

doi: 10.13745/j.esf.2015.06.020

长江流域典型区域土壤碳库变化及其影响因素

郭晶晶, 夏学齐*, 杨忠芳, 余 涛, 侯青叶

中国地质大学(北京) 地球科学与资源学院, 北京 100083

GUO Jingjing, XIA Xueqi*, YANG Zhongfang, YU Tao, HOU Qingye

School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences(Beijing), Beijing 100083, China

GUO Jingjing, XIA Xueqi, YANG Zhongfang, et al. Changes of soil carbon pool in typical areas of Changjiang drainage basin and its influencing factors. *Earth Science Frontiers*, 2015, 22(6): 241-250

Abstract: Soil carbon pool is an important part of global surficial carbon pool, which will influence global climate change as a carbon source or sink for greenhouse gases. Taking areas covered by the multi-purpose regional geochemical survey (MPRGS) in the Changjiang drainage basin as an example, the soil carbon density and soil carbon storage and their changes have been calculated by combining MPRGS data and the second national soil survey data. And also, the factors that caused the carbon sinks and sources were analyzed. The results show that the soil organic carbon density (SOCD) significantly increased at most regions of the study area from the 1980s to 2000s, especially in the Longmen Mountain region of western Chengdu, southern region of Ya'an and the surrounding region of Guiyang. The amount of soil carbon increase is about 312.38 TgC. Recovery of vegetation in woodland and grassland, and improved land management in paddy fields and dry farmland are the major factors that increased soil carbon storage in the respective land use area. The land use change has relatively little impact to soil carbon stock changes in the study area. Soil erosion had almost no effect on paddy field, but it had obviously restrained the increase of SOCD in the dry farmlands. And also, the climate change had no obvious influence on soil carbon stock in this region.

Key words: soil carbon density; soil carbon storage; carbon sinks/sources; Changjiang drainage basin

摘 要:土壤碳库是全球碳库的重要组成部分,其微小幅度的碳源汇变化就可以较显著的影响大气碳库。本文选择长江流域多目标区域地球化学调查覆盖区,利用多目标区域地球化学调查数据和第二次全国土壤普查数据计算了土壤碳密度及储量,对比了 20 年来土壤碳库变化趋势,并分析土壤碳源汇的影响因素。结果表明:从 20 世纪 80 年代到 2000 年,研究区大部分区域土壤有机碳密度明显增加,尤其成都平原西部的龙门山地区、雅安南侧地区和贵阳周边地区,其增加量约为 312.38 TgC。导致研究区土壤碳库增加的主要因素是,林地草地等植被恢复性生长、农业耕作水平提高,土地利用变化对研究区土壤碳库变化的影响较小,土壤侵蚀因素对研究区的水田基本没有影响,但对旱地影响比较明显,而气候变化对该区域土壤碳库没有明显影响。

关键词:土壤碳密度;土壤碳储量;碳源汇;长江流域

中图分类号:P595;X144;S153 文献标志码:A 文章编号:1005-2321(2015)06-0241-010

土壤是陆地生态系统中最大且周转时间较慢的碳库^[1]。有研究表明,土壤通过呼吸作用向大气释放 CO₂ 的年通量占陆地生态系统与大气之间碳交换总量的 2/3^[2],是化石燃料燃烧排放量的 10 倍^[3]。土壤碳库是全球碳库的重要组成部分,其储量约为大气碳库的 2 倍,是陆地生物圈的 2~3 倍。

收稿日期:2014-05-05;修回日期:2015-01-26

基金项目:中国地质调查局地质调查项目“长江流域生态地球化学评价(GZTR20060201,GZTR20070201,1210820109)”,“北方典型农业区土壤碳库变化影响因素研究(12120113000400)”;国家地质实验测试中心开放实验室项目“土壤重金属污染监测采样关键技术研究”

作者简介:郭晶晶(1990—),女,硕士研究生,地质工程专业,主要从事 GIS 在环境地球化学的应用研究。E-mail:guojj_cugb@163.com
* 通讯作者简介:夏学齐(1979—),男,博士,副教授,主要从事土壤和水系重金属污染监测与评价、土壤碳库与全球变化、遥感和 GIS 的环境地球化学应用等方面的科研和教学工作。E-mail:sdqxqia@163.com

因土壤碳库比大气碳库有更大的储碳量,在水分、温度和人类活动变化等条件的综合影响下,土壤碳库既可能成为汇而贮藏碳,也可能成为源而排放碳^[4]。因此,土壤碳密度分布规律、土壤碳库的演变趋势及影响因素、碳地球化学循环机理、土壤固碳潜力研究已成为科学界研究的热点问题^[5-14]。

研究表明许多物理、生物和人为因素,包括气候、植被、土壤性质和农田管理措施等,通过改变碳的输入和输出速率来影响土壤碳的平衡和土壤有机碳密度^[15]。大量学者集中研究了气候、土地利用类型和农田管理措施等因素对土壤碳含量及其时空分布的影响。如 Xia 等^[16]研究了自然和人为因素对松嫩平原南部土壤碳库的影响,认为松嫩平原南部土壤碳库约 55% 的碳丢失来源于气温的升高,而有约 45% 源于土地利用的变化。杨忠芳等^[17]分析了内蒙古中北部半干旱区土壤碳库的影响因素,表明土壤碳含量受气温和降水影响明显,有机碳密度随 MAT(年平均温度)升高而降低,随 MAP(年平均降水量)增加而增加。总体上,由于土壤碳库周转受多种因素的影响,其机理过程很复杂,且不同区域主导因素不同,因此,定量分析不同区域的碳库变化影响因素较为困难。并且区域尺度上的这种研究还相对缺乏。

本文选择长江流域多目标区域地球化学调查区为研究区,在计算土壤碳密度和碳储量基础上,分析

20 世纪 80 年代至 21 世纪初约 20 年间土壤有机碳变化趋势,估算气候因素、植被恢复、土地利用类型变化和土壤侵蚀等作用对土壤有机碳变化的相对影响。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

长江流域介于东经 90°33′~122°25′、北纬 24°30′~35°45′,横跨中国东部、中部和西部三大经济区共计 19 个省、市、自治区。流域总面积约 180 万 km²,占中国国土面积的 18.8%。长江干流全长 6 300 余公里。流域内湖泊众多,有鄱阳湖、洞庭湖、太湖、巢湖等,湖泊总面积 15 200 km²,约为全国湖泊总面积的五分之一。长江流域大部分地区地处亚热带季风区,气候温暖湿润、四季分明,中下游和四川盆地大部分地区年平均气温为 16~18℃;云贵高原地区西部高温中心达 20℃左右,东部低温中心在 12℃以下,冷暖温差极大;金沙江地区高温中心年平均气温达 12℃,低温中心仅 4℃左右;江源地区气温极低,年平均气温在-4℃上下,呈北低南高分布。长江流域平均年降水量 1 067 mm,由于地域辽阔,地形复杂,季风气候十分典型,年降水量和暴雨的时空分布很不均匀。

