B A, Varney S K. Climate Change 1992, The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. New York: Cambridge University Press, 1992. 24.
- Tans P P, Fung I Y, Takahashi T. Observational constraints on the global atmospheric budget. *Science*, 1990, 247: 1 431 ~ 1 438.
- Siegenthaler U, Sarmiento J L. Atmospheric carbon dioxide and the Ocean. *Nature*, 1993, 365: 119 ~ 125.
- Harrison K, Broecker W. A Strategy for estimating the impact of CO<sub>2</sub> fertilization on soil carbon storage. *Global Biogeochemical Cycles*, 1993, 7(1): 69 ~ 80.
- Sombroek W G, Nachtergaele F O, Hebel A. Amounts, dynamics and sequestering of carbon in tropical and subtropical soils. *AMBIO*, 1993, 22: 417 ~ 425.
- Schlesinger W H. Carbon storage in the caliche of arid soils: a case study from Arizona. *Soil Science*, 1982, 133: 247 ~ 255.
- 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.
- Schappenseel H W, Becker - Heidmann P, Neue H U, *et al.* Bomb - Carbon, <sup>14</sup>C - dating and <sup>13</sup>C - measurement as tracers of or-

- ganic matter dynamics as well as of morphogenetic and turbation processes. *Sci Tot Environ*, 1989, 81/ 82: 99 ~ 110.
- 11 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.
  - 12 Jenkinson D S, Adams D E, Wild A. Model estimates of CO<sub>2</sub> emissions from soil in response to global warming. *Nature*, 1991, 351: 304 ~ 306.
  - 13 Lenvit S W, Kimball B A, Paul E A, *et al.* Isotopic estimation of inputs of carbon to cotton soils under FACE- CO<sub>2</sub> enrichment. DOE Research Summary, CDIAC. Oak Ridge, USA, 1992.
  - 14 Kern J S, Johnson M G. Impact of conservation tillage use on soil and atmospheric carbon in the contiguous United States. EPA/ 600/ 3 - 91/ 056. Env Res Lab Orvallis, OR, 1991.
  - 15 Haynes R J, Swift R S, Stephen R C. Influence of mixed cropping rotations ( Pasture - arable) on organic matter content, water stable aggregation and clod porosity in a group of soils. *Soil & Tillage Research*, 1991, 19: 77 ~ 87.
  - 16 Powlson D S. Why evaluate soil organic matter models? In: Powlson D S, Smith P, Smith J U, eds. *Evaluation of Soil Organic Matter Models*. Berlin, Heidelberg: Springer - Verlag, 1996. 3 ~ 11.
  - 17 Stefen W L, Waiker B H, Ungram J S, *et al.* Global changes and terrestrial ecosystems, The Operational Plan. IGBP Report 21, International Geosphere - Biosphere Programme. Stockholm, 1992.
  - 18 McGill W B. Review and classification of ten soil organic matter (SOM) models. In: Powlson D S, Smith P, Smith J U, eds. *Evaluation of Soil Organic Matter Models*. Berlin, Heidelberg: Springer - Verlag, 1996. 111 ~ 132.
  - 19 Jenny H. *Factors of Soil Formation*. New York: McGraw - Hill, 1941.
  - 20 Franko U, Oelschlagel B, Schenk S. Simulation of temperature, water, and nitrogen dynamics using the model CANDY. *Ecological modelling*, 1995, 81: 213 ~ 222.
  - 21 Parton W J, Schimel D S, Cole C V, *et al.* Analysis of factors controlling soil organic matter levels in great plains grasslands. *Soil Sci Soc Am J*, 1987, 51: 1 173 ~ 1 179.
  - 22 Harsen S, Jensen H E, Nielsen N E, *et al.* Simulation of nitrogen dynamics and biomass production in winter wheat using the Danish simulation model DAISY. *Fer Res*, 1991, 27: 245 ~ 259.
  - 23 Li C, Folkring S, Folkring T A. A model of nitrous oxide evolution from soil driven by rainfall events—I: Model structure and sensitivity. *J of Geophysical Res*, 1992, 97: 9 759 ~ 9 776.
  - 24 Thornley J H M, Verberne E L J. A model of nitrogen flows in grassland. *Plant Cell and Environment*, 1989, 12: 863 ~ 886.
  - 25 Molina J A E, Clapp C E, Shaffer M J, *et al.* NCSOIL, a model of nitrogen and carbon transformations in soil: Description, calibration, and behavior. *Soil Sci Soc Am J*, 1983, 47: 85 ~ 91.
  - 26 Bosatta E, Agren G L. Theoretical analysis of decomposition of heterogeneous substrates. *Soil Biol & Biochem*, 1985, 16: 63 ~ 67.
  - 27 Jenkinson D S, Hart P B S, Rayner J H, *et al.* Modelling the turnover of organic matter in long - term experiments. *INTECOL Bulletin*, 1987, 15: 1 ~ 8.
  - 28 Verberne E. Simulation of nitrogen and water balance in a system of grassland and soil. DLO - Instituut voor Bodemvruchtbaarheid, Osterweg 92, Postbus 30003, 9750 R A Haren, Netherlands, 1992. 56, Appendices.
  - 29 Chertov O G. SPECOM - A single tree model of pine stand/ raw humus soil ecosystem. *Ecological modelling*, 1990, 50: 107 ~ 132.
  - 30 Parton W J. The century model. In: Powlson D S, Smith P, Smith J U, eds. *Evaluation of soil organic matter models*. Berlin, Heidelberg: Springer - Verlag, 1996. 283 ~ 291.
  - 31 Parton W J, Scurlock J M O, Ojima D S, *et al.* Observations and modelling of biomass and soil organic matter dynamics for the grasslands biome world - wide. *Global Biogeochemical Cycles*, 1993, 7: 785 ~ 809.
  - 32 Prentice K C, Fung I Y. The sensitivity of terrestrial carbon storage to climate change. *Nature*, 1990, 346: 48 ~ 51.
  - 33 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.
  - 34 Trumbore S E. Comparison of carbon dynamics in tropical and temperate soils using radiocarbon measurements. *Global Biogeochemical Cycles*, 1993, 7(2): 275 ~ 290.
  - 35 Stout J D, Gh K M, Rafter T A. Chemistry and turnover of naturally occurring resistant organic components in soil. In: Paul E A, Ladd J N eds. *Soil Biochem*. 1981, 5: 1 ~ 73.

