

doi:10.3799/dqkx.2011.043

末次间冰期以来渭南黄土地区土壤有机碳碳库的演变

秦小光¹, 宁波², 殷志强³, 穆燕¹

1. 中国科学院地质与地球物理研究所新生代地质与环境重点实验室, 北京 100029

2. 中国国家图书馆, 北京 100081

3. 中国地质环境监测院, 北京 100081

摘要: 冰期—间冰期的陆地碳库变化成为最近十几年来碳循环研究的热点之一, 以深海氧同位素、模型模拟和古环境证据等手段展开对不同时间尺度上不同碳库之间碳通量变化研究. 土壤碳库的巨大储量导致了土壤碳库的任何微小波动都比陆地生态系统其他碳库更容易影响陆地生态系统碳循环以及大气 CO₂ 浓度, 并最终影响到全球气候变化. 通过对过去 4 万年来黄土高原地区土壤有机碳碳库的演变研究发现, 深海氧同位素第 3 阶段期间, 土壤有机碳碳密度相对于磁化率在细节上更能够表现出气候的小波动, 这一期间的土壤有机碳碳密度快速上升, 在较高的水平上多次波动, 可能是因为这一时期的气候环境整体上更适宜碳在黄土古土壤中的累积和保存. 在末次盛冰期(LGM)时, 土壤有机碳碳密度急剧下降, 伴随气候的快速波动, 其间有一次较大规模的反弹, 持续约 2 ka, 最低值出现在 14 ka BP 和 19 ka BP. 对比深海氧同位素曲线, 土壤有机碳碳库与其在末次盛冰期和全新世都表现出良好的一致性. 而磁化率在大约 15 ka BP 以后就开始增加, 似乎超前于土壤有机碳碳密度和深海氧同位素的增加. 并且, 在全新世早期到晚期土壤有机碳碳密度经历了逐渐上升继而下降的变化过程, 该时段的最高值出现在大约 7~5 ka BP.

关键词: 黄土古土壤; 土壤有机碳密度; 冰期间冰期; 气候变化.

中图分类号: P624.13

文章编号: 1000-2383(2011)02-0386-07

收稿日期: 2010-09-11

Evolution of Soil Organic Carbon Pool in Weinan Loess Region Since the Last Interglacial Period

QIN Xiao-guang¹, NING Bo², YIN Zhi-qiang³, MU Yan¹

1. Key Laboratory of Cenozoic Geology and Environment, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2. National Library of China, Beijing 100081, China

3. China Institute of Geo-Environment Monitoring, Beijing 100081, China

Abstract: Glacial-interglacial change in terrestrial carbon pools is an unknown issue in paleo-carbon cycle research. Carbon flux between carbon pools in different time scales has been studied from marine isotope, model simulating and paleo-environmental evidence by many scientists. Any tiny fluctuation of soil carbon pool with vast carbon reserves would affect ecosystem more easily than other terrestrial carbon pools and atmospheric CO₂ concentration, and in turn impacted global climate finally. In this paper, the evolution of carbon density of soil organic matter (SOCD) in south of Chinese loess plateau over the past 40 ka was studied. It was found that SOCD in MIS-3 was more intensive than magnetic susceptibility in the details to explain tiny fluctuations. SOCD increased rapidly and fluctuated several times in high level in MIS-3. It may be because climate in this period was more suitable for soil organic carbon's accumulation and preservation in loess and paleosol. In the last glacial maximum (LGM), SOCD decreased sharply as climate rapidly fluctuated. During the period, there was a climatic and SOCD rebounding event that lasted for about 2 ka and the minimum SOCD value occurred at ~14 ka BP and ~19 ka BP. Compared with the marine oxygen isotope, the trends of soil organic carbon pool in LGM and Holocene were similar. The magnetic susceptibility began to increase at 15 ka, and the increase seemed to be prior to SOCD and marine oxygen isotope. At the early time of Holocene, SOCD increased gradually and then decreased, and the maximum was at about 7-5 ka BP.

Key words: loess and paleosol; soil organic carbon density; glacial-interglacial period; climate change.

基金项目: 国家自然科学基金项目 (Nos. 40472094, 40772212); 中国科学院知识创新工程重要方向项目 (No. KZCX2-YW-Q1-03).

作者简介: 秦小光 (1963-), 男, 博士, 副研究员, 主要从事第四纪地质与古碳循环研究. E-mail: xiaoguangqin@mail.iggcas.ac.cn

在过去的半个世纪中全球表面温度上升了 $0.6 \pm 0.2 \text{ }^\circ\text{C}$, 20 世纪成为过去千年来最暖的世纪 (Hasnen *et al.*, 2006). 陆地生态系统碳循环作为当前全球变化研究中的重点, 与全球气候变化间的关系密切而又复杂. 一方面, CO_2 浓度的增加是气候变暖的主要原因; 另一方面, 气候变暖将导致全球陆地生态系统碳循环的变化, 原有的碳平衡状态被破坏, 同时也引发一系列环境问题 (如海平面上升、降水格局变化等). 气候变暖对陆地生态系统的影响是当前全球变化研究中的核心问题, 而气候变暖对陆地生态系统碳循环的影响及陆地生态系统碳循环对气候变暖的反馈作用是全球变化研究中的重中之重 (IPCC, 2001). 探寻过去陆地生态系统碳循环变化的机制对更好地理解碳循环在当代的效应和预测其未来的影响有着重要的意义.

