

文章编号: 1673-1719 (2008) 01-0012-05



摘要: 利用重建的中国全新世植被图和现代植被碳密度资料, 初步估算了全新世期间中国及其分区每2 ka 陆地生态系统碳储量的变化情况。结果表明: 近10 ka 期间, 中国陆地生态系统碳储量在6 ka BP 前后达到最大, 此后开始降低, 尤其是近2 ka 降幅明显。新石器时期, 特别是农业文明开始以后, 人类活动对陆地植被的持续干预可能是造成陆地生态系统碳储量长期减少的主要原因。

关键词: 全新世; 碳密度; 碳储量; 中国

中图分类号: P532 **文献标识码:** A

引言

过去全球变化研究为深入了解地球系统的演化机制和演变历程提供了科学基础。作为全球碳循环中重要的碳库——陆地生态系统碳库, 其储量的过去变化是了解碳循环中地—气相互作用的关键问题之一。碳储量是陆地生态系统和大气碳交换的基本参数, 也是估算陆地生态系统排放和吸收含碳气体的关键要素^[1]。由于代用资料和研究技术的局限, 目前对晚第四纪陆地生态系统碳储量的估算集中在末次冰期冰盛期(20~18 ka BP)和中全新世(8~6 ka BP)两个阶段^[2-4], 主要采用古生态数据、古气候模型和海陆碳同位素平衡原理等方法。已有的研究表明^[1-4], 全新世期间陆地生态系统碳储量发生过较明显的变化。另外, 中晚全新世包括中国在内的欧亚大陆一些地区的植被也经历了深刻的变化^[5-7], 这些地区的植被演变对陆地生态系统碳储量的变化

会造成一定的影响。本文试图将古生态数据和现代监测数据相结合, 利用现代碳密度资料和过去植被重建信息, 分析全新世期间中国陆地生态系统的碳储量变化情况, 并对引起这种变化的原因进行初步的讨论。

1 资料与方法

本研究采用的资料是中国全新世的植被图资料 and 现代陆地生态系统碳密度资料。全新世植被图是根据公开发表的花粉资料编制的^[8], 制图反映的时间分别为10 ka BP、8 ka BP、6 ka BP、4 ka BP、2 ka BP 和0 ka BP, 共6个时间窗(BP意为“距今”, 文中除特别说明外, 均指¹⁴C年龄), 制图区域主要在中国30°N以北。已有的研究表明^[6-7], 全新世期间中国30°N以南地区植被覆盖变化较小, 可采用的孢粉资料也有限。本研究的重点在于碳储量的时间变化, 全

收稿日期: 2007-04-03; 修订日期: 2007-04-22

基金项目: 科技部“十五”科技攻关课题“全球与中国气候变化的检测和预测”(2001BA611B-01); 中国气象局气候变化专项(CCSF2006-33)资助

作者简介: 遇蕾(1981-), 女, 硕士, 主要从事气候变化与古气候方面的研究. 通讯作者: 任国玉, E-mail: guoyoo@cma.gov.cn

新世 30° N 以南区域碳储量变化对全国碳储量变化的贡献不大, 因此是否包括南方地区, 对全国碳储量变化的估计影响比较小。下文所提到的中国碳储量除特别说明外, 均指 30° N 以北的地区。由于西藏和新疆的西部花粉资料缺乏, 因此在古植被图中也没有包含这两个地区。

将各时期的植被图矢量化, 作为估算陆地生态系统碳储量的基础数据, 进而算出不同时期各植被类型所对应的面积。孢粉采样的局限使得重建的植被图中没有体现出农田类型, 但 6 ka BP 前后黄河流域处于仰韶文化时期, 农业已经兴起, 农田也开始出现, 并在其后不断扩大, 逐渐成为一种重要的植被类型^[6], 这在碳储量估算中是不容忽视的。本文假设 6 ka BP 以来北方温带草原南边界或温带森林北边界的变化是由于人类活动影响造成的, 将此边界作为此后各个时期 (4 ka BP、2 ka BP、0 ka BP) 草原与农田的分界线, 此线以南为农田类型。这一假设得到了早期研究、考古证据和历史记载的支持^[5,7]。其他植被类型依据初始植被图的分布确定面积。