本文研究区为长江流域中多目标区域地球化学调查覆盖的区域,包括成渝经济区、两湖地区、鄱阳

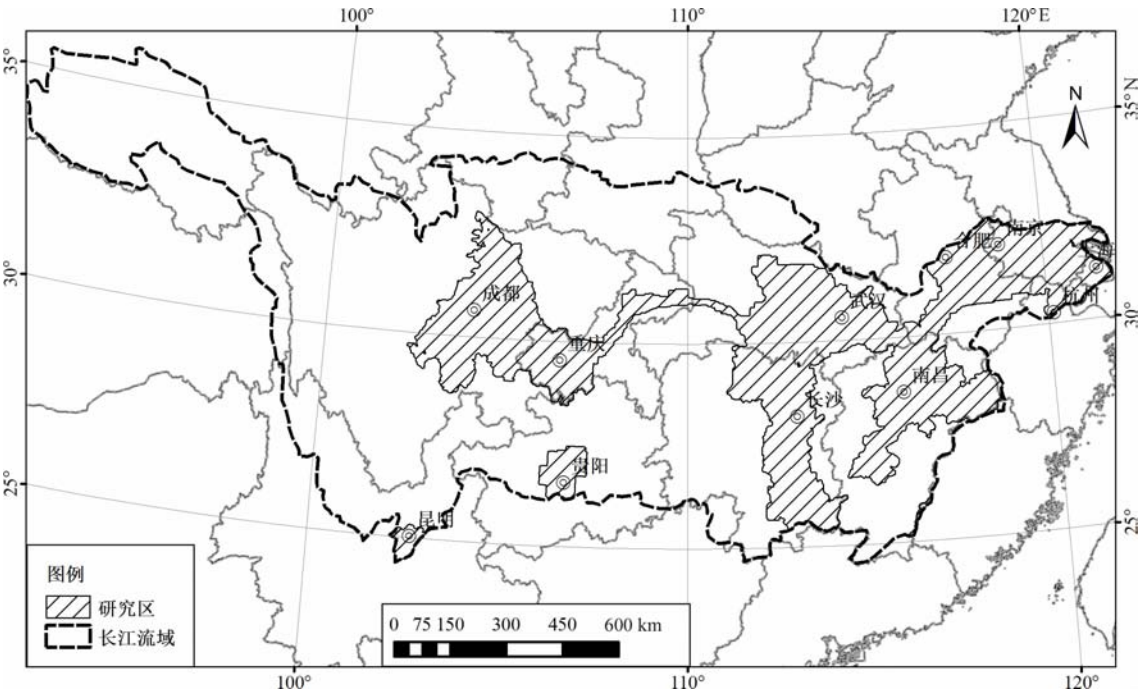


图 1 研究区范围简图
Fig.1 Sketch map of the study area

湖周边地区及长江下游经济区(如图1)。全区面积为62.64万 km^2 ,其中水田面积为16.30万 km^2 (38%),旱地面积为9.03万 km^2 (21%),林地面积为13.26万 km^2 (31%)。土壤类型主要有暗棕壤、黄壤、红壤、黄刚土、黄棕壤、褐土、水稻土、棕壤、紫色土、滨海盐土、滩涂、石灰(岩)土、沼泽土等。其中研究区中水稻土面积最多,约为12.44万 km^2 ,约占总面积的29%,其次是红壤和紫色土,面积分别为10.52万 km^2 (25%)和6.16万 km^2 (14%)。

1.2 数据的来源与处理

1.2.1 数据的来源

本文计算土壤碳密度的参数提取于两种土壤数据:(1)全国第二次土壤普查数据,(2)多目标区域地球化学调查数据。前者来源于联合国粮农组织(FAO)和维也纳国际应用系统研究所(IIASA)所构建的世界和谐土壤数据库(Harmonized World Soil Database)(HWSD),数据分辨率为1 km。中国境内数据来源为南京土壤研究所提供的1:100万土壤数据,主要汇编自20世纪80年代开展的全国第二次土壤普查成果。该数据集可通过“地球系统科学数据共享平台”^[18]浏览下载,数据为grid栅格格式,WGS84投影。该数据集中提供了土壤表层和深层容重、砾石体积百分比等计算土壤碳密度的基本参数,同时提供了20世纪80年代土壤有机碳含量数据,给分析碳密度变化特征提供了可能性。

本文收集的多目标区域地球化学调查数据获取于2002—2009年间,用于代表21世纪初期的土壤碳库水平。该调查采用双层网格化土壤测量方法获取土壤样品,其中表层(0~20 cm)土壤采样密度为1件/ km^2 ,将每4 km^2 内所采集的样品均匀混合形成1件分析样;深层(150~180 cm)土壤采样密度为1件/4 km^2 ,将每16 km^2 内所采集的样品均匀混合形成1件分析样。样品的采集、加工、测试和管理严格按《多目标区域地球化学调查规范(1:25万)》执行^[19-20]。本文所用数据主要来自长江流域范围内的多目标区域地球化学调查土壤碳数据,共计139 461个采样点,106 610个数据。从该数据中可提取土壤碳含量数据,为计算21世纪初的土壤碳密度提供了基本参数。

土地利用数据来源于全国1 km网格土地利用数据^[21]。该数据是以20世纪80年代、1995年、2000年1:10万土地利用数据为基础,经一定的计算所得,共分为25种类型。每个1 km格网中都含有耕地

(水田、旱地)、林地、园地、草地、城镇居民点用地、工矿用地、交通用地等土地利用方式所占的面积比例。

1 km温度降水气候栅格提取自多年平均气温和多年平均降水数据^[22],其中多年平均气温来自库中收录的李泽辉等提供的1961年至1990年平均气温插值后的1 km栅格数据。多年平均降水来源于该数据库收录的倪建华等提供的1961年至1990年平均气温插值后的1 km栅格数据。

土壤类型数据提取自中国1:400万土壤数据,该数据来源于中国科学院南京土壤研究所1996年出版的1:400万中国土壤数字化图。此数据中土壤分类使用的是中国发生学土壤分类方法。

1.2.2 数据的处理

数据处理基于Microsoft ExcelTM 2007和ArcGISTM 10.0完成。

长江流域多目标区域地球化学调查数据的表层和深层分析网格中的分析数据被赋予网格中心坐标,在ArcGIS中分别制作成表层和深层点文件。随即,表层和深层数据按照最近距离原则进行空间连接,通常一个深层数据被赋给邻近4个表层点数据,形成以表层点为基准的空间信息数据库。连接后得到的点文件与全国第二次土壤普查数据、1:400万植被类型数据、1 km土地利用类型栅格数据、1 km温度降水气候栅格数据、行政区界线等矢量和栅格数据进行叠加分析,按照空间位置获取各点属性信息,并加入到属性表中,最终导出属性表到Microsoft Excel软件中以做分析计算。