陆地表层碳库主要以 3 种形式存在: 植物碳库、凋落物碳库、土壤有机质碳库. 一般认为: 植物碳库在 $420 \sim 830 \text{ pg}$ 之间, 土壤有机质碳库在 $1.2 \times 10^3 \sim 1.6 \times 10^3 \text{ pg}$ 之间, 凋落物碳库在 $70 \sim 150 \text{ pg}$ 之间 (Post *et al.*, 1990; King *et al.*, 1995; Feely *et al.*, 1999). 全球大约有 1550 pg 碳以有机质形式存在于土壤中, 另外还有 750 pg 碳以无机物形式存在于土壤中 (Batjes, 1996). 土壤圈是陆地表层系统的重要组成部分, 它不仅是大气圈、水圈、岩石圈和生物圈交汇的地带, 而且是各圈层相互作用的产物, 是人类赖以生存的物质基础. 土壤有机碳库是陆地碳库的主要组成部分, 在陆地碳循环研究中有着重要的作用, 了解土壤碳循环是研究陆地生态系统碳循环的基础之一, 确定土壤有机碳储量随时间变化的趋势, 对全球碳循环的研究具有重要意义. 国外对土壤有机碳的研究工作开展较早, 许多研究表明与大气交换的土壤有机碳大约占陆地表层生态系统碳储量的 $2/3$, 储量大和驻留时间长使土壤成为一个巨大的碳库 (Post *et al.*, 1982; 王绍强和周成虎, 1999). 全球变暖的一个反应就是将加速土壤有机质的分解, 向大气释放 CO_2 , 这将进一步加强全球变暖的趋势. 以全球而论, 土壤有机碳蓄积量约是陆地植被碳库或大气碳库总和的 $2 \sim 3$ 倍 (Schimel *et al.*, 2001); 中国土壤有机碳储量大约为 $90 \sim 100 \text{ pg}$ (王绍强和周成虎, 1999), 是中国陆地森林碳储量约 $4.1 \sim 4.6 \text{ pg}$ (方精云等, 1996) 的 $20 \sim 40$ 倍. 巨大的储量导致了土壤碳库的任何微小波动都比陆地生态系统其他碳库更容易影响陆地生态系统碳循环以及大气 CO_2 浓度, 并最终影响到全球气候变化 (Star-

kel, 1998).

冰期—间冰期旋回中的陆地碳库变化成为最近十几年来碳循环研究的热点之一, 人们以深氧同位素、模型模拟和古环境证据等手段展开对不同时间尺度上不同碳库之间碳通量变化、碳循环变化与气候波动、人类活动的关系研究, 研究对象集中于大气 CO_2 对气候演化和陆地碳库的影响、特征时段的陆地碳储量及其变化和陆地碳储量动态与气候事件的关系. 在陆相沉积物中湖泊沉积物和黄土都是具有较好连续性, 记录了陆地碳库变化的地质体 (Dean, 1999; 秦小光等, 2001), 其中属于加积型风成沉积的黄土 (Qin *et al.*, 2005), 同时保存了沉积区植被、土壤和风化的发育信息 (刘东生, 1985), 是唯一能够同时提供连续的植被、土壤有机碳、土壤钙结核和表土硅酸盐风化的碳储量变化信息的地质沉积物. 大量研究表明利用孢粉和硅酸体重建的黄土区植被 (吴乃琴等, 1994; 孙湘君等, 1995; 文启忠等, 1996; 吕厚远等, 1999) 可以作为估算植被生物量的基础 (Velichko *et al.*, 1999), 而利用土壤结构特征可以恢复土壤类型 (郭正堂等, 1994), 再结合化石土壤的腐殖碳含量估算土壤原始有机碳含量 (Morozova *et al.*, 1998). 由于构成陆地碳库的植被、土壤和风化作用在不同的温度降水条件下, 可以有不同的响应速度与变化趋势, 从而形成不同的组合型式 (韩家懋等, 1996), 因此黄土序列中植被、土壤和风化强度的差异可能意味着某种特定的气候环境, 这为分析冰消期陆地碳循环变化提供了可能.