- 36 Balesolent J. The turnover of soil organic fractions estimated by radiocarbon dating. *Sci Total Environ*, 1987, 62: 405 ~ 408.
- 37 Trumbore S E, Vogel J S, Southon J R. AMS  $^{14}\text{C}$  measurements of fractionated soil organic matter: an approach to deciphering the soil carbon cycle. *Radiocarbon*, 1989, 31: 644 ~ 654.
- 38 Paul E A, Campbell C A, Rennie D A, *et al.* Investigations of the dynamics of soil humus utilizing carbon dating techniques. In: *Transactions of the 8th International Soil Science Society (Bucharest, Romania)*. Vienna: International Soil Science Society, 1964. 3: 201 ~ 208.
- 39 Scharpenseel H W, Schiffmann H, Hintze B. Hamburg University radiocarbon dates III. *Radiocarbon*, 1984, 26: 196 ~ 205.
- 40 Anderson D W, Paul E A. Organomineral complexes and their study by radiocarbon dating. *Soil Sci Soc Am J*, 1984, 48: 298 ~ 301.
- 41 Harkness D D, Harrison A F, Bacon P J. The temporal distribution of "bomb"  $^{14}\text{C}$  in a forest soil. *Radiocarbon*, 1986, 28: 328 ~ 337.
- 42 Anderson D W, Saggart S, Bettany J R, *et al.* Particle - size fractions and their use in studies of soil organic matter—I: The nature and distribution of forms of carbon, nitrogen and sulfur. *Soil Sci Soc Am J*, 1981, 45: 767 ~ 772.
- 43 Balesdent J, Wagner G H, Mariotti A. Soil organic matter turnover in longer term field experiments as revealed by the carbon - 13 natural abundance. *Soil Sci Soc Am J*, 1988, 52: 118 ~ 124.
- 44 Kuikman K, Van Elsland J D, Jansen A G, *et al.* Population dynamics and activity of bacteria in relation to their spatial distribution. *Soil Biol Biochem*, 1990, 22: 1063 ~ 1073.
- 45 Arrouays D, Vion I, Kicin J L. Spatial analysis and modelling of topsoil carbon storage in temperate forest humic loamy soils of France. *Soil Science*, 1995, 159(3): 191 ~ 198.
- 46 Schnitzer M, Ripmeester J A, Kodama H. Characterization of the organic matter associated with a soil clay. *Soil Sci*, 1988, 145: 448 ~ 454.
- 47 Richter D D, Babbar L I, Huston M A, *et al.* Effect of annual tillage on organic carbon in a fine texture Udalf: the importance of roots dynamics to soil carbon storage. *Soil Sci*, 1990, 149: 78 ~ 83.
- 48 Ladd J H, Oades J M, Amato M. Microbial biomass formed from  $^{14}\text{C}$ ,  $^{15}\text{N}$  - labelled plant material decomposition in soils in the field. *Soil Biol Biochem*, 1981, 13: 119 ~ 126.
- 49 Schimel D S. Carbon and nitrogen turnover in adjacent grassland and cropland ecosystems. *Biogeochemistry*, 1986, 2: 345 ~ 357.
- 50 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. *NZ J, Agric Res*, 1964, 7: 472 ~ 479.
- 51 Dixon J B, Weed S B, eds. *Minerals in Soil Environments*. Madison: Soil Sci Soc Am, Madison, 1986. 283 ~ 304.
- 52 Oades J M. The retention of organic matter in soils. *Biogeochemistry*, 1994, 5: 35 ~ 70.
- 53 Huang P M, Schnitzer M, eds. *Interactions of Soil Minerals with Natural Organics and Microbes*. : Soil Sci Soc Am, Madison, 1986. 283 ~ 304.
- 54 Dixon J B, Weed S B, eds. *Minerals in Soil Environments*. Madison: Soil Sci Soc Am, 1989. 379 ~ 438.
- 55 Saggart S, Tate K R, Feltham C W, *et al.* A carbon turnover in a range of allophanic soils amended with  $^{14}\text{C}$  - labelled glucose. *Soil Biol Biochem*, 1994, 26: 1 263 ~ 1 271.
- 56 Hudson B D. The soil survey as paradigm - based science. *Soil Sci Soc Am J*, 1992, 56: 836 ~ 841.