土壤有机碳空间分布图在ArcGIS软件中完成。本文所用图件中,土壤有机碳密度和20年间土壤有机碳密度变化的中断值,是在计算机自动生成的分位数基础上,合理调整,达到突出对比,颜色分布平均和谐的效果。

1.3 数据计算方法

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,它由土壤有机碳含量、砾石(粒径>2 mm)含量和容重共同确定^[23]。

本文有机碳和无机碳密度计算方法是以奚小环^[24]的计算方法为基础加以修正的。奚小环的计算方法假定表层和深层土壤容重及砾石体积百分比一致,而本文所用公式考虑到了表层和深层土壤容重及砾石体积百分比不一致的情况。具体公式方法如下:土壤表层(0~20 cm)有机碳密度(SOCD₂₀)的

计算公式为

$$\text{SOCD}'_{20} = \text{TOC}_{\text{表}} / 100 \times \Delta D_{20} \times \rho_{\text{表}} \times (100 - G_{\text{表}}) / 100$$
$$\text{SOCD}_{20} = \text{SOCD}'_{20} \times 10$$

式中:SOCD₂₀ (单位:kg/m²)代表表层土壤有机碳密度;TOC_表表示表层土壤有机碳含量(%);ΔD₂₀为土壤厚度,取20 cm;ρ_表是表层土壤容重(g/cm³);G_表为表层土壤砾石含量百分比(%).

0~100 cm 深度的土壤有机碳密度(SOCD₁₀₀)的计算公式为

$$\text{SOCD}'_{100} = \left[\frac{\text{TOC}_{\text{表}}}{100} \times \rho_{\text{表}} \times \frac{100 - G_{\text{表}}}{100} - \frac{\text{TOC}_{\text{深}}}{100} \times \rho_{\text{深}} \times \frac{100 - G_{\text{深}}}{100} \right] \times \frac{(d_1 - d_3) + d_3 \times (\ln d_3 - \ln d_2)}{\ln d_1 - \ln d_2} + \frac{\text{TOC}_{\text{深}}}{100} \times \rho_{\text{深}} \times \frac{100 - G_{\text{深}}}{100} \times d_3$$
$$\text{SOCD}_{100} = \text{SOCD}'_{100} \times 10$$

式中:SOCD₁₀₀ (单位:kg/m²)代表0~100 cm 的土壤有机碳密度;TOC_深表示深层土壤有机碳含量(%);d₁,d₂,d₃分别取10 cm,180 cm 和100 cm;ρ_深是深层土壤容重(g/cm³);G_深为深层土壤砾石含量百分比(%).

0~180 cm 深度的土壤有机碳密度(SOCD₁₈₀)的计算公式为

$$\text{SOCD}'_{180} = \left[\frac{\text{TOC}_{\text{表}}}{100} \times \rho_{\text{表}} \times \frac{100 - G_{\text{表}}}{100} - \frac{\text{TOC}_{\text{深}}}{100} \times \rho_{\text{深}} \times \frac{100 - G_{\text{深}}}{100} \right] \times \frac{d_1 - d_2}{\ln d_1 - \ln d_2} + \text{TOC}_{\text{深}} / 100 \times \rho_{\text{深}} \times \frac{(100 - G_{\text{深}})}{100} \times d_2$$
$$\text{SOCD}_{180} = \text{SOCD}'_{180} \times 10$$

式中:SOCD₁₈₀ (单位:kg/m²)代表0~180 cm 的土壤有机碳密度。

表层(0~20 cm)无机碳密度 SICD₂₀计算公式为

$$\text{SICD}'_{20} = \text{TIC}_{\text{表}} / 100 \times \Delta D_{20} \times \rho_{\text{表}} \times (100 - G_{\text{表}}) / 100$$
$$\text{SICD}_{20} = \text{SICD}'_{20} \times 10$$

式中:SICD₂₀ (单位:kg/m²)代表0~20 cm 的土壤无机碳密度;TIC_表表示表层土壤无机碳含量(%).

0~100 cm 深度土壤无机碳密度 SICD₁₀₀计算公式为

$$\text{SICD}'_{100} = \left[\frac{13}{18} \times \frac{\text{TIC}_{\text{表}}}{100} \times \rho_{\text{表}} \times \frac{100 - G_{\text{表}}}{100} + \frac{5}{18} \times \frac{\text{TIC}_{\text{深}}}{100} \times \rho_{\text{深}} \times \frac{100 - G_{\text{深}}}{100} \right] \times \Delta D_{100}$$
$$\text{SICD}_{100} = \text{SICD}'_{100} \times 10$$

式中:SICD₁₀₀ (单位:kg/m²)代表0~100 cm 深度的

土壤无机碳密度;TIC_深表示深层土壤无机碳含量(%);ΔD₁₀₀为土壤厚度,取100 cm。

0~180 cm 深度土壤无机碳密度 SICD₁₈₀的计算公式为

$$\text{SICD}'_{180} = \left[\frac{\text{TIC}_{\text{表}}}{100} \times \rho_{\text{表}} \times \frac{100 - G_{\text{表}}}{100} + \frac{\text{TIC}_{\text{深}}}{100} \times \rho_{\text{深}} \times \frac{100 - G_{\text{深}}}{100} \right] \times \frac{\Delta D_{180}}{2}$$
$$\text{SICD}_{180} = \text{SICD}'_{180} \times 10$$

式中:SICD₁₈₀ (单位:kg/m²)代表0~180 cm 深度的土壤无机碳密度;ΔD₁₈₀为土壤厚度,取180 cm。其他符号的意义同上。

计算20世纪80年代至21世纪初土壤表层(0~20 cm)有机碳密度变化(ΔSOCD₂₀)的公式为

$$\Delta \text{SOCD}_{20} = \text{SOCD}_{2000,20} - \text{SOCD}_{80s,20}$$

式中:SOCD_{2000,20}代表21世纪初表层(0~20 cm)土壤有机碳密度;SOCD_{80s,20}代表20世纪80年代表层(0~20 cm)土壤有机碳密度。

20世纪80年代至21世纪初不同土地利用类型转化面积计算方法,及其土壤碳库效应评估计算方法参见文献^[25]。

2 结果与讨论

2.1 碳密度和碳储量

(1)碳库结构。土壤碳库分为土壤有机碳库和土壤无机碳库,利用多目标区域地球化学调查数据,计算了研究区不同深度土壤有机碳和无机碳密度。图2为各土壤类型下0~20 cm 土壤有机碳密度(SOCD₂₀)和无机碳密度(SICD₂₀)。由图2可知,研