1 材料和方法

1.1 样品

渭南剖面 ($109^\circ 30' \text{E}$, $34^\circ 23' \text{N}$) 位于陕西省渭南市阳郭镇, 在黄土高原的南部, 具有冬季干冷、夏季暖湿的气候特征. 剖面是典型的中国黄土高原黄土—古土壤序列剖面. 对剖面上部 5.1 m 以 0.1 m (10 cm) 的间隔选取 52 个样品进行有机碳分析.

1.2 实验流程

样品的磁化率使用中国科学院地质与地球物理研究所新生代地质与环境重点实验室 Magnetic Susceptibility Meter M. S. 2. 磁化率仪测定, 样品的粒度分布使用 Malvern Mastersizer 2000 激光粒度仪测定. 全有机碳含量使用 High TOC II 碳分析仪测定, High TOC II 内置 2 个红外检测器, TC 红外检测器和 TIC 红外监测器. TC 红外检测器监测总

碳生产地 CO₂ 气体量, TIC 红外监测器检测无机碳生产地 CO₂ 气体量. 测量时, 将每个样品分成两份, 分别用于 TC 和 TIC 测试, 仪器同时测量样品 TC 和 TIC, 给出 TC 和 TIC 含量, 差分出 TOC 含量, 步骤如下:

(1) 将烘干的样品磨细至 200 目(75 μm)以下;
(2) 将样品放入烘箱, 温度调至 110 °C, 烘干一夜;
(3) 取出样品及实验用瓷舟和反应瓶, 依次排放;
(4) 分别取黄土样品 0.22 g, 放在瓷舟和反应瓶(加入 10 mL 1:3 盐酸)内, 放置在仪器 TC 端和 TIC 端, 启动测量;
(5) 在软件输出窗口获得数据记录. High TOC II 仪器重复测量相对误差 ≤ 1%.

渭南剖面时间尺度由比较刘嘉麒等(1994)发表的渭南剖面磁化率序列和 Ding *et al.* (2002)建立的第四纪标准黄土—古土壤序列得到.

本文使用的时间标尺是先将渭南剖面的磁化率曲线与刘嘉麒等(1994)磁化率的时间序列进行对比, 获得主要地层界限年龄控制点, 在两个年龄控制点内, 根据 Kukla(1988)磁化率年龄模型进行插值, 即将每个样品采样间距乘以平均磁化率, 再将乘积相加, 然后按照比例换算成各黄土层和古土壤层的年龄, 即获得整个序列的时间. 在没有更精确的年龄控制的情况下, 这是获得独立时间标尺的可行方法.

2 土壤碳密度估算方法

2.1 现代土壤碳密度计算方法

现代大部分土壤有机碳储量估算首先是计算单位面积上土壤剖面或土地的碳蓄积量, 即土壤有机碳密度, 经过不同土壤、植被或生命地带类型土壤剖面碳密度的聚合, 采用一定的加权平均形成土壤亚类、植被亚类、生态系统亚类的有机碳密度, 根据亚类的分布面积, 再计算出该亚类的土壤有机碳蓄积量. 因此土壤有机碳密度不仅是统计土壤有机碳储量的主要参数, 其本身也是一项反映土壤特性的重要指标. 计算土壤有机碳密度主要有以下几种方法:

(1) 金峰等(2001)认为土壤有机碳密度是由土壤有机碳含量、砾石(粒径 > 2 mm)含量和容重所共同确定的. 对于共分为 m 层的某土壤剖面, 若其中的第 j 层中土壤有机碳平均含量为 c_j ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), 平均容重为 ρ_j ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$), 砾石的体积分数为 δ_j %, 厚度为 d_j (cm), 则此剖面深度内土壤有机碳密度 T_0 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$):

$$T_0 = \sum_{j=1}^m \frac{(1 - \delta_j \%) \rho_j c_j d_j}{100}. \quad (1)$$

(2) IPCC(2001)认为对矿质土壤而言, 只考虑 30 cm 表层, 这个深度一般具有最高的碳密度, 而且对土地利用和管理的变换有最大的响应. 由于不同调查对剖面的统计深度不同, 为了相互比较, 人们以原剖面数据为基础推算不同深度土壤的有机碳密度, 方法是: 以各土层有机碳平均含量为横坐标 (c_j), 以各层中点深度为纵坐标 (y_j), 以诸点 (c_j, y_j) 按非线性回归方法可求得有机碳含量与土壤深度的曲线方程 $c = c(y)$, 然后对所求的深度范围利用数值计算方法求解积分值. 这样, 30 cm 深度的土壤有机碳密度 T_{30} 为:

$$T_{30} = T_0 + \int_{y_b}^{30} \frac{(1 - \delta_j \%) \rho(y) c(y)}{100} dy, \quad (2)$$

式中: T_0 为表土层的土壤有机碳密度, y 为深度坐标, $\rho(y)$ 为按各土层平均容重所回归得到的容重函数, y_b 为土壤原始剖面底边深度坐标值. 土壤普查资料中列出的往往是有机质数据, 有机碳数据还需通过乘以转换系数得到, 由于土壤有机质中的碳含量大致范围在 55% ~ 65% 之间, 因而国际上采用 58% 作为碳含量的转换系数 (Post *et al.*, 1982).

