中国及全球陆地生态系统碳源汇特征及其对碳中和的贡献

杨元合^{1,2†}, 石岳^{1,2†}, 孙文娟^{1,2†}, 常锦峰^{3†}, 朱剑霄⁴, 陈蕾伊¹, 王欣¹, 郭焱培⁵, 张宏图⁵, 于凌飞¹, 赵淑清⁵, 徐亢³, 朱江玲⁵, 沈海花^{1,2}, 王媛媛¹, 彭云峰¹, 赵霞¹, 王襄平⁶, 胡会峰¹, 陈世革^{1,2}, 黄玫⁷, 温学发^{2,7}, 王少鹏⁵, 朱彪⁵, 牛书丽^{2,7}, 唐志尧⁵, 刘玲莉^{1,2}, 方精云^{1,5*}

1. 中国科学院植物研究所, 植被与环境变化国家重点实验室, 北京 100093;
2. 中国科学院大学, 北京 100049;
3. 浙江大学环境与资源学院, 杭州 310058;
4. 兰州大学草地农业科技学院, 草地农业生态系统国家重点实验室, 兰州 730020;
5. 北京大学城市与环境学院, 生态研究中心, 地表过程分析与模拟教育部重点实验室, 北京 100871;
6. 北京林业大学生态与自然保护学院, 北京 100083;
7. 中国科学院地理科学与资源研究所, 生态系统网络观测与模拟重点实验室, 北京 100101

† 同等贡献

* 联系人, E-mail: jyfang@urban.pku.edu.cn

收稿日期: 2021-10-06; 接受日期: 2021-12-13; 网络版发表日期: 2022-03-15

国家自然科学基金(批准号: 31988102)资助

摘要 增强陆地生态系统碳汇(简称陆地碳汇)是减缓大气二氧化碳(CO₂)浓度上升和全球变暖的重要手段,也是实现我国“碳中和”目标的有效途径。为全面理解陆地碳汇特征及其对实现“碳中和”目标的贡献,本文系统梳理了近40年来陆地碳源汇研究的主要进展,阐述了全球和我国陆地碳汇的时空格局及其驱动因素,分析了陆地碳汇对实现“碳中和”目标的作用。根据全球碳收支评估报告,过去60年全球陆地碳汇从1960年代的(-0.2±0.9) Pg C yr⁻¹(弱碳源; 1 Pg=10¹⁵ g=10亿吨碳)增加至2010年代的(1.9±1.1) Pg C yr⁻¹(碳汇)。目前,陆地碳汇主要分布在北半球中高纬度地区,而热带地区表现为微弱的碳汇或碳源。不同类型生态系统的碳汇大小存在差异:森林是陆地碳汇的主体,灌丛、湿地生态系统和农田土壤整体表现出碳汇功能,但草地的碳源汇功能尚不明确。此外,荒漠生态系统可能起着碳汇功能,但其大小和形成机制尚存在争议。大气CO₂浓度上升、氮沉降、气候变化和土地覆盖变化等是影响陆地碳汇强度的主要因素,火灾、气溶胶等因素也影响其大小。不同区域陆地碳汇的驱动因素存在差异:北美和欧洲陆地碳汇主要是大气CO₂浓度上升和气候变化等因素所致;而在中国,除了上述全球变化要素外,植树造林、生态修复也是驱动其碳汇的重要因素。综合以往研究结果评估,目前我国陆地碳汇强度为0.20~0.25 Pg C yr⁻¹,预计2060年可能处于0.15~0.52 Pg C yr⁻¹之间。未来研究需通过扩大生态系统调查与监测的范围、完善陆地生物圈模型等途径提升陆地碳汇的评估精度,量化各类措施对生态系统碳汇潜力的影响,精准评估我国陆地碳汇对实现“碳中和”目标的贡献。

引用格式: 杨元合, 石岳, 孙文娟, 等. 中国及全球陆地生态系统碳源汇特征及其对碳中和的贡献. 中国科学: 生命科学, 2022, 52: 534–574, doi: 10.1360/SSV-2021-0362

英文版见: Yang Y H, Shi Y, Sun W J, et al. Terrestrial carbon sinks in China and around the world and their contribution to carbon neutrality. Sci China Life Sci 2022, <https://doi.org/10.1007/s11427-021-2045-5>

关键词 陆地生态系统, 碳汇, 碳中和, 碳循环, 全球变暖

陆地生态系统具有固定 CO_2 、净化空气、涵养水源、水土保持、防风固沙、维持生物多样性等诸多功能. 其中, 固碳功能也称碳汇功能, 在全球气候变化和“碳中和”背景下具有十分重要的意义. “碳中和”本质上是化石燃料使用和土地利用变化导致的碳排放量与包括生态系统碳汇、碳捕集利用与封存(carbon capture, utilization and storage, CCUS)等在内的各种碳吸收量之间的平衡, 即净零排放^[1,2]. 换言之, 实现“碳中和”就是降低前者并/或增加后者, 从而使前者被后者所抵消. 因此, 增强生态系统碳汇功能是减缓大气 CO_2 浓度上升和全球气候变暖的有效途径, 是实现“碳中和”目标的关键因素.

陆地生态系统碳汇大小是生态系统碳循环作用的结果. 生态系统碳循环是指生态系统与外界进行以 CO_2 为主的碳交换过程^[3]. 具体而言, 植物通过光合作用, 将大气中的 CO_2 固定为有机物质, 其中一部分的碳元素通过植物呼吸作用转化为 CO_2 释放至大气, 一部分以植被生物量的形式储存起来, 还有一部分则通过凋落物、根系分泌物等进入土壤. 进入土壤的碳元素大多会经过微生物的分解作用, 再次以 CO_2 的形式回到大气, 从而使碳元素完成从大气进入植被, 部分再进入地表和土壤, 然后又部分地回到大气的这一循环过程^[3]. 生态系统依据其碳收支状况, 可以分为碳源和碳汇; 前者表示系统的排放量大于吸收量, 整体处于净排放的状态, 后者则代表生态系统整体处于净吸收的状态(即系统的吸收量大于其排放量). 生态系统碳循环状况决定生态系统碳源汇大小和变化等特征, 从而影响大气 CO_2 浓度上升的程度, 进而影响全球温暖化的进程^[4-6].

陆地生态系统碳源汇通常用净生态系统生产力(net ecosystem productivity, NEP)测度. 如果NEP为正值, 表明该生态系统为碳汇, 反之则为碳源. 这一概念适用于不受干扰的自然生态系统, 但在区域以及更大的空间尺度应该使用净生物群区生产力(net biome productivity, NBP)这一指标. 该指标从NEP中减去了因火烧、病虫害、动物啃食、森林间伐以及农林产品

收获等非生物呼吸代谢所消耗的光合产物^[7]. 在全球尺度, NBP仅占NEP的一小部分, 可能不超过NEP的1/5^[8]. 鉴于陆地碳汇在调节气候变暖中的关键作用, 近40年来国内外学者在各类生态系统、不同区域以及全球尺度上开展了大量研究, 方精云等人^[9]对此曾进行过较为系统的论述. 本文回顾国内外关于陆地生态系统碳源汇研究历史, 然后从全球与中国两个尺度针对各类型生态系统及其总体, 系统阐述陆地生态系统的碳源汇特征、变化及其驱动机制, 展望陆地碳汇在实现“碳中和”目标中的作用.

1 碳源汇研究简史

1.1 化石燃料碳排放及其去向

作为地球上最重要的生物地球化学循环之一, 碳循环耦合了地球系统中的各类物质循环过程和能量流动, 深刻地影响了生态系统功能与人类社会的可持续发展^[10]. 工业革命以来, 人类活动深刻改变了全球碳循环. 人为排放的 CO_2 在大气、海洋和陆地生物圈之间进行交换. 一般来说, 自然状态下 CO_2 在生物圈与大气圈之间的流动过程保持平衡状态, 即生物圈从大气圈中吸收的 CO_2 几乎等量地释放到大气中. 然而, 进入工业化时代以后, 人类大量使用化石燃料向大气释放了大量 CO_2 , 热带森林砍伐等土地利用变化也导致相当多的 CO_2 排放, 从而打破了生物圈与大气圈之间原有的碳平衡^[11], 也引发了全球温暖化等环境问题.

按照近期的研究^[12], 2010~2019年间化石燃料燃烧和土地利用变化每年平均分别向大气排放的碳量为9.4和1.6 Pg C(图1). 这些由人类活动引起的碳排放约有46%(5.1 Pg C)存留在大气中, 剩余的31%和23%分别被陆地生态系统(3.4 Pg C)和海洋生态系统(2.5 Pg C)所固定. 这就是全球陆地和海洋生态系统的碳汇总量. 扣除土地利用变化造成的碳释放后, 陆地生态系统碳汇为1.9 Pg C yr^{-1} . 需要提及的是, 1960年代以前, 人类活动导致的碳排放主要来自土地利用变化(如热带毁林开荒), 而化石燃料排放是次要的^[13].

图1 人类活动引起的全球碳排放及其去向示意图 (2010~2019年). 数据源自文献[12]

Figure 1 Global anthropogenic carbon emissions and their fates during 2010–2019. The data are derived from ref. [12]

1.2 陆地碳源与碳汇之争

20世纪70年代以前, 学术界认为陆地生态系统由于植被的光合作用过程而起着碳汇功能. 然而, 自1970年之后, 陆地生态系统的碳汇功能受到不少学者的质疑^[14], 他们认为由于植被破坏等因素, 陆地生态系统的碳汇功能有限, 甚至可能是个碳源(即CO₂净释放). 其中, 1973年Reiners^[15]首次提出生态系统作为大气的碳源问题. 随后, Bolin^[16]和Woodwell等人^[17]先后在*Science*杂志撰文, 指出全球森林特别是热带森林砍伐带来的碳释放是全球大气CO₂浓度升高的主要原因之一. 由此, 学术界展开了一场关于陆地生态系统, 尤其是森林生态系统是大气CO₂之源还是之汇的广泛争论^[9], 并由此引发了一个关键科学问题: 如果陆地生态系统没有碳汇功能, 那么化石燃料使用后排放的CO₂去了哪里呢^[18]?

早期的估算认为, 森林等陆地生态系统每年向大气释放的CO₂量可达1.0~7.8 Pg C^[16,17,19,20], 但也有一些学者提出了相反的观点. 例如, Broecker等人^[21]分析认为, 1958~1975年间陆地生物圈吸收的CO₂量超过了其释放量, 具有碳汇功能. 这种认识后来成为碳循环研究的主流观点. 特别是20世纪90年代成为陆地碳源汇研究的转折点. 其中, 最具代表性的工作来自Tans等人^[22]. 他们发现, 北半球中高纬度陆地生态系统是一个巨大的碳汇, 其值可达2~3 Pg C yr⁻¹; 相较而言, 海洋生态系统的碳汇作用有限. 之后, 多位科学家从不同角度证实了陆地生态系统, 尤其是森林生态系统的碳汇作用^[23~26]. 这种观点一直延续至今. 目前, 人们对陆地生态系统碳源汇的研究主要聚焦于其强度、分布、

变化和机制.

1.3 陆地碳汇研究简史: 基于方法学的视角

20世纪90年代以来, 人们基于地面调查、生态系统通量监测、大气监测与反演、模型模拟等手段对陆地生态系统碳源汇开展了大量研究. 尽管不同研究得出的碳汇大小存在差异, 但这些研究大都表明陆地生态系统是显著碳汇^[9].

(1) 地面调查. 20世纪80年代, 学术界首先认识到北美地区森林发挥着重要的碳汇功能^[27]. 随后, 不同研究人员估算出美国森林碳汇处于0.07~0.35 Pg C yr⁻¹之间^[28~31]. 和北美的结果类似, Kauppi等人^[23]发现1971~1990年间欧洲森林的碳汇强度处于0.09~0.12 Pg C yr⁻¹之间. Sedjo^[24]和Dixon等人^[25]基于森林资源清查资料证实, 北半球陆地生态系统是一个重要的碳汇. 之后, Myneni等人^[32]进一步比较了北半球各大陆之间森林碳汇的差异, 发现欧亚大陆的森林碳汇强度显著高于北美大陆. 同年, Pacala等人^[33]和Fang等人^[34]分别估算了美国和中国森林碳收支, 并指出两国的森林均表现为显著的碳汇. 其中, 美国森林碳汇可抵消其化石燃料排放约10%~20%^[33](化石燃料排放数据来源于全球碳计划); 而中国森林的生物量碳汇相对较小, 抵消化石燃料排放能力较弱^[34]. 2003年, Janssens等人^[35]的研究则指出, 欧洲森林能够抵消欧洲化石燃料排放的7%~12%. Fang等人^[36]进一步利用森林、草地、农田、灌丛等观测数据, 对中国陆地植被的碳收支进行了估算, 发现1981~2000年间中国陆地植被的碳汇为0.096~0.106 Pg C yr⁻¹, 可抵消同期中国化石燃料碳排放量的14.6%~16.1%; 如果考虑土壤碳汇, 则可抵消化石燃料碳排放的21%~27%. 这项工作后来得到进一步完善和发展. 2009年, Piao等人^[37]基于清查资料、过程模型模拟和大气反演三种方法, 估算得到中国陆地生态系统的固碳能力为0.19~0.26 Pg C yr⁻¹, 可抵消同时期化石燃料排放的28%~37%. 在上述工作的基础上, Fang等人^[38]和Tang等人^[39]基于中国科学院“应对气候变化的碳收支认证及相关问题”项目(简称“碳专项”)系统调查的来自森林、草地、灌丛、农田等生态系统的17000多个样方数据, 评估了中国陆地生态系统的碳储量及其变化. 他们发现, 2001~2010年间中国陆地年均碳汇为0.201 Pg C yr⁻¹; 其中, 森林碳汇占主体, 贡献了约80%的碳汇, 农田和灌丛生态系统各

占总碳汇的12%和8%, 而草地生态系统则基本处于碳中性或弱碳源状态^[38].

近年来, 基于地面观测手段评估陆地碳汇的研究逐渐向两个方面发展. 一方面, 碳汇评估从以往关注的生物量组分逐渐开始转为关注生态系统全组分, 即包括生物量、木质残体、凋落物和土壤有机质等多个组分^[40]. 例如, Pan等人^[41]利用全球各地的森林调查资料以及长期观测资料, 重新评估了全球森林全组分的碳收支, 发现全球森林总碳汇高达4.0 Pg C yr⁻¹, 扣除热带毁林造成的碳释放后全球森林碳汇为1.1 Pg C yr⁻¹. 此后, Zhu等人^[42]对我国森林生态系统全组分碳汇进行了调查, 估算得到1990年代至2010年代间中国森林生态系统的全组分碳汇强度为0.15 Pg C yr⁻¹. 另一方面, 碳汇评估从以往关注的碳汇强度逐渐开始同时关注碳汇的变化趋势^[43~45]. 例如近期的研究显示, 森林死亡率的增加导致亚马逊热带森林的碳汇强度由1990年代的0.54 Pg C yr⁻¹下降至2000年代的0.38 Pg C yr⁻¹^[46]; 而非洲热带森林地上生物量碳汇强度在过去30年保持稳定(0.66 Mg C ha⁻¹ yr⁻¹; 1 Mg=10⁶ g)^[47].

(2) 生态系统碳通量监测. Wofsy等人^[48]采用涡度相关法, 首次报道了美国新英格兰落叶林生态系统年际尺度的CO₂通量连续观测结果, 发现其是一个较大的碳汇; 据此, 他们估算出全球温带森林的碳汇强度可达2.0 Pg C yr⁻¹. 随后, Goulden等人^[49]又报道了该落叶阔叶林的长期通量观测结果, 发现其在1991~1995年间平均每年的CO₂净吸收量约为1.4~2.8 Mg C ha⁻¹. 欧洲通量网(EuroFlux)的观测同样明确了森林生态系统的碳汇功能. 例如, Martin等人^[50]的估算结果显示, 1997年欧盟国家的森林碳汇为0.17~0.35 Pg C, 约占其人为CO₂排放量的20%~40%. 类似地, Valentini等人^[51]发现1996~1998年间, 欧洲森林的15个通量监测点总体呈现CO₂净吸收状态, 但其变异程度较大, 单位面积的碳汇强度在-1.0~6.6 Mg C ha⁻¹ yr⁻¹之间变动. 之后, Papale和Valentini^[52]基于EuroFlux的观测数据, 结合人工神经网络模型, 估算的欧洲森林净碳吸收量为0.47 Pg C yr⁻¹. 类似地, 来自亚洲区的通量观测结果显示, 1990~2010年间东亚季风区亚热带森林生态系统NEP高达(3.6±0.4) Mg C ha⁻¹ yr⁻¹, 与北美亚热带森林和欧洲温带森林生态系统的碳吸收强度相当^[53]. 在区域尺度的观测基础上, Luyssaert等人^[54]基于全球通量观测数据的整合分析进一步证实森林生态系统碳汇功

能及其区域变异. 他们发现全球森林生态系统NEP处于0.4~4.0 Mg C ha⁻¹ yr⁻¹之间, 其中热带湿性常绿林最大, 而寒温带半干旱常绿林最低. 近10年来, 随着通量观测数据的不断积累, 不少研究采用通量观测数据与机器学习模型等相结合的手段实现了通量数据从站点到区域乃至全球尺度的扩展, 进一步明确了陆地生态系统的碳汇功能^[55~60].

(3) 大气成分监测与大气反演. Tans等人^[22]较早地基于大气CO₂浓度观测数据, 发现20世纪80年代全球陆地碳汇为1.5~2.0 Pg C yr⁻¹, 并且预测陆地碳汇主要集中于北半球中高纬度地区, 其范围可达2.0~3.4 Pg C yr⁻¹. 随后, Ciais等人^[61,62]和Keeling等人^[63]使用不同数据源和大气反演方法, 发现1990年代初期北半球中高纬度碳汇为1.9~3.5 Pg C yr⁻¹, 相当于同期化石燃料排放量的30%~50%; 热带地区则主要为碳源. Fan等人^[64]报道了1988~1992年间全球陆地碳汇的反演结果, 认为全球陆地碳汇主要由北美地区贡献, 其大小可达(1.7±0.5) Pg C yr⁻¹, 欧亚及北非地区的碳汇仅有(0.1±0.6) Pg C yr⁻¹, 其余地区则为碳源. 而Bousquet等人^[65]基于三维大气传输模型的反演结果认为, 1985~1995年间亚洲北部碳汇最大, 达(1.5±0.7) Pg C yr⁻¹, 北美和欧洲则分别仅有(0.5±0.6)和(0.3±0.8) Pg C yr⁻¹.

自2000年以来, 随着大气CO₂观测数据的积累和反演模型的改进, 大气反演方法被广泛用于评估全球、国家和区域尺度的陆地碳汇. 在全球尺度, Battle等人^[66]通过测定大气中氧气和δ¹³C的变化估计的20世纪90年代全球陆地碳汇为(1.4±0.8) Pg C yr⁻¹. 之后, Gurney等人^[67]采用16个大气传输模式的反演结果显示, 1992~1996年间全球陆地碳汇约1.6 Pg C yr⁻¹. 这一结果与Thompson等人^[68]基于7个大气反演系统报道的结果接近, 即1996~2007年间全球陆地碳汇为1.7 Pg C yr⁻¹. 在北半球尺度, Stephens等人^[69]通过对大气CO₂浓度垂直分布观测数据的分析, 提出以往大气反演结果可能高估了北半球陆地碳汇, 重新约束后其大小约为1.5 Pg C yr⁻¹. 进一步基于全球7个长期大气CO₂浓度监测站点的数据分析结果显示, 1960年代至1980年代期间北半球陆地碳汇保持稳定((0.9±0.3)~(1.1±0.4) Pg C yr⁻¹), 其后在1990年代碳汇强度增加至(1.6±0.4) Pg C yr⁻¹, 在2000年代继续增加至(2.1±0.5) Pg C yr⁻¹^[70]. 在国家尺度, Jiang等人^[71]通过嵌套式贝叶斯反演

(nested Bayesian inversion)和中国碳追踪器(Carbon-Tracker-China)反演估算的2006~2009年间中国陆地碳汇为 $0.45 \text{ Pg C yr}^{-1}$, 考虑横向通量后调整为 $0.35 \text{ Pg C yr}^{-1}$. 之后, Wang等人^[72]基于GEOS-Chem三维化学传输模型模拟的 CO_2 地表通量, 估算得到2010~2016年间中国陆地碳汇高达 $(1.1 \pm 0.4) \text{ Pg C yr}^{-1}$. 这一结果超过Jiang等人^[71]的估算值的两倍以上, 约占同期全球陆地碳汇的1/2. 在区域尺度, Gatti等人^[73,74]基于4个站点大气垂直剖面的成分监测, 发现亚马逊森林生态系统在湿润和干旱年份的碳源汇特征存在显著差异: 湿润年份森林碳汇约 $(0.25 \pm 0.14) \text{ Pg C yr}^{-1}$, 而在干旱年份则呈碳中性; 但在毁林和火灾等因素的影响下, 亚马逊流域在湿润年份为碳中性, 而在干旱年份则转变为碳源.

