基于大气 CO₂ 浓度和生态碳通量模型的土壤碳库优化方法

黄文贤^①, 李勇^{①*}, 陈镜明^{②③}, 王禄恒^①, 郑珩^①, 崔艳宽^①

① 北京师范大学统计学院, 北京 100875;

② 南京大学国际地球系统科学研究所, 南京 210093;

③ Department of Geography and Program in Planning University of Toronto, Toronto M5S 3G3, Canada

* 联系人, E-mail: liyong@bnu.edu.cn

2014-12-03 收稿, 2015-02-11 接受, 2015-04-08 网络版发表

国家重点基础研究发展计划(2010CB950703)资助

摘要 在碳循环过程中, 土壤有机碳库的大小和分布对于基于过程的生态系统模型至关重要. 由于全球地表土壤有机碳含量直接观测数据分辨率极为稀疏, 基于这些数据所得的区域土壤有机碳库分布存在极大的误差. 大气二氧化碳(CO₂)浓度和土壤有机碳库是生态碳循环的重要组成部分, 利用 CO₂ 浓度和生态碳循环模型修正土壤有机碳库, 是改进碳库估计的新途径. 本文通过大气 CO₂ 传输模型和陆地生态碳通量模型, 建立 CO₂ 浓度和土壤有机碳库之间的关系, 获得了修正土壤有机碳库的方法. 应用实例分析结果表明: 该方法可以有效修正土壤有机碳库, 明显改进陆地生态通量模型模拟效果.

关键词

土壤有机碳库
CO₂ 浓度
大气传输模型
生态碳通量模型
双优化方法

全球变暖已成为目前最重要、影响最深远的全球环境问题之一. 大气二氧化碳(CO₂)是引起全球气候变暖的一种最主要的人为温室气体. 根据土壤剖面样本数据的研究结果表明: 全球土壤有机碳储量约为1461 PgC (1 PgC = 10¹⁵ gC), 并且土壤环境相对稳定, 碳在其中的停驻时间最长^[1]. 了解土壤有机碳库的分布对于研究全球碳循环机制及维持当前碳汇至关重要^[2].

目前全球土壤有机碳库的估算主要是基于土壤有机碳含量样本数据估计方法, 即利用地球表面不同位置的土壤碳垂直分布数据(样本)估计全球土壤有机碳库空间分布. 现有土壤有机碳含量样本数据十分短缺, 不能满足人们估计土壤有机碳库的精度需求, 于是人们提出许多利用其他相关信息的第一类方法, 如: 植被类型法、土壤类型法、生命带法、

相关关系法等. Rubey^[3]根据不同研究者发表的关于美国9个土壤剖面的有机碳含量, 推算全球土壤有机碳库存量为710 PgC; Bohn^[4]利用土壤分布图及相关土组的有机碳含量, 估计全球土层碳库为2949 PgC; Bolin^[5]利用FAO土壤图估计全球碳库为700 PgC左右; Bohn^[6]根据相对较完整的FAO土壤图的187个剖面土壤碳密度值, 重新估计的全球土层碳库为2200 PgC; 20世纪90年代以来的各研究结果较为接近, 全球土壤碳储量估计值大约为1500 PgC^[7]; Post等人^[8], Post和Mann^[9]采用生命带法估算得到全球距地表1 m厚度的土壤有机碳库为1200~1600 PgC; Batjes^[10]采用土壤类型方法估算得到全球0~100 cm深度土壤有机碳库储量为1462~1548 PgC; Henry等人^[11]利用一个未指定版本的WISE(World Inventory of Soil Emission Potential)数据, 估算全球地表1 m深度土层的有

引用格式: 黄文贤, 李勇, 陈镜明, 等. 基于大气 CO₂ 浓度和生态碳通量模型的土壤碳库优化方法. 科学通报, 2015, 60: 1227-1234

Huang W X, Li Y, Chen J M, et al. Optimization of soil carbon pools through atmospheric CO₂ concentration and ecological carbon flux model (in Chinese). Chin Sci Bull, 2015, 60: 1227-1234, doi: 10.1360/N972014-00999

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/N972014-00999>

机碳质量为1589 Pg, 并且利用一个未指定版本的HWSD(Harmonized World Soil Database)数据估算全球地表1 m深度的土壤有机碳质量为1850 Pg; Hiederer等人^[12]通过DSMW(Digital Soil Map of the World)估计的全球地表1 m深土壤有机碳质量为1455 Pg; Hiederer和Köchy^[13]利用土壤转换函数方法推导土壤容重, 然后基于HWSD的全球土壤有机碳分布图, 在部分干扰条件下估算的全球土壤有机碳储量为1417 Pg.