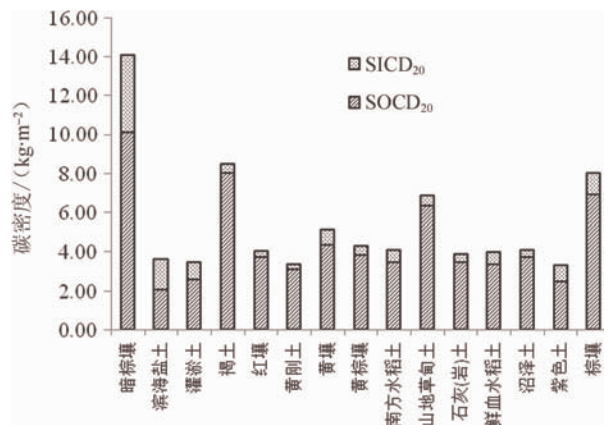


图2 研究区各土壤类型下有机碳和无机碳密度
Fig. 2 Organic and inorganic carbon density for different soil types of the study area

究区土壤碳库组成均以有机碳为主,尤其暗棕壤、褐土和棕壤等土壤类型,有机碳密度较大。由于土壤有机碳是研究区主要碳库存在形式,又由于在几十年的时间尺度下,土壤无机碳相对稳定,对土壤碳源汇变化贡献很小。土壤有机碳库及其变化因素是本文的研究重点。

(2)空间分布特征。图 3 为研究区表层土壤有机碳密度图。该图显示,四川西部龙门山地区、贵阳周边地区、昆明周边的零散地区、湖南和江西鄱阳湖周边零散地区以及太湖周边地区土壤有机碳密度较

高;四川盆地、重庆沿江地区以及长江下游、长江以北地区有机碳密度较低。

(3)各土壤类型下的碳储量。按照土壤类型分别计算了 0~20、0~100 和 0~180 cm 土壤平均有机碳密度(SOCD₂₀、SOCD₁₀₀ 和 SOCD₁₈₀),并根据采样点计算对应的土壤类型面积和储量(SOCS₂₀、SOCS₁₀₀ 和 SOCS₁₈₀)(表 1)。红壤、水稻土和紫色土在研究区占有较大面积,同时具有较高的土壤有机碳密度。因此,这些土壤类型具有较高的土壤碳储量。

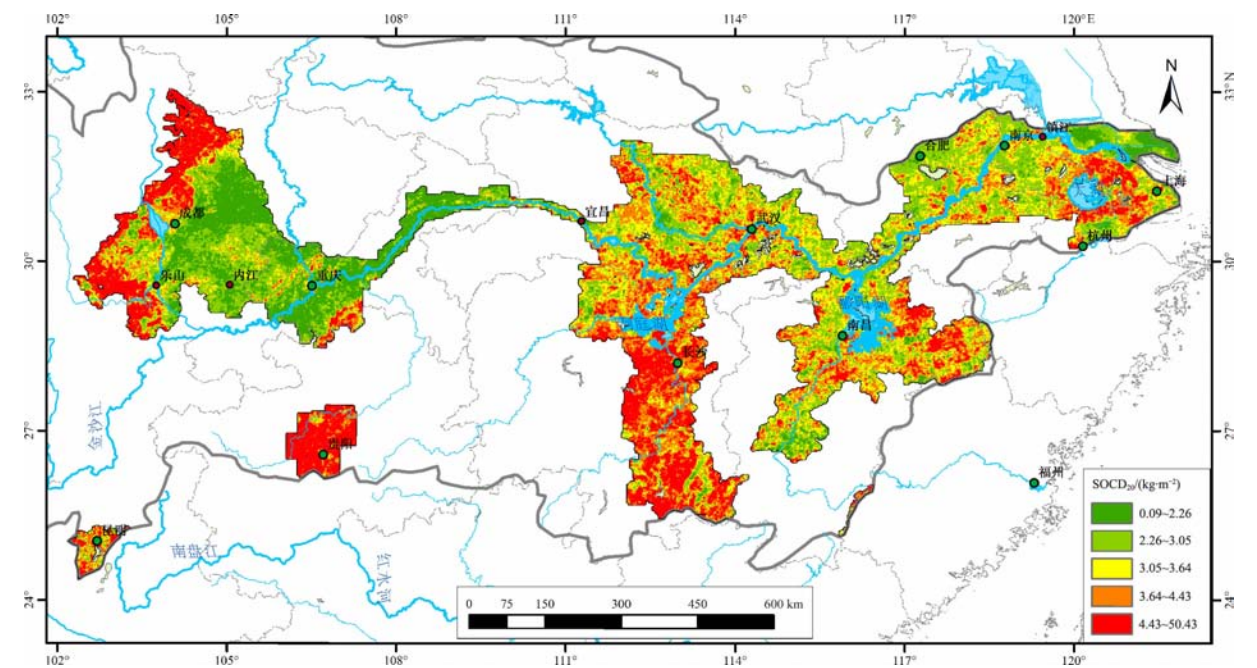


图 3 研究区表层土壤有机碳密度图(2000 年)
Fig. 3 SOCD of the study area in 2000

表 1 研究区各深度土壤有机碳储量
Table 1 Soil organic carbon storage for the different depths

土壤类型	SOCD ₂₀ /(kg·m ⁻²)	SOCD ₁₀₀ /(kg·m ⁻²)	SOCD ₁₈₀ /(kg·m ⁻²)	面积/km ²	SOCS ₂₀ /Tg	SOCS ₁₀₀ /Tg	SOCS ₁₈₀ /Tg
暗棕壤	10. 09	34. 31	55. 15	780. 0	7. 87	26. 76	43. 02
滨海盐土	2. 05	7. 61	12. 60	756. 0	1. 55	5. 75	9. 53
灌淤土	2. 56	8. 39	13. 28	11 736. 0	30. 10	98. 41	155. 85
褐土	7. 99	27. 63	44. 71	24. 0	0. 19	0. 66	1. 07
红壤	3. 75	11. 82	18. 46	105 200. 0	394. 08	1 243. 75	1 941. 75
黄刚土	3. 10	9. 70	15. 09	4 180. 0	12. 97	40. 56	63. 08
黄壤	4. 34	14. 62	23. 43	57 744. 0	250. 54	844. 29	1 352. 80
黄棕壤	3. 82	12. 45	19. 69	46 216. 0	176. 66	575. 36	909. 77
水稻土	3. 41	11. 28	17. 94	124 372. 0	423. 65	1 402. 39	2 231. 73
山地草甸土	6. 32	18. 60	28. 15	120. 0	0. 76	2. 23	3. 38
石灰(岩)土	3. 47	11. 38	18. 05	4 844. 0	16. 82	55. 14	87. 41
滩涂	1. 02	4. 42	7. 69	1 440. 0	1. 46	6. 37	11. 08
沼泽土	3. 71	13. 12	21. 41	3 504. 0	12. 98	45. 99	75. 04
紫色土	2. 49	8. 64	14. 00	61 620. 0	153. 59	532. 59	862. 46
棕壤	6. 91	24. 32	39. 59	3 904. 0	26. 99	94. 95	154. 58
总计				426 440. 0	1 510. 22	4 975. 20	7 902. 54