2.2 黄土古土壤有机碳碳密度估算方法

根据黄土的粒度特点, 可以忽略大于 2 mm 砾石组分, 所以上面两种对现代土壤碳密度的估算方法最终都可以转化为以下相同的形式, 故得到计算每层黄土古土壤碳密度的公式如下:

$$C_i = \rho_i c_i d_i, \quad (3)$$

式中: i 表示黄土层位, $i = 1, 2, \dots, n$; n 表示黄土剖面总层数; C_i 代表该层土壤有机碳碳密度; ρ_i 表示该层土壤的平均容重; c_i 表示该层中土壤有机碳平均含量; d_i 表示该层厚度. 这里, 平均容重取我国黄土地区平均天然容重 $1.72 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (刘东生, 1985), 有机碳含量通过碳分析仪测定, 由于渭南剖面土壤有机碳样品采样间距为 10 cm. 因此, 对每个时期黄土古土壤表层以下 30 cm 深度内的碳密度含量可根据下式计算:

$$D_i = C_i + C_{i+1} + C_{i+2}, \quad (4)$$

式中: D_i 表示 i 时期地表表层下 30 cm 内的土壤碳密度; C_i 是表层 10 cm 的土壤碳密度; C_{i+1} 是表层下 10 ~ 20 cm 的碳密度; C_{i+2} 是表层下 20 ~ 30 cm 的碳密度; D_i 即为将剖面上深度 i 处视为地表表层时, 当时的土壤有机碳密度.

3 恢复地质时期碳密度的方法

3.1 枯落物分解模型

在黄土古土壤剖面上,各层的有机质实际上经历了不同时间的沉积与分解.那么要得到当时的土壤碳密度,就必须充分考虑时间因素.土壤有机质的含量取决于枯落物的堆积和分解两方面,其残留百分比是时间 t 的函数,记为 $R(t)$, $t \in (0, +\infty)$, $R(t) \in (100\%, 0)$.

枯落物的平均周转期一般在 $0.1 \sim 50$ a, 枯落物的平均寿命则更长,土壤有机质的分解速率可以用经过修正的 Olson 指数衰减模型(刘增文和潘开文, 2005)描述:

$$R(t) = e^{-(kt)^a} \quad (5)$$

3.2 过去有机碳的计算

由于一层黄土沉积之后,后续的黄土还在不断的加积,一段时间后这层黄土即被埋覆在表层黄土之下,能够再获得的有机质补充较少,所以可以认为现存有机质残留量是原为表层时的有机质含量经时间 t 不断分解而残留下来的,借助修正后的 Olson 模型,有:

$$Y = Y_0 \times R(t) = Y_0 \times e^{-(kt)^a} \quad (6)$$

式中: Y_0 表示该层黄土在地表时的有机碳含量, Y 表示该层有机碳经过时间 t 的分解后残留的有机碳含量, e 是自然对数, t 是该层黄土的年龄, k 和 a 分别是衰减速率常数和修正参数.

这里, k 和 a 是两个待求的未知参量,需要根据土壤中有有机质的残留量和原含量计算得到.根据前人研究结果,选取了研究比较充分,对当时环境已获得共识的 S_0 全新世适宜期和末次盛冰期的样品(WN-I-5 和 WN-I-23)作为基准计算. WN-I-5 样品的年龄为 6.4 ka BP 左右,这一时期对应 S_0 古土壤,郭正堂等(1994)认为这一时期渭南地区的土壤类型为黑垆土—淋滤热黑土过渡型,这两种土壤类型的平均有机质含量分别为 6.5% 和 1.2%(李天杰等, 1983). 吕厚远等(1999)研究了渭南剖面植物硅酸体后,认为当时渭南是有部分森林生长的草原类型植被,更符合黑土对应的植被类型,因此我们认为土壤可能更接近黑土一类,故取 6.4 ka BP 样品土壤有机碳含量 6.3%. 第 2 个样品 WN-I-23 年龄上属于末次盛冰期的产物,年龄大约 21 ka BP,这一时期属于吕厚远等(1999)划定的 P2 组合带,反映相对较冷的环境,考虑渭南地区的纬度,推测这一时期渭南为干草原环境,土壤类型可能接近棕钙土—灰