上述第一类方法的基本思路是基于土壤剖面的碳含量数据, 结合地表构造信息估算土壤有机碳库. 由于土壤剖面含碳量数据的成本非常高, 人们获得的土壤有机碳含量数据的数量有限, 这些数据不能代表构造的地表层各处情况, 因此产生种种不同的土壤有机碳库估算结果. 第二类估计全球土壤有机碳库的方法是基于光合作用与呼吸作用的动态平衡理论进行估计.

碳循环的动态平衡原理指的是: 在大气CO₂浓度没有长期趋势变化的前提下, 在全球尺度上长期的净初级生产力(NPP)与长期的异养呼吸(Rh)相等. 许多生态碳系统模型根据这一假设通过NPP计算土壤碳库, 再通过气候和大气成分的变化计算NPP和土壤有机碳库的历史变化^[14], 这是第二类土壤有机碳库估计方法.

在动态平衡原理假设前提下, 第二类方法可以很好地估算全球有机碳总量, 较好地估算大尺度区域的土壤有机碳含量, 但对于各个小尺度网格的土壤有机碳含量的估计效果要大打折扣. 因此, 估算全球土壤碳库的分布以及区域内不同土壤碳库的比例是不可能做到的^[15]. 另外, 全球变化之前(即工业前期), 人类活动对于大气CO₂浓度的影响微乎其微, 此时期的浓度没有长期变化趋势, 动态平衡原理的前提条件成立. 但是, 在全球变化之后, 特别是在近几十年, 这种动态平衡已经被气候和大气变化及人类活动所破坏, 使得陆地总体上是碳汇, 即光合作用大于呼吸作用. 这些现实, 增加了第二类方法估计结果的不确定性.

如何克服上述2类方法的弊病, 进一步提高全球土壤有机碳库的估计精度是一个富有挑战性的研究课题. 本文主要讨论此课题的解决途径. 我们的基本思路是通过挖掘大气CO₂浓度观测数据(其观测数量随着时间的增加而增加)所蕴含的土壤有机碳库信

息, 修正已有碳库产品结果. 思路的关键是如何构建联系土壤碳库和大气CO₂联系的桥梁, 以及通过这座桥梁修正土壤有机碳库的方法.

在随后的第1节中讨论CO₂浓度数据与土壤有机碳库之间的关系, 建立联系二者的模型系统; 第2节讨论土壤有机碳库的估算方法, 第3节给出基于BEPS(Boreal Ecosystem Productivity Simulator)生态机理模型^[15,16]的应用实例.

1 碳浓度与土壤碳库之间的关系

给定时刻的碳浓度观测数据是此时此刻之前全球各个网格碳通量在大气中扩散的结果, 而各个网格的生态碳通量中, 因土壤有机碳库分解而释放的量又占有近一半的比例, 因此碳浓度数据中含有土壤有机碳库的信息, 这种信息可以通过大气传输模型和陆地生态碳系统模型来表达.

大气中的CO₂浓度是历史地表所释放的二氧化碳经大气传输的结果, 人们基于大气物理和化学过程开发了多种大气传输模型, 这种模型可以抽象地表达为

$$c = Gs + \eta, \quad (1)$$

其中 c 是大气CO₂浓度, G 是大气传输矩阵, s 为地表碳通量, η 为传输误差.

生态碳通量模型是利用光合作用, 有机物分解, 营养物质(无机物)循环等机理所建立的生态机理模型, 它描述了碳通量与地表覆盖类型, 植被类型和气候等边界条件之间的关系, 可以抽象地表示为

$$s = n(x) - h(x) + \varepsilon, \quad (2)$$

其中 x 为外部环境强迫场(如温度, 湿度等), $n(x)$ 为单位时间单位面积内绿色植物因光合作用而固定的有机质总量(NPP), $h(x)$ 为单位时间单位面积内土壤因异养呼吸分解而释放的碳(R_h), ε 为模型误差.