## PROGRESSES IN SOIL CARBON CYCLE RESEARCHES

CHEN Qing-qiang   SHEN Cheng-de   YI Wei-xi

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

PENG Shao-lin   LI Zhi-an

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

**Abstract** Soil carbon is the main part of terrestrial carbon pool, and the total amount of soil organic carbon is about 1 270 G C globally. Climate changes influence plant production and decomposition rate of plant debris in/on soils, which contributes to the alterations of carbon fluxes between soils and the atmosphere, and can make great impacts on concentration of atmospheric CO<sub>2</sub>. Soil organic matter model is the only practical tool for the carbon cycle researches at ecosystem level, many kinds of which have been developed up to now. A great number of studies suggest that <sup>14</sup>C measurement is an important method for the research on constitution of soil organic carbon and residual times of different components, soil organic carbon is composed of a series of components with different residual times. Grain size, mineral composition and soil texture are the main characteristics of soils controlling the amount and occurring states of soil organic carbon, and exert great impacts on the turnover of soil carbon with long residual times. Studies on the amount and dynamics of soil organic carbon could provide valuable theoretical bases for the predictions about alterations of agricultural and forest ecosystems under the influences of global changes.

**Key words** Soil carbon cycle, Terrestrial ecosystem, Soil organic matter model, Global changes.