(4) 模型模拟. 早在1990年, Prentice和Fung^[75]就利用GISS/GCM模型模拟了陆地碳循环对气候变化的响应, 认为气候变化将促进植被的生长, 进而导致陆地生态系统碳汇功能增强. 从20世纪90年代中期开始, 生态系统过程模型被广泛应用于模拟全球碳平衡, 并均发现陆地植被的碳汇功能, 但不同研究预测的碳汇强度存在较大差异^[76-80].

2000年以来, 综合应用包括模型模拟在内的多种手段评估陆地碳源汇成为碳循环领域的趋势. 例如, Pacala等人^[33]和Piao等人^[37]在使用地面观测和大气反演手段的同时, 也结合多模型模拟手段分别评估了美国和中国陆地生态系统碳汇, 发现其碳汇强度分别为 $0.30 \sim 0.58$ 和 $0.19 \sim 0.26 \text{ Pg C yr}^{-1}$. Poulter等人^[81]利用生物地球化学模型、大气反演以及卫星观测数据等, 得出1982~2011年间全球陆地生态系统表现为碳汇, 认为南半球半干旱区植被生长对气候波动的响应是导致全球陆地碳汇年际变异的重要原因之一. Piao等人^[82]采用大气反演、陆地碳循环模型和簿记模型等方法, 发现1998~2012年间全球陆地碳汇增长趋势达 $(0.17 \pm 0.05) \text{ Pg C yr}^{-2}$, 这种快速增长主要得益于土地利用变化排放的减少.

由于不同模型在结构、参数和算法上存在显著差异, 越来越多的研究者采用多模型模拟和比较的手段来量化陆地碳源汇评估中的不确定性. 例如, Schimel等人^[80]采用3个不同的生态系统过程模型模拟了1980~1993年间美国陆地生态系统碳汇, 得出其平均碳汇强度为 $0.08 \text{ Pg C yr}^{-1}$. Keenan等人^[83]则基于10个动

态全球植被模型, 发现自1950年代以来全球陆地碳汇稳步增加, 由 $1 \sim 2 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 增加至2000年代的 $2 \sim 4 \text{ Pg C yr}^{-1}$, 进而导致大气 CO_2 浓度增长率的停滞. 同时, 近年来国际多模型比较计划也得到迅速发展, 如MsTMIP(<https://nacp.ornl.gov/MsTMIP.shtml>)、ISIMIP(<https://www.isimip.org/>)以及每年用于全球碳平衡报告的GCP-TRENDY(<http://globalcarbonproject.org/>)等. 另外, 自联合国政府间气候变化专门委员会(Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)第四次评估报告(IPCC AR4)以来, 耦合碳循环-气候模型比较计划(Coupled Climate Carbon Cycle Model Intercomparison Project, C4MIP)致力于采用气候模式评估陆地和海洋碳循环的反馈效应. 这些多模型比较计划的研究均确认了全球陆地生态系统的碳汇功能^[4,12,84-86].

总之, 地面调查、通量观测、大气监测与反演以及模型模拟均表明, 陆地生态系统是显著的碳汇, 对于维持全球碳平衡具有重要意义. 不过, 当前研究在陆地碳汇大小及其驱动机制方面所获结论还存在较大差异, 因此需要从不同视角开展进一步的检验和论证.

2 全球陆地生态系统碳汇大小、分布及变化趋势

陆地生态系统类型复杂多样, 其碳源汇具有显著的时空异质性. 本节将阐述全球各类陆地生态系统及全球陆地的碳源汇大小、分布及变化趋势.

2.1 森林生态系统

全球森林面积为42亿公顷, 约占陆地总面积的30%^[87,88]. 森林中储存着大量碳, 其碳库变化能导致大气 CO_2 浓度波动, 从而进一步调节气候变化^[25]. 作为陆地碳汇的主体, 森林碳汇被认为是抵消化石燃料碳排放的有效途径^[38,41,89]. 甚至可以说, 森林碳汇是实现“碳中和”目标的主要途径. 因此, 准确估算森林碳汇的大小及其变化趋势不仅是全球变化领域关注的焦点问题, 也为我国实现“碳中和”目标提供基础支撑.

森林生态系统碳库估算是森林碳循环研究中关注的基本问题. 20世纪60~70年代, 国际生物学计划(International Biological Programme, IBP)的正式实施推动了全球森林碳循环研究, 为后续全球尺度的分析提供了基础数据^[90]. Dixon等人^[25]利用文献整合资料估

算的全球森林生态系统碳库大小为1146 Pg C, 其中生物量和土壤碳库分别为359和787 Pg C. 受限于相对薄弱的信息, 该估算结果存在很多问题. 随着各国森林清查资料的日趋完善、遥感技术和模型方法的不断发展, 学术界对全球森林生态系统碳库已有更完整的认知. 其中, Pan等人^[41]的工作比较有代表性. 该研究基于主要国家和地区的森林调查资料及生态系统长期观测资料, 并结合了遥感和生态模型等技术手段, 对全球森林生态系统碳库进行了全面评估. 根据该研究的估算, 全球森林碳库为861 Pg C, 分别储存在生物量(363 Pg C; 占42%)、土壤(383 Pg C; 44%)、凋落物(43 Pg C; 5%)和枯死木(73 Pg C; 8%). 从碳库的区域分布来看, 热带森林碳库最大(471 Pg C), 寒带森林次之(272 Pg C), 温带森林最低(119 Pg C); 而热带地区的原始林储存了393 Pg C, 次生林碳库为78 Pg C^[41].

在量化碳库大小的基础上, 通过比较不同时期森林生态系统碳库的变化可以得到全球森林碳源汇大小(表1)^[91~95]. 如前所述, 20世纪90年代以前, 由于热带毁林导致的森林面积和生物量的减少, 全球森林通常被

认为是大气CO₂之源^[17,20]. Dixon等人^[25]也认为, 20世纪80年代全球温带森林和寒温带森林因生长和面积扩张每年吸收0.7 Pg C, 但不能弥补因热带毁林导致的约1.6 Pg C yr⁻¹的释放量; 也就是说, 全球森林每年向大气净释放0.9 Pg C. 然而, 早期的研究结果由于数据信息不全从而导致估算误差较大. 基于更为全面的森林清查资料的分析结果显示, 1990~2007年间全球森林约固定4.0 Pg C yr⁻¹, 约占同期化石燃料碳排放的1/2. 然而, 热带毁林等人为活动约排放2.9 Pg C yr⁻¹^[41]. 这样一来, 全球森林实际碳汇为1.1 Pg C yr⁻¹. 就碳汇的分布而言, 温带和寒带森林分别为0.72和0.50 Pg C yr⁻¹, 而热带原始林和次生林因森林再生长的碳汇分别为1.19和1.64 Pg C yr⁻¹, 几乎可以抵消因热带毁林导致的2.94 Pg C yr⁻¹的释放量, 即热带森林表现为一个微弱的碳源(-0.11 Pg C yr⁻¹)或处于碳中性. 该研究是迄今为止对全球森林碳平衡最为系统的一次评估. 此后, 学术界基本形成了全球森林是一个显著碳汇的共识, 热带毁林导致的碳排放很大程度可以被热带原始森林的生长, 以及毁林后的森林恢复等碳吸收过程所抵消.

表 1 不同时期全球和中国森林生态系统碳汇

Table 1 Carbon sink estimates of global and China's forest ecosystems during different periods

研究区域	碳汇	时期	数据来源与方法	参考文献
生态系统碳汇(Pg C yr ⁻¹)				
全球	-0.90	1987~1990	文献数据整合	[25]
全球	1.10	1990~2007	森林资源清查、定位观测、过程模型	[41]
全球	2.15	2001~2010	林龄序列观测、过程模型	[89]
全球	8.95	1990s~2000s	通量观测	[53]
中国	0.08	1980~2000	森林资源清查、过程模型、大气反演	[37]
中国	0.18	1988~2001	过程模型	[91]
中国	0.15	1988~2008	样带调查、文献数据整合	[42]
中国	0.12~0.17	1977~2013	森林资源清查	[92]
中国	0.16	2001~2010	“碳专项”调查数据	[38]
中国	0.59 ^{a)}	2005~2015	通量观测+过程模型	[93]
生物量碳汇(Pg C yr ⁻¹)				
中国	-0.022	1949~1980	森林资源清查	[34]
中国	0.015	1970s~1980s	森林资源清查	[94]
中国	0.021	1980~1998	森林资源清查	[34]
中国	0.050	1984~1998	森林资源清查	[95]
中国	0.068	1990s	森林资源清查	[94]
中国	0.109	1999~2008	森林资源清查	[95]

a) 由平均碳汇强度(325.2 g C m⁻² yr⁻¹)以及世界粮农组织(FAO)和中国森林清查资料记录的森林面积计算得到

和森林清查资料的估算结果类似, 基于通量塔的观测进一步从区域和全球尺度证实森林生态系统的碳汇功能. 在区域尺度上, Morales等人^[96]基于15个通量观测站点的监测数据, 发现欧洲地区森林碳汇处于 $-2.58 \sim 7.79 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 之间; Schwalm等人^[97]整合了1991~2007年间北美地区28个森林通量观测站点数据, 其平均碳汇为 $1.46 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$; Yu等人^[53]基于通量观测数据发现, 1990~2010年间 $20^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ 间的东亚季风区亚热带森林碳汇为 $3.6 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$. 在全球尺度上, Wang等人^[98]通过收集的75个站点通量塔数据计算得出的全球森林平均NEP为 $2.6 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$. 总的来说, 通量观测的结果均证实全球森林碳汇这一事实, 但基于通量站点推算的全球森林碳汇高于基于清查资料或样地实测的结果^[99]. 这主要是由于火烧以及淋溶、木材产品等横向通量的存在使得基于通量塔数据估算得到的区域或更大空间尺度上的NEP大于实际的碳汇(NBP).

近几十年来, 全球森林碳汇呈增强趋势, 但该趋势存在区域差异. Tagesson等人^[100]基于土地覆被变化观测资料与动态全球植被模型相结合的手段, 发现1992~2015年间全球森林碳汇呈增强趋势, 且北方森林和热带森林贡献了大部分的碳汇. 此外, Lewis等人^[101]基于非洲10个国家79个热带森林样地观测数据的分析结果显示, 从20世纪70年代至21世纪初, 非洲热带森林生物量及枯死木碳汇强度可达 $0.34 \text{ Pg C yr}^{-1}$, 该数值接近同时期亚马逊热带森林的碳汇水平^[46]. 然而, 值得重视的是, 热带毁林和森林持续退化可能会使热带森林重新变为碳源^[74,102]. 比如, 气候干旱和火灾频发^[103,104]导致亚马逊热带森林生物量碳汇已从20世纪90年代的 $0.54 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 减少至目前的 $0.38 \text{ Pg C yr}^{-1}$, 下降了约30%^[46]. 按照最近的估计, 亚马逊热带雨林面积显著下降, 且衰退速率正在加剧, 导致2010~2019年间该区域热带森林地上生物量净损失 0.67 Pg C ^[102]. 然而, 和亚马逊热带雨林不同的是, 过去30年非洲热带森林地上生物量碳汇较为稳定^[47].

2.2 草地生态系统

草地约占全球陆地面积的20%^[105], 在陆地碳循环中发挥着重要作用, 且具有生物量年际变异大, 对气候变化和人类活动敏感等特点^[106,107]. 因此, 准确估算草地碳储量及其源汇大小对认识陆地碳源汇特征具有重

要意义.

从20世纪70年代起, 国外学者就开始对全球草地生态系统碳储量进行估算^[108~110]. 早期, 基于IBP计划以及文献资料估算的全球草地生态系统碳储量约为 634 Pg C (表2)^[111~125]. 20世纪90年代后, 随着卫星遥感技术的发展和全球数据库的完善, 学术界对全球草地生态系统碳储量的估算有了进一步的认识. 最近的估算结果显示, 全球草地碳储量约为 520 Pg C ^[115]. 综合以往结果, 全球草地的植被碳储量约为 63 Pg C (范围为 $50 \sim 120 \text{ Pg C}$), 土壤碳储量约为 423 Pg C (范围为 $279 \sim 592 \text{ Pg C}$; 表2).

目前, 学术界对于全球草地生态系统碳源汇大小和方向的认识还存在争议. 其中, 基于库差法得到的结果显示, 2003~2012年间全球草地表现出碳中性特征^[126]. 而利用全球通量数据的分析结果则指出, 全球草地为碳源, 1982~2001年间净生态系统生产力为 $(-1.9 \pm 0.1) \text{ Pg C yr}^{-1}$ ^[127]. 与之相反, 基于生态系统过程模型的研究却发现, 全球草地是个显著的碳汇, 1990~2007年平均碳汇强度为 $(0.37 \pm 0.19) \text{ Pg C yr}^{-1}$ ^[128].

全球草地碳源汇大小存在明显的区域差异. 基于通量观测的研究结果显示, 南美草地具有较高的碳汇, 其次为温带草地(欧亚)和寒冷区的草地(如加拿大、阿拉斯加和西伯利亚地区)^[127]. 相反, 干旱/半干旱区草地和热带草地, 包括东南美洲、非洲和澳大利亚、里海和安第斯山脉等地区的草地表现出明显的碳源特征. 基于模型的研究表明, 草地碳汇主要发生在天然及利用强度低的草地类型, 占草地碳汇的80%^[128]. 从不同区域来看, 全球草地碳汇主要分布于北美、欧洲和俄罗斯地区, 而草地畜牧业的发展使得拉丁美洲、非洲和东南亚地区的草地成为较大的碳源^[128].

除了碳源汇大小的差异, 不同方法得到的全球草地碳源汇的变化趋势也有所不同. 基于模型模拟的结果发现, 全球草地在20世纪后半叶的碳汇强度显著高于20世纪前半叶, 然而1980年代以来全球草地碳汇强度呈现减弱的趋势^[128]. 而基于通量观测的研究显示, 1982~2011年间全球草地碳释放的速率在逐渐降低, 碳源强度减弱^[127]. 尽管如此, 这两项研究对过去30年间草地碳源汇变化的空间分布有较为一致的结果, 均认为北美、欧洲和俄罗斯中高纬度地区是碳汇增强的主要区域^[127,128], 而南美中部、非洲和东南亚地区草地则呈现碳源增强^[128]或碳汇减弱的趋势^[127].

表 2 全球和中国草地生态系统碳密度和碳储量

Table 2 Carbon density and storage of grasslands in China and around the world

研究区域	面积 ($\times 10^4 \text{ km}^2$)	碳密度(Mg C ha^{-1})			碳储量(Pg C)			数据来源与方法	参考文献
		植被	土壤	合计	植被	土壤	合计		
全球草地 ^{a)}	3500	21	160	181	75	559	634	文献数据整合	[108] ^{g)}
全球草地 ^{b)}	3690		75.6			278.9		文献数据整合	[111]
全球草地 ^{c)}	4182	10.1	141.4	151.5	42.1	591.5	633.6	文献数据整合	[112]
全球草地 ^{d)}	3130	16.1			50.4			IBP全球数据库	[113]
全球草地	3370	15.4	101.0	116.4	51.8	340.3	392.3	过程模型	[109]
全球草地 ^{e)}	4540	23	93	116	102	423	525	文献数据整合	[110]
全球草地	5430	22			119~121			文献数据整合	[114]
全球草地 ^{e)}	4540			114.5			520	全球数据库	[115]
中位值		18.6	101.0	116.4	63.4	423.0	525		
中国草地	405.9	11.5	132.4	143.8	4.7	53.7	58.4	全球草地生物量碳密度	[116]
中国草地 ^{f)}	299.0	10.2	137.2	147.5	3.1	41.0	44.1	全球草地生物量碳密度	[117]
中国草地	430.7	2.4			1.0			国家草地资源调查	[118]
中国草地	331.4	3.2			1.0			国家草地资源调查+遥感数据	[119]
中国草地	331.4	3.5			1.2			国家草地资源调查+遥感数据	[36]
中国草地	334.1	3.2			1.1			国家草地资源调查+遥感数据	[120]
中国草地	278.5		135.4			37.7		第二次全国土壤普查	[121]
中国草地	167.0	3.4	99.9	103.3	0.6	16.7	17.3	过程模型	[122]
中国草地	394.9	8.0	142.6	150.6	3.2	56.3	59.5	过程模型	[123]
中国草地	281.3	4.8	85.4	90.2	1.4	24.0	25.4	“碳专项”调查数据	[39]
中国草地			84.0			23.5		文献数据整合	[124]
中位值		3.5	132.4	143.8	1.2	37.7	44.1		

a) 含原文中的稀树草原(Savanna)、温带草原(Temperate steppe); b) 含原文中的热带疏林和稀树草原(Tropical woodland and savanna)、温带刺灌丛草原(Temperate thorn steppe)、寒温带草原(Cool temperate steppe); c) 含原文中的热带草地(Tropical grassland)、温带草地(Temperate grassland)、苔原及高寒草甸(Tundra and alpine meadow); d) 含原文中的热带稀树草原和疏林(Tropical savanna and woodland)、草灌综合植被(Grass and shrub complexes); e) 含原文中的热带稀树草原和草地(Tropical savanna and grassland)、温带草地和灌丛(Temperate grassland and shrubs); f) 相关的碳密度为原文中报道的储量与总面积之比; g) 转引自IPCC报告^[125]

2.3 灌丛生态系统

灌丛是胁迫条件下形成的典型植被类型, 现存面积约占全球陆地面积的10%^[129], 是“寒冷、干旱、贫瘠、干扰严重”生境中的重要碳库。近年来, 全球变化和人类活动加剧使得原生植被类型被次生或入侵的灌丛取代, 全球灌丛分布范围正不断扩大^[130,131]。因此, 灌丛生态系统将在陆地生态系统碳循环中扮演更加重要的角色。

自20世纪下半叶, 研究者基于观测数据和模型模拟等手段评估了全球灌丛碳储量(表3)^[132~142]。在基于观测数据的研究中, Whittaker和Likens^[132]最早通过文献整合分析估算的全球灌丛及相似生态系统(包括疏

林)的植被碳储量约为27.4 Pg C。之后, Prentice等人^[133]基于Olson等人^[113]和Zinke等人^[143]发表的全球植被和土壤碳数据, 计算得到全球灌丛及相似生态系统(包括疏林和草地)的总碳储量约为306 Pg C。进一步地, Prentice等人^[110]基于文献数据计算出温带灌丛和草地总碳储量的中值约为251.5 Pg C。在基于模型模拟的研究中, Foley^[134]利用DEMETER模型估算全球灌丛及相似生态系统(包括疏林和草地)的植被和土壤总碳储量约为310.3 Pg C; Prentice等人^[135]利用LPX(land processes and eXchanges)模型估算得到全新世的全球灌丛及相似生态系统(包括草地、硬叶疏林和灌木苔原)的植被和土壤总碳储量约为149 Pg C。综合来看, 全球灌丛及

表3 全球和中国灌丛生态系统碳密度和碳储量

Table 3 Carbon density and storage of shrub ecosystems in China and around the world

研究区域	植被类型	面积 ($\times 10^4 \text{ km}^2$)	碳密度(Mg C ha^{-1})			碳储量(Pg C)			数据来源与方法	参考文献
			植被	土壤	合计	植被	土壤	合计		
全球	灌丛及相似生态系统 ^{a)}	2600	10.4			27.4			文献数据整合	[132]
全球	灌丛及相似生态系统 ^{b)}	2700	24.1	88.7	112.8	65	241	306	文献数据整合	[133]
全球	灌丛及相似生态系统 ^{b)}	2525	24.4	98.5	122.9	61.6	248.7	310.3	过程模型	[134]
全球	灌丛及相似生态系统 ^{c)}	3110	4.5	43.7	48.2	14	135	149	过程模型	[135]
中位值			17.3	88.7	112.8	44.5	241	306		
中国	灌木林和疏林	45	8.0 ^{e)}			0.4 ^{e)}			文献数据整合	[136]
中国	灌丛及相似生态系统 ^{d)}	186	43.1	131.4	174.5	8.0	24.5	32.5	文献数据整合	[116]
中国	灌丛	155	10.9			1.7			文献数据整合	[137]
中国	灌丛	178	4.8	51.1	55.9	0.9	9.1	10.0	文献数据整合	[138]
中国	灌木林	54	9.9			0.5			森林资源清查 +文献数据整合	[139]
中国	灌木林	56	9.3			0.5			森林资源清查	[140]
中国	灌丛	188		72.5			13.6		第二次全国土壤普查	[141]
中国	灌丛	217	1.1	54.3	55.5	0.2	11.8	12.0	过程模型	[122]
中国	灌丛	90	35.4	46.1	81.5	3.2	4.2	7.4	经验模型	[142]
中国	灌丛	74	9.6	79.5	89.9 ^{f)}	0.7	5.9	6.7 ^{f)}	“碳专项”调查数据	[39]
中位值			9.6	63.4	81.5	0.7	10.5	10		

a) 含原文中的疏林和灌丛(Woodland and shrubland)、荒漠灌木林(Desert scrub); b) 含原文中的旱生疏林和灌木林(Xerophytic woods/scrub)、温性草地和灌丛(Warm grass/shrub)、寒性草地和灌丛(Cool grass/shrub); c) 含原文中的干旱草地和灌丛(Dry grassland/shrubland)、硬叶疏林(Sclerophyll woodland)、灌木苔原(Shrub-tundra); d) 含原文中的温带干旱灌木林(Temperate dry scrubs)、温带半干旱灌木林(Temperate semiarid scrubs)、暖温带灌木林(Warm-temperate scrubs)、热带灌木林(Tropical scrubs)、干旱灌丛和草原(Arid shrublands/steppe); e) 原文只统计了生物量(0.79 Pg), 本研究将其乘以经验的生物量碳转换系数(0.45)求得植被碳储量, 据此计算出植被碳密度; f) 包括凋落物碳密度(0.8 Mg C ha^{-1})和碳库(0.1 Pg C)