BEPS模型^[16]是一个陆地生态机理碳通量模型, 可用于模拟净生态系统生产力, 净初级生产力和异养呼吸. BEPS中异养呼吸计算如下

$$h(x) = \sum_{i=1}^9 \tau_i(x) * k_i(x) * c_i^{\text{soil}}, \quad (3)$$

其中 c_i^{soil} 表示第 i 类土壤碳库, $\tau_i(x)$ 是呼吸效率函数, $k_i(x)$ 是分解比例函数, 符号 $*$ 表示2个相同维数的向量(矩阵)的对应元素相乘后所得的向量(矩阵), 因此, 可以用

$$\begin{cases} c = \mathbf{G}s + \eta, \\ s = n(x) - \sum_{i=1}^9 \tau_i(x) \cdot k_i(x) \cdot c_i^{\text{soil}} + \varepsilon, \end{cases} \quad (4)$$

描述土壤碳库 c^{soil} 和大气 CO_2 浓度 c 之间的关系, 其中

$$c^{\text{soil}} = \sum_{i=1}^9 c_i^{\text{soil}}.$$

2 研究方法

在实际应用中, 用动态平衡理论推算出初始土壤碳库替代(3)中的 c^{soil} , 即 $h(x)$ 是通过

$$\hat{h}(x) = \sum_{i=1}^9 \tau_i(x) \cdot k_i(x) \cdot c_{0,i}^{\text{soil}}, \quad (5)$$

来计算. 由于 $c_0^{\text{soil}} = \sum_{i=1}^9 c_{0,i}^{\text{soil}}$ 中含有估计误差, 结果导致异养呼吸 R_h 的计算误差, 进而引起生态通量模型的估计误差(详见第3节的应用实例).

为调整初始碳库偏差, 引入碳库刻度参数, 即假设

$$c_i^{\text{soil}} = \lambda \cdot c_{0,i}^{\text{soil}}. \quad (6)$$

由(3), (5)和(6)得

$$h(x) = \lambda \cdot \hat{h}(x), \quad (7)$$

其中 λ 为需要估计的碳库调整参数.

由(3), (4)和(7)得双优化模型系统

$$\begin{cases} c = \mathbf{G}s + \eta, \\ s = \gamma \cdot n(x) - \lambda \cdot \hat{h}(x) + \varepsilon, \end{cases} \quad (8)$$

其中碳通量 s , NPP修正参数 γ 和碳库调整参数 λ 是要估计的对象. Zheng等人^[17,18]建立了能同时优化生态模型参数和碳通量的双优化模型(DOM, Dual-optimization Method), 而模型(8)是DOM的一种特殊情况. 我们可以利用DOM的研究结果处理碳库的估计问题.

在式(8)中, η 和 ε 来自2个不同的模型, 可以假设它们相互独立, 且 $\eta \sim (0, R)$, $\varepsilon \sim (0, Q)$. 进而可利用该模型估计土壤碳库调整参数 λ .

在DOM求解模型(8)过程中, NPP的修正结果 $\gamma \cdot n(x)$ 存在估计误差, 而这些误差又是随着时间和地表位置的变化而变化, 因此直接用式(8)估计土壤碳库会导致较大的误差. 为得到更好的估计效果, 应该尽量采用NPP拟合误差小的数据来估计土壤碳库调节参数. 对于生态碳通量模型而言, 当植物的光合作用和自养呼吸处于一年中的最弱时期, BEPS模型对

于NPP的拟合精度最高, 因此可采用此时的数据估计土壤碳库参数. 为叙述方便, 我们借用植物休眠季的概念表示NPP处于年最低值的时间段. 这样对于各个区域, 我们就可以用植物休眠季的数据估计土壤有机碳库.

不同经纬度的植物休眠季时间存在差异, 需要按照经纬度的不同确定植物休眠季, 下面讨论地表各个不同网格上植物休眠时间的确定方法. 在植物休眠季, 其光合作用最弱, 即此时的NPP达到一年内的最小值. 因此我们可以通过检验NPP的值是否小于某一阈值 n_0 来判断植物是否处于休眠季. 具体方法如下: 对于给定网格, 用 NPP_t 示该网格在 t 时的NPP, 如果 NPP_t 小于某一阈值 n_0 , 则 t 为该网格的植物休眠季时间. 用 $t_{i,j}$ 表示陆地第 i 网格上植物在第 j 年的休眠季时间, $\hat{s}_{i,j}$ 表示相应的DOM地表通量的优化结果, 则有

$$\hat{s}_{i,j} = \gamma_i n(x_{i,j}) - \lambda_i \hat{h}(x_{i,j}) + \tilde{\varepsilon}_i, \quad 1 \leq j \leq n, \quad (9)$$

其中 $x_{i,j}$ 为第 i 网格在所取休眠季时间 j 的外部环境强迫场, λ_i 为第 i 网格初始碳库调整参数, γ_i 为第 j 网格在休眠季NPP调整因子, $\tilde{\varepsilon}_i$ 为模型误差.