2.2 土壤碳库变化

(1)空间分布特征。相对于土壤碳密度和碳储量,土壤碳库的变化状况对于全球变化和土壤质量等方面的研究更有意义。对收集的两期调查数据的表层有机碳密度进行减差计算并制图,结果如图 4 所示。图中绿色为正值,表示 20 年间土壤有机碳密度增加的地区,而红色为负值,表示有机碳密度减少的地区。从图中可知,研究区的大部分区域土壤有机碳密度明显增加,尤其成都平原西部的龙门山地区、雅安南侧地区、贵阳周边地区土壤有机碳增加非常明显;而重庆—宜昌沿江地区、成都平原南部的内江—成都—乐山地区、镇江—高淳周边土壤有机碳密度呈减少趋势。

(2)各土地利用类型下的碳库变化。按照土地利用类型统计了研究区表层土壤有机碳密度变化量(ΔSOC_{20})的平均值、分位数和中值以及碳储量变化量(表 2)。由表可知,除了滩涂和沼泽地外,其他各土地利用类型有机碳密度总体上呈增加趋势。从总量上看,林地和水田起到的总固碳效应最明显,分别为 148.84 Tg 和 114.10 Tg,其次为草地(22.96 Tg)。林、草地和水田碳密度的增加,说明我国近几十年来开展的林地保护以及耕作措施的改善产生了明显的土壤固碳效应。表中数据还显示,同为耕地,水田的碳密度增加量和固碳量远大于旱地。

表 2 各土地利用类型下表层土壤有机碳密度及碳库变化

Table 2 Changes of SOC_{20} and carbon storage for different land use types

土地利用类型	$\Delta\text{SOC}_{20}/(\text{kg}\cdot\text{m}^{-2})$				面积/ km^2	总变化量/Tg
	平均值	1/10 分位数	中值	9/10 分位数		
草地	1.37	-1.57	0.71	5.03	16 808.0	22.96
旱地	0.15	-1.50	0.12	1.75	90 760.0	14.02
河渠	0.24	-1.35	0.27	1.71	5 596.0	1.34
湖泊	0.51	-1.44	0.40	2.40	1 088.0	0.55
建设用地	1.10	-0.93	0.86	3.38	7 604.0	8.39
林地	1.13	-1.07	0.89	3.29	132 088.0	148.84
裸地	0.94	-0.89	0.93	2.96	36.0	0.03
石砾地	1.27	0.44	0.67	2.35	12.0	0.02
水库坑塘	0.54	-1.12	0.62	2.54	3 836.0	2.09
水田	0.70	-0.75	0.72	2.29	163 724.0	114.10
滩地	0.26	-1.59	0.29	1.84	2 596.0	0.68
滩涂	-0.44	-0.77	-0.58	-0.08	1 004.0	-0.45
沼泽地	-0.16	-1.83	-0.09	1.42	1 288.0	-0.20
总计					426 440.0	312.38

(3)各区碳密度变化特点。图 5 对比了各土地利用类型下,成渝经济区、两湖地区、鄱阳湖地区和长江下游经济区表层土壤有机碳密度(ΔSOC_{20})变化状况。图中正值表示某区对应土地利用类型下平均土壤有机碳密度增加,负值表示减少。图 5 表明,