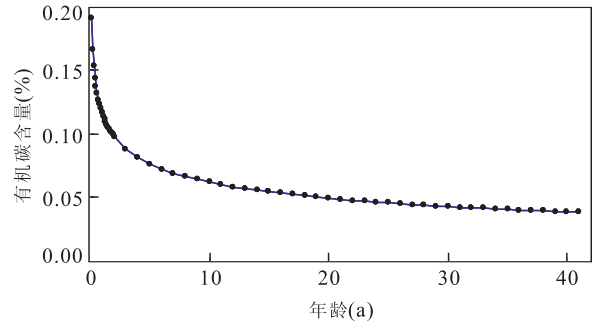


图1 有机质残留物分解速率曲线

Fig. 1 The curve of decomposition rate of organic matter residue

钙土类型,其土壤有机质含量 $0.6\% \sim 1.98\%$ (李天杰等, 1983),因此取土壤有机质平均含量约 1% . 根据有机质与有机碳之间平均转换系数 0.58 (Post *et al.*, 1982),计算得到两个时期的有机碳含量.最后将这两个时期的年龄时间和计算得到有机碳含量分别代入(6)式,则有:

$$\begin{cases} 0.4462 = 6.3 \times e^{-(6.400k)^a}, & (7) \\ 0.04844 = 1 \times e^{-(21.000k)^a}. & (8) \end{cases}$$

联立方程,解得 $a = 0.1396$, $k = 0.0034$,则可得原含量 Y_0 与残留含量 Y 关系为:

$$Y = Y_0 \times e^{-(0.0034t)^{0.1396}} \quad (9)$$

由此可得到用黄土古土壤剖面中测得的有机碳含量估算原始土壤有机碳含量的公式:

$$Y_0 = Y \times e^{(0.0034t)^{0.1396}} \quad (10)$$

该函数具有以下衰减特征(图1),残留有机碳含量随时间呈指数变化,在最初的十几年里衰减最快,之后逐渐趋于稳定,表明初期易分解的有机质分解迅速,而后难分解的有机质逐渐分解缓慢.由此可以归纳每个地质时期土壤碳密度计算流程如下:

(1)首先利用公式(10)估算每层黄土当时为顶层黄土(即上表面为地面)时的初始土壤有机碳含量 Y_i ; (2)当计算剖面中第 i 层的土壤碳密度时,该层黄土为当时的顶层黄土,而其下的 $i+1$ 、 $i+2$ 层黄土分别已经过了历时 $(t_{i+1} - t_i)$ 和 $(t_{i+2} - t_i)$ 的风化分解,因此这时需要根据公式(9)估算出这时 $i+1$ 、 $i+2$ 层黄土的有机碳含量,这里 t_i 、 t_{i+1} 和 t_{i+2} 分别是 i 、 $i+1$ 、 $i+2$ 层黄土的年龄.即:

$$\begin{aligned} Y_{i+1} &= Y_0 \times e^{-(0.0034(t_{i+1}-t_i))^{0.1396}}, \\ Y_{i+2} &= Y_0 \times e^{-(0.0034(t_{i+2}-t_i))^{0.1396}}. \end{aligned} \quad (11)$$

这里因为每层黄土 10 cm 厚,三层黄土 30 cm 厚,这正是估算土壤碳密度的深度,因此累计三层黄土的土壤有机碳含量即可. (3)用 Y_i 、 Y_{i+1} 、 Y_{i+2} 作为

公式(3)中的 c_1 、 c_2 、 c_3 ，用公式(3)算出 C_1 、 C_2 、 C_3 ，再按照公式(4)计算出第 i 层黄土为地表面时的土壤碳密度 D_i 。(4)对每一层黄土重复上述过程，即可获得黄土土壤碳密度的时间序列记录。

4 结果及讨论

从图2中可见，剖面上部全新世的全碳含量明显小于其他部分，这是因为上部受到了较强的风化分解和淋滤作用，来自全新世土壤的碳酸盐在土壤层下部淀积形成了全碳含量的峰值。在25~15 ka BP有机碳含量几乎为0，显示当时的气候条件不利于有机碳的产生和保存。

根据公式(10)计算每层黄土当时为地表时的土壤有机碳(SOC)含量，并按照公式(9)分别计算该层下方两层黄土在这个时候的有机碳含量，三层黄土的有机碳含量总和即为这个时期的土壤有机碳密度，分别得到每层黄土古土壤及其下两层黄土古土壤在该层黄土为地表时的土壤有机质含量，结果如图3所示可以发现，同一时期一般是表层土壤有机碳含量最高，这是因为表层接受外来有机质的输入量最大、分解时间最短。

从图4中看出渭南地区黄土的土壤碳密度在 $0.1 \sim 18 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 变化，其中全新世时期在 $6 \sim 10 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间，与估算的现代碳密度测量值 $5 \sim 10 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ (石培礼等, 2003) 基本相当，一方面表明笔者的估算合理可信，另一方面表明全新世时期这里的土壤碳密度没有发生剧烈变化。

其次从40~22 ka BP，即深海氧同位素第3阶段期间，土壤有机碳密度相对于磁化率在细节上更能够表现出气候的千年尺度波动，这一期间的土壤有机碳密度快速上升，在较高的水平上多次波动，可能是因为这一时期的气候环境整体上更适合有机碳在黄土中的累积和保存。