本文通过刻度参数优化初始土壤有机碳库, 对于给定地表网格, 该网格的土壤有机碳库优化算法步骤如下:

取定休眠季临界值 $n_0 > 0$.

以初始土壤有机碳库驱动BEPS模型, 计算NPP通量 $n(x)$ 和异养呼吸通量 $\hat{h}(x)$.

将 $n(x)$, $\hat{h}(x)$ 和碳浓度观测数据 c 带入模型系统(6), 利用DOM计算碳库调整参数的估计值 $\lambda = (\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n)$, 其中 n 是浓度观测数据的总步数, λ_k 表示第 k 步土壤有机碳库的刻度参数估计值.

利用 $n(x)$ 确定该网格的植物休眠时间集合 $D = \{k: 1 \leq k \leq n, n_k(x) < n_0\}$.

计算该网格的初始有机碳库的修正系数

$$\hat{\lambda} = \frac{1}{|D|} \sum_{k \in D} \lambda_k.$$

计算该网格的修正有机碳库值 $\hat{c}^{\text{soil}} = \hat{\lambda} c_0^{\text{soil}}$.

根据上述优化算法步骤, 土壤有机碳库的估算流程框图如图1所示.

3 应用实例

本节给出基于大气 CO_2 浓度和生态通量模型

图1 土壤有机碳库优化流程图

Figure 1 Optimization flow chart of soil organic carbon pools

修正初始碳库的实例。这里碳浓度数据取自GLOBALVIEW-CO₂, 2011(http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/globalview/co2/co2_download.html), 共包括312个CO₂浓度观测站点。陆地生态碳通量模型采用由Chen^[15], Chen和Liu等人^[16]开发的BEPS模型。大气传输模型采用MOZART-4(Model for Ozone and Related Chemical Tracer, version 4)^[19]。1°网格分辨率优化碳通量计算方法采用窗口双优化算法DOM^[17,18]。

BEPS模型模拟的初始时间是2000年1月1日, 所使用的土壤有机碳库驱动场(记为初始土壤有机碳库)是基于动态平衡原理和InTEC模型(Integrated Terrestrial Ecosystem Carbon-budget Model)计算得出^[2]。2000年以来, 由于人类活动的扰动和全球气候变化, 基于动态平衡计算的初始土壤有机碳库存在较大的偏差, 所以下面将使用上述研究方法对该初始土壤有机碳库进行优化调整。

通过上节算法得到的碳库刻度调整参数如图2所示, 从图中可以看出, 碳库高估主要集中在北半球。碳库低估主要出现在南半球。其中中国长江流域的土壤碳库修正参数小于1, 说明初始土壤碳库估计偏高。

为更加直观比较初始碳库 c_0^{soil} 与修正初始碳库 c^{soil} 的差别, 考虑两者之差 $\Delta C = c^{\text{soil}} - c_0^{\text{soil}}$ 。图3给出 ΔC 在各个1°网格的值, 从图中可以看出中国区域初始碳库整体偏高, 尤其是长江流域; 北美区域初始碳库也略微偏高, 主要集中在加拿大西北部区域和美

图2 全球1°网格的碳库参数估计结果。其中粉色和红色代表值大于1, 青色和蓝色代表值小于1, 分别表示初始碳库低估和高估2种情形; 白色代表值为1, 表示原始碳库不调整; 灰色表示没有进行土壤有机碳库的优化

Figure 2 Parameter estimation results of soil carbon pools at a horizontal resolution of $1^\circ \times 1^\circ$, where pink and red represent the value is bigger than one, which means the initial soil carbon pools are underestimated, but cyan and blue represent the value is less than one, which means the initial soil carbon pools are overestimated. The white represents the value equals to one, which means the initial soil carbon pools is not adjusted, and the gray represents the soil organic carbon pools are not optimized