相似生态系统类型的植被碳密度在 $4.5\sim 24.4 \text{ Mg C ha}^{-1}$ 之间, 中值为 $17.3 \text{ Mg C ha}^{-1}$; 土壤碳密度在 $43.7\sim 98.5 \text{ Mg C ha}^{-1}$ 之间, 中值为 $88.7 \text{ Mg C ha}^{-1}$ (表3)。若假定纯灌丛的碳密度与这些混合植被类型的碳密度相近, 并将这些碳密度分别乘以灌丛面积^[129], 可大致估算出全球灌丛的植被碳储量约为 $24.2(6.3\sim 34.1) \text{ Pg C}$, 土壤碳储量约为 $123.8(61.0\sim 137.5) \text{ Pg C}$ 。

全球和区域尺度的研究均发现灌丛生态系统通常表现为碳汇。按照目前的研究, 全球稀疏灌丛和郁闭灌丛碳汇强度分别为 0.2 和 $0.6 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ^[144]。按照面积加权平均可得到全球灌丛的碳汇强度约为 $0.2 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$, 再乘以全球灌丛面积^[129]可计算出碳汇总量约为 0.3 Pg C yr^{-1} 。和全球尺度的结果类似, 来自美国^[145]、墨西哥^[146]和亚洲地区^[147,148]的研究均证实灌丛生态系统的碳汇功能。然而, 其碳汇强度存在较大的

空间差异, 甚至在少数区域表现为碳源^[149]。

灌丛碳汇呈现明显的时间动态, 但其变化趋势取决于时间尺度, 并存在明显的区域差异。在地质时间尺度上, Prentice等人^[133,135]发现, 自末次冰盛期以来全球灌丛(含草地、疏林和灌木苔原)的净初级生产力(net primary productivity, NPP)和碳库大小均有所降低。在年代际尺度上, 灌丛碳汇的波动在不同区域呈现上升、下降或者稳定等多种格局。例如, Ahlström等人^[150]发现, 1982~2011年间, 包括低纬度灌丛在内的半干旱区植被的NBP总体呈现上升趋势, 而包括高纬度灌丛在内的极地植被的NBP则总体保持稳定。其他研究则发现自21世纪以来, 美国荒漠灌丛^[145]和中亚干旱区的灌丛^[149]固碳能力由于水分胁迫加剧而降低, 使得前者碳汇速率降低而后者碳源速率增加; 但亚洲东部地区(主要包括东亚、南亚、东南亚)的灌丛碳汇强

度总体保持平稳^[148].

2.4 荒漠生态系统

全球荒漠生态系统面积为27.7亿公顷, 约占全球陆地面积的20%^[151]. 由于荒漠植被的覆盖率和生产力远低于其他生态系统, 该类生态系统中的碳主要以土壤碳的形式存在. 按照目前的估计, 全球荒漠生态系统总碳库约为250 Pg C, 其中土壤有机碳储量约为239 Pg C^[115].

全球不同地区均观察到荒漠植被地上生物量增加的现象. 来自非洲萨赫勒地区的观测证据显示, 生长季降水增加导致荒漠地区木本植物叶生物量以 $0.01 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 的速率增加^[152] (根据经验的生物量碳转换系数0.45换算). 在中亚干旱区, 气候变暖导致1982~1998年间归一化植被指数(normalized difference vegetation index, NDVI)显著增加, 但之后10余年显著下降^[153]. 除了降水对植被生长的促进效应, CO_2 施肥效应也能通过增加荒漠植物的水分利用效率, 从而提升其固碳能力. 例如, Donohue等人^[154]发现, 1982~2010年间大气 CO_2 浓度上升导致干热环境下的植被覆盖度增加了5%~10%. 不过总体来讲, 考虑到荒漠植被生产力的极大变异性, 目前还没有足够证据显示荒漠生态系统能形成稳定的植被碳汇.

荒漠系统碳源汇研究主要局限于站点水平的通量观测, 但观测结果显示其强度存在较大的空间变异, 对其形成机制也存在广泛争议. 来自美国奇瓦瓦沙漠中草本荒漠的两个站点的监测结果显示其为净碳排放, 释放速率为 $0.3\sim 1.5 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ^[155,156], 而在美国莫哈维沙漠、墨西哥灌木荒漠等地区的站点则表现为净碳吸收, 碳汇速率为 $0.4\sim 1.3 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ^[156~160]. 在美国莫哈维沙漠中监测到的碳汇速率较高($1.3 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$), 接近甚至超过草原等其他生态系统. 考虑到荒漠植被较低的NPP, 荒漠生态系统难以得到如此高的固碳速率, 也因此引发了学术界较大的争议. 目前的研究认为, 荒漠这种显著的净碳交换可能主要源于无机碳吸收过程, 比如碳酸盐风化和溶解无机碳的地下封存^[161,162]. 尽管如此, Schlesinger^[163]认为, 涡度相关系统所检测到的荒漠净碳吸收无法通过现有的机制解释, 通过无机碳形式进入土壤的 CO_2 会随时从土壤中返回大气, 无法形成稳定的碳汇.

2.5 湿地生态系统

湿地占全球陆地面积的5%~8%^[164], 其土壤碳储量占全球陆地土壤碳储量的20%~30%^[165,166]. 湿地不仅是生物圈中重要的碳汇^[166], 也是重要的甲烷(CH_4)排放源, 约占全球 CH_4 总排放的20%~30%^[167]. 因此, 湿地生态系统在全球陆地碳循环中起着关键作用.

自20世纪80年代, 不同学者对湿地碳库进行了估算(表4)^[168~177]. Post等人^[111]基于Olson等人^[178]给出的湿地面积以及Schlesinger^[179]估计的土壤碳密度, 对全球湿地土壤碳储量进行了估算, 得到的估计值为202 Pg C. 随后, Adams等人^[168]根据Post等人^[111]估算的土壤碳储量, 并结合植被生物量碳数据, 估算的全球湿地生态系统碳库大小为208 Pg C. 同时, Bohn^[169]、Eswaran等人^[170]和Batjes^[171]利用土壤分类系统估算的湿地土壤碳储量在330~377 Pg C之间. 以上全球湿地生态系统或湿地土壤碳储量的估算结果被后续研究广泛引用.

全球湿地总体表现出碳汇特征, 其碳汇强度为 $0.83 \text{ Pg C yr}^{-1}$ ^[164]. 然而, 湿地碳汇大小在不同区域或湿地类型间存在差异. 从区域来看, 热带湿地的碳汇速率最高($1.3 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$), 温带湿地次之($0.9 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$), 北方寒带湿地最低($0.2 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$)^[180]. 从湿地类型来看, 滨海湿地表现出较强的碳汇特征($2.1 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$), 而内陆湿地则呈现弱碳汇或碳中性($0.9 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$)^[181]. 并且全球变化背景下, 湿地碳汇大小呈现明显的时间动态. 例如, Qiu等人^[182]基于陆面过程模型的研究结果显示, 1861~2005年间北方泥炭湿地碳汇为 0.1 Pg C yr^{-1} ; 但在之后的近百年里(2006~2099), RCP2.6和RCP6.0两种气候情景下该碳汇将增加至 $0.18\sim 0.21 \text{ Pg C yr}^{-1}$. 类似地, Wang等人^[183]采用文献数据并结合补充调查的49个样点数据, 研究显示至21世纪末, 尽管滨海湿地面积会降低30%, 但在RCP4.5和RCP8.5两种情景下滨海湿地碳汇将分别增加10%和35%以上.

2.6 农田生态系统

全球农田面积约14亿公顷, 约占陆地总面积的12%^[184], 在保障粮食安全和减缓气候变化方面具有双重作用^[185~187]. 由于绝大部分作物碳在短时间内重新以 CO_2 形式返回大气, 农田生态系统碳源汇研究主要

表 4 全球和中国湿地生态系统碳密度和碳储量

Table 4 Carbon density and storage of wetlands in China and around the world

研究区域	面积 ($\times 10^4 \text{ km}^2$)	碳密度(Mg C ha^{-1})			碳储量(Pg C)			数据来源与方法	参考文献
		植被	土壤	合计	植被	土壤	合计		
全球湿地	280		722.9			202.4		文献数据整合	[111]
全球湿地	280	20	723	743	5.6	202.4	208	文献数据整合	[168]
全球湿地						377		全球土壤图集(FAO)	[169]
全球湿地	175					357		全球土壤数据库 (WSR-SCS)	[170]
全球湿地						330		全球土壤数据库 (WISE)	[171]
中位值						330			
中国湿地	22.5	5.8~22.2	224.0~275.1	229.8~297.0	0.13~0.50	5.0~6.2	5.4~7.3 ^{a)}	第二次全国土壤普查 +文献数据整合	[172]
中国湿地	53.4	4.1	311.7	315.8	0.22	16.7	16.9	第二次全国湿地资源 清查	[173]
中国湿地	21.4		355.1			7.6		第二次全国湿地资源 清查	[174]
中国湿地	72.8		167.5			12.2		1:100万中国土壤 数据库	[175]
中国湿地	24.5		150.0			3.7		文献数据整合	[176]
中国湿地	38		210.5~263.2			8~10		文献数据整合	[177]
中国湿地	25.2		148.7			3.8		文献数据整合	[124]
中位值		9.1	236.9	289.6	0.27	7.6	11.6		

a) 包括水体碳库0.2~0.6 Pg

关注其土壤碳库的变化^[188]。此外,农田土壤碳库的增加也与作物的高产、稳产密切相关^[189,190]。鉴于此,评估农田土壤碳库大小及其变化、优化田间管理措施以提高其碳汇能力成为国内外研究者共同努力的方向。

自20世纪90年代起,人们采用长期定位观测、空间替代时间取样、文献资料整合分析、经验模型和机理模型等方法,研究了区域和全球农田土壤碳储量及其碳汇潜力^[191~193]。其中,最有代表性的是Jobbágy和Jackson^[184]的工作。他们估算的全球农田1 m土壤有机碳储量为157 Pg C。与这一数值相近,Carter和Scholes^[194]估算得到的全球农田土壤碳库为165 Pg C。之后,Lal^[195]报道全球农田土壤碳储量为128~165 Pg C,而最近基于DLEM-Ag模型得到的农田0.5 m深土壤有机碳储量为115 Pg C^[196]。总体来说,全球农田1 m土壤有机碳储量处于128~165 Pg C之间(表5)^[197~204]。近期研究表明,亚洲农田土壤碳储量最高,约占全球农田土壤总碳储量的1/3;其次是欧洲和北美洲,各占21%~22%;而非洲和澳洲最低,合计约占10%^[196]。

全球农田土壤整体表现为碳汇。1961~2010、1961~2014和1975~2010三个时期的土壤碳汇强度分别为0.42、0.48和0.11 Pg C yr⁻¹^[196,205,206]。从碳汇的区域分布来看,自1990年代以来,全球农田碳汇主要分布在亚洲,约为0.33 Pg C yr⁻¹,北美、南美和非洲表现为弱碳汇(<0.04 Pg C yr⁻¹)^[196]。全球农田土壤碳损失主要集中于美国中西部、中国东北部、印度西北部和巴西东南部等;此外,澳洲和欧洲也表现为弱碳源^[196]。农田土壤碳库的变化与农业管理活动密不可分^[207]。长期的农业活动使全球农田土壤碳损失了50%~70%^[195,208]。但如果采取优化的农业管理措施,土壤有机碳的损失不但可以得到遏制,而且损失的碳库还可逐步得到恢复,并在20~50年内持续增加^[185]。例如,以免耕、轮作和覆盖作物为主要内容的保护性农业有助于提高土壤固碳能力^[209]。这是因为免耕能够减少对土壤扰动,避免翻耕对团聚体的破坏,进而会增加土壤有机碳的积累^[210,211];而多样化的轮作和残茬覆盖还田等方式则可增加进入土壤的外源有机质数量,进而能够

表 5 全球和中国农田土壤有机碳密度和碳储量
Table 5 Carbon density and storage of croplands in China and around the world

研究区域	面积 ($\times 10^4 \text{ km}^2$)	土壤深度(cm)	碳密度 (Mg C ha^{-1})	碳储量 (Pg C)	数据来源与方法	参考文献
全球农田	1400	0~100	112.1	157	文献数据整合	[184]
全球农田	1350	0~100	122.2	165	IGBP全球土壤数据库	[194]
全球农田	1600	0~100	80.0~103.1	128~165	文献数据整合	[195]
全球农田	1518		108.0	164	全球土壤数据库	[197]
全球农田	1730		112.1	194	全球土壤信息系统	[198]
全球农田	1631	0~30	86.0	140.3	全球土壤信息系统+ 土地利用数据集	[199]
全球农田	1667	0~50	69.0	115	过程模型	[196]
中位值 ^{a)}			108	157		
中国农田	132.3	0~100	92.2	12.2	1:100万中国土壤数据库	[175]
中国农田	155.8	0~100	83.3	13.0	第二次全国土壤普查	[121]
中国农田	130	0~20	30.4	4.0	第二次全国土壤普查	[192]
中国农田	137.7	<30	37.0	5.1	统计模型	[200]
中国农田	140	0~30	37.1	5.2	统计模型	[201]
中国农田	130	0~30	45.4	5.9	过程模型	[202]
中国农田	96.8	0~30	41.0	4.0	过程模型	[203]
中国农田	93.7	0~50	126.2	11.8	过程模型	[204]
中国农田	171.3	0~30	43.9	7.5	“碳专项”调查数据	[39]
中位值 ^{b)}			39.1	5.2		

a) 因土壤深度信息缺失, 故中位值未区分不同深度; b) 表层土壤的中位值

提高土壤固碳潜力^[212].

2.7 城市生态系统

全球城市面积相对较小, 不到全球陆地面积的3%^[213]. 由于城市化往往被视为局地现象, 长期以来城市生态系统未被纳入全球碳循环研究框架^[214], 直到近年来城市生态系统碳循环研究才逐渐成为气候变化应对策略的热点之一^[215,216]. 从碳循环视角关注城市植被的研究最早始于20世纪90年代. 其中比较有代表性的是Nowak^[217]、Jo和McPherson^[218]的工作, 他们分别估算了美国加州奥克兰市森林碳储量和美国芝加哥市两个居民区绿地碳储量. 进入21世纪以后, 学界对城市碳储量开展了大量工作, 其中美国城市尤其受到关注. 根据目前的报道, 美国城市森林碳储量总体上高于其他国家城市^[219], 其中西雅图市森林地上生物量碳密度高达 89 Mg C ha^{-1} ^[220]. 不同国家和城市之间碳储量的差异可能源于城市所处的生物物理背景、社会经济条

件、城市人为活动、不同植被类型等因素的差异, 但也有可能是不同估算方法和对城市的不同界定等导致的结果^[221~223].

除了植被部分, 城市建成区(如建筑物、水泥及沥青等)封存的土壤和城市绿地(如林地、灌丛、草坪及农业用地等)土壤均可存储碳. 来自全球116个城市的观测证据显示, 城市土壤碳密度甚至高于对应的自然生态系统, 前者约是后者的两倍^[224]. 整体而言, 国家和全球尺度的研究均显示城市植被和土壤中储存着大量碳. 根据最新的报道, 美国城市植被和土壤有机碳库分别为 0.233 和 0.651 Pg C , 中国则分别为 0.042 和 0.324 Pg C ^[225,226]. 而全球城市植被和土壤有机碳储量达 2.4 和 7.3 Pg C ; 对应的植被和土壤有机碳密度分别为 $13\sim 36$ 和 $69\sim 111 \text{ Mg C ha}^{-1}$ ^[227].

城市系统人为组分碳库也是城市生态系统碳库的重要组成部分. 例如, 美国城市系统建筑物和家具的碳储量和碳密度分别为 $(0.626\pm 0.352) \text{ Pg C}$ 和

(660 ± 370) Mg C ha^{-1} ; 垃圾填埋场碳库约为1.6 Pg C, 碳密度为168 Mg C ha^{-1} ; 相应地, 我国城市系统建筑物和家具的碳储量为(0.21 ± 0.02) Pg C, 碳密度为(61 ± 6) Mg C ha^{-1} ^[225,226]. 并且, 我国城市垃圾填埋场碳储量由1978年的(2.6 ± 0.1) Tg C($1 \text{ Tg} = 10^{12} \text{ g}$)急增至2014年的(0.24 ± 0.01) Pg C. 2000~2014年间垃圾填埋场碳汇分别相当于同期中国陆地碳汇和化石燃料年排放量的9%和1%^[228]. 在全球尺度上, 建筑物和垃圾填埋场碳储量分别可达6.7和30 Pg C^[227]. 总之, 随着城市化进程的持续推进以及资源消耗和废弃物的不断增加, 城市生态系统中人为组分碳将在区域和全球陆地碳循环中起到更为重要的作用.

2.8 全球陆地碳汇及其时空变异特征

受限于观测数据的匮乏, 早期对全球陆地生态系统碳库的评估结果具有较大的不确定性. 近年来随着观测数据的不断积累, 学术界对于全球陆地生态系统碳库的估计取得了较为一致的认识. 按照目前的估算, 全球陆地植被碳库约为450 Pg C(7种估计的范围为380~536 Pg C)^[114]; 全球0~3 m的土壤碳库为2344~2800 Pg C^[115,184,229], 其中北半球冻土区土壤碳储量可达1014~1476 Pg C^[230-232]. 综合上述结果, 全球陆地生态系统碳库大小处于2800~3300 Pg C之间.

按照全球碳收支评估报告^[12], 陆地碳汇呈显著的年代际变化和年际波动(图2). 从年代际变化来看, 陆地碳汇从1960年代的(-0.2 ± 0.9) Pg C yr^{-1} (弱碳源)增加至2010年代的(1.9 ± 1.1) Pg C yr^{-1} (碳汇). 陆地碳汇增强的长期趋势与大气反演的推测较为一致^[233], 且主要是由于北半球30°N以北的碳汇增强所致^[12,70]. 从年际波动来讲, 近60年来陆地碳汇受厄尔尼诺事件等气候波动的影响表现出强烈的年际波动(幅度达2 Pg C yr^{-1}), 而土地利用变化造成的碳排放年际波动相对较小(年代均值为1.3~1.6 Pg C yr^{-1}), 因此陆地碳汇的年际波动是造成大气CO₂浓度增长率年际波动的主要原因.

全球陆地碳汇呈现明显的区域分布特征. 2010~2019年间, 南半球温带陆地(30°S以南)几乎呈碳中和性(陆地生物圈模型: (0.0 ± 0.1) Pg C yr^{-1} , 大气反演: (0.1 ± 0.2) Pg C yr^{-1})^[12]. 对于热带地区(30°S~30°N)而言, 陆地生物圈模型预测其为微弱的碳汇((0.2 ± 0.7) Pg C yr^{-1}), 而大气反演结果显示其为微弱的碳源((-0.1 ± 0.7) Pg C yr^{-1})^[12]. 北半球温带和寒带地区

(30°N以北)是全球陆地碳汇的主要分布区. 陆地生物圈模型预测的该地区碳汇强度((1.1 ± 0.6) Pg C yr^{-1})要弱于大气反演结果((1.7 ± 0.8) Pg C yr^{-1}), 这一差异可能源于两种模型各自的误差和不确定性^[12]. 总之, 北半球温带和寒温带陆地生态系统均表现为出显著的碳汇特征, 而热带地区土地利用变化碳排放抵消该地区部分或全部的碳汇, 该结果与早前Pan等人^[41]的结果一致.