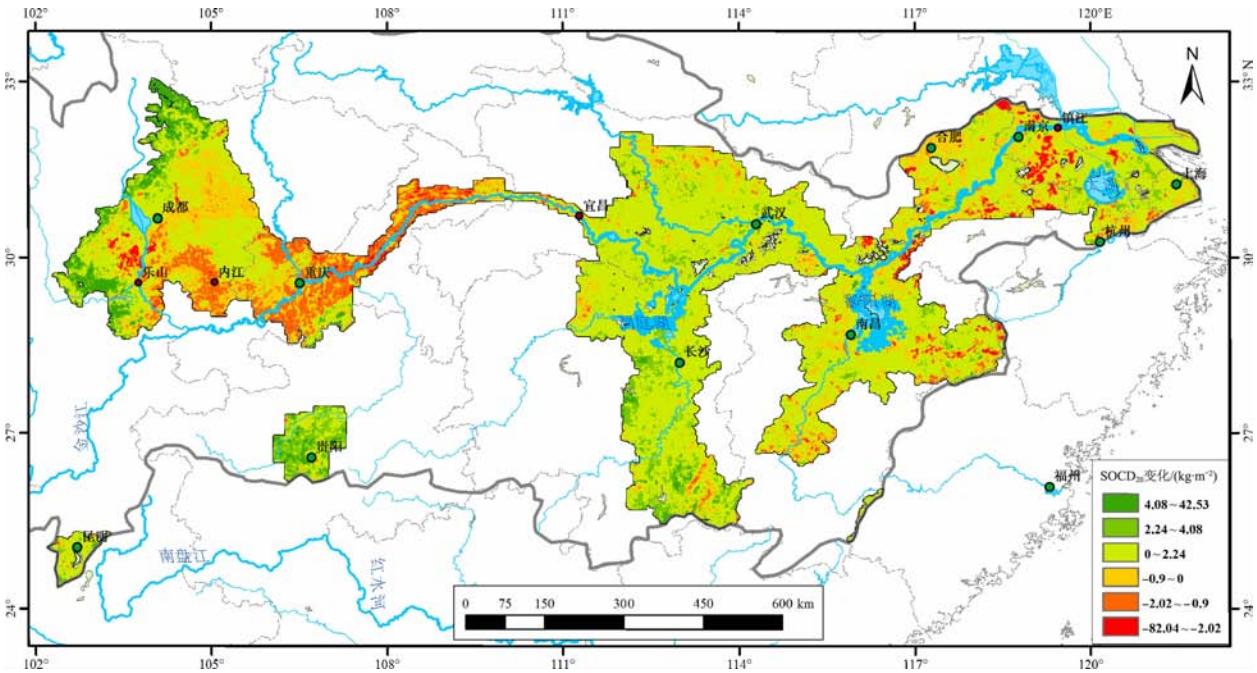


图 4 研究区表层土壤有机碳密度变化
Fig. 4 SOC_{20} changes of the study area

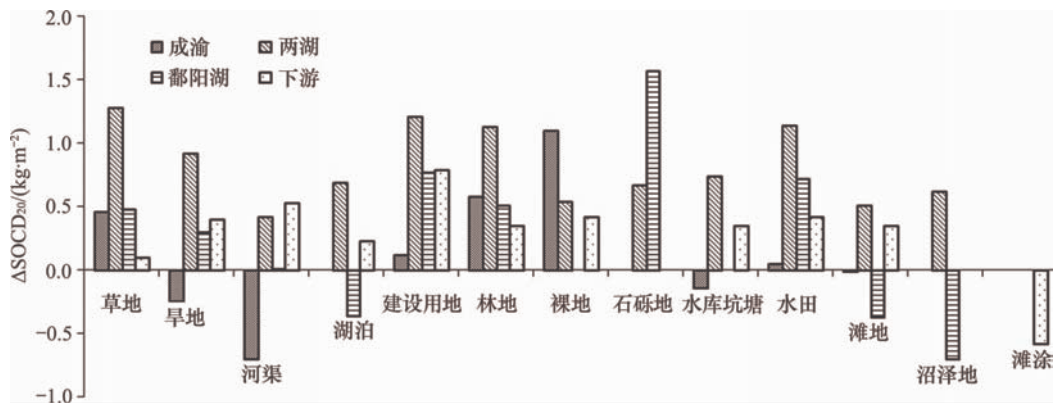


图5 不同土地利用类型下土壤有机碳密度变化对比
Fig. 5 SOCD changes under the land use types

在成渝地区旱地、河渠等土地利用类型下,土壤有机碳密度明显减少;而在鄱阳湖地区,土壤有机碳密度减少的土地利用类型为滩地和沼泽地;长江下游地区滩涂有机碳密度也呈减少趋势。

2.3 碳库变化的影响因素

2.3.1 土地利用变化的源汇效应

土壤有机碳密度与土地利用类型有密切关系。图6为研究区各土地利用类型下平均有机碳密度,图中展示了深度为0~20、0~100和0~180 cm的3种数据。由图可知,草地是研究区有机碳密度最大的土地利用类型,其次是林地和沼泽地;滩涂、旱地、河渠等土地利用类型下土壤有机碳密度较低。

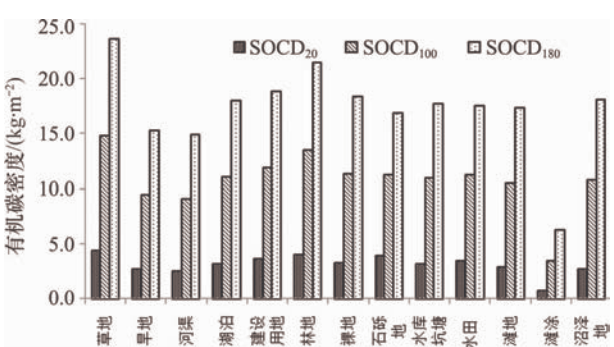


图6 各土地利用类型下不同深度平均土壤有机碳密度
Fig. 6 The average SOCD for the different land use types and depths

土地利用方式会随着人为和自然因素的变化而变化,从而导致土壤碳密度的增加或者降低。表3中给出了研究区典型土地利用类型的转化及其对土壤有机碳库的影响,由表可知,研究区全部碳源为4.70 TgC,土壤碳汇是3.32 TgC。其中,林地到滩涂的转化造成了最大的碳源,为1.41 TgC。滩涂到水田的转化造成了研究区最大土壤碳汇,为0.64 TgC。

表3 研究区土地利用转化造成的土壤碳源汇
Table 3 The soil carbon sources/sinks caused by land use changes

源/汇	土地利用类型	转化面积/km²	SOCD变化量/(kg·m⁻²)	有机碳转化量/(10³ Tg)
碳源	水田→旱地	836.24	−0.78	−656.27
	林地→旱地	561.83	−1.35	−756.74
	草地→旱地	190.69	−1.67	−318.43
	草地→林地	1 223.19	−0.32	−395.05
	水田→水库坑塘	689.27	−0.31	−213.11
	裸岩石砾地→水库坑塘	159.99	−0.74	−118.49
	林地→滩涂	419.98	−3.36	−1 412.81
	裸岩石砾地→建设用地	419.98	−0.26	−108.91
碳汇	旱地→水田	227.90	0.78	178.85
	滩涂→水田	230.22	2.80	645.05
	水田→林地	136.27	0.56	76.60
	水田→草地	123.71	0.89	109.50
	旱地→草地	255.80	1.67	427.16
	林地→草地	1 396.67	0.32	451.08
	水渠→裸土地	139.99	0.73	101.82
	沼泽地→裸土地	359.98	0.49	175.69
	湖泊→裸岩石砾地	370.21	0.77	283.30
	水库坑塘→裸岩石砾地	399.98	0.74	296.23
	其他土地利用类型变化	1 398.27		−146.80
	总计	9 540.17		−1 381.33

研究区在土地利用变化、气候变化、土壤侵蚀和耕作水平变化等因素的综合影响下,20年来形成了312.38 TgC的碳汇,而土地利用变化导致的土壤总碳源仅为1.38 TgC。可见,土地利用变化因素对该区土壤碳库变化的影响较小。

2.3.2 气候因素对土壤碳源汇的影响

为了探索气温和降水等参数对土壤有机碳库的影响,以县区行政区为单位,按照土地利用类型,统计

了多年平均气温(MAT)和多年平均降水量(MAP)与表层土壤有机碳密度的相关关系。

表 4 显示,气温与研究区土壤有机碳密度间具有显著相关关系,部分土地利用类型下降水对土壤有机碳密度也有影响。另外,MAT 往往与有机碳密度呈负相关关系,即气温越高,土壤有机碳密度越低;而 MAP 一般与土壤有机碳密度呈正相关。一般同种土地利用类型下,降水与有机碳密度的相关性不如气温。

表 4 多年平均气温(MAT)和多年平均降水量(MAP)与土壤有机碳密度的相关关系

Table 4 The correlation coefficients between MAT and MAP with SOCD

参数	水田	旱地	林地	草地	水域	建设用地	沼泽地
MAT	-0.09*	-0.24**	-0.59**	-0.57**	-0.24**	-0.24**	-0.42*
MAP	0.36**	0.29**	0.02	-0.04	0.04	0.14*	-0.44**