图3 2001~2007年全球1°网格 ΔC 的分布(kg/m²)

Figure 3 Distribution of global ΔC at a horizontal resolution of $1^\circ \times 1^\circ$ from 2001 to 2007(kg/m²)

国东南区域。

对全球和中国地表1 m深土壤有机碳储量进行汇总比较初始碳库和修正碳库。根据初始碳库显示全球和中国的土壤有机碳储量分别为1566和88.82 Pg, 而修正碳库降低了初始碳库的碳储量, 全球和中国的结果分别为1547和81.72 Pg。这一结果与近2年其他学者的全球土壤有机碳储量和中国有机碳储量的研究结果进行对比分析, 说明本文修正方法的有效性。

Scharlemann等人^[1]于2014年发表有关27项土壤有机碳库研究结果表明: 地表1 m深的全球土壤有机碳质量的历史估计结果的可信范围为504~3000 Pg, 中位数为1461 Pg, 修正土壤有机碳库的汇总更接近于该中位数。

HWSD v.1.2是一个被人们公认并且一致利用的全球土壤有机碳数据集, 根据这个数据库统计的全

球土壤有机碳质量为2476 Pg. Köchy等人^[20]于2014年发表了对于HWSD v.1.2的研究结果,认为该数据集的不一致性,缺失和不准确性导致其汇总结果偏高,通过对HWSD的有机土壤(特别是有机质土)的容重密度进行修正,得到全球地表1 m深的土壤有机碳质量为1062 Pg,修正土壤有机碳库的汇总更接近这一结果.

Wei等人^[21]最近发布了水平分辨率为0.5弧分的全球土壤地球系统模型数据库,他们通过对全球土壤地球系统模型数据库的不同数据源(包括HWSD数据库所利用的资料以及美国,加拿大和澳大利亚国家数据库中的资料)进行几项协调步骤处理来驱动各土壤制图单元内部的土壤碳浓度、土壤容重、砾石含量和深度.对栅格化的全球土壤有机碳存量进行汇总得到地表1 m土壤层有机碳储量为1455 Pg,修正土壤有机碳库的汇总更接近于此结果.

近十年来关于中国有机碳储量的研究结果显示:中国地表1 m深的土壤有机碳储量在50~185 Pg之间变化^[22~25],导致研究结果之间巨大差异的主要原因是所使用的土壤资料不一样.根据HWSD v.1.2.数据库统计的中国地区的地表1 m深的土壤有机碳储量为67.06 Pg^[26],Wei等人^[27]于2013年估算的中国地表1 m深的土壤有机碳储量为72.5 Pg,修正土壤碳库更接近于这两个结果.

下面通过调整碳库前后的BEPS碳收支计算结果,以及其他学者关于碳收支的最新研究结果的对比分析,考察修正土壤有机碳库的合理性.表1列出了不同方法得到的陆地生态系统生产力(不包含火灾和石化排放的碳)按年汇总结果,其中第一列是MACC表示最近发布的一套基于涡度相关技术推算的NEP产品(MACC; http://atmosphere.copernicus.eu/d/services/gac/delayed/#co2_inversions); CT2013是CarbonTracker发布的最新NEP产品(CarbonTracker CT2013; <ftp://aftp.cmdl.noaa.gov/products/carbontracker/co2/fluxes/>); MODIS表示NTSG MOD17 v5.5数据产品(<http://www.nts.gov/project/mod17>); MODIS表示NTSG MOD17 v5.5数据产品(<http://www.nts.gov/project/mod17>)^[28~30]; 原始BEPS表示由初始土壤有机碳库驱动BEPS计算的结果;修正BEPS表示由修正土壤有机碳库驱动BEPS计算的结果.从表2中数据对比分析发现,修正BEPS的净生态系统生产力(NEP)年平均值与MACC, CT2013的结果更加一致,说明修正土壤有机碳库更为合理.