在末次盛冰期(LGM)时，土壤有机碳密度急剧下降，最低值出现在14 ka BP和19 ka BP，伴随气候的快速波动，其间有一次较大规模的反弹，持续约2 ka。对比深海氧同位素曲线(Imbrie *et al.*, 1992)，它们在末次盛冰期和全新世都表现出较好的相似性，但冰期 $\delta^{18}\text{O}$ 明显低于间冰期 $\delta^{18}\text{O}$ ，这与土壤有机碳密度不同，可能反映了3阶段时期至少在渭南这个纬度上陆地土壤有较大的有机碳贮量，甚至高于全新世时期。磁化率在大约15 ka BP以后就开始增加，似乎超前于土壤有机碳密度和深海

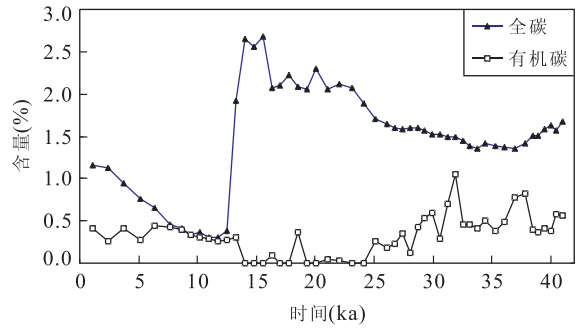


图2 渭南黄土古土壤剖面全碳和有机碳含量

Fig. 2 The content of total carbon and total organic carbon in Weinan section

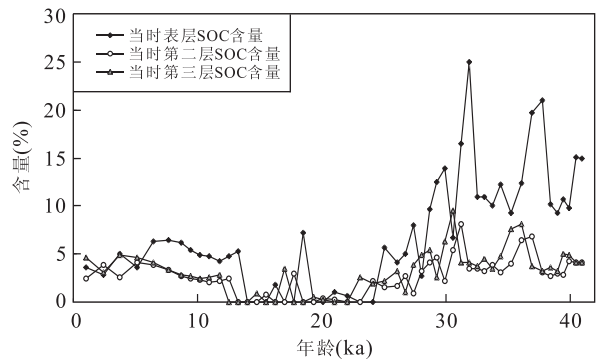


图3 古地表以下30 cm内3个10 cm厚黄土层的有机碳(SOC)含量

Fig. 3 Curves of soil organic carbon of 3 10 cm loess layers under the paleo-ground surface

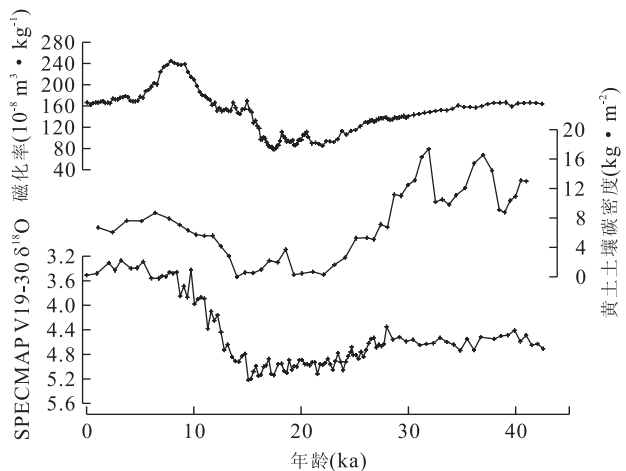


图4 4万年以来的黄土土壤有机碳密度

Fig. 4 Loess-soil organic carbon density of last 40 ka

氧同位素的增加。在全新世早期到晚期土壤有机碳密度经历了逐渐上升继而下降的变化过程，该时段的最大值出现在大约7~5 ka BP，显示土壤有机碳累积和分解作用的此消彼长，对比3阶段时期，这

个时期的土壤有机碳密度明显偏小,但这时的植被要远好于 3 阶段时期,分析认为适宜期的高温不利于土壤有机碳的保存,因此虽然植被产率高,但土壤碳库并不算大。

5 结论

(1)估算的渭南地区土壤碳密度与实测值相同,在 $6\sim 10\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 之间。

(2)末次冰期以来渭南地区陆地土壤碳库存在 3 种形式:一是全新世时期,为高产中保类型,这时气候适宜,植被生产率高,但较高的温度不利于土壤有机碳库的保存,因此土壤有机碳库虽高,但并非最大;二是 LGM 时期,为低产高保类型,这时气候寒冷,植被生产率低,土壤有机碳库最小,这时期气候微小的回暖产生的植被碳可以被很好地保存,由此造成 LGM 时期土壤有机碳库的小幅增加;三是深海氧同位素 3 阶段,为中产高保类型,这时气候波动明显,气候温湿期较短,温湿期内植被生产率高,并迅速在其后的降温期得到保存,因此土壤有机碳库最大。可见相当程度上保存条件决定了土壤有机碳库的大小,并非植被生产率高时,土壤有机碳库一定高,而气温则是最重要的保存条件,而类似 Heinrich 事件的千年尺度气候波动有足够的植被繁茂时间和迅速的降温保存时间,有利于土壤有机碳库的形成和保存。

(3)土壤有机碳库的变化波动略滞后于气候的波动变化,这是由于黄土的加积性质所造成的。

References

Batjes, N. H., 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science*, 47: 151—163.