碳密度是指单位面积上的碳储量, 是生态系统碳存储能力的重要指标之一。利用碳密度估计一个

地区碳储量的方法是假设土壤 (植被) 碳密度数据具有普遍代表性, 以此来推算该区域的土壤 (植被) 有机碳含量。一般用代表样点的碳密度值与所代表的估算单元 (如土壤类型或植被类型) 的面积乘积来估算研究区的有机碳总储量。本文首先根据公开发表的文献和报告中的资料^[8-11], 得到现代各植被类型区生态系统的平均碳密度 (表 1)。虽然这样得到的平均碳密度值存在一定不确定性, 但可以认为代表了现有研究的认识水平; 然后, 将平均碳密度与重建的现代和过去各植被类型区的面积相乘, 分别估算在各时间窗上每一种植被类型对应的陆地生态系统碳储量; 最后, 汇总同一时间窗上所有区域碳储量, 得到全新世 6 个时间窗上的中国陆地生态系统的碳储量估计值。

因此, 本研究基于以下假设: 在同一种植被类型下, 单位面积上植物净初级生产量和土壤碳密度是固定的。这样就不考虑一个植被类型区内受地形、自然演替和局地人类活动等因素的影响使得植物净初级生产量和土壤碳密度存在时间和空间差异的现象。这个假设暗示, 在植被类型确定以后, 其土壤碳密度也随之确定。

表 1 全新世不同植被类型区面积和生态系统平均碳密度值
Table 1 Average carbon densities and areas of biomes for the Holocene

植被类型	各时间窗面积 ¹⁾ / 10 ⁴ km ²						碳密度 / (PgC / 10 ⁴ km ²)	
	10 ka BP	8 ka BP	6 ka BP	4 ka BP	2 ka BP	0 ka BP	植被	土壤
寒温带针叶林	0.00	0.00	0.00	30.73	36.60	20.80	8.07	18.93
温带落叶针叶混合林								
温带落叶阔叶林	34.04	29.70	33.07	24.00	28.90	35.34	9.19	14.04
暖温带落叶林	8.74	18.35	54.76	35.35	16.10	3.60	9.70	12.30
亚热带常绿、落叶混合林	34.90	44.23	56.43	34.46	31.23	15.20	14.24	11.26
温带草原	198.90	180.30	128.90	124.72	107.03	117.80	1.10	10.50
温带荒漠, 高山荒漠	247.56	251.55	247.30	235.10	250.07	249.50	0.60	6.20
高山草原	98.40	82.47	74.74	89.80	107.60	79.00	1.00	18.16
温带、亚热带高山灌丛矮林								
温带、亚热带高山垫状矮半灌木	51.50	68.89	74.94	32.71	22.00	48.30	7.70	14.00
温带、亚热带落叶灌丛、矮林								
农田	0.00	0.00	0.00	76.67	90.27	131.60	0.57	10.00
高山植被	27.10	25.65	31.00	17.60	11.34	0.00	4.60	27.00

注: 1) 各时间窗的总面积为 701.14 × 10⁴ km²

为了具体分析中国不同区域碳储量的变化,进一步将研究区分成东北、华北、西北、青藏高原、江淮流域5个区,分别计算各区域全新世期间碳储量的变化。分区方法与文献[7]相同。

2 结果分析

图1为全新世以来中国陆地生态系统碳储量的变化情况。总体上看,整个全新世期间土壤碳储量约为植被碳储量的2.9~5.5倍,是陆地生态系统碳储量的最重要组成部分。这与现代陆地生态系统中土壤与植被碳储量的比例关系基本相似。