下面从中国地区碳收支角度讨论修正土壤有机碳库的合理性.原始BEPS的2001~2007年平均碳通量如图4(a)所示,从中可以看出中国区域的拟合结果为弱碳源(0.10 PgC/a),这与其他学者的近期研究结

表 1 不同土壤碳库驱动BEPS计算的NEP(Pg)

Table 1 NEP from different sources including BEPS driven by different soil organic carbon pools(Pg)

	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	平均值
MACC	3.33	2.76	2.79	4.89	3.80	4.81	4.00	3.77
CT2013	3.72	2.75	2.80	4.34	2.93	4.10	3.81	3.49
原始BEPS	2.62	2.12	2.25	2.24	0.94	1.68	1.55	1.91
修正BEPS	3.86	3.43	3.72	3.78	2.88	3.47	3.33	3.50

图 4 2001~2007 年 BEPS 陆地平均 NEP 通量分布($\text{gC (m}^2\text{/a)}^{-1}$). (a) 由初始碳库 c_0^{soil} 驱动; (b) 由调整后的碳库 c^{soil} 计算
Figure 4 Distribution of terrestrial average NEP fluxes of BEPS from 2001 to 2007($\text{gC (m}^2\text{/a)}^{-1}$). (a) Fluxes are computed by initial carbon pools, c_0^{soil} ; (b) fluxes are calculated by adjusted carbon pools, c^{soil}

果差距很大,如Jiang等人^[31]估算的中国地区为0.28 PgC/a的碳汇,CT2013估算的结果为0.28 PgC/a的碳汇,据此可以断定原始BEPS的中国地区计算结果量出现了严重的模式拟合错误.修正BEPS的2001~2007年平均碳通量如图4(b)所示,其中中国碳汇大大提高(0.29 PgC/a).相比较初始碳库计算的全球碳汇分布,经过修正后的土壤碳库驱动BEPS计算的碳源汇分布更加合理,说明修正后的土壤碳库改进了BEPS模型的拟合效果.由碳库参数估计结果图4知:中国长江流域的土壤碳库明显偏高,这是导致BEPS拟合失败的主要原因.

表2分别汇总了全球陆地、中国、欧洲、北美区域的BEPS碳收支(NEP)可以看出修正碳库使得BEPS模型通量的分布更为合理,特别是对于中国区域的通量分布有本质的改变,使得中国的平均碳汇由原来的0.10 PgC的源变成了0.29 PgC的汇.此外,CT2013估算的中国、欧洲和北美的2001~2007年的年平均碳收支分别为0.28, 0.28, 0.74 PgC; Jiang等人^[31]估算的这3个地区的年平均碳收支分别为0.28, 0.28, 0.81 PgC. 这些结果都与修正土壤有机碳库驱动BEPS计算的结果相吻合.

4 结论

通过大气CO₂浓度修正后的土壤有机碳库计算

结果表明:基于动态平衡原理计算的初始土壤有机碳库总量略有偏差,局部区域分布不太合理.在全球的各个1°陆地网格区域中,初始碳库在大多区域的分布比较合理,但也有相当多的区域存在高估或低估碳库的现象.初始碳库被高估的区域主要集中在北半球,被低估的区域主要集中在南半球.中国区域初始碳库整体偏高,尤其是长江流域;北美区域初始碳库也略微偏高,主要集中在加拿大西北部区域和美国东南区域.修正后的地表1 m深土壤有机碳库中,全球和中国的土壤有机碳储量分别为1547和81.72 Pg.

本文的研究结果表明:生态碳通量模型对土壤有机碳库非常敏感,土壤有机碳库的变化会严重影响生态模型模拟地表碳通量的结果;大气CO₂浓度观测结合生态碳通量模型可以优化土壤有机碳库,即可以从大气CO₂浓度观测中提取一定的土壤有机碳库信息.

本文提供了一种利用CO₂浓度修正土壤有机碳库方法,并通过和土壤碳库最新研究结果的对比分析证实了该方法的有效性,通过用修正碳库驱动BEPS模型的拟合效果说明修正碳库的合理性.利用现有的CO₂浓度观测台站,可用的浓度观测数据与日俱增,这将成为估计指定时刻土壤有机碳库的一种新数据来源.