注: * 表示 0.05 水平下相关, ** 表示在 0.01 水平下相关。

气温是影响土壤碳库的因素之一,建立了气温与土壤有机碳的相关关系方程,估算了如果年平均气温升高 1℃,各土地利用类型下土壤碳密度的变化量,并利用各土地利用类型下,年平均气温升高导致的碳库变化量与各土地利用类型的碳储量进行了对比,计算出变化幅度(表 5)。表中数据显示,如果年平均气温升高 1℃,研究区土壤碳库减少约 129.10×10^{-6} TgC。气象观测和分析结果表明^[26],长江流域近 20 年来的温度变化幅度为 $-0.2 \sim 0.4$ ℃,对应的总碳库量变化约为 $-2.6 \times 10^{-6} \sim 5.2 \times 10^{-6}$ TgC。对于 20 世纪 80 年代至 21 世纪初的土壤碳库变化量(312.38 TgC)来说,气温变化对研究区土壤碳库变化的影响微乎其微。

表 5 研究区气温升高 1℃ 表层土壤碳库变化量

Table 5 Soil carbon storage changes caused by 1℃ temperature rises

土地利用类型	碳储量 /Tg	面积 /km ²	密度变化量 /(kg·m ⁻²)	碳库变化量 /(10 ⁻⁶ Tg)	变化幅度 /%
水田	577.23	163 724.0	-0.09	-15.36	-0.000 003
旱地	248.76	90 760.0	-0.24	-21.81	-0.000 009
林地	539.94	132 088.0	-0.58	-76.61	-0.000 014
草地	74.14	16 808.0	-0.48	-8.11	-0.000 011
水域	38.29	14 120.0	-0.23	-3.31	-0.000 009
建设	28.12	7 604.0	-0.32	-2.43	-0.000 009
沼泽	3.58	1 288.0	-1.15	-1.48	-0.000 041
其他	0.17	48.0	0.00	0.00	0.000 000
合计	1 510.22	426 440.0		-129.10	-0.000 009

注:气温升高将使土壤有机碳库降低,因此表中的碳密度、碳库和变化幅度均以 0 或负值的形式给出。

2.3.3 土壤侵蚀对土壤碳库的影响

为了分析土壤侵蚀对土壤碳库变化的影响,在 ArcGIS 软件中,使用 1 km 分辨率数字高程模型计算了地形坡度,并按照 1°为阈值划分平地 and 坡地。并分别在平地和坡地下,对各土地利用类型下的土壤有机碳密度变化量(ΔSOCD_{20})的平均值、1/4 和 3/4 分位数进行了计算,结果见图 7。图中柱子表示平均值,上下误差线分别表示 3/4 和 1/4 分位数。

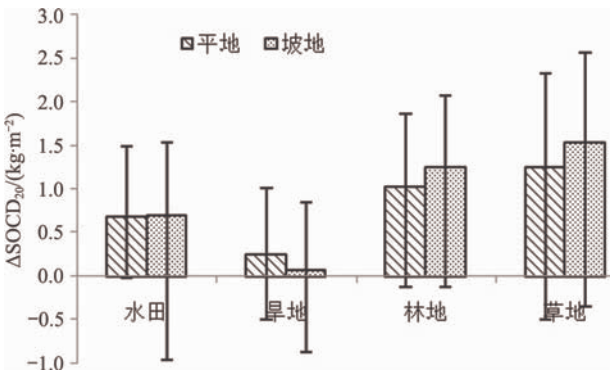


图 7 研究区平地和坡地有机碳密度变化水平对比

Fig. 7 Comparison of SOCD changes between plain and slope lands

在平地和坡地下,水田有机碳密度增加幅度基本一致,说明土壤侵蚀因素对水田基本没有影响;而林地和草地的有机碳密度在坡地的增加幅度比平地还要快,说明过去几十年研究区内的还林还草等生态保护措施发挥了重要作用,使坡地下的林地和草地土壤有机碳明显增加。这一现象还验证了坡地如果植树、种草,对土壤侵蚀会产生抑制作用。同时由于土壤有机碳的积累作用,土壤碳密度表现为明显增加。

平地下的旱地土壤有机碳密度增加明显,而坡地下的旱地平均增加幅度很小,接近零。从分位数看,坡地下的旱地土壤有机碳密度增加和减少样品量大体上各占一半。这说明,土壤侵蚀因素对旱地的影响最为明显。

目前的许多研究结果认为,我国近几十年水田和旱地等耕作土壤的有机碳密度明显增加,这源于农业生产水平的提高^[27-29],如化肥施用等一些提高粮食产量的农业生产措施会造成的作物初级生产力(NPP)的增加,初级生产力的增加必然会增加土壤碳的输入^[27]。而从图 7 可知,平地下,20 年间的这种增加幅度约为 0.25 kg/m^2 ,而坡地下,土壤侵蚀因素基本上抵消了农业生产水平提高造成的土壤碳库增加量。

根据表2中的数据,近几十年研究区土壤碳储量增加了312.38 TgC。这是各种因素综合影响的结果。如果排除土壤侵蚀的影响,该值应该为321.05 TgC,即土壤侵蚀造成的土壤碳损失约为8.67 TgC,约占总碳库变化量的2.7%。

2.4 综合分析

图8通过综合对比以上分析数据,给出了20世纪80年代至21世纪初土地利用变化、气候变化、土壤侵蚀、林草植被恢复和农田耕作水平提高5种因素对土壤碳储量变化的相对贡献量。从中可知,林地草地等植被恢复和耕作水平提高是研究区土壤碳库增加的主要原因。土地利用变化和土壤侵蚀造成了土壤碳库的少量减少,而气候变化对研究区碳库变化的影响几乎可以忽略。

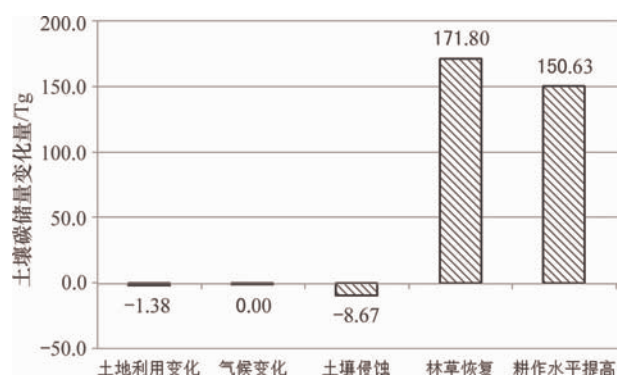


图8 各因素对研究区土壤碳库的影响

Fig. 8 Comparison of soil organic carbon storage changes caused by the factors

3 结论

本文利用多目标区域地球化学调查获取的土壤有机碳和无机碳数据,计算了长江流域代表性地区的土壤碳密度,分析了近几十年来土壤碳库变化状况和影响因素,获得主要结论如下:

(1)研究区的土壤碳库组成以有机碳为主,红壤、水稻土和紫色土的碳储量较高。空间分布上,四川成都经济区西部的龙门山地区、贵阳周边地区、昆明周边的零散地区、湖南和江西鄱阳湖周边零散地区以及太湖周边地区土壤有机碳密度较高;四川盆地、重庆沿江地区以及长江下游以北地区有机碳密度较低。

(2)从20世纪80年代到21世纪初期,研究区大部分区域土壤有机碳密度明显增加,尤其成都平原西部的龙门山地区、雅安南侧地区、贵阳周边地区

土壤有机碳增加非常明显;而重庆—宜昌沿江地区、成都平原南部的内江—成都—乐山地区、镇江—高淳周边土壤有机碳密度呈减少趋势。按照土地利用类型统计,除了滩涂和沼泽地外,其他各土地利用类型有机碳密度总体上呈增加趋势。研究区累计形成土壤碳汇约312.38 TgC。

(3)林地和草地的植被恢复和农田耕作水平提高是研究区土壤碳库增加的主要原因,分别使研究区土壤碳库增加约171.80 TgC和150.63 TgC。土地利用变化和气候变化因素对土壤碳库变化影响很小。土壤侵蚀因素对研究区水田基本没有影响,对旱地的影响最为明显,导致土壤碳库损失约8.67 TgC,约占总碳库变化的2.7%。

文中使用的土壤有机碳和无机碳数据来源于多目标区域地球化学调查,该项目由国土资源部中国地质调查局组织实施,各省地质调查院等单位承担采样、分析等工作。由于参与单位和人员众多,无法一一列举。笔者感谢该项目参加单位和人员付出的劳动及基础资料的支持。

参考文献

- [1] 朱连奇,朱小立,李秀霞. 土壤有机碳库研究进展[J]. 河南大学学报:自然科学版,2006,36(3):72-75.
- [2] Post W M, Rmanuel W R, Zinke P J, et al. Soil carbon pools and world life zones[J]. Nature, 1982, 298: 156-159.
- [3] 苏永中,赵哈林. 土壤有机碳储量、影响因素及其环境响应的研究进展[J]. 中国沙漠,2002,22(3):220-228.
- [4] 刘留辉,邢世和,高承芳. 土壤碳储量研究方法及其影响因素[J]. 武夷科学,2007,23(1):219-226.
- [5] Van Oost K, Quine T A, Govers G, et al. The impact of agricultural soil erosion on the global carbon cycle[J]. Science, 2007, 318: 626-629.
- [6] Melillo J M, Steudler P A, Aber J D, et al. Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system[J]. Science, 2002, 298: 2173-2176.
- [7] Austin A T, Vivanco L. Plant litter decomposition in a semi-arid ecosystem controlled by photodegradation[J]. Nature, 2006, 443: 555-558.
- [8] Ito A, Oikawa T. A simulation model of the carbon cycle in land ecosystems (Sim-CYCLE): A description based on drymatter production theory and plot-scale validation[J]. Ecological Modelling, 2002, 151: 143-176.
- [9] Piao S L, Fang J Y, Philippe C, et al. The carbon balance of terrestrial ecosystems in China [J]. Nature, 2009, 458: 1009-1013.
- [10] Miehle P, Livesley S J, Feikema P M, et al. Assessing pro-

- ductivity and carbon sequestration capacity of Eucalyptus globules plantations using the process model Forest-DNDC: Calibration and validation[J]. Ecological Modelling, 2006, 192: 83-94.
- [11] Rhee J S, Iamchaturapatr J. Carbon capture and sequestration by a treatment wetland[J]. Ecological Engineering, 2009, 35: 393-401.
- [12] Song G H, Li L G, Pan G X, et al. Top soil organic carbon storage of China and its loss by cultivation[J]. Biogeochemistry, 2005, 74: 47-62.
- [13] Janssens I A, Freibauer A, Schlamadinger B, et al. The carbon budget of terrestrial ecosystems at country-scale: A European case study[J]. Biogeosciences, 2005, 2(1): 15-26.
- [14] Marland G, Garten C T Jr, Post W M, et al. Studies on enhancing carbon sequestration in soils[J]. Energy, 2004, 29: 1643-1650.
- [15] Su Y Z, Zhao H L. Advances in researches on soil organic carbon storages, affecting factors and its environmental effects[J]. Journal of Desert Research, 2002, 22: 220-228.
- [16] Xia X Q, Yang Z F, Liao Y, et al. Temporal variation of soil carbon stock and its controlling factors over the last two decades on the southern Song-nen Plain, Heilongjiang Province[J]. Geoscience Frontiers, 2010, 1: 125-132.
- [17] 杨忠芳, 夏学齐, 余涛, 等. 内蒙古中北部土壤碳库构成及其影响因素[J]. 地学前缘, 2011, 18(6): 1-10.
- [18] Guenther Fischer. 世界土壤数据库(HWSD v1.1)(1公里格网, 2009年)[EB/OL]. (2010-10-04)[2013-6-25]. <http://www.geodata.cn>.
- [19] Li M, Xi X H, Xiao G Y, et al. National multi-purpose regional geochemical survey in China[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2014, 139: 21-30.
- [20] 中国地质调查局. DD 2005—01 多目标区域地球化学调查规范(1:250000)[S]. 北京: 中国地质调查局, 2005.
- [21] 胡文岩. 全国 1 km 格网土地利用数据(1980s, 1995, 2000)[EB/OL]. (2011-07-21)[2013-09-02]. <http://www.geodata.cn>.
- [22] 李泽辉, 苏文, 向世芳. 气候资源数据子库[EB/OL]. (1987-01-01)[2013-10-21]. <http://www.data.ac.cn>.
- [23] 邵月红, 潘剑君, 许信旺, 等. 浅谈土壤有机碳密度及储量的估算方法[J]. 土壤通报, 2006, 37(5): 1007-1011.
- [24] 奚小环, 杨忠芳, 夏学齐, 等. 基于多目标区域地球化学调查的中国土壤碳储量计算方法研究[J]. 地学前缘, 2009, 16(1): 194-205.
- [25] 夏学齐, 杨忠芳, 余涛, 等. 中国东北地区 20 世纪末土地利用变化的土壤碳源汇效应[J]. 地学前缘, 2011, 18(6): 56-63.
- [26] 任国玉, 郭军, 徐铭志, 等. 近 50 年中国地面气候变化基本特征[J]. 气象学报, 2005, 63(6): 942-956.
- [27] 王立刚, 邱建军, 马永良, 等. 应用 DNDC 模型分析施肥与翻耕方式对土壤有机碳含量的长期影响[J]. 中国农业大学学报, 2004, 9(6): 15-19.
- [28] 朱咏莉, 韩建刚, 吴金水. 农业管理措施对土壤有机碳动态变化的影响[J]. 土壤通报, 2004, 35(5): 648-651.
- [29] 李德文, 孟凡祥, 史奕, 等. 农业管理措施对土壤有机碳固存潜力影响的研究进展[J]. 农业系统科学与综合研究, 2005, 11, 21(4): 260-263.