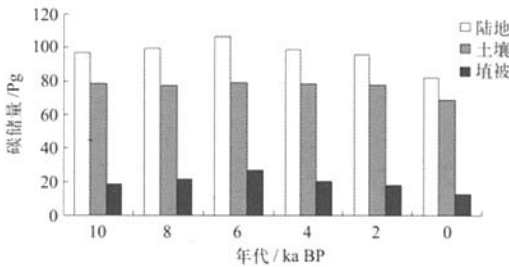


图1 全新世中国陆地生态系统碳储量变化

Fig. 1 Temporal evolution of the carbon storage of terrestrial ecosystem in the Holocene over China

土壤碳储量的变化幅度比较小,尤其在10~2 ka BP时段,基本围绕该时间段的平均值78.3 Pg上下小幅波动,2 ka BP以来开始明显降低。目前(0 ka BP)土壤碳储量为69.4 Pg,比早中全新世减少了8.6 Pg。这一结果可能仍低于实际的减少量。本文估算的0 ka BP碳储量值要高于现代的实际值,因为根据花粉资料重建的0 ka BP植被代表的是近300 a的平均情况^[5],但近1个世纪土地利用变化的影响可能比其前2个世纪更明显。

植被碳储量先升后降的趋势和陆地碳储量的变化相吻合,这与中国北方森林覆盖变化趋势基本一致^[7]。在10~6 ka BP期间,植被和陆地碳储量呈升高趋势,分别为27.20 Pg和106.27 Pg,至6 ka BP达到最高值;随后开始平缓降低,4 ka BP时的碳储量略低于8 ka BP,2 ka BP时植被和陆地碳储量降至与10 ka BP的值相持平;目前(0 ka BP)的陆地碳储量已降至全新世初以来的最低值,比全新世中

期峰值减少了23%。考虑到对现代土壤碳储量估计的误差,这一下降幅度的估计可能是保守的。在6~0 ka BP期间,陆地碳储量减少了24.37 Pg,这与Peng等^[12]利用代用资料和模式模拟全新世中期(6 ka BP)以来碳储量下降25.5 Pg的结果很接近,与何勇等^[13]对全新世以来陆地植被净初级生产力(NPP)的模拟结果也较一致。

图2表示东北、华北、西北、青藏高原、江淮流域等5个区域全新世碳储量的变化情况。各区域陆地碳储量的差异较大,青藏高原碳储量最多,占总碳储量的31.70%~33.37%(相对于5个区);华北次之;东北和江淮流域居中;西北最少,仅占7.98%~10.88%。从时间变化看,华北区和青藏高原区均由全新世初开始增加,至6 ka BP达到最大值,随后减小,华北较青藏高原变化更为明显和剧烈,这与该区农田自4 ka BP以来的不断扩张有关;东北区碳储量的增减在时间上较上述两区滞后2 ka左右,4 ka BP时期寒温带针叶林的出现促使东北区碳储量达到峰值,并维持到2 ka BP,此后森林的退化导致碳储量减少;西北区是碳储量最低的区域,相对于其他区变化也较平缓。本区重建的植被以温带荒漠为主,但花粉资料的缺少在很大程度上影响了植被重建的精确度,实际的碳储量变化也可能比本文计算的结果大;江淮流域碳储量自全新世中期以来整体趋势减小,2 ka BP以来下降尤其显著。

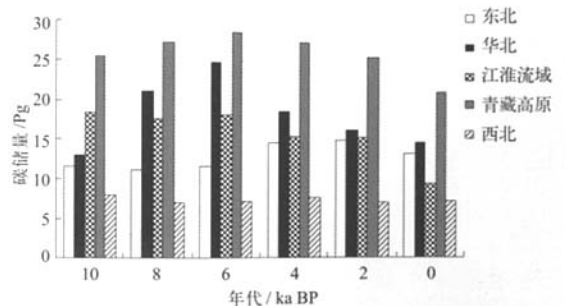


图2 各区域全新世碳储量的变化

Fig. 2 Temporal evolution of terrestrial carbon storage in the Holocene for different regions of China

图3给出各个区域单位面积碳储量的变化情况。虽然青藏高原和华北区共占陆地碳储量的51%~

59%，但单位面积碳储量反而低于总量居中的东北和江淮流域，说明陆地碳存储的强度较低。土壤和植被碳密度的差异是造成各区域间碳存储强度差异的直接原因。从时间变化看，除青藏高原和西北地区之外，其他地区单位面积碳储量波动较明显，尤以华北和江淮流域最为显著，这与两个区域4 ka BP以来森林覆盖面积显著减少及其农田面积大幅增加有关。农田的碳密度值一般较小，土壤和作物的碳储量均较自然森林生态系统明显偏低。

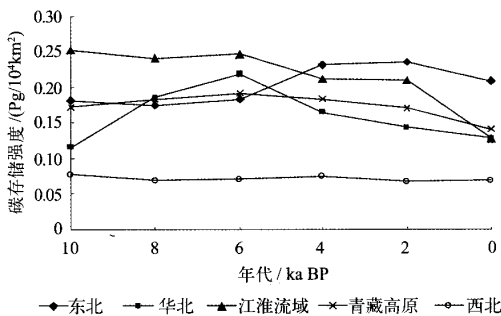


图3 各区域全新世碳储量的变化

Fig. 3 Temporal evolution of terrestrial carbon storage per unit area for different regions of China

3 结论与讨论

在近 10 ka 中，6 ka BP 是中国陆地生态系统碳储量最高的时期，此后虽然全国和各区域略有波动，但陆地碳储量的总体变化是趋向减少，尤其 2 ka BP 以来全国各区更表现为一致降低趋势。我国 6 ka BP 以来陆地碳储量减少的直接原因是植被和土壤的持续退化，这种退化可能主要是人类活动影响的结果。气候变化无疑也对全新世陆地植被及其碳储量演化产生了影响^[13-14]。由于东部地区花粉沉积和植被覆盖受到人类活动的巨大干预，以致用花粉等代用资料重建中晚全新世气候存在较大偏差，过去对华北等地区中晚全新世气候变化的认识可能需要进一步深化^[15-17]。在目前的认识水平下，评价气候变化对我国东部地区中晚全新世陆地植被及其碳储量演化的影响存在一定的难度。结合作者先前的工作^[5]，本文倾向于认为，中晚全新世我国陆地生态系统碳储

量减少，主要与新石器时期特别是农业文明开始以后人类活动对陆地植被的持续干预有关。

全新世中晚期全球大气中 CO₂ 浓度逐渐升高的事实^[6,18] 与我国陆地生态系统碳储量减少趋势是一致的，说明我国 6 ka BP 以来植被和土壤的退化可能已对全球大气中碳储量的变化产生了一定影响。

本文对我国全新世陆地碳储量变化的估计还存在一些不确定性。误差主要源自以下几个方面：

(1) 孢粉植被类型的重建和分类较粗，还有待细化。这也是孢粉资料本身的弊端，可供参考的孢粉数据不充分，尤其是新疆和西藏地区的孢粉资料稀缺。

(2) 碳密度值选取上还有一定不确定性。各地区的地貌、地质、湿地和土壤母质等因素影响植被和土壤的碳密度，在研究中近似地将这些差异平滑并忽略不计，可能以偏概全，导致最后的结果存在偏差。

(3) 对 4 ka BP 以后农田的界定还不够确切，目前很难找到确切的记录来划定农田的实际面积。本文的处理方法在计算农田碳储量的过程中可能引入一定误差。由农田界限估计引起的误差随时间推移有增加趋势，且在华北地区比较明显。

(4) 青藏高原的碳储量估算存在很大的不确定性。本研究中土壤碳密度的代表深度统一取 1 m，但事实上青藏高原多数地区的土层较薄，其碳密度值一般无法代表 1 m 深度的值，这可能导致青藏高原的碳储量估算偏高。

参考文献

- [1] White R P, Murray S, Rohweder M. Pilot analysis of global ecosystems: grassland ecosystems [R]. Washington, DC: World Resource Institute, 2000: 49-53
- [2] Adams J M, Faure H. A new estimate of changing carbon storage on land since the last glacial maximum, based on global land ecosystem reconstruction [J]. *Global and Planetary Change*, 1998, 16-17: 3-24
- [3] 吴海斌, 郭正堂, 彭长辉. 末次间冰期以来陆地生态系统的碳储量与气候变化 [J]. *第四纪研究*, 2001, 21 (4): 366-376

- [4] Harrison S P, Prentice C I. Climate and CO₂ controls on global vegetation distribution at the last glacial maximum: analysis based on palaeo-vegetation data, biome modeling and palaeoclimate simulations [J]. *Global Change Biology*, 2003, 9 (7): 983–1004
- [5] Ren G Y, Beug H J. Mapping Holocene pollen and vegetation of China [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21 (12/13): 1395–1422
- [6] 施雅风, 孔昭宸. 中国全新世大暖期气候与环境 [M]. 北京: 海洋出版社, 1992: 1–100
- [7] Ren G Y. Changes in forest cover in China during the Holocene [J]. *Vegetation History and Archaeobotany*, 2007, 16: 119–126
- [8] 方精云, 刘国华, 徐嵩龄. 中国陆地生态系统的碳库 [M]// 王如松, 方精云, 高林, 等. 现代生态学的热点问题研究. 北京: 中国科学技术出版社, 1996: 251–276
- [9] 李克让, 王绍强, 曹明奎. 中国植被和土壤碳储量 [J]. *中国科学 (D辑)*, 2003, 33 (1): 72–80
- [10] 解宪丽, 孙波, 周慧珍, 等. 中国土壤有机碳密度和储量的估算与空间分布分析 [J]. *土壤学报*, 2004, 41 (1): 35–44
- [11] 王绍强, 刘纪远, 于贵瑞. 中国陆地土壤有机碳蓄积量估算误差分析 [J]. *应用生态学报*, 2003, 14 (5): 787–802
- [12] Peng Changhui, Apps M J. Contribution of China to the global carbon cycle since the Last Glacial Maximum reconstruction from palaeovegetation maps and an empirical biosphere model [J]. *Tellus*, 1997, B49: 393–408
- [13] 何勇, 丹利, 董文杰, 等. 末次盛冰期以来中国陆地植被净初级生产力的模拟 [J]. *科学通报*, 2005, 50 (11): 1119–1124
- [14] 中国第四纪孢粉数据库小组. 中国中全新世和末次盛冰期生物群区的重建 [J]. *植物学报*, 2000, 24 (11): 1201–1209
- [15] 于革. 根据花粉模拟的中国植被及 6000 a BP 植被制图的初步探讨 [J]. *植物学报*, 1998, 40 (7): 665–674
- [16] 孙湘君, 翁成郁. 全新世东北温带针阔叶混交林的发展史 [J]. *植物学报*, 1992, 34 (5): 394–401
- [17] 宋长青, 孙湘君. 中国第四纪孢粉学研究进展 [J]. *地球科学进展*, 1999, 14 (4): 401–406
- [18] Ruddiman W F. The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago [J]. *Climatic Change*, 2003, 61: 261–293

Changes in Terrestrial Carbon Storage over China During the Holocene

Yu Lei^{1,2}, Ren Guoyu¹

(1 *Laboratory for Climate Studies, China Meteorological Administration, National Climate Center, Beijing 100081, China*; 2 *Huafeng Group of Meteorological Audio and Video Information, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China*)

Abstract: Using the paleo-vegetation maps previously reconstructed by using pollen data and the modern carbon density data, the changes in terrestrial carbon storages in the Holocene period in mainland China were analyzed. The results indicate that the terrestrial carbon storage in the country generally increased from 10 to 6 ka BP, and 6 ka BP witnessed the maximum carbon storage in the time period analyzed. Since that time, the terrestrial carbon storage has consistently decreased. The most rapid drop occurred during the last 2 ka. This change could be attributed to the human activities since the Neolithic Age.

Key words: the Holocene; carbon density; carbon storage; China