表 2 不同区域碳汇汇总(PgC/a)
Table 2 Carbon sinks of different regions(PgC/a)

	初始土壤有机碳库驱动BEPS ^{a)}				修正土壤有机碳库驱动BEPS ^{b)}			
	全球陆地	中国	欧洲	北美	全球陆地	中国	欧洲	北美
2001	2.71	0.04	0.21	0.44	3.86	0.31	0.30	0.72
2002	2.20	-0.05	0.20	0.70	3.43	0.35	0.30	0.86
2003	2.34	-0.11	0.25	0.53	3.72	0.29	0.35	0.80
2004	2.34	-0.16	0.28	0.66	3.78	0.34	0.39	0.89
2005	0.99	-0.16	0.15	0.35	2.88	0.27	0.32	0.70
2006	1.75	-0.20	0.15	0.32	3.47	0.26	0.30	0.61
2007	1.63	-0.17	0.08	0.37	3.33	0.24	0.24	0.72
平均	1.99	-0.10	0.19	0.48	3.50	0.29	0.31	0.76

a) 初始土壤有机碳库指根据动态平衡原理算出的土壤有机碳库; b) 修正土壤有机碳库指对初始土壤有机碳库进行优化调整之后的土壤有机碳库

致谢

感谢南京大学国际地球系统科学研究所和北京师范大学全球变化与地球系统科学研究所提供的数据和技术支持;北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院郑小谷教授,陈卓奇老师提出的宝贵意见;北京师范大学数学科学学院赵园园,张娟在排版时的贡献.

参考文献

- 1 Scharlemann J P, Tanner E V, Hiederer R, et al. Global soil carbon: Understanding and managing the largest terrestrial carbon pool. *Carbon Manag*, 2014, 5: 81–91
- 2 Chen J M, Ju W M, Cihlar J, et al. Spatial distribution of carbon sources and sinks in Canada's forests. *Tellus B*, 2003, 55: 622–641
- 3 Rubey W W. Geologic history of sea water an attempt to state the problem. *Geol Soc Am Bull*, 1951, 62: 1111–1148
- 4 Bohn H L. Estimate of organic carbon in world soils. *Soil Sci Soc Am J*, 1976, 40: 468–470
- 5 Bolin B. Changes of land biota and their importance for the carbon cycle. *Science*, 1977, 196: 613–615
- 6 Bohn H L. Estimate of organic carbon in world soils: II. *Soil Sci Soc Am J*, 1982, 46: 1118–1119
- 7 Lal R. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science*, 2004, 304: 1623–1627
- 8 Post W M, Emanuel W R, Zinke P J, et al. Soil carbon pools and world life zones. *Nature*, 1982, 298: 156–159
- 9 Post W M, Mann L. Changes in soil organic carbon and nitrogen as a result of cultivation. *Soil Greenhouse Eff*, 1990, 401–406
- 10 Batjes N H. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur J Soil Sci*, 1996, 47: 151–163
- 11 Henry M R, Valentini R, Bernoux M. Soil carbon stocks in ecoregions of Africa. *Biogeosci Discussion*, 2009, 6: 797–823
- 12 Hiederer R, Ramos F, Capitani C, et al. Biofuels: A new methodology to estimate GHG emissions from global land use change. Technical Report, Luxembourg, Publications Office of the European Union, 2010
- 13 Hiederer R, Köchy M. Global soil organic carbon estimates and the harmonized world soil database. Technical Report, Luxembourg, Publications Office of the European Union, 2011
- 14 Melillo J, Borchers J, Chaney J. Vegetation/ecosystem modeling and analysis project: Comparing biogeography and biogeochemistry models in a continental-scale study of terrestrial ecosystem responses to climate change and CO₂ doubling. *Glob Biogeochem Cycle*, 1995, 9: 407–438
- 15 Chen J M. Modeling long-term forest carbon spatiotemporal dynamics with historical climate and recent remote sensing data. *Sci Foundation Chin*, 2010, 18: 38–79
- 16 Chen J M, Liu J, Cihlar J, et al. Daily canopy photosynthesis model through temporal and spatial scaling for remote sensing applications. *Ecol Model*, 1999, 124: 99–119
- 17 Zheng H, Li Y, Chen J M, et al. A global carbon assimilation system based on a dual optimization method. *Biogeosci Discuss*, 2014, 11: 14269–14317
- 18 Zheng H, Li Y, Chen J M, et al. Applying a dual optimization method to quantify carbon fluxes: Recent progress in carbon flux inversion. *Chin Sci Bull*, 2014, 59: 222–226
- 19 Emmons L, Walters S, Hess P G, et al. Description and evaluation of the model for ozone and related chemical tracers, version 4 (MOZART-4). *Geosci Model Dev*, 2010, 3: 43–67
- 20 Köchy M, Hiederer R, Freibauer A. Global distribution of soil organic carbon, based on the Harmonized World Soil Database–Part 1: Masses and frequency distribution of SOC stocks for the tropics, permafrost regions, wetlands, and the world. *Soil Discuss*, 2014, 1: 327–362
- 21 Wei S G, Dai Y J, Duan Q Y, et al. A global soil data set for earth system modeling. *J Adv Model Earth Sy*, 2014, 6: 249–263
- 22 Wang S Q, Zhou C H, Li K R. Analysis on spatial distribution characteristics of soil organic carbon reservoir in China. *Acta Geogr Sin*, 2000, 55: 533–544
- 23 Wu H, Guo Z, Peng C. Land use induced changes of organic carbon storage in soils of China. *Glob Change Biol*, 2003, 9: 305–315
- 24 Yu D, Shi X, Sun W, et al. Estimation of China soil organic carbon storage and density based on 1:1000000 soil database. *Chin J Appl Ecol*, 2005, 16: 2279
- 25 Yu G, Li X, Wang Q, et al. Carbon storage and its spatial pattern of terrestrial ecosystem in China. *J Resour Ecol*, 2010, 1: 97–109
- 26 FAO I, ISRIC I, JRC I. Harmonized World Soil Database (version 1.1). FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria, 2010
- 27 Wei S G, Dai Y J, Liu B Y, et al. A China data set of soil properties for land surface modeling. *J Adv Model Earth Sy*, 2013, 5: 212–224
- 28 Zhao M, Heinsch F A, Nemani R R, et al. Improvements of the MODIS terrestrial gross and net primary production global data set. *Remote Sens Environ*, 2005, 95: 164–176
- 29 Zhao M, Running S W, Nemani R R. Sensitivity of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) terrestrial primary production to the accuracy of meteorological reanalyses. *J Geophys Res: Biogeosci*, 2006, 111: 1–13
- 30 Zhao M, Running S W. Drought-induced reduction in global terrestrial net primary production from 2000 through 2009. *Science*, 2010, 329: 940–943
- 31 Jiang F, Wang H M, Chen J M, et al. Nested atmospheric inversion for the terrestrial carbon sources and sinks in China. *Biogeosciences*, 2013, 10: 5311–5324