Dean, W. E., 1999. The carbon cycle and biogeochemical dynamics in lake sediments. *Journal of Paleolimnology*, 21(4): 375—393. doi:10.1023/A:1008066118210

Ding, Z. L., Derbyshire, E., Yang, S. L., et al., 2002. Stacked 2.6 Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea $\delta^{18}\text{O}$ record. *Paleoceanography*, 17(3): 1033. doi:10.1029/2001PA000725

Fang, J. Y., Liu, G. H., Xu, S. L., 1996. Biomass and net production of forest vegetation in China. *Acta Ecologica Sinica*, 16(5): 497—508 (in China with English abstract).

Feely, R. A., Sabine, C. L., Key, R. M., et al., 1999. CO_2 survey synthesis results: estimating the anthropogenic carbon dioxide sink in the Pacific Ocean. *U. S. JGOFs News*, 9: 1—16.

Guo, Z. T., Liu, D. S., An, Z. S., 1994. Paleosols of the last 0.15 Ma in the Weinan loess section and their paleoclimatic significance. *Quaternary Sciences*, (3): 256—269 (in China with English abstract).

Han, J. M., Jiang, W. Y., Liu, D. S., et al., 1996. The isotopic records in loess calcate of paleoclimate change. *Science in China (Ser. D)*, 26: 399—404 (in Chinese).

Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., et al., 2006. Global temperature change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 103(39): 14288—14293. doi:10.1073/pnas.0606291103

Imbrie, J., Boyle, E. A., Clemens, S. C., et al., 1992. On the structure and origin of major glaciation cycles 1: linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography*, 7(6): 701—738. doi:10.1029/92PA02253

IPCC, 2001. *Climate change 2001: the science of climate change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Jin, F., Yang, H., Cai, Z. C., et al., 2001. Calculation of density and reserve of organic carbon in soils. *Acta Pedologica Sinica*, 38(4): 522—528 (in Chinese with English abstract).

King, A. W., Emanuel, W. R., Wullschleger, S. D., et al., 1995. A search of the missing carbon sink: a model of terrestrial biospheric response to land-use change and atmospheric CO_2 . *Tellus*, 47(4): 501—519. doi:10.1034/j.1600-0889.47.issue4.9.x

Kukla, G., Heller, F., Liu, X. M., et al., 1988. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology*, 16(9): 811—814. doi:10.1130/0091-7613(1988)016<0811:PCICDB>2.3.CO;2

Li, T. J., Zheng, Y. S., Wang, Y., 1983. *Soil geography*. Higher Education Press, Beijing, 59—95 (in Chinese).

Liu, D. S., 1985. *Loess and environment*. Science Press, Beijing, 29—296 (in Chinese).

Liu, J. Q., Chen, T. M., Nie, G. Z., et al., 1994. Datings and reconstruction of the high resolution time series in the Weinan loess section of the last 150 000 years. *Quaternary Sciences*, (3): 193—202 (in Chinese with English abstract).

Liu, Z. W., Pan, K. W., 2005. Problems in Olson's litter decomposition model and its revision. *Journal of Northwest Sci-Tech University of Agriculture and Forestry*, 33(1): 69—70 (in Chinese with English abstract).

Lü, H. Y., Liu, D. S., Wu, N. Q., et al., 1999. Phytolith record of vegetation succession in the southern loess plat-