除了全球碳收支评估报告, 全球碳计划(Global Carbon Project, GCP)还领导了区域碳循环评估项目(Regional Carbon Cycle Assessment and Processes, RECCAP). 该项目通过结合“自上而下”的大气反演和温室气体观测等方法以及“自下而上”的过程模型模拟、遥感和实地观测等方法, 评估了不同大洲或地区的碳循环特征^[234]. 截止目前, RECCAP评估了南美^[235]、北美^[236]、非洲^[237]、欧洲^[238,239]、俄罗斯^[240]、东亚^[241]、南亚和东南亚^[242,243]以及澳大利亚^[244]的陆地生态系统碳源汇特征. 结果显示, 1990~2009年间热带地区(包括南美、非洲、南亚及东南亚)和澳大利亚为弱碳汇, 北半球各区域(包括北美、欧洲、俄罗斯及东亚)为强碳汇^[245], 这些结果与大气反演结果基本一致^[12].

3 中国主要生态系统类型的碳汇大小及变化趋势

3.1 森林生态系统

中国森林碳源汇特征具有清晰的年代轨迹, 大致可分为三个时期, 分别为1949年至70年代末80年代初、80年代初至90年代以及90年代后期至今^[34,246]. 上述3个时期基本对应着我国经济发展的不同阶段, 且这3个时期的碳收支呈现出由碳源转变为碳汇以及碳汇进一步增强特征(表1).

第一个时期(1949年至70年代末). 该阶段中国森林生物量因砍伐和毁林表现为碳源. 按照目前的估计, 1949~1980年间我国森林生物量总计损失0.7 Pg C, 年均损失速率为22 Tg C yr^{-1} ^[34].

第二个时期(80年代初至90年代). 该阶段大规模造林运动使中国森林由碳源转变为碳汇, 平均碳汇强度为68~79 Tg C yr^{-1} , 其中生物量碳汇贡献为50~75 Tg C yr^{-1} ^[37,94,95]. 从森林碳汇的空间分布来看,

图 2 过去50年间全球陆地生态系统碳源汇的(A)年代际变化和(B)年际波动。A: 1970~2010年代全球陆地生态系统碳汇变化, 包括三个陆地生物圈模型多模型比较计划(GCB2020 DGVM, MsTMIP和ISIMIP), 多个大气反演, 以及全球碳平衡评估(GCB2020 Budget)结果; B: 1970~2019年全球陆地生态系统碳汇年际波动, 包括三个陆地生物圈模型多模型比较计划的结果。实线表示每个多模型比较计划模拟结果的年均值, 阴影表示其标准差。GCB2020 DGVM, 多个大气反演以及GCB2020 Budget结果均来源于全球碳平衡报告^[12]。ISIMIP多模型比较计划的结果受PGFv2(<http://hydrology.princeton.edu/data.pgfv2>)和GSWP3(<http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/GSWP3>)两种历史重建气候数据的驱动

Figure 2 Decadal variation (A) and interannual fluctuation (B) in the carbon balance of global terrestrial ecosystems over the past 50 years. A: Changes in the carbon sink of global terrestrial ecosystems from 1970 to 2010, including the results of three Model Intercomparison Projects (GCB2020 DGVM, MsTMIP and ISIMIP), multiple atmospheric inversions, and global C budget assessment (GCB2020 Budget); B: interannual fluctuations in the carbon sinks of global terrestrial ecosystems from 1970 to 2019, including the results of three Model Intercomparison Projects. The solid lines represent the ensemble mean of the multi-model estimates from the three projects, and the shaded areas represent their standard deviation. The results of GCB2020 DGVM, Inversions, and GCB2020 Budget are derived from ref. [12]. The results from the models in ISIMIP are driven by two reconstructed climate forcings: PGFv2 (<http://hydrology.princeton.edu/data.pgfv2>) and GSWP3 (<http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/GSWP3>)

北方地区由于过度采伐和退化导致该区域森林碳汇强度较低, 而南方地区森林碳汇占全国森林碳汇总量的65%^[37,95]。与上述基于实测资料的结果类似, 模型模拟的结果也发现中国森林由早期的碳源($-122 \text{ Tg C yr}^{-1}$, 1950~1987年)逐渐转变为碳汇(177 Tg C yr^{-1} , 1988~2001年)^[91]。

第三个时期(90年后至今)。大规模林业重点工程的广泛实施使得该阶段中国森林生物量碳库进一步提高, 该时期我国森林生物量碳汇由第二个时期的 50 Tg C yr^{-1} 增加至 109 Tg C yr^{-1} ^[95]。与生物量碳汇类似, 全组分碳汇(包括生物量、土壤、凋落物和枯死木碳库)的分析也证实, 1990~2000年和2000~2007年两个时段我国森林生态系统表现为显著的碳汇, 其强度分别为 135 和 182 Tg C yr^{-1} ^[41]。进一步地, 依托“碳专项”调查的包括森林在内的17000多个样方数据, Fang等人^[38]分析了2001~2010年间我国森林生态系统的全组分碳源汇特征。按照他们的估算, 中国森林生态系统碳汇为 163 Tg C yr^{-1} , 其中生物量和土壤碳汇分别为 117 和 38 Tg C yr^{-1} , 而凋落物和枯死木碳汇总计为 9 Tg C yr^{-1} ^[38]。与地面调查的研究结果一致, 基于通量观测的结果也显示, 我国森林生态系统是个显著碳汇^[247,248]。其中比较有代表性的是, Yu等人^[247]利用中国通量网(China-FLUX)观测数据, 结合52个通量塔观测数据的整合分析, 发现2000年代中国森林生态系统NEP处于 $1.7 \sim 5.9 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 之间, 呈现出“亚热带森林碳汇较高($5.9 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$), 热带($1.7 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$)和温带($1.9 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$)森林碳汇相对较低”的分布规律。

综上所述, 过去70年间我国森林生态系统从碳源逐步转变为碳汇。在20世纪80年代以前, 砍伐和毁林导致森林面积锐减、森林碳库显著减少^[34,94]。此后, 随着一系列森林保护政策的实施, 我国森林生态系统逐步从碳源转变为碳汇, 且其碳汇强度逐渐增加^[34,38,92,249]。

3.2 草地生态系统

我国草地面积约2.9亿公顷, 约占国土面积的30.5%^[250]。20世纪90年代中后期开始, 我国学者开始关注草地生态系统碳储量的大小及其在不同组分间的分布^[36,39,116~120,122,251], 但由于采用的数据来源和估算方法等差异导致不同研究结果存在较大差异(表2)。按照目前的研究结果, 我国草地生态系统碳储量处于

17.3~59.5 Pg C之间, 其中生物量碳储量为0.6~4.7 Pg C, 土壤碳储量为16.7~56.3 Pg C, 对应的中值分别为44.1、1.2和37.7 Pg C。

不同研究得到的我国草地碳源汇特征存在显著差异(图3)^[252-259]。基于过程模型和统计模型的研究表明, 中国草地生态系统呈碳汇特征, 碳汇强度为13.1~17.6 Tg C yr⁻¹^[37,123]。而基于“碳专项”数据的估算却显示, 中国草地在2001~2010年间是个弱的碳源(-3.4 Tg C yr⁻¹)^[38]。从空间分布来看, 我国草地碳源汇呈明显的区域分异特征。对于植被碳库而言, 过去几十年大多数区域呈增加趋势, 其中增加最为明显的区域是新疆和内蒙古东北部草地, 而西藏西北地区、南方和内蒙古西部的草地植被碳库则显著降低^[120,123]。对于土壤碳库来说, 不同方法得到的结果存在差异。基于两时期区域尺度以及相邻点的比较发现, 1980~2000年间, 无论是温带草地还是高寒草地, 其土壤碳库的变化均不显著^[253]。而基于随机森林方法得到的结果则显示, 在

这20年间, 内蒙古温带草地表层土壤经历了显著的碳损失, 而新疆山地草原的表层土壤表现为碳积累, 青藏高原高寒草地表层土壤碳库则保持相对稳定^[256]。

我国草地碳源汇特征表现出明显的时间动态。其中, 草地植被在过去几十年逐渐由碳汇^[120]转变为碳中性或弱碳源^[38,252]。基于遥感模型的研究结果表明, 1982~1999年间我国草地地上生物量呈显著增加趋势^[37,120]; 在更长时间尺度(1961~2013年)过程模型的模拟结果也得到类似结论^[123]。但针对1982~2006年的研究结果却显示, 中国北方草地的生物量碳库增加有限, 特别是在1988年之后未表现出明显的变化趋势^[252]。而最近的研究更是发现在2001~2010年间, 中国草地植被碳库呈现下降趋势, 表现出弱碳源特征^[38]。与植被碳源汇特征的时间变化趋势不同, 我国草地土壤则表现出由碳中性^[253,256]逐渐转变为碳汇^[254,255]的变化规律。基于野外调查的实测数据和第二次全国土壤普查的数据分析发现, 1980年代至2000年代期间北方草地土壤有机碳库并未发生显著变化^[253,256]。然而, 基于重采样

图3 不同研究估算的中国草地和灌丛生态系统碳汇。A和D: 植被碳汇; C和E: 土壤碳汇; C和F: 生态系统碳汇。¹研究范围为北方草地; ²研究范围为青藏高原高寒草地; ³研究范围为内蒙古温带草地; 未标注为全国草地

Figure 3 Vegetation (A, D), soil (B, E) and ecosystem (C, F) C sink of grassland and shrub ecosystems in China derived from various studies. ¹ Grasslands in northern China; ² alpine grasslands on the Qinghai-Tibet Plateau; ³ temperate grasslands on the Inner Mongolian Plateau; others refer to all grasslands in China.

方法的分析结果却显示, 2000年代至2010年代期间青藏高原高寒草地和内蒙古温带草地土壤均呈现出明显的碳汇功能, 碳汇分别为 32 Tg C yr^{-1} ^[254]和 $22.3 \text{ Tg C yr}^{-1}$ ^[255].

3.3 灌丛生态系统

我国灌丛面积约为0.7亿公顷, 占全国陆地面积的7%^[260]. 多数研究主要基于文献数据和清查资料统计灌丛植被和土壤以及生态系统碳储量(表3). 根据这些研究结果, 我国灌丛植被碳储量处于 $0.4 \sim 8.0 \text{ Pg C}$ ^[136,137,139,140], 土壤碳储量为 $9.1 \sim 24.5 \text{ Pg C}$ ^[116,138,141], 生态系统碳储量在 $10.0 \sim 32.5 \text{ Pg C}$ 之间^[116,138]. 此外, 基于过程模型和统计模型估算得到的灌丛生态系统碳储量在 $7.4 \sim 12.0 \text{ Pg C}$ 之间^[122,142]. 需要指出的是, 由于这些研究使用的灌丛面积差异较大, 同时受到资料数据的限制, 进而使得估算结果存在较大不确定性. 为此, Tang等人^[39]采用了更新后的灌丛分布面积, 并基于“碳专项”的高密度采样数据, 重新评估了我国灌丛生态系统的碳储量, 得出我国灌丛总碳储量为 6.7 Pg C , 其中植被碳库 0.7 Pg C , 土壤碳库 5.9 Pg C (表3).

现有的研究显示, 我国灌丛生态系统整体表现为碳汇(图3). Piao等人^[37]和Tian等人^[258]均发现, 在20世纪80~90年代中国灌丛生态系统的平均碳汇约为 $0.3 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$; 而Chuai等人^[259]则发现, 中国灌丛在2000~2013年间的碳汇约为 $0.6 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$, 这与同期亚洲和北美洲的灌丛碳汇能力相当. 尽管整体表现为碳汇, 灌丛生态系统的碳汇强度呈现明显的空间分异. Tian等人^[258]的研究显示, 1961~2005年间我国东南地区灌丛生态系统净固碳量最大, 其次是西南地区, 而且两者的数值均超过了其余北方省份灌丛在该时期的碳汇总和. 令人鼓舞的是, 近年来我国灌丛生态系统的碳汇呈增强的趋势. 按照Chuai等人^[259]的研究, 2003~2013年间中国灌丛碳汇强度的增速为 $0.01 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-2}$, 其中温带季风区灌丛的增速最大($0.03 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-2}$), 而亚热带灌丛的增速最低($0.004 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-2}$).

3.4 荒漠生态系统

我国荒漠面积1.65亿公顷, 约占国土面积的17%^[261]. 按照目前的估计, 中国荒漠植物碳密度为 1.4 Mg C ha^{-1} , 低于全球荒漠的平均值^[262,263]. 据经验

模型测算, 全国草本荒漠的总碳库为 3.45 Pg C , 其中植被碳库为 0.97 Pg C , 土壤碳库为 2.48 Pg C ^[142].

按照目前的研究, 我国荒漠生态系统整体表现为碳汇. 大尺度证据显示, 1980年代至2010年代中国荒漠土壤有机碳库从 1.5 Pg C 增加至 1.7 Pg C ^[257]. 类似地, 毛乌素沙漠、古尔班通古特沙漠等荒漠中的通量观测均显示了其稳定的碳汇过程, 碳汇速率为 $0.3 \sim 0.8 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ^[264~267]. 土壤被认为是荒漠生态系统碳汇的主体, 其中非生物固碳过程不可忽视^[268]. 来自塔里木盆地和石羊河内流河流域的观测结果均证明了溶解无机碳的沉积过程^[161,268], 其原因主要是耕种和灌溉干旱/盐碱地会导致盐类下渗, 而溶解的无机碳被冲刷至咸水层, 进而形成一个较大的碳汇^[161,268].

3.5 湿地生态系统

我国湿地面积约为0.36亿公顷, 占国土面积的近4%, 其中94.4%为内陆湿地, 5.6%为滨海湿地及其他类型湿地^[176]. 自21世纪以来, 我国学者对国家尺度的湿地碳储量进行了估算(表4). 郑姚闽等人^[172]利用第二次全国土壤普查数据和文献数据, 结合中国湿地遥感制图数据, 估算的中国湿地碳库总计 $5.4 \sim 7.3 \text{ Pg C}$; 而Xiao等人^[173]基于第二次湿地资源清查数据, 估算的湿地碳库达 16.9 Pg C . 目前来看, 对湿地植被碳库的研究相对较少, 而关注湿地土壤碳库的研究较多. 并且, 由于不同研究采用的湿地面积不同, 得到的湿地土壤碳库存在很大差异. 按照以往的研究, 中国湿地的土壤碳储量估算范围在 $3.7 \sim 16.7 \text{ Pg C}$ 之间, 相差约4.5倍, 中值为 7.6 Pg C (表4).

除了关注湿地碳库, 研究者也对我国湿地的碳汇强度进行了估算, 但目前国家尺度的湿地碳汇研究尚不多见. 仅有的工作是, Xiao等人^[173]基于文献数据开展的全国湿地碳汇估算, 其数值达 120 Tg C yr^{-1} , 其中, 沼泽、滨海湿地、河流和湖泊的碳汇分别为 30.4 、 23.5 、 28.0 和 $38.3 \text{ Tg C yr}^{-1}$ ^[173]. 考虑到我国湿地面积很小, 该估算值偏大, 也明显高于早期的估算, 例如Duan等人^[269]和Tian等人^[270]估算得到的我国沼泽湿地的碳汇分别为 5.2 和 3.0 Tg C yr^{-1} .

我国湿地碳源汇具有较大的空间异质性. 从不同区域看, 辽河和长江三角洲滨海湿地表现为较强的碳汇($4.6 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$), 松嫩平原和三江平原湿地也表现为碳汇(1.1 和 $0.6 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$), 但青藏高原湿地则

表现为弱源, 强度为 $-0.08 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ^[247]。从不同类型来看, 滨海湿地的碳汇速率最高, 其次为河流和湖泊湿地, 而内陆沼泽最低^[173]。需要注意的是, 上述湿地碳汇估算研究并未考虑湿地面积的变化。最近, Lu等人^[174]考虑了1978~2008年间我国湿地面积约减少50%后, 发现1980年代至2010年代期间我国湿地土壤碳库由15.2 Pg C减少至7.6 Pg C。此外, 湿地碳库的长期变化与土地利用变化密切相关。湿地开垦导致显著的土壤碳损失^[271,272], 而湿地恢复则有助于提高湿地生态系统的碳汇能力^[269]。

3.6 农田土壤有机碳

我国农田面积约为1.3亿公顷(第三次全国国土调查主要数据公报, http://www.mnr.gov.cn/dt/ywbb/202108/t20210826_2678340.html), 占全球农田面积的近10%^[273]。截至目前, 我国学者基于土壤普查数据、统计模型和过程模型等方法评估了全国尺度的农田土壤碳库(表5)。综合这些估算结果, 可以得到我国农田土壤碳储量在11.8~13.0 Pg C之间, 其中表层0~30 cm土壤碳储量在5.0~7.5 Pg C左右。需要指出的是, 以往研究采用的农田面积为93.7~171.3 Mha之间, 相差近一倍。若统一按1.3亿公顷的面积换算, 我国农田表层0~30 cm土壤平均碳储量为5.3 Pg C。从不同区域看, 我国东北和华东农田土壤有机碳储量最高, 分别为1.4和1.3 Pg C; 而华南和华北最低, 仅为东北和华东的1/4左右^[200]。从土壤类型看, 水稻土和旱耕土分别占农田总碳储量的23%~30%和70%~77%^[121,201], 表明旱耕土是我国农田土壤碳库的主体。

进入21世纪以来, 不同学者对国家和区域尺度农田土壤有机碳库的变化进行了估算, 但获得的研究结果也存在较大差异(图4)^[274~280]。基于土壤调查和模型模拟的研究表明, 20世纪30~80年代, 我国农田土壤有机碳储量略有下降^[281,282], 自80年代以来, 除DNDC模型模拟的碳储量数值有所下降外, 其他方法获得的我国农田土壤有机碳库均呈增加趋势, 表现为明显的碳汇。从区域分布上看, 我国农田土壤的碳源汇特征具有较大的空间异质性。我国东部、中部、南部和西南地区的农田土壤有机碳显著增加, 而黑龙江省农田土壤有机碳则显著减少^[280,283]。从不同土壤类型来看, 水稻土的碳汇能力高于旱耕土^[201,274,277,280,283]。总体而言, 1980年代至2000年代我国农田表层土壤固碳速率为

图4 不同研究估算的中国农田土壤有机碳碳汇

Figure 4 Soil organic carbon sink in China's croplands derived from various studies

0.07~0.28 $\text{Mg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$, 碳汇强度为9.6~26 Tg C yr^{-1} 。自20世纪末开始推广的少免耕、秸秆还田、有机肥投入等保护性农业措施是我国农田土壤碳汇增强的主要原因^[275,280,284]。

综合考虑未来气候变化和农业管理情景, 基于Agro-C模型的结果显示, 我国农田土壤具有较大的碳汇潜力。在所有气候和管理组合情景下, 我国农田土壤有机碳库均会增加, 且气候变化的影响远低于农业管理变化的影响^[285]。大部分地区农田土壤有机碳增加显著, 而东北地区等极少数地区则呈减少趋势^[285]。在集约经营模式下, 水稻土的固碳速率高于旱地土壤; 最优管理情景下, 我国农田的最大固碳潜力为2.4 Pg C^[285]。与模型模拟结果类似, 基于长期实验数据、文献资料分析和情景分析显示, 我国农田表层土壤最大固碳潜力处于2.0~3.0 Pg C之间^[201,275,286]。需要说明的是, 上述农田碳汇及固碳潜力的研究主要集中在表层土壤; 若考虑深层土壤, 则农田土壤碳汇能力有可能更强, 但存在很大不确定性^[287]。

4 中国国家尺度陆地生态系统碳源汇特征

自21世纪初开始, 我国化石能源使用急剧增加, 向大气排放了大量 CO_2 , 进而使得我国于2006年超过美国成为全球第一排放大国^[288,289]。作为大气 CO_2 之汇, 陆地生态系统在实现间接减排过程中发挥着极其重要的作用。在此背景下, 探究我国陆地生态系统碳源汇特

征对于深入理解全球陆地碳循环演变规律、实现“碳中和”目标具有十分重要的意义。

由于历史原因,我国没有参与20世纪60~70年代的国际生物学计划(IBP),国内关于陆地碳循环研究起步较晚^[118,290]。自20世纪80年代开始,国内科研人员逐渐开展了对生态系统碳循环主要组分和相关参数的野外调查和监测,并将这些观测结果从样点尺度扩展至区域和全国尺度^[138]。之后,随着地面观测数据的逐渐积累、卫星遥感资料和通量观测技术的应用以及各类模型的发展推动了多数据源、多手段的综合应用,从而有力促进了我国陆地碳循环研究的发展。

4.1 碳库大小及组分构成

生态系统碳库大小及其在全组分(植被、凋落物、枯立木和土壤)中的分布是陆地生态系统碳循环研究的基础^[40]。从20世纪90年代起,不同学者开始估算我国陆地生态系统碳库的大小^[36,39,118,138]。然而,由于样地资料的缺乏,早期研究对碳库大小的估算结果差异较大^[116,118,290,291]。进入21世纪以后,随着观测数据的积累和研究手段的进步,不同研究者估算的中国陆地植被和土壤碳库大小逐渐趋向较为一致。

在植被碳库方面,方精云等人^[118]利用1970~1980年代的统计数据和文献资料,最早估算了我国陆地植被的碳库为6.1 Pg C。此后,研究者利用陆地生物圈模型估算出我国植被碳库为13.3~14.0 Pg C^[122,262,292]。与模型的结果类似,Xu等人^[293]基于整合公开发表的文献数据和样地资料的估算结果显示,2004~2014年间我国植被碳库为14.6 Pg C。这一结果也与Tang等人^[39]基于“碳专项”调查的大量样方数据估算得到的数值接近,按照他们的估算,2010~2015年间我国陆地植被碳库为14.3 Pg C。

在土壤碳库方面,方精云等人^[118]利用全国745个土壤剖面调查资料,最早估算了中国土壤碳储量为185.7 Pg C。鉴于有限的土壤剖面数据及未去除土壤砾石等因素,该值估算结果明显偏大。此后,基于第二次全国土壤普查资料估算的我国土壤碳库范围大多介于69~92 Pg C之间^[121,124,175,294~297]。考虑到土壤普查样点分布的不均匀性,Yang等人^[298]对中国西北地区开展了补充采样,结合第二次全国土壤普查资料计算得到的土壤碳库大小为69.1 Pg C。基于“碳专项”调查等更多土壤剖面的估算结果显示,我国土壤碳库处于

75.0~86.5 Pg C^[39,124,293]。值得一提的是,上述观测值与基于陆地生物圈模型的估算结果接近(83 Pg C)^[122,292]。

综合上述估算结果可以得到,除早期估算结果出现极值外,我国目前植被碳库在13~15 Pg C之间,土壤碳库在69~92 Pg C之间,生态系统碳库约则处于89~100 Pg C之间(图5)^[299]。

4.2 碳源汇大小

基于清查资料、通量观测以及陆地生物圈模型等“自下而上”的方法以及基于大气反演的“自上而下”的方法,我国学者评估了中国陆地生态系统碳源汇特征(图6)^[300~308]。其中,基于清查资料估算的中国陆地生态系统碳汇介于137.3~201.1 Tg C yr⁻¹之间^[36~38]。运用清单方法估算得到土地利用变化和林业活动所形成的碳汇大小为111.1~313.9 Tg C yr⁻¹^[309~313]。基于单个模型评估的碳汇介于70.0~179.3 Tg C yr⁻¹之间^[270,292,300~302],而综合多个模型或结合样地清查资料、通量观测等其他数据源的结果为118~290 Tg C yr⁻¹^[37,71,258,308]。与基于清查数据和陆地生物圈模型的估算结果相比,大气反演方法得到的碳汇较大,介于280~450 Tg C yr⁻¹之间^[37,71,303,304,306]。最近,Wang等人^[72]利用我国6个温室气体观测本底站碳监测数据,结合国际其他大气CO₂观测网络站点数据等,基于大气反演估算得到2010~2016年间我国陆地碳汇为1.1 Pg C yr⁻¹。这一估算值明显高于以往的估算结果,约占全球陆地碳汇的1/2以上(2010~2019年间全球陆地碳汇为1.9 Pg C yr⁻¹)^[12]。如果将此值换算成单位植被面积碳汇(不包括荒漠),则我国陆地平均碳汇为1.6 Mg C ha⁻¹,甚至高于早期估算的全国平均NPP(1.5 Mg C ha⁻¹)^[314],因此这一结果应该高估了我国陆地碳汇。此外,利用通量监测结合尺度转化的研究结果通常会计算出更高的区域碳汇,处于1.2~1.9 Pg C yr⁻¹之间^[305,307]。

综合目前基于“自下而上”和“自上而下”方法得到的研究结果,不难看出中国陆地生态系统呈现为显著的碳汇(图6),但基于“自下而上”方法得到的碳汇强度普遍低于“自上而下”方法得到的结果。这种差异主要是由于不同方法对于部分横向通量的处理不同所致。具体来讲,“自下而上”方法通常忽略了从陆地生态系统碳库中移出的组分,例如被收获的木材产品^[33]、水体沉积物中的碳^[315]、输送至海洋中的陆源蓝碳

图 5 不同研究估算的中国陆地生态系统碳密度和碳储量。A和B: 植被碳密度和碳储量; C和D: 土壤碳密度和碳储量; E和F: 生态系统碳密度和碳储量。其中文献[291]为不同时期结果的均值

Figure 5 Vegetation (A, B), soil (C, D), and ecosystem (E, F) C density and storage of terrestrial ecosystems in China derived from various studies. Of them, result from ref. [291] is shown as the average of the estimates from the different periods

等^[316]。这些组分属于陆地生态系统净积累的碳, 未被纳入估算必然导致对陆地碳汇的低估。与此相反, “自上而下”方法因未能充分考虑化石燃料和生物质燃料所释放的非CO₂气态碳化合物, 以致高估了相应的CO₂排放量, 从而引起模型对陆地碳汇的高估。此外, 对作物收获引发的碳损失^[317]、进口林业和农产品产生碳的排放^[318]等关键通量的处理, 也是导致“自上而下”方法估算不确定性的的重要因素。

在充分考虑上述各类通量的情况下, “自下而上”

和“自上而下”方法得到的碳汇结果可以达到基本一致, 即实现两种途径估算结果的“闭合”^[37,71]。为此, 本文基于“自下而上”和“自上而下”方法相结合的碳汇估算思路对现有的研究结果进行整合。结果显示, “自下而上”方法获得的1980年代至2010年代中国陆地碳汇中值为166.5 Tg C yr⁻¹(70~293.6 Tg C yr⁻¹; 5%~95%分位数, 下同); “自上而下”方法获得的碳汇中值为340.0 Tg C yr⁻¹(290~430 Tg C yr⁻¹)(图6)。参照以往研究对不同方法估算结果的调整值^[37,71], “自下而上”方

图 6 不同研究估算的中国陆地生态系统碳汇. A: 植被碳汇; B: 土壤碳汇; C: 生态系统碳汇
Figure 6 Vegetation (A), soil (B) and ecosystem (C) carbon sink in China derived from various studies

法平均低估的碳汇大小约为 $28.5 \text{ Tg C yr}^{-1}$ (文献估算值分别约为 9 和 48 Tg C yr^{-1}), “自上而下”方法平均高估的碳汇约 $94.5 \text{ Tg C yr}^{-1}$ (文献估算值分别约为 89 和 100 Tg C yr^{-1}), 据此可估算出我国陆地生态系统的碳汇强度为 $195 \sim 246$ ($99 \sim 336$) Tg C yr^{-1} (图6). 由于以往研究所关注的具体时间范围有所不同, 因此本研究整合结果与各时间段内的实际陆地碳汇强度会有一定差异, 但数值大小应基本接近. 需要说明的是, 由于Zhu等人^[305]提供的结果为基于气候的潜在碳通量, Yao等人^[307]表示其结果不能和其他“自下而上”或“自上而下”的方法相比较, 而Wang等人^[72]的结果明显偏大, 因此这些估算值未纳入本文的整合分析.

4.3 碳源汇时空分布

尽管我国陆地生态系统整体上表现为碳汇, 但其

强度呈现明显的空间异质性. 以往研究显示, 中国陆地碳汇大体呈现“东、南部高, 西、北部低”的格局^[37,258,270,292,305,307,308]. 通量观测、陆地生物圈模型和大气反演结果均显示, 东南和西南两个季风区具有较强的碳汇能力^[37,292,304,307,308], 其中中亚热带和南亚热带特别是西南林区被认为是碳汇强度最大的区域^[72,305]. 同时, 分布有大小兴安岭及长白山等山地的东北地区也具有相对较强的碳汇能力, 但在其与东南、西南地区的碳汇强度孰大孰小方面, 不同研究的结论有所不同^[258,292,304,307]. 这种差异可能主要源于不同研究对东北地区森林过度砍伐和退化、农田开垦、作物碳损失等因素的评估不一致所致^[37,304]. 另外, 以往研究对于青藏高原碳源汇特征的认识也有所分歧, 部分研究显示其为较弱的碳汇^[37,292,308], 但也有研究认为其为碳源^[307], 最近的一项研究却指出青藏高原是个

显著的碳汇^[319]。对于内蒙古、新疆等西北干旱地区, 以往研究则较为一致地认为该区域接近碳中性^[37,292,303,307,308]。

除了关注空间分布特征, 也有不少研究探讨了我国陆地碳汇的长期变化趋势。例如, Mu等人^[302]和Tian等人^[270]采用不同模型对20世纪60年代至21世纪初的陆地碳汇变化进行了模拟, 前者发现1961~2000年间中国陆地碳汇呈现微弱的下降趋势($-0.02 \text{ Tg C yr}^{-2}$), 后者则显示1961~2005年间碳汇没有明显的变化趋势。对于20世纪80~90年代陆地生物圈模型模拟的结果取得了较为一致的结论, 即在该时期内中国陆地碳汇有所下降, 但不同研究所得的变化速率有所不同, 其范围处于 $-1.0 \sim -9.0 \text{ Tg C yr}^{-2}$ 之间^[301,308,320]。气候变化国家信息通报和两年更新报告以及“自上而下”和部分“自下而上”的研究均表明, 21世纪以来中国陆地碳汇在增强^[303,308,310~313]。此外, 采用样地清查、陆地生物圈模型和大气反演等不同方法开展的多个独立研究也显示, 2000~2010年间中国陆地碳汇显著高于20世纪80和90年代水平^[36,38,71,308]。然而, 也有基于单个陆地生物圈模型模拟的研究认为, 2000~2010年间中国陆地碳汇以 $-11.3 \text{ Tg C yr}^{-2}$ 的速率下降^[321]。综合以上研究可以看出, 从20世纪60年代至20世纪末我国陆地碳汇变化不明显或呈微弱下降趋势, 2000年后中国陆地碳汇有所增加, 但存在一定的不确定性。

5 陆地生态系统碳汇的驱动机制

通常来讲, 自然状态下生态系统趋向于碳平衡状态, 即碳输入与输出相当, 净碳收支接近零。然而, 由于大气化学成分变化(如大气 CO_2 浓度上升)、氮沉降、气候变化(气候变暖、降水格局变化)或人为干扰(如森林砍伐、植树造林等), 生态系统碳循环过程处于动态非平衡状态^[11], 使得陆地生态系统表现为碳源或碳汇^[144]。本节从全球尺度、区域尺度以及主要生态系统三个层次探讨不同驱动因素对陆地碳汇的影响。

5.1 全球陆地碳汇的驱动机制

根据全球碳计划公布的最新结果, 2010~2019年期间全球陆地碳汇约为 1.9 Pg C yr^{-1} ^[12]。究其成因, 陆地碳汇强度受全球变化和人类活动等要素的调控。特别是全球变化可能会促进陆地植被活动, 进而影响陆地

碳汇大小。Zhu等人^[322]利用卫星遥感资料和生态系统过程模型探讨了1982~2009年间全球植被叶面积指数(leaf area index, LAI)的变化及其驱动因素, 发现在此期间全球25%~50%的区域植被绿度增加, 其中 CO_2 施肥效应、氮沉降、气候变化和土地覆盖变化对植被变绿趋势的相对贡献分别为70%、9%、8%和4%。进一步地, Chen等人^[323]评估了LAI变化对全球陆地生态系统碳循环的影响, 发现LAI增加贡献了1981~2016年间全球陆地累积碳汇($(95 \pm 5) \text{ Pg C}$)的12.4%; 此外, CO_2 施肥效应、氮沉降和气候变化的相对贡献分别为47.0%、1.1%和-28.6%。结合大气反演模型和动态全球植被模型, Schimel等人^[324]认为 CO_2 施肥效应对当前碳汇贡献可高达60%。Fernández-Martínez等人^[325]进一步发现在1995~2014年间, 大气 CO_2 浓度升高使全球陆地NEP增加 $3.1 \sim 8.1 \text{ Pg C}/100 \text{ ppm}$ 。最近的一项研究认为, 1982~2015年间 CO_2 施肥效应对全球大部分陆地生态系统总初级生产力(gross primary productivity, GPP)的促进作用呈下降趋势, 意味着陆地碳汇对气候系统的负反馈效应正在减弱^[326], 但该结果也受到一些质疑^[327,328]。

除了 CO_2 施肥效应, 气候波动也会显著影响陆地碳汇。基于10个陆地生物圈模型的综合分析显示, 全球陆地生态系统NBP对温度和降水波动十分敏感, 其敏感性分别为 $(-3.0 \pm 1.5) \text{ Pg C yr}^{-1}/^\circ\text{C}$ 和 $(2.3 \pm 1.6) \text{ Pg C yr}^{-1}/100 \text{ mm}$ ^[84]。Green等人^[329]发现, 土壤水分波动不仅引起全球陆地碳汇的年际变异, 还使其平均值下降 $2 \sim 3 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 。此外, 极端气候也会对陆地碳汇产生重要影响。来自欧洲的模拟证据显示, 2003年极端高温和干旱导致欧洲生态系统GPP下降了30%, 导致生态系统比正常年增加了 0.5 Pg C 的排放量^[330]。近期的研究表明, 气候极端事件对北半球陆地生态系统GPP的影响在增强^[331]。与上述模型结果不同, 全球变化野外控制实验的整合分析表明, 大气 CO_2 浓度上升、氮沉降和实验增温对NEP的影响较小, 分别为5%、3%和6% (图7A)^[332]。按照控制实验的结果, 上述3种全球变化要素对生态系统碳汇的影响机制存在差异。其中, 大气 CO_2 浓度和氮沉降增加均显著促进了GPP和生态系统呼吸(ecosystem respiration, ER), 两者抵消后导致NEP的变化不显著^[332,333]。然而, 增温对GPP和ER的影响均不显著, 因此NEP变化也不显著^[332]。此外, 整合分析的结果显示, 降水格局变化对陆地碳汇的影响较为强烈,

增加降水显著促进了生态系统碳汇(+33%), 而减少降水则显著降低了生态系统碳汇(-30%)(图7A)。

气候变化和人类活动会影响火灾发生的频率和范围, 进而调节陆地碳汇的强度。火灾会导致大量CO₂排放, 其过火面积和排放强度的变化在不同尺度上均会影响陆地生态系统碳储量和碳源汇强度。在区域尺度上, Bond-Lamberty等人^[334]发现, 火灾导致1948~2005年间加拿大北方森林NBP的平均损失量为0.03~0.07 Mg C ha⁻¹ yr⁻¹。在全球尺度上, 自1930年代以来人口密度和农田面积的增加导致全球火灾发生的面积显著下降, 并且火灾排放的CO₂总量也显著降低^[335,336]。这一过程导致1960~2009年间陆地碳汇强度增加0.13 Pg C yr⁻¹, 约占同时期全球陆地碳汇的19%((0.7±0.6) Pg C yr⁻¹)^[335]。另一方面, 火灾也会向大气中排放大量气溶胶, 其产生的冷却效应和散射光施肥效应又可能提高陆地生态系统碳汇^[335~338]。模型评估的结果表明, 气溶胶冷却效应导致对全球陆地生态系统ER和GPP的影响程度不同, 最终导致1860~2005年间全球陆地生态系统碳储量增加了11.6~41.8 Pg C^[338]。气溶胶导致的散射辐射上升能促进植被光合作用, 使得1960~1999年间全球陆地碳汇增加了23.7%, 其贡献与同时期气候变化的贡献接近^[337]。此外, 土地利用强度的变化和生态恢复工程的实施也会导致陆地碳汇强度的变化。例如, Piao等人^[82]利用大气反演和生态系统过程模型的研究发现, 由于热带地区毁林现象得到缓解, 以及北方温带地区植树造林活动增强, 1998~2012年间全球陆地碳汇以(0.17±0.05) Pg C yr⁻²的速率上升。

5.2 陆地碳汇驱动机制的区域差异

陆地碳汇的驱动因素在不同区域存在一定差异。按照以往的研究, 北美和欧洲陆地生态系统碳储量增加主要是由于大气CO₂浓度上升和气候变化等全球变化要素所致^[80,339]; 而在中国地区, 除了上述全球变化要素外, 植树造林、生态修复工程的实施也是我国陆地碳汇的重要驱动要素^[37,340,341]。具体来讲, 来自北美地区的研究结果显示, 大气CO₂浓度上升和气候变化导致1980~1993年间美国陆地生态系统碳储量以0.08 Pg C yr⁻¹的速率增加^[80]。进一步研究显示, 气候变化要素中水分可利用性变化的贡献较大。Nemani等人^[342]发现, 降水和空气湿度的增加显著促进了自然植被的生长, 进而使得美国陆地生态系统NEP在

图7 不同全球变化驱动因子对净生态系统生产力(NEP)的影响(均值±95%置信区间)。A: 全部生态系统; B: 森林和草地生态系统。图中数字代表独立研究的样本量。图中95%置信区间和虚线(0)有重叠表明该驱动因子对NEP的影响不显著。相关数据从1990~2021年期间发表的文献中搜集(其中, 2016年12月31日以前发表文章的数据来源于文献^[332])

Figure 7 Effects of global change factors on NEP (mean ±95% confidence interval). A: All ecosystems; B: forest and grassland ecosystems. The numbers shown in the figure are the sample sizes of individual studies. The effects of global changes are considered significant if 95% confidence interval does not overlap with the dashed zero line. Data are obtained from peer-reviewed articles published during 1990–2021 (of them, articles published before December 31, 2016 are derived from ref. ^[332])

1950~1993年间增加了44%。此外, 氮沉降、土地利用和土地覆盖变化、臭氧浓度升高等也会对美国陆地碳汇产生重要影响。Tian等人^[343]基于生态系统过程模型的研究显示, 大气CO₂浓度升高对1895~2007年间美国南部陆地生态系统碳汇的贡献最大, 其次是氮沉降, 而土地利用和土地覆盖变化、气候变化和臭氧浓度升高则是导致该地区碳损失的主要原因。

与北美的研究结果类似, 来自欧洲大陆的研究也证实了CO₂施肥效应和气候变化等对陆地碳汇的关键驱动作用。Bellassen等人^[339]的研究显示, 1950~2000年

间欧洲地区森林生态系统碳汇强度呈 $(1.0 \pm 0.5) \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-2}$ 的增长趋势,这主要是由于大气 CO_2 浓度增加的施肥效应所致,其贡献约占61%,其次是气候变化(26%),而森林年龄结构变化的贡献仅占13%。具体来讲,在整个欧洲大陆尺度上,大气 CO_2 浓度上升对NEP的促进作用主导了该地区森林碳汇的变化;而在区域尺度上,气候和森林年龄结构的变化是驱动碳汇变化的关键因素^[339]。此外,模型结果表明,草地利用强度降低是导致1991~2010年间欧洲草地碳汇增强的主要驱动因素(相对贡献为36%~43%),土地覆盖变化、大气 CO_2 上升和气候变化的相对贡献分别为24%~28%、27%~30%、27%~31%,而外源氮输入增加(包括施肥和大气氮沉降)的贡献相对较小,仅为2%^[344]。

与北美、欧洲的研究结果相同的是,来自中国国家尺度的研究也证明了全球变化要素对植被生长以及陆地碳汇的促进作用。按照Fang等人^[345]的研究,1982~1999年间我国的植被活动增强,年NDVI(各月NDVI之和)由2.7增加至2.9,增加了7.4%;其主要原因在于生长季延长和植物生长加速,而气候变暖、夏季降雨量的增加以及农业活动的加强是植被活动增强的主要驱动因素。然而,和北美、欧洲的研究结果不同的是,除了全球变化要素的贡献,植树造林等因素也在很大程度上导致了我国的陆地碳汇。以往的研究显示,植树造林引起的森林面积增加以及环境变化(如大气 CO_2 浓度上升、氮沉降等)引起的森林生长加快使1977~2008年间我国森林生态系统的植被碳储量以 $63.3 \text{ Tg C yr}^{-1}$ 的速率增加^[340]。此外,生态修复工程的广泛实施也是导致我国陆地碳汇的另一个重要原因。按照Lu等人^[341]的报道,2001~2010年间重大生态工程实施区域内56%的陆地碳汇得益于工程实施。

5.3 主要生态系统碳汇的驱动因素

如前所述,森林生态系统是个显著的碳汇,但其形成机制在不同区域和不同森林类型之间存在差异。来自东亚地区的观测证据显示,森林面积扩张和环境变化导致的森林生长增加共同导致了该地区的森林碳汇,但其相对贡献在不同国家之间有所不同^[249]。在中国,森林面积的相对贡献(约60%)大于森林生长(约40%);而日本和韩国的森林碳汇则基本完全由森林生长增加导致。进一步研究发现,森林面积和森林生长对中国区域人工林和天然林的相对贡献有所差异^[340]。对

人工林来说,面积扩张对森林碳汇的贡献(62.2%)大于森林生长(37.8%);而在天然林中森林生长的贡献(60.4%)大于面积扩张(39.6%)^[340]。同样地,森林再生也是调控美国东部森林碳汇的主导因素,而 CO_2 施肥效应、氮沉降和气候变化引起的森林生长增加对该区域碳汇的相对贡献仅有2%^[346]。但在欧洲地区,大气 CO_2 施肥效应是调控森林碳汇的主要因素^[339]。类似地,包括大气 CO_2 浓度增加在内的环境变化贡献了日本赤松林(*Pinus densiflora*)和落叶松林(*Larix leptolepis*)生物量碳汇的35.5%和34.7%^[347]。基于野外控制实验整合分析的结果也证实了大气 CO_2 浓度上升对森林碳汇增加的重要贡献(48%,图7B),这主要是由于 CO_2 浓度升高对森林GPP的促进作用大于对ER的促进作用所致^[348]。

草地生态系统碳源汇格局及驱动因素尚存在较大争议^[128,349]。在长时间尺度上(1860~2012年),模型研究结果表明全球草地生态系统表现为碳汇,平均强度为 $0.11 \text{ Pg C yr}^{-1}$ ^[128]。其中,大气 CO_2 浓度增加、氮沉降以及气候变化对碳汇的贡献分别为85%、24%和22%,家畜密度增加和野生食草动物消失等因素贡献了39%的碳汇,但土地利用变化(如森林转变为牧场,草地转变为农田等)造成了大量的碳损失,抵消了约141%的碳汇^[128]。然而,过去30年间(1982~2011年),基于通量观测的结果却显示全球草地生态系统表现为碳源,平均碳排放量为 $(1.9 \pm 0.1) \text{ Pg C yr}^{-1}$ ^[127],其中气候因素(辐射和温度)和植被结构(叶面积指数和光合有效辐射吸收比例)是导致草地生态系统净交换变化的主要驱动因素^[127]。此外,放牧、围封、施肥等草地管理措施也会显著影响草地生态系统碳动态^[251,344]。

与自然生态系统相比,农田生态系统对陆地碳汇的贡献相对较小^[144]。而且,如前所述,由于农作物碳库周转快,农田碳汇研究主要集中于其土壤有机碳的变化。基于世界粮农组织(FAO)数据集的观测结果显示,作物生产力提高导致的作物残体碳输入增加使得1975~2010年间全球表层30 cm农田土壤表现为碳汇 $(0.11 \text{ Pg C yr}^{-1})$ ^[206]。模型模拟的结果也显示,1901~2010年间全球农田土壤总有机碳增加了125%,主要是由于耕地面积的扩张和氮肥施用等管理因素所导致,而此期间的气候变化使得土壤有机碳减少了约3.2%^[196]。此外,收割、耕作、燃烧等干预措施会加速农田土壤的碳损失^[350]。总体而言,农田生态系统碳源

汇的主要驱动因素为管理措施, 而气候变化的影响相对较小。

6 陆地碳汇对实现“碳中和”目标的贡献

“碳中和”的本质是化石燃料使用及土地利用变化导致的碳排放量与陆地和海洋生态系统吸收及其他方式固存的碳量之间达到平衡的状态, 即 CO_2 净排放为零^[1,2]。也就是说, 实现“碳中和”主要取决于两个关键过程: 一是从产业上做到减少碳排放(包括节能、增效、开发利用新能源), 二是增加碳吸收(包括生态系统碳汇和工业碳固存, 如CCUS)。其中, 增强陆地碳汇(也称作自然气候解决方案(natural climate solutions, NCS))被认为是缓解气候变化最为成熟的途径之一^[351~353]。

全球碳计划报告指出, 1959~2019年间全球陆地碳汇抵消了16%的化石燃料碳排放量^[12,354]。该报告还显示, 此期间全球陆地碳汇从1960年代的 $(-0.2 \pm 0.9) \text{ Pg C yr}^{-1}$ 增加至2010年代的 $(1.9 \pm 1.1) \text{ Pg C yr}^{-1}$ 。然而, 由于自1990年代后化石燃料排放量的大幅升高, 陆地碳汇抵消化石燃料碳排放的比例并未发生显著变化, 1990年代、2000年代和2010年代均稳定在19%。对于我国而言, 由于过去40年化石燃料碳排放量迅速增加, 陆地碳汇对其抵消的贡献率也逐渐下降。根据本研究估算的我国陆地碳汇大小 $(0.20 \sim 0.25 \text{ Pg C yr}^{-1})$, 结合全球碳计划提供的碳排放数据^[12], 可以得出陆地碳汇对我国化石燃料碳排放量的抵消贡献相当于20世纪80年代的38%~48%, 90年代的24%~30%, 以及2000年代的13%~17%。模型预测的结果显示, 未来全球陆地生态系统将持续表现为碳汇。但是, 因采取的气候变化和人类活动情景不同, 当前至21世纪末全球平均陆地碳汇的预测值在 $0.47 \sim 1.96 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 之间波动(采用RCP4.5情景预测为 $1.96 \text{ Pg C yr}^{-1}$ ^[355]; 采用RCP8.5情景预测为 $(1.23 \pm 2.63) \text{ Pg C yr}^{-1}$ ^[356]; 采用RCP1.9情景预测为 $(0.47 \pm 0.18) \text{ Pg C yr}^{-1}$, RCP2.6情景预测为 $(1.02 \pm 0.25) \text{ Pg C yr}^{-1}$ ^[357]; 采用RCP8.5情景预测为 $1.72 \text{ Pg C yr}^{-1}$ ^[329]。上述结果基于不同模型模拟得到, 涉及多模型研究的预测值为模型结果均值)。如进一步合理地实施造林、生态系统恢复、保护性耕作等土地管理措施(不包括增强风化、生物质能-碳捕集与封存技术等非土地管理或归属于能源部门的增汇), 全球陆地碳汇

可增加 $0.9 \sim 3.3 \text{ Pg C yr}^{-1}$ ^[351,358~360]。但也有保守的评估认为, 各项管理措施的实施仅能使陆地碳汇增加 $0.3 \sim 0.7 \text{ Pg C yr}^{-1}$ ^[361]。由于模型预测未来碳汇只考虑气候变化和 CO_2 等环境因素的影响, 并未包括未来土地管理措施可能的增汇效应, 因此, 本文综合上述评估结果得出, 未来全球陆地碳汇应处于 $0.8(0.5+0.3)$, 即模型预测值低值+增汇效应低值~ $5.3(2.0+3.3)$, 即模型预测值高值+增汇效应高值 Pg C yr^{-1} 之间, 其具体数值视气候变化幅度与土地管理举措实施的积极程度而有较大变化。按照各国制定的减排政策预测^[362], 全球陆地碳汇可抵消2030年化石燃料排放的5%~33%, 这意味着全球范围内控制碳排放的形势非常严峻。

和全球尺度的预测类似, 不同研究一致认为未来我国陆地生态系统仍将发挥碳汇功能。Ji等人^[292]基于单个陆地生物圈模型, 结合IPCC《情景排放特别报告》的B2场景(CO_2 排放的中低水平)预测的结果显示, 2000~2100年间中国陆地生态系统平均碳汇为 $0.15 \text{ Pg C yr}^{-1}$, 在2050年左右达到峰值约 $0.36 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 。进一步采用多模型评估的结果表明, 当达到不同的增温水平(1.5°C 或 2°C)时, 未来中国陆地生态系统固碳能力为 $0.22 \sim 0.31 \text{ Pg C yr}^{-1}$ ^[363]。基于整合数据和情景分析, Han等人^[364]预测2060年我国陆地碳汇为 $0.19 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 。最近方精云团队(未发表数据)对2060年我国陆地碳汇的预测表明, 不考虑情景设置情况下, 陆地碳汇为 $0.22 \text{ Pg C yr}^{-1}$; 如果考虑生态恢复、农业优化管理及重大生态工程等情景设置, 则碳汇为 $0.32 \text{ Pg C yr}^{-1}$; 进一步地, 如果采用IPCC的两种气候情景(RCP4.5和RCP8.5), 并考虑生态系统优化管理, 多个模型预测的碳汇可达 $0.46 \sim 0.52 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 。综合上述预测, 2060年我国陆地碳汇可能在 $0.15 \sim 0.52 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 之间(中值为 $0.34 \text{ Pg C yr}^{-1}$)。鉴于此, 陆地碳汇将在实现我国“碳中和”目标中发挥重要作用。按照最近的报道, 无政策情景下(即不采取任何气候政策的基线情景), 2050年我国的碳排放量将达到 $2.78 \sim 5.40 \text{ Pg C yr}^{-1}$; 在 1.5°C 气候限制情景下, 排放量则估计在 $-0.33 \sim 2.26 \text{ Pg C yr}^{-1}$ (此处负值主要是由于CCUS大规模部署带来的负排放超过所有部门的总排放所致)^[365]。那么, 在无政策情景下, 我国陆地碳汇可抵消2.8%~18.7%的碳排放; 在 1.5°C 限制情景下, 陆地碳汇可以抵消更高比例的碳排放。尽管如此, 陆地碳汇对我国实现“碳中和”的贡献大小取决于生态系统管理举措的落实, 同时也视能源政策的实

施情况而异。目前我国仍处于新型工业化、城镇化的发展转型阶段,对化石能源的依赖很大,清洁能源的发展仍需时日。因此,在大力推动能源领域相关政策落实的同时,还应充分发挥陆地生态系统的碳汇功能,共同推动“碳中和”目标的实现^[352,364,366]。

7 结论与展望

通过梳理近40年来陆地碳源汇研究的相关进展,本文从生态系统类型、国家和全球尺度三个层次系统阐述了陆地碳汇的时空格局及其驱动因素,探究了陆地碳汇对实现“碳中和”目标的贡献,主要得到如下结论。

(1) 过去60年全球陆地碳汇在增强,从1960年代的 $(-0.2 \pm 0.9) \text{ Pg C yr}^{-1}$ (弱碳源)增加至2010年代的 $(1.9 \pm 1.1) \text{ Pg C yr}^{-1}$ (碳汇)。陆地碳汇主要分布在北半球 30°N 以北的温带和寒带地区,而热带地区($30^\circ\text{S} \sim 30^\circ\text{N}$)表现为微弱的碳汇或者微弱的碳源。我国陆地生态系统也是个显著的碳汇,其碳汇强度约为 $195 \sim 246 \text{ Tg C yr}^{-1}$ 。从空间分布来看,我国陆地碳汇大体呈现“东、南部高,西、北部低”的格局,东南和西南季风区具有较强的碳汇能力,西北干旱地区呈碳中性,但对于东北地区碳汇强度及青藏高原碳源汇特征的认识目前仍存在分歧。从时间动态上看,20世纪60年代至20世纪末,中国陆地碳汇变化不明显或呈微弱下降趋势,但在2000年后碳汇能力在增强。

(2) 不同生态系统类型的碳汇大小存在差异。森林是全球陆地碳汇的主体(1.1 Pg C yr^{-1}),并且其碳汇在过去几十年中呈增强趋势,主要源于北方森林和温带森林碳汇的增加以及热带森林的恢复。草地生态系统碳源汇功能尚不明确,不同方法得到的结果差异较大:弱碳源、碳中性或碳汇的结果均有报道。灌丛、湿地生态系统和农田土壤整体表现出碳汇功能。此外,荒漠生态系统可能起着碳汇功能,但其大小和形成机制尚存在争议。大气 CO_2 浓度上升、氮沉降、气候变化和土地覆盖变化等是陆地碳汇的主要驱动因素,但火灾、气溶胶等因素也会调节陆地碳汇强度。不同区域陆地碳汇的驱动因素存在差异:北美和欧洲陆地碳汇主要是大气 CO_2 浓度上升和气候变化等全球变化要素导致;而在中国,除了全球变化要素外,植树造林、生态修复工程的实施也是驱动陆地碳汇的

关键要素。

(3) 1959~2019年间全球陆地碳汇吸收了同期化石燃料 CO_2 排放量的16%,且近30年来这一比例基本恒定在19%。然而,由于碳排放量的快速上升,我国陆地碳汇抵消化石燃料碳排放的贡献从相当于1980年代的38%~48%下降至2000年代的13%~17%。综合以往评估结果,未来全球陆地碳汇预计处于 $0.8 \sim 5.3 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 之间,仅能抵消2030年化石燃料排放的5%~33%。对于我国陆地碳汇,预计2060年可能处于 $0.15 \sim 0.52 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 之间,其抵消碳排放的贡献在2.8%~18.7%,但具体贡献视土地管理和能源政策实施导致的未来碳排放量的变化而异。

尽管目前学术界已经证实了陆地生态系统的碳汇功能,但目前对陆地碳汇大小、分布、动态及其驱动因素的认识仍存在较大不确定性。这种不确定性来源于多个方面,包括不同研究者对陆地碳汇定义的差异、样点分布不均衡性导致的抽样误差、模型过程和参数的差异等。同时,不同方法获得的碳汇强度之间也存在较大差异,特别是由于横向通量测算中的不确定性,“自下而上”方法和“自上而下”方法结果间的闭合还存在一定挑战。为了进一步明晰陆地碳汇的强度、时空格局及其驱动机制,准确评估陆地碳汇对我国实现“碳中和”目标的贡献,未来研究需关注以下两个方面。

(1) 通过加大生态系统调查与监测力度,完善陆地生物圈模型等途径来完善“自下而上”和“自上而下”方法,提高陆地碳汇评估精度。

为了提高陆地碳汇评估结果的可靠性并量化其不确定性,越来越多的研究采用“自下而上”(如地面调查、碳通量监测、簿记模型和陆地生物圈模型)和“自上而下”(如大气成分监测与反演)方法相结合的手段探究陆地碳源汇特征。并且,大尺度碳源汇评估也逐渐从单个模型评估(如大气反演算法、土地利用变化排放簿记模型、陆地生物圈模型)发展至多模型比较。然而,由于陆地生态系统碳源汇特征具有较大时空异质性,特别是热带地区、冻土区等区域观测资料以及关键碳循环参数长期监测数据的缺乏,目前学术界对于生态系统过程及其对气候变化与人类活动响应的认识仍存在诸多不足。另一方面,模型的发展不仅有赖于对生态系统过程与机制的充分认识,同时也需要依靠更全面的调查资料、遥感数据等对模型进行验证和

约束, 以完善模型过程、优化模型参数, 进而提高模型预测未来碳源汇的精度. 为此, 未来需扩大生态系统调查与观测的时空范围和精度, 以增强观测数据的时空代表性; 还需加强对特定生态系统和碳循环组分的观测, 如关注灌丛和冻土等观测数据相对缺乏的生态系统, 关注土壤碳库的动态变化和可溶性有机碳淋溶损失等以往生态监测中的薄弱环节, 以全面评估各类生态系统的全组分碳汇. 此外, 还需推动新的观测技术和手段(如微生物组学、碳同位素通量监测、近地面遥感等)在碳循环研究中的广泛应用, 以便于从分子到全球尺度深入揭示陆地碳汇的形成机制. 通过上述努力, 有望准确认识区域、国家以及全球尺度的陆地碳汇及其时空变化特征.

(2) 系统评估陆地碳汇在我国实现“碳中和”目标中的贡献, 量化各类措施导致的生态系统碳汇潜力, 助力“碳中和”目标的实现.

我国政府已明确提出“二氧化碳排放力争于2030年前达到峰值, 努力争取2060年前实现碳中和”的宏伟

目标, 但目前具体的实施路径尚不清晰, 特别是尚未全面评估陆地碳汇在“碳中和”目标中的贡献. 如前文所述, 陆地碳汇对实现我国“碳中和”目标起着重要作用, 但本文仅基于目前文献中现有的数据粗略估计了2060年我国陆地碳汇抵消化石燃料碳排放的潜在贡献. 为此, 未来需精确计量我国不同生态系统的碳循环参数, 不断提升对我国陆地碳汇调控机制的认识, 进一步发展耦合不同模块的整合生态系统过程模型, 并通过多模型比较量化与降低其预测的不确定性, 完善对未来各种可能情景下的陆地碳汇预测. 此外, 还需通过研发陆地碳汇提升的技术体系, 解析实现陆地生态系统增汇的技术途径, 并提出若干有望提升生态系统固碳能力的政策举措. 在此基础上, 通过准确评估未来气候变化情景和不同管理措施下我国陆地生态系统的固碳能力和增汇潜力, 量化植被自然生长、环境变化和人为管理措施对增汇潜力的贡献, 完善对我国各类生态系统碳汇潜力可达时限的预估, 最终服务于国家“碳中和”的长期愿景目标.

致谢 感谢全球碳计划(Global Carbon Project)的全球碳评估(Global Carbon Budget 2020)(<https://www.globalcarbonproject.org/carbonbudget/index.htm>), 北美碳计划项目(NACP)的多尺度陆地模型比较计划(Multi-scale Synthesis and Terrestrial Model Intercomparison Project, MsTMIP; https://daac.ornl.gov/NACP/guides/NACP_MsTMIP_TBMO.html), 以及部门间影响模型比较计划(The Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project, ISIMIP; <http://doi.org/10.5880/PIK.2019.005>)的模型模拟结果提供者.

参考文献

- 1 Rogelj J, Schaeffer M, Meinshausen M, et al. Zero emission targets as long-term global goals for climate protection. *Environ Res Lett*, 2015, 10: 105007
- 2 IPCC. Annex I: Glossary. In: Masson-Delmotte V, Zhai P M, Pörtner H O, et al., eds. Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization, 2018
- 3 Chapin F S III, Matson P A, Mooney H A. Principles of Terrestrial Ecosystem Ecology, 2nd ed. New York: Springer-Verlag, 2011
- 4 Friedlingstein P, Cox P, Betts R, et al. Climate-carbon cycle feedback analysis: results from the C⁴MIP model intercomparison. *J Clim*, 2006, 19: 3337–3355
- 5 Friedlingstein P. Carbon cycle feedbacks and future climate change. *Phil Trans R Soc A*, 2015, 373: 20140421
- 6 Williams R G, Katavouta A, Goodwin P. Carbon-cycle feedbacks operating in the climate system. *Curr Clim Change Rep*, 2019, 5: 282–295
- 7 Schulze E D, Wirth C, Heimann M. Managing forests after Kyoto. *Science*, 2000, 289: 2058–2059
- 8 Steffen W, Noble I, Canadell J, et al. The terrestrial carbon cycle: implications for the Kyoto Protocol. *Science*, 1998, 280: 1393–1394
- 9 Fang J Y, Piao S L, Zhao S Q. The carbon sink: the role of the middle and high latitudes terrestrial ecosystems in the northern hemisphere (in

- Chinese). *Chin J Plant Ecol*, 2001, 25: 594–602 [方精云, 朴世龙, 赵淑清. CO₂失汇与北半球中高纬度陆地生态系统的碳汇. *植物生态学报*, 2001, 25: 594–602]
- 10 Schlesinger W H. *Biogeochemistry: An Analysis of Global Change*. San Diego: Academic Press, 1997
- 11 Luo Y, Weng E. Dynamic disequilibrium of the terrestrial carbon cycle under global change. *Trends Ecol Evol*, 2011, 26: 96–104
- 12 Friedlingstein P, O’Sullivan M, Jones M W, et al. Global carbon budget 2020. *Earth Syst Sci Data*, 2020, 12: 3269–3340
- 13 Field C B, Fung I Y. The not-so-big U.S. carbon sink. *Science*, 1999, 285: 544–545
- 14 SCEP. *Man’s Impact on the Global Environment: Assessment and Recommendations for Action*. Cambridge: Massachusetts Institute of Technology Press, 1970
- 15 Reiners W A. Terrestrial detritus and the carbon cycle. In: Woodwell G M, Pecan E V, eds. *Carbon and the Biosphere, Proceeding of the 24th Brookhaven Symposium in Biology*. Springfield: Technical Information Center, Office of Information Services, US Atomic Energy Commission, 1973. 368–382
- 16 Bolin B. Changes of land biota and their importance for the carbon cycle. *Science*, 1977, 196: 613–615
- 17 Woodwell G M, Whittaker R H, Reiners W A, et al. The biota and the world carbon budget. *Science*, 1978, 199: 141–146
- 18 Fang J Y, Guo Z D. Looking for missing carbon sinks from terrestrial ecosystems (in Chinese). *Chin J Nat*, 2009, 29: 1–6 [方精云, 郭兆迪. 寻找失去的陆地碳汇. *自然杂志*, 2007, 29: 1–6]
- 19 Wong C S. Atmospheric input of carbon dioxide from burning wood. *Science*, 1978, 200: 197–200
- 20 Woodwell G M. Biotic effects on the concentration of atmospheric carbon dioxide: a review and projection. In: U.S. National Research Council, ed. *Changing Climate*. Washington D C: NAS Press, 1983. 216–241
- 21 Broecker W S, Takahashi T, Simpson H J, et al. Fate of fossil fuel carbon dioxide and the global carbon budget. *Science*, 1979, 206: 409–418
- 22 Tans P P, Fung I Y, Takahashi T. Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget. *Science*, 1990, 247: 1431–1438
- 23 Kauppi P E, Mielikäinen K, Kuusela K. Biomass and carbon budget of European forests, 1971 to 1990. *Science*, 1992, 256: 70–74
- 24 Sedjo R A. Temperate forest ecosystems in the global carbon cycle. *Ambio*, 1992, 21: 274–277
- 25 Dixon R K, Solomon A M, Brown S, et al. Carbon pools and flux of global forest ecosystems. *Science*, 1994, 263: 185–190
- 26 Keeling C D, Chin J F S, Whorf T P. Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO₂ measurements. *Nature*, 1996, 382: 146–149
- 27 Delcourt H R, Harris W F. Carbon budget of the southeastern U.S. biota: analysis of historical change in trend from source to sink. *Science*, 1980, 210: 321–323
- 28 Birdsey R A, Plantinga A J, Heath L S. Past and prospective carbon storage in United States forests. *For Ecol Manage*, 1993, 58: 33–40
- 29 Birdsey R A, Heath L S. Carbon changes in U.S. forests. In: Joyce L A, ed. *Productivity of America’s Forest and Climatic Change*. Colorado: Forest Service, U.S. Department of Agriculture, 1995. 56–70
- 30 Turner D P, Koerper G J, Harmon M E, et al. A carbon budget for forests of the conterminous United States. *Ecol Appl*, 1995, 5: 421–436
- 31 Houghton R A, Hackler J L, Lawrence K T. Changes in terrestrial carbon storage in the United States. 2: the role of fire and fire management. *Glob Ecol Biogeogr*, 2000, 9: 145–170
- 32 Myneni R B, Dong J, Tucker C J, et al. A large carbon sink in the woody biomass of Northern forests. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2001, 98: 14784–14789
- 33 Pacala S W, Hurtt G C, Baker D, et al. Consistent land- and atmosphere-based U.S. carbon sink estimates. *Science*, 2001, 292: 2316–2320
- 34 Fang J, Chen A, Peng C, et al. Changes in forest biomass carbon storage in China between 1949 and 1998. *Science*, 2001, 292: 2320–2322
- 35 Janssens I A, Freibauer A, Ciais P, et al. Europe’s terrestrial biosphere absorbs 7 to 12% of European anthropogenic CO₂ emissions. *Science*, 2003, 300: 1538–1542
- 36 Fang J Y, Guo Z D, Piao S L, et al. Terrestrial vegetation carbon sinks in China, 1981–2000. *Sci China Ser D*, 2007, 50: 1341–1350
- 37 Piao S, Fang J, Ciais P, et al. The carbon balance of terrestrial ecosystems in China. *Nature*, 2009, 458: 1009–1013
- 38 Fang J, Yu G, Liu L, et al. Climate change, human impacts, and carbon sequestration in China. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2018, 115: 4015–4020
- 39 Tang X, Zhao X, Bai Y, et al. Carbon pools in China’s terrestrial ecosystems: new estimates based on an intensive field survey. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2018, 115: 4021–4026
- 40 Fang J Y, Huang Y, Zhu J L, et al. Carbon budget of forest ecosystems and its driving forces (in Chinese). *China Bas Sci*, 2015, 17: 20–25 [方精云, 黄耀, 朱江玲, 等. 森林生态系统碳收支及其影响机制. *中国基础科学*, 2015, 17: 20–25]

- 41 Pan Y, Birdsey R A, Fang J, et al. A large and persistent carbon sink in the world's forests. *Science*, 2011, 333: 988–993
- 42 Zhu J, Hu H, Tao S, et al. Carbon stocks and changes of dead organic matter in China's forests. *Nat Commun*, 2017, 8: 151
- 43 Baccini A, Walker W, Carvalho L, et al. Tropical forests are a net carbon source based on aboveground measurements of gain and loss. *Science*, 2017, 358: 230–234
- 44 Xu L, Saatchi S S, Yang Y, et al. Changes in global terrestrial live biomass over the 21st century. *Sci Adv*, 2021, 7: eabe9829
- 45 Harris N L, Gibbs D A, Baccini A, et al. Global maps of twenty-first century forest carbon fluxes. *Nat Clim Chang*, 2021, 11: 234–240
- 46 Brienen R J W, Phillips O L, Feldpausch T R, et al. Long-term decline of the Amazon carbon sink. *Nature*, 2015, 519: 344–348
- 47 Hubau W, Lewis S L, Phillips O L, et al. Asynchronous carbon sink saturation in African and Amazonian tropical forests. *Nature*, 2020, 579: 80–87
- 48 Wofsy S C, Goulden M L, Munger J W, et al. Net exchange of CO₂ in a mid-latitude forest. *Science*, 1993, 260: 1314–1317
- 49 Goulden M L, Munger J W, Fan S M, et al. Exchange of carbon dioxide by a deciduous forest: response to interannual climate variability. *Science*, 1996, 271: 1576–1578
- 50 Martin P H, Valentini R, Jacques M, et al. New estimate of the carbon sink strength of EU forests integrating flux measurements, field surveys, and space observations: 0.17–0.35 Gt(C). *Ambio*, 1998, 27: 582–584
- 51 Valentini R, Matteucci G, Dolman A J, et al. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature*, 2000, 404: 861–865
- 52 Papale D, Valentini R. A new assessment of European forests carbon exchanges by eddy fluxes and artificial neural network spatialization. *Glob Change Biol*, 2003, 9: 525–535
- 53 Yu G, Chen Z, Piao S, et al. High carbon dioxide uptake by subtropical forest ecosystems in the East Asian monsoon region. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2014, 111: 4910–4915
- 54 Luyssaert S, Inglima I, Jung M, et al. CO₂ balance of boreal, temperate, and tropical forests derived from a global database. *Glob Change Biol*, 2007, 13: 2509–2537
- 55 Jung M, Reichstein M, Margolis H A, et al. Global patterns of land-atmosphere fluxes of carbon dioxide, latent heat, and sensible heat derived from eddy covariance, satellite, and meteorological observations. *J Geophys Res*, 2011, 116: G00J07
- 56 Fu D, Chen B, Zhang H, et al. Estimating landscape net ecosystem exchange at high spatial-temporal resolution based on Landsat data, an improved upscaling model framework, and eddy covariance flux measurements. *Remote Sens Environ*, 2014, 141: 90–104
- 57 Xiao J, Ollinger S V, Frolking S, et al. Data-driven diagnostics of terrestrial carbon dynamics over North America. *Agric For Meteorol*, 2014, 197: 142–157
- 58 Ichii K, Ueyama M, Kondo M, et al. New data-driven estimation of terrestrial CO₂ fluxes in Asia using a standardized database of eddy covariance measurements, remote sensing data, and support vector regression. *J Geophys Res Biogeosci*, 2017, 122: 767–795
- 59 Bodesheim P, Jung M, Gans F, et al. Upscaled diurnal cycles of land-atmosphere fluxes: a new global half-hourly data product. *Earth Syst Sci Data*, 2018, 10: 1327–1365
- 60 Jung M, Schwalm C, Migliavacca M, et al. Scaling carbon fluxes from eddy covariance sites to globe: synthesis and evaluation of the FLUXCOM approach. *Biogeosciences*, 2020, 17: 1343–1365
- 61 Ciais P, Tans P P, Trolier M, et al. A large northern hemisphere terrestrial CO₂ sink indicated by the ¹³C/¹²C ratio of atmospheric CO₂. *Science*, 1995, 269: 1098–1102
- 62 Ciais P, Tans P P, White J W C, et al. Partitioning of ocean and land uptake of CO₂ as inferred by δ¹³C measurements from the NOAA Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory Global Air Sampling Network. *J Geophys Res*, 1995, 100: 5051–5070
- 63 Keeling R F, Piper S C, Heimann M. Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmospheric O₂ concentration. *Nature*, 1996, 381: 218–221
- 64 Fan S, Gloor M, Mahlman J, et al. A large terrestrial carbon sink in North America implied by atmospheric and oceanic carbon dioxide data and models. *Science*, 1998, 282: 442–446
- 65 Bousquet P, Ciais P, Peylin P, et al. Inverse modeling of annual atmospheric CO₂ sources and sinks: 1. Method and control inversion. *J Geophys Res*, 1999, 104: 26161–26178
- 66 Battle M, Bender M L, Tans P P, et al. Global carbon sinks and their variability inferred from atmospheric O₂ and δ¹³C. *Science*, 2000, 287: 2467–2470

- 67 Gurney K R, Law R M, Denning A S, et al. Towards robust regional estimates of CO₂ sources and sinks using atmospheric transport models. *Nature*, 2002, 415: 626–630
- 68 Thompson R L, Patra P K, Chevallier F, et al. Top-down assessment of the Asian carbon budget since the mid 1990s. *Nat Commun*, 2016, 7: 10724
- 69 Stephens B B, Gurney K R, Tans P P, et al. Weak northern and strong tropical land carbon uptake from vertical profiles of atmospheric CO₂. *Science*, 2007, 316: 1732–1735
- 70 Ciais P, Tan J, Wang X, et al. Five decades of northern land carbon uptake revealed by the interhemispheric CO₂ gradient. *Nature*, 2019, 568: 221–225
- 71 Jiang F, Chen J M, Zhou L, et al. A comprehensive estimate of recent carbon sinks in China using both top-down and bottom-up approaches. *Sci Rep*, 2016, 6: 22130
- 72 Wang J, Feng L, Palmer P I, et al. Large Chinese land carbon sink estimated from atmospheric carbon dioxide data. *Nature*, 2020, 586: 720–723
- 73 Gatti L V, Gloor M, Miller J B, et al. Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements. *Nature*, 2014, 506: 76–80
- 74 Gatti L V, Basso L S, Miller J B, et al. Amazonia as a carbon source linked to deforestation and climate change. *Nature*, 2021, 595: 388–393
- 75 Prentice K C, Fung I Y. The sensitivity of terrestrial carbon storage to climate change. *Nature*, 1990, 346: 48–51
- 76 Cao M, Woodward F I. Dynamic responses of terrestrial ecosystem carbon cycling to global climate change. *Nature*, 1998, 393: 249–252
- 77 Cao M, Woodward F I. Net primary and ecosystem production and carbon stocks of terrestrial ecosystems and their responses to climate change. *Glob Change Biol*, 1998, 4: 185–198
- 78 Holland E A, Brown S, Potter C S, et al. North American carbon sink. *Science*, 1999, 283: 1815
- 79 Tian H, Melillo J M, Kicklighter D W, et al. The sensitivity of terrestrial carbon storage to historical climate variability and atmospheric CO₂ in the United States. *Tellus B*, 1999, 51: 414–452
- 80 Schimel D, Melillo J, Tian H, et al. Contribution of increasing CO₂ and climate to carbon storage by ecosystems in the United States. *Science*, 2000, 287: 2004–2006
- 81 Poulter B, Frank D, Ciais P, et al. Contribution of semi-arid ecosystems to interannual variability of the global carbon cycle. *Nature*, 2014, 509: 600–603
- 82 Piao S, Huang M, Liu Z, et al. Lower land-use emissions responsible for increased net land carbon sink during the slow warming period. *Nat Geosci*, 2018, 11: 739–743
- 83 Keenan T F, Prentice I C, Canadell J G, et al. Recent pause in the growth rate of atmospheric CO₂ due to enhanced terrestrial carbon uptake. *Nat Commun*, 2016, 7: 13428
- 84 Piao S, Sitch S, Ciais P, et al. Evaluation of terrestrial carbon cycle models for their response to climate variability and to CO₂ trends. *Glob Change Biol*, 2013, 19: 2117–2132
- 85 Chang J, Ciais P, Wang X, et al. Benchmarking carbon fluxes of the ISIMIP2a biome models. *Environ Res Lett*, 2017, 12: 045002
- 86 Huntzinger D N, Michalak A M, Schwalm C, et al. Uncertainty in the response of terrestrial carbon sink to environmental drivers undermines carbon-climate feedback predictions. *Sci Rep*, 2017, 7: 4765
- 87 Kramer P J. Carbon dioxide concentration, photosynthesis, and dry matter production. *BioScience*, 1981, 31: 29–33
- 88 Bonan G B. Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *Science*, 2008, 320: 1444–1449
- 89 Pugh T A M, Lindeskog M, Smith B, et al. Role of forest regrowth in global carbon sink dynamics. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2019, 116: 4382–4387
- 90 Fang J Y, Chen A P, Zhao S Q, et al. Estimating biomass carbon of China's forests: supplementary notes on report published in *Science* (291: 2320–2322) by Fang et al. (2001) (in Chinese). *Chin J Plant Eco*, 2002, 26: 243–249 [方精云, 陈安平, 赵淑清, 等. 中国森林生物量的估算: 对 Fang 等 *Science* 一文 (*Science*, 2001, 291: 2320–2322) 的若干说明. *植物生态学报*, 2002, 26: 243–249]
- 91 Wang S, Chen J M, Ju W M, et al. Carbon sinks and sources in China's forests during 1901–2001. *J Environ Manage*, 2007, 85: 524–537
- 92 Yang J, Ji X, Deane D C, et al. Spatiotemporal distribution and driving factors of forest biomass carbon storage in China: 1977–2013. *Forests*, 2017, 8: 263
- 93 Ge R, He H, Ren X, et al. Underestimated ecosystem carbon turnover time and sequestration under the steady state assumption: a perspective from long-term data assimilation. *Glob Change Biol*, 2019, 25: 938–953

- 94 Pan Y, Luo T, Birdsey R, et al. New estimates of carbon storage and sequestration in China's forests: effects of age-class and method on inventory-based carbon estimation. *Clim Change*, 2004, 67: 211–236
- 95 Guo Z D, Hu H F, Li P, et al. Spatio-temporal changes in biomass carbon sinks in China's forests from 1977 to 2008. *Sci China Life Sci*, 2013, 56: 661–671
- 96 Morales P, Sykes M T, Prentice I C, et al. Comparing and evaluating process-based ecosystem model predictions of carbon and water fluxes in major European forest biomes. *Glob Change Biol*, 2005, 11: 2211–2233
- 97 Schwalm C R, Williams C A, Schaefer K, et al. A model-data intercomparison of CO₂ exchange across North America: results from the North American Carbon Program site synthesis. *J Geophys Res*, 2010, 115: G00H05
- 98 Wang X, Wang C, Bond-Lamberty B. Quantifying and reducing the differences in forest CO₂-fluxes estimated by eddy covariance, biometric and chamber methods: a global synthesis. *Agric For Meteorol*, 2017, 247: 93–103
- 99 Xu B, Yang Y, Li P, et al. Global patterns of ecosystem carbon flux in forests: a biometric data-based synthesis. *Glob Biogeochem Cycle*, 2014, 28: 962–973
- 100 Tagesson T, Schurgers G, Horion S, et al. Recent divergence in the contributions of tropical and boreal forests to the terrestrial carbon sink. *Nat Ecol Evol*, 2020, 4: 202–209
- 101 Lewis S L, Lopez-Gonzalez G, Sonké B, et al. Increasing carbon storage in intact African tropical forests. *Nature*, 2009, 457: 1003–1006
- 102 Qin Y, Xiao X, Wigneron J P, et al. Carbon loss from forest degradation exceeds that from deforestation in the Brazilian Amazon. *Nat Clim Chang*, 2021, 11: 442–448
- 103 Saatchi S, Asefi-Najafabady S, Malhi Y, et al. Persistent effects of a severe drought on Amazonian forest canopy. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2013, 110: 565–570
- 104 Doughty C E, Metcalfe D B, Girardin C A J, et al. Drought impact on forest carbon dynamics and fluxes in Amazonia. *Nature*, 2015, 519: 78–82
- 105 Lieth H. Patterns of primary productivity in the biosphere. Stroudsburg: Dowden, Hutchinson & Ross, 1978
- 106 Scurlock J M O, Hall D O. The global carbon sink: a grassland perspective. *Glob Change Biol*, 1998, 4: 229–233
- 107 Sun Y, Yang Y, Zhao X, et al. Global patterns and climatic drivers of above- and belowground net primary productivity in grasslands. *Sci China Life Sci*, 2021, 64: 739–751
- 108 Ajtay G L, Ketner P, Duvigneaud P, et al. Terrestrial primary production and phytomass. In: Bolin B, Degens E T, Kempe S, et al., eds. The Global Carbon Cycle. Chichester: John Wiley & Sons, 1979
- 109 King A W, Post W M, Wullschlegel S D. The potential response of terrestrial carbon storage to changes in climate and atmospheric CO₂. *Clim Change*, 1997, 35: 199–227
- 110 Prentice I C, Farquhar G, Fasham M J R, et al. The carbon cycle and atmospheric CO₂. In: Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al., eds. Climate Change 2001: The Science of Climate Change. Contributions of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 183–237
- 111 Post W M, Emanuel W R, Zinke P J, et al. Soil carbon pools and world life zones. *Nature*, 1982, 298: 156–159
- 112 Houghton R A, Hobbie J E, Melillo J M, et al. Changes in the carbon content of terrestrial biota and soils between 1860 and 1980: a net release of CO₂ to the atmosphere. *Ecol Monogr*, 1983, 53: 235–262
- 113 Olson J S, Watts J A, Allison L J. Carbon in live vegetation of major world ecosystems, ORNL-5862. Oak Ridge: Oak Ridge National Laboratory, 1983
- 114 Erb K H, Kastner T, Plutzer C, et al. Unexpectedly large impact of forest management and grazing on global vegetation biomass. *Nature*, 2018, 553: 73–76
- 115 Carvalhais N, Forkel M, Khomik M, et al. Global covariation of carbon turnover times with climate in terrestrial ecosystems. *Nature*, 2014, 514: 213–217
- 116 Ni J. Carbon storage in terrestrial ecosystems of China: estimates at different spatial resolutions and their responses to climate change. *Clim Change*, 2001, 49: 339–358
- 117 Ni J. Carbon storage in grasslands of China. *J Arid Environ*, 2002, 50: 205–218
- 118 Fang J Y, Liu G H, Xu S L, et al. Carbon pool of terrestrial ecosystems in China (in Chinese). In: Wang G C, Wen Y P, eds. Greenhouse Gas Concentration and Emission Monitoring and Related Processes. Beijing: China Environmental Science Press, 1996. 109–128 [方精云, 刘国华, 徐嵩龄. 中国陆地生态系统的碳库. 见: 王庚辰, 温玉璞, 编. 温室气体浓度和排放监测及相关过程. 北京: 中国环境科学出版社, 1996.]

- 109–128]
- 119 Piao S L, Fang J Y, He J S, et al. Spatial distribution of grassland biomass in China (in Chinese). *Chin J Plant Ecol*, 2004, 28: 491–498 [朴世龙, 方精云, 贺金生, 等. 中国草地植被生物量及其空间分布格局. 植物生态学报, 2004, 28: 491–498]
- 120 Piao S, Fang J, Zhou L, et al. Changes in biomass carbon stocks in China's grasslands between 1982 and 1999. *Glob Biogeochem Cycle*, 2007, 21: GB2002
- 121 Xie Z, Zhu J, Liu G, et al. Soil organic carbon stocks in China and changes from 1980s to 2000s. *Glob Change Biol*, 2007, 13: 1989–2007
- 122 Li K R, Wang S Q, Cao M K. Vegetation and soil carbon storage in China. *Sci China Ser D*, 2004, 47: 49–57
- 123 Zhang L, Zhou G S, Ji Y H, et al. Spatiotemporal dynamic simulation of grassland carbon storage in China. *Sci China Earth Sci*, 2016, 59: 1946–1958
- 124 Xu L, Yu G, He N. Increased soil organic carbon storage in Chinese terrestrial ecosystems from the 1980s to the 2010s. *J Geogr Sci*, 2019, 29: 49–66
- 125 IPCC. FAR Climate Change: Scientific Assessment of Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 283–310
- 126 Liu Y, van Dijk A I J M, de Jeu R A M, et al. Recent reversal in loss of global terrestrial biomass. *Nat Clim Change*, 2015, 5: 470–474
- 127 Liang W, Zhang W, Jin Z, et al. Estimation of global grassland net ecosystem carbon exchange using a model tree ensemble approach. *J Geophys Res Biogeosci*, 2020, 125: e2019JG005034
- 128 Chang J, Ciais P, Gasser T, et al. Climate warming from managed grasslands cancels the cooling effect of carbon sinks in sparsely grazed and natural grasslands. *Nat Commun*, 2021, 12: 118
- 129 Sulla-Menashe D, Friedl M A. User guide to collection 6 MODIS land cover (MCD12Q1 and MCD12C1) product. Reston: USGS, 2018
- 130 Briggs J M, Knapp A K, Blair J M, et al. An ecosystem in transition: causes and consequences of the conversion of mesic grassland to shrubland. *BioScience*, 2005, 55: 243–254
- 131 Bühlmann T, Körner C, Hiltbrunner E. Shrub expansion of *Alnus viridis* drives former montane grassland into nitrogen saturation. *Ecosystems*, 2016, 19: 968–985
- 132 Whittaker R H, Likens G E. Carbon in the biota. In: Woodwell G M, Pecan E V, eds. Carbon and the Biosphere, Proceeding of the 24th Brookhaven Symposium in Biology. Springfield: Technical Information Center, Office of Information Services, US Atomic Energy Commission, 1973. 281–302
- 133 Prentice I C, Sykes M T, Lautenschlager M, et al. Modelling global vegetation patterns and terrestrial carbon storage at the Last Glacial Maximum. *Glob Ecol Biogeogr Lett*, 1993, 3: 67–76
- 134 Foley J A. An equilibrium model of the terrestrial carbon budget. *Tellus B*, 1995, 47: 310–319
- 135 Prentice I C, Harrison S P, Bartlein P J. Global vegetation and terrestrial carbon cycle changes after the last ice age. *New Phytol*, 2011, 189: 988–998
- 136 Fang J Y, Liu G H, Xu S L. Biomass and net production of forest vegetation in China (in Chinese). *Acta Ecol Sin*, 1996, 16: 497–508 [方精云, 刘国华, 徐嵩龄. 我国森林植被的生物量和净生产量. 生态学报, 1996, 16: 497–508]
- 137 Hu H F, Wang Z H, Liu G H, et al. Vegetation carbon storage of major shrublands in China (in Chinese). *Chin J Plant Ecol*, 2006, 30: 539–544 [胡会峰, 王志恒, 刘国华, 等. 中国主要灌丛植被碳储量. 植物生态学报, 2006, 30: 539–544]
- 138 Yu G R, Li X R, Wang Q F, et al. Carbon storage and its spatial pattern of terrestrial ecosystem in China. *J Res Ecol*, 2010, 1: 97–109
- 139 Zhang C, Ju W, Chen J M, et al. China's forest biomass carbon sink based on seven inventories from 1973 to 2008. *Clim Change*, 2013, 118: 933–948
- 140 Qiu Z, Feng Z, Song Y, et al. Carbon sequestration potential of forest vegetation in China from 2003 to 2050: predicting forest vegetation growth based on climate and the environment. *J Clean Prod*, 2020, 252: 119715
- 141 Xie X L, Sun B, Zhou H Z, et al. Soil carbon stocks and their influencing factors under native vegetations in China (in Chinese). *Acta Pedo Sin*, 2004, 41: 687–699 [解宪丽, 孙波, 周慧珍, 等. 不同植被下中国土壤有机碳的储量与影响因子. 土壤学报, 2004, 41: 687–699]
- 142 Wang L X, Gao J X, Shen W M, et al. Carbon storage in vegetation and soil in Chinese ecosystems estimated by carbon transfer rate method. *Ecosphere*, 2021, 12: e03341
- 143 Zinke P J, Stangenberger A G, Post W M, et al. Worldwide Organic Soil Carbon and Nitrogen Data, ORN-LITM-8857. Oak Ridge: Oak Ridge National Laboratory, 1984
- 144 Keenan T F, Williams C A. The terrestrial carbon sink. *Annu Rev Environ Resour*, 2018, 43: 219–243

- 145 Biederman J A, Scott R L, Arnone III J A, et al. Shrubland carbon sink depends upon winter water availability in the warm deserts of North America. *Agric For Meteorol*, 2018, 249: 407–419
- 146 Murray-Tortarolo G, Friedlingstein P, Sitch S, et al. The carbon cycle in Mexico: past, present and future of C stocks and fluxes. *Biogeosciences*, 2016, 13: 223–238
- 147 Zhang H F, Chen B Z, van der Laan-Luijk I T, et al. Estimating Asian terrestrial carbon fluxes from CONTRAIL aircraft and surface CO₂ observations for the period 2006–2010. *Atmos Chem Phys*, 2014, 14: 5807–5824
- 148 Kenea S T, Labzovskii L D, Goo T Y, et al. Comparison of regional simulation of biospheric CO₂ flux from the updated version of CarbonTracker Asia with FLUXCOM and other inversions over Asia. *Remote Sens*, 2020, 12: 145
- 149 Li Z, Chen Y, Zhang Q, et al. Spatial patterns of vegetation carbon sinks and sources under water constraint in Central Asia. *J Hydrol*, 2020, 590: 125355
- 150 Ahlström A, Raupach M R, Schurgers G, et al. The dominant role of semi-arid ecosystems in the trend and variability of the land CO₂ sink. *Science*, 2015, 348: 895–899
- 151 Beer C, Reichstein M, Tomelleri E, et al. Terrestrial gross carbon dioxide uptake: global distribution and covariation with climate. *Science*, 2010, 329: 834–838
- 152 Brandt M, Hiernaux P, Rasmussen K, et al. Changes in rainfall distribution promote woody foliage production in the Sahel. *Commun Biol*, 2019, 2: 133
- 153 Li Z, Chen Y, Li W, et al. Potential impacts of climate change on vegetation dynamics in Central Asia. *J Geophys Res Atmos*, 2015, 120: 12345–12356
- 154 Donohue R J, Roderick M L, McVicar T R, et al. Impact of CO₂ fertilization on maximum foliage cover across the globe's warm, arid environments. *Geophys Res Lett*, 2013, 40: 3031–3035
- 155 Mielnick P, Dugas W A, Mitchell K, et al. Long-term measurements of CO₂ flux and evapotranspiration in a Chihuahuan desert grassland. *J Arid Environ*, 2005, 60: 423–436
- 156 Petrie M D, Collins S L, Swann A M, et al. Grassland to shrubland state transitions enhance carbon sequestration in the northern Chihuahuan Desert. *Glob Change Biol*, 2015, 21: 1226–1235
- 157 Hastings S J, Oechel W C, Muhlia-Melo A. Diurnal, seasonal and annual variation in the net ecosystem CO₂ exchange of a desert shrub community (Sarcocaulis) in Baja California, Mexico. *Glob Change Biol*, 2005, 11: 927–939
- 158 Jasoni R L, Smith S D, Arnone J A. Net ecosystem CO₂ exchange in Mojave Desert shrublands during the eighth year of exposure to elevated CO₂. *Glob Change Biol*, 2005, 11: 749–756
- 159 Luo H, Oechel W C, Hastings S J, et al. Mature semiarid chaparral ecosystems can be a significant sink for atmospheric carbon dioxide. *Glob Change Biol*, 2007, 13: 386–396
- 160 Wohlfahrt G, Fenstermaker L F, Arnone III J A. Large annual net ecosystem CO₂ uptake of a Mojave Desert ecosystem. *Glob Change Biol*, 2008, 14: 1475–1487
- 161 Li Y, Wang Y G, Houghton R A, et al. Hidden carbon sink beneath desert. *Geophys Res Lett*, 2015, 42: 5880–5887
- 162 Yang F, Huang J, Zhou C, et al. Taklimakan desert carbon-sink decreases under climate change. *Sci Bull*, 2020, 65: 431–433
- 163 Schlesinger W H. An evaluation of abiotic carbon sinks in deserts. *Glob Change Biol*, 2017, 23: 25–27
- 164 Mitsch W J, Bernal B, Nahlik A M, et al. Wetlands, carbon, and climate change. *Landscape Ecol*, 2013, 28: 583–597
- 165 Lal R. Carbon sequestration. *Phil Trans R Soc B*, 2008, 363: 815–830
- 166 Nahlik A M, Fennessy M S. Carbon storage in US wetlands. *Nat Commun*, 2016, 7: 13835
- 167 Saunio M, Stavert A R, Poulter B, et al. The global methane budget 2000–2017. *Earth Syst Sci Data*, 2020, 12: 1561–1623
- 168 Adams J M, Faure H, Faure-Denard L, et al. Increases in terrestrial carbon storage from the Last Glacial Maximum to the present. *Nature*, 1990, 348: 711–714
- 169 Bohn H L. Estimate of organic carbon in world soils: II. *Soil Sci Soc Am J*, 1982, 46: 1118–1119
- 170 Eswaran H, Van Den Berg E, Reich P. Organic carbon in soils of the world. *Soil Sci Soc Am J*, 1993, 57: 192–194
- 171 Batjes N H. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur J Soil Sci*, 1996, 47: 151–163
- 172 Zheng Y M, Niu Z G, Gong P, et al. Preliminary estimation of the organic carbon pool in China's wetlands (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2013, 58: 170–180 [郑姚闽, 牛振国, 宫鹏, 等. 湿地碳计量方法及中国湿地有机碳库初步估计. 科学通报, 2013, 58: 170–180]

- 173 Xiao D, Deng L, Kim D G, et al. Carbon budgets of wetland ecosystems in China. *Glob Change Biol*, 2019, 25: 2061–2076
- 174 Lu M, Zou Y, Xun Q, et al. Anthropogenic disturbances caused declines in the wetland area and carbon pool in China during the last four decades. *Glob Change Biol*, 2021, 27: 3837–3845
- 175 Yu D S, Shi X Z, Wang H J, et al. Regional patterns of soil organic carbon stocks in China. *J Environ Manage*, 2007, 85: 680–689
- 176 Niu Z G, Gong P, Cheng X, et al. Geographical characteristics of China's wetlands derived from remotely sensed data. *Sci China Ser D*, 2009, 52: 723–738 [牛振国, 宫鹏, 程晓, 等. 中国湿地初步遥感制图及相关地理特征分析. 中国科学: 地球科学, 2009, 39: 188–203]
- 177 Zhang X H, Li D Y, Pan G X, et al. Conservation of wetland soil carbon stock and climate change of China (in Chinese). *Adv Clim Change Res*, 2008, 4: 202–208 [张旭辉, 李典友, 潘根兴, 等. 中国湿地土壤碳库保护与气候变化问题. 气候变化研究进展, 2008, 4: 202–208]
- 178 Olson J S, Pfuderer H A, Chan Y H. Changes in the global carbon cycle and the biosphere, ORNL-109. Oak Ridge: Oak Ridge National Laboratory, 1978
- 179 Schlesinger W H. Soil organic matter: a source of atmospheric CO₂? In: Woodwell G M, ed. *The Role of Terrestrial Vegetation in the Global Carbon Cycle: Measurement by Remote Sensing*. New York: Wiley, 1984. 111–127
- 180 Villa J A, Bernal B. Carbon sequestration in wetlands, from science to practice: an overview of the biogeochemical process, measurement methods, and policy framework. *Ecol Eng*, 2018, 114: 115–128
- 181 Lu W, Xiao J, Liu F, et al. Contrasting ecosystem CO₂ fluxes of inland and coastal wetlands: a meta-analysis of eddy covariance data. *Glob Change Biol*, 2017, 23: 1180–1198
- 182 Qiu C J, Zhu D, Ciais P, et al. The role of northern peatlands in the global carbon cycle for the 21st century. *Global Ecol Biogeogr*, 2020, 29: 956–973
- 183 Wang F, Sanders C J, Santos I R, et al. Global blue carbon accumulation in tidal wetlands increases with climate change. *Natl Sci Rev*, 2021, 8: nwaa296
- 184 Jobbágy E G, Jackson R B. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecol Appl*, 2000, 10: 423–436
- 185 Lal R. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science*, 2004, 304: 1623–1627
- 186 Paustian K, Lehmann J, Ogle S, et al. Climate-smart soils. *Nature*, 2016, 532: 49–57
- 187 Hunt J R, Celestina C, Kirkegaard J A. The realities of climate change, conservation agriculture and soil carbon sequestration. *Glob Change Biol*, 2020, 26: 3188–3189
- 188 Sun W J, Huang Y, Zhang W, et al. Key issues on soil carbon sequestration potential in agricultural soils (in Chinese). *Adv Earth Sci*, 2008, 23: 996–1004 [孙文娟, 黄耀, 张稳, 等. 农田土壤固碳潜力研究的关键科学问题. 地球科学进展, 2008, 23: 996–1004]
- 189 Oldfield E E, Bradford M A, Wood S A. Global meta-analysis of the relationship between soil organic matter and crop yields. *Soil*, 2019, 5: 15–32
- 190 Lal R. Managing soils for negative feedback to climate change and positive impact on food and nutritional security. *Soil Sci Plant Nutr*, 2020, 66: 1–9
- 191 Huang Y, Yu Y, Zhang W, et al. Agro-C: a biogeophysical model for simulating the carbon budget of agroecosystems. *Agric For Meteor*, 2009, 149: 106–129
- 192 Yan X, Cai Z, Wang S, et al. Direct measurement of soil organic carbon content change in the croplands of China. *Glob Change Biol*, 2011, 17: 1487–1496
- 193 Batjes N H. Technologically achievable soil organic carbon sequestration in world croplands and grasslands. *Land Degrad Dev*, 2019, 30: 25–32
- 194 Carter A J, Scholes R J. Spatial global database of soil properties. In: IGBP Global Soil Data Task (Database on CD-ROM). International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP) Data Information Systems, producer. Toulouse: IGBP, 2000
- 195 Lal R. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*, 2004, 123: 1–22
- 196 Ren W, Banger K, Tao B, et al. Global pattern and change of cropland soil organic carbon during 1901–2010: roles of climate, atmospheric chemistry, land use and management. *Geogr Sustain*, 2020, 1: 59–69
- 197 Global Soil Data Task. Global Soil Data Products CD-ROM Contents (IGBP-DIS). Oak Ridge: Distributed Archive Center for Biogeochemical Dynamics, Oak Ridge National Laboratory, 2014. Available from: URL: <https://doi.org/10.3334/ORNLDAAAC/565>
- 198 Hengl T, de Jesus J M, MacMillan R A, et al. SoilGrids1km—global soil information based on automated mapping. *PLoS ONE*, 2014, 9: e105992

- 199 Zomer R J, Bossio D A, Sommer R, et al. Global sequestration potential of increased organic carbon in cropland soils. *Sci Rep*, 2017, 7: 15554
- 200 Song G, Li L, Pan G, et al. Topsoil organic carbon storage of China and its loss by cultivation. *Biogeochemistry*, 2005, 74: 47–62
- 201 Qin Z, Huang Y, Zhuang Q. Soil organic carbon sequestration potential of cropland in China. *Glob Biogeochem Cycle*, 2013, 27: 711–722
- 202 Li C, Zhuang Y, Frolking S, et al. Modeling soil organic carbon change in croplands of China. *Ecol Appl*, 2003, 13: 327–336
- 203 Tang H, Qiu J, Van Ranst E, et al. Estimations of soil organic carbon storage in cropland of China based on DNDC model. *Geoderma*, 2006, 134: 200–206
- 204 Zhang F, Wang Z, Glidden S, et al. Changes in the soil organic carbon balance on China's cropland during the last two decades of the 20th century. *Sci Rep*, 2017, 7: 7144
- 205 Wang G, Zhang W, Sun W, et al. Modeling soil organic carbon dynamics and their driving factors in the main global cereal cropping systems. *Atmos Chem Phys*, 2017, 17: 11849–11859
- 206 Karstens K, Bodirsky B L, Dietrich J P, et al. Management induced changes of soil organic carbon on global croplands. *Biogeosciences Discuss*, 2020, doi: 10.5194/bg-2020-468
- 207 Stockmann U, Adams M A, Crawford J W, et al. The knowns, known unknowns and unknowns of sequestration of soil organic carbon. *Agr Ecosyst Environ*, 2013, 164: 80–99
- 208 Lal R. Carbon management in agricultural soils. *Mitig Adapt Strat Glob Change*, 2007, 12: 303–322
- 209 Blanco-Canqui H, Ruis S J. No-tillage and soil physical environment. *Geoderma*, 2018, 326: 164–200
- 210 Six J, Elliott E T, Paustian K. Soil macroaggregate turnover and microaggregate formation: a mechanism for C sequestration under no-tillage agriculture. *Soil Biol Biochem*, 2000, 32: 2099–2103
- 211 Six J, Feller C, Denef K, et al. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils—effects of no-tillage. *Agronomie*, 2002, 22: 755–775
- 212 Tiefenbacher A, Sandén T, Haslmayr H P, et al. Optimizing carbon sequestration in croplands: a synthesis. *Agronomy*, 2021, 11: 882
- 213 Schneider A, Friedl M A, Potere D. A new map of global urban extent from MODIS satellite data. *Environ Res Lett*, 2009, 4: 044003
- 214 Churkina G. Modeling the carbon cycle of urban systems. *Ecol Model*, 2008, 216: 107–113
- 215 Rosenzweig C, Solecki W, Hammer S A, et al. Cities lead the way in climate-change action. *Nature*, 2010, 467: 909–911
- 216 Creutzig F, Agoston P, Minx J C, et al. Urban infrastructure choices structure climate solutions. *Nat Clim Change*, 2016, 6: 1054–1056
- 217 Nowak D J. Atmospheric carbon reduction by urban trees. *J Environ Manage*, 1993, 37: 207–217
- 218 Jo H K, McPherson G E. Carbon storage and flux in urban residential greenspace. *J Environ Manage*, 1995, 45: 109–133
- 219 McPherson E G, Xiao Q, Aguaron E. A new approach to quantify and map carbon stored, sequestered and emissions avoided by urban forests. *Landsc Urban Plan*, 2013, 120: 70–84
- 220 Hutrya L R, Yoon B, Alberti M. Terrestrial carbon stocks across a gradient of urbanization: a study of the Seattle, WA region. *Glob Change Biol*, 2011, 17: 783–797
- 221 Davies Z G, Dallimer M, Edmondson J L, et al. Identifying potential sources of variability between vegetation carbon storage estimates for urban areas. *Environ Pollut*, 2013, 183: 133–142
- 222 Raciti S M, Hutrya L R, Newell J D. Mapping carbon storage in urban trees with multi-source remote sensing data: relationships between biomass, land use, and demographics in Boston neighborhoods. *Sci Total Environ*, 2014, 500-501: 72–83
- 223 Sun Y, Xie S, Zhao S. Valuing urban green spaces in mitigating climate change: a city-wide estimate of aboveground carbon stored in urban green spaces of China's Capital. *Glob Change Biol*, 2019, 25: 1717–1732
- 224 Vasenev V, Kuzyakov Y. Urban soils as hot spots of anthropogenic carbon accumulation: review of stocks, mechanisms and driving factors. *Land Degrad Dev*, 2018, 29: 1607–1622
- 225 Churkina G, Brown D G, Keoleian G. Carbon stored in human settlements: the conterminous United States. *Glob Change Biol*, 2010, 16: 135–143
- 226 Zhao S, Zhu C, Zhou D, et al. Organic carbon storage in China's urban areas. *PLoS ONE*, 2013, 8: e71975
- 227 Churkina G. The role of urbanization in the global carbon cycle. *Front Ecol Evol*, 2016, 3: 144
- 228 Ge S, Zhao S. Organic carbon storage change in China's urban landfills from 1978–2014. *Environ Res Lett*, 2017, 12: 104013
- 229 Jackson R B, Lajtha K, Crow S E, et al. The ecology of soil carbon: pools, vulnerabilities, and biotic and abiotic controls. *Annu Rev Ecol Evol Syst*, 2017, 48: 419–445

- 230 Hugelius G, Strauss J, Zubrzycki S, et al. Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps. *Biogeosciences*, 2014, 11: 6573–6593
- 231 Strauss J, Schirrmeister L, Grosse G, et al. Deep Yedoma permafrost: a synthesis of depositional characteristics and carbon vulnerability. *Earth Sci Rev*, 2017, 172: 75–86
- 232 Mishra U, Hugelius G, Shelef E, et al. Spatial heterogeneity and environmental predictors of permafrost region soil organic carbon stocks. *Sci Adv*, 2021, 7: eaaz5236
- 233 Ballantyne A P, Alden C B, Miller J B, et al. Increase in observed net carbon dioxide uptake by land and oceans during the past 50 years. *Nature*, 2012, 488: 70–72
- 234 Canadell J G, Ciais P, Gurney K, et al. An international effort to quantify regional carbon fluxes. *Eos Trans AGU*, 2011, 92: 81–82
- 235 Gloor M, Gatti L, Brienen R, et al. The carbon balance of South America: a review of the status, decadal trends and main determinants. *Biogeosciences*, 2012, 9: 5407–5430
- 236 King A W, Andres R J, Davis K J, et al. North America's net terrestrial CO₂ exchange with the atmosphere 1990–2009. *Biogeosciences*, 2015, 12: 399–414
- 237 Valentini R, Arneeth A, Bombelli A, et al. A full greenhouse gases budget of Africa: synthesis, uncertainties, and vulnerabilities. *Biogeosciences*, 2014, 11: 381–407
- 238 Schulze E D, Ciais P