Optimization of soil carbon pools through atmospheric CO₂ concentration and ecological carbon flux model

HUANG WenXian¹, LI Yong¹, CHEN JingMing^{2,3}, WANG LuHeng¹,
ZHENG Heng¹ & CUI YanKuan¹

¹ School of Statistics Sciences, Beijing Normal University, Beijing 100875, China;

² International Institute for Earth System Science, Nanjing University, Nanjing 210093, China;

³ Department of Geography and Program in Planning University of Toronto, Toronto M5S 3G3, Canada

The distribution of soil organic carbon (SOC) pools in the surface layer is vital to process-based ecosystem models of the global carbon cycle. However, owing to sparseness of terrestrial observation sites from which we acquire data, estimated SOC pools have errors that cannot be ignored. The atmospheric carbon dioxide (CO₂) concentration and SOC pools are key variables in the ecological carbon cycling system. The spatial distribution of CO₂ concentration at a given time is determined by the prior CO₂ flux distribution, and this distribution is closely related to that of SOC pools. Therefore, we can express the relationship between CO₂ concentration and SOC pools by coupling a process-based ecosystem model with an atmospheric transport model. Based on this coupling, we can improve the original estimation of SOC pools using CO₂ concentration data. According to the above concept, we propose a new approach to estimate the global distribution of SOC pools by a dual-optimization method. We also present corrected initial SOC pools derived from the principle of carbon-cycle dynamic equilibrium between net primary productivity and heterotrophic respiration. The corrected initial SOC pools suggest that the original ones are slightly biased globally and locally unreasonable in certain regions. For instance, in the original initial SOC pools, overestimated pools are mostly in the Northern Hemisphere, such as China (especially Yangtze River region) or North America (especially northwestern Canada and southeastern USA). Underestimated SOC pools are mostly in the Southern Hemisphere. Using the corrected initial SOC pools in the boreal ecosystems productivity simulator (BEPS, a process-based terrestrial ecosystem model), we obtain more reasonable estimates of global carbon sources and sinks. This means that the corrected pools can significantly improve BEPS simulation performance.

soil organic carbon pools, CO₂ concentration, atmospheric transmission model, ecosystem carbon flux model, dual-optimization method

doi: 10.1360/N972014-00999