- eau since Late Pleistocene. *Quaternary Sciences*, (4): 336—349 (in Chinese with English abstract).
- Morozova, T. D., Velichko, A. A., Dlussky, K. G., 1998. Organic carbon content in the Late Pleistocene and Holocene fossil soils (reconstruction for eastern Europe). *Global and Planetary Change*, 16—17: 131—151.
- Post, W. M., Emanuel, W. R., Zinke, P. J., et al., 1982. Soil carbon pools and world life zones. *Nature*, 298: 156—159. doi: 10.1038/298156a0
- Post, W. M., Peng, T. H., Emanuel, W. R., et al., 1990. The global carbon cycle. *American Scientist*, 78: 310—326.
- Qin, X. G., Cai, B. G., Liu, T. S., 2005. Loess record of the aerodynamic environment in the East Asia monsoon area since 60 000 years before present. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 110(B01204): 16. doi: 10.1029/2004JB003131
- Qin, X. G., Li, C. S., Cai, B. G., 2001. The sensitivity simulation of climate impact on C pools of loess. *Quaternary Sciences*, 21(2): 153—161 (in Chinese with English abstract).
- Schimel, D. S., House, J. I., Hibbard, K. A., et al., 2001. Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems. *Nature*, 414(6860): 169—172. doi: 10.1038/35102500
- Shi, P. L., Yu, G. R., Wang, S. Q., et al., 2003. Research of carbon cycle and carbon storage in Chinese terrestrial ecosystem. In: Yu, G. R., et al., eds., *Global change, carbon cycle and storage in terrestrial system*. Meteorological Press, Beijing, 396—442 (in Chinese).
- Starkel, L., 1998. Continental water cycle and carbon reservoirs and their relationships in the past. *Global and Planetary Change*, 16—17: 153—158. doi: 10.1016/S0921—8181(98)00028—9
- Sun, X. J., Song, C. Q., Wang, B. Y., et al., 1995. The vegetation at south of Loess plateau at last 100 ka—the pollen records of Weinan section in Shaanxi. *Science Bulletin*, 40(13): 1222—1224 (in Chinese).
- Velichko, A. A., Zelikson, E. M., Borisova, O. K., 1999. Vegetation, phytomass and carbon storage in northern Eurasia during the last glacial-interglacial cycle and the Holocene. *Chemical Geology*, 159(1—4): 191—204. doi: 10.1016/S0009—2541(99)00029—7
- Wang, S. Q., Zhou, C. H., 1999. Estimating soil carbon reservoir of terrestrial ecosystem in China. *Geographical Research*, 18(4): 349—356 (in Chinese with English abstract).
- Wen, Q. Z., Diao, G. Y., Jia, R. F., et al., 1996. Geochemical indicators and their significance in paleoclimatic changes in Weinan loess section since the last interglacial. *Geochimica*, 25(6): 529—535 (in Chinese with English abstract).
- Wu, N. Q., Lü, H. Y., Sun, X. J., 1994. Climate transfer function from opal phytolith and its application in paleoclimate reconstruction of China loesspaleosol sequence. *Quaternary Sciences*, 3: 270—279 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 方精云, 刘国华, 徐高龄, 1996. 我国森林植被的生物量和净生产量. *生态学报*, 16(5): 497—508.
- 郭正堂, 刘东生, 安芷生, 1994. 渭南黄土沉积中十五万年来的古土壤及其形成时的古环境. *第四纪研究*, (3): 256—269.
- 韩家懋, 姜文英, 刘东生, 等, 1996. 黄土碳酸盐中古气候变化的同位素记录. *中国科学(D辑)*, 26(5): 399—404.
- 金峰, 杨浩, 蔡祖聪, 等, 2001. 土壤有机碳密度及储量的统计研究. *土壤学报*, 38(4): 522—528.
- 李天杰, 郑应顺, 王云, 1983. *土壤地理学*. 北京: 高等教育出版社, 59—95.
- 刘东生, 1985. *黄土与环境*. 北京: 科学出版社, 29—296.
- 刘嘉麒, 陈铁梅, 聂高众, 等, 1994. 渭南黄土剖面的年龄测定及十五万年来高分辨时间序列的建立. *第四纪研究*, (3): 193—202.
- 刘增文, 潘开文, 2005. Olson 枯落物分解模型存在的问题与修正. *西北农林科技大学学报(自然科学版)*, 33(1): 69—70.
- 吕厚远, 刘东生, 吴乃琴, 等, 1999. 末次间冰期以来黄土高原南部植被演替的植物硅酸体记录. *第四纪研究*, (4): 336—349.
- 秦小光, 李长生, 蔡炳贵, 2001. 气候变化对黄土碳库效应影响的敏感性研究. *第四纪研究*, 21(2): 153—161.
- 石培礼, 于贵瑞, 王绍强, 等, 2003. 中国陆地生态系统碳循环与碳储量研究进展. 见: 于贵瑞, 等主编, *全球变化与陆地生态系统碳循环与碳蓄积*. 北京: 气象出版社, 396—442.
- 孙湘君, 宋长青, 王琚瑜, 等, 1995. 黄土高原南缘 10 万年以来的植被——陕西渭南黄土剖面的花粉记录. *科学通报*, 40(13): 1222—1224.
- 王绍强, 周成虎, 1999. 中国陆地土壤有机碳库的估算. *地理研究*, 18(4): 349—356.
- 文启忠, 刁桂仪, 贾蓉芬, 等, 1996. 末次间冰期以来渭南黄土剖面地球化学指标所反映的古气候变化. *地球化学*, 25(6): 529—535.
- 吴乃琴, 吕厚远, 孙湘君, 等, 1994. 植物硅酸体—气候因子转换函数及其在渭南晚冰期以来古环境研究中的应用. *第四纪研究*, 3: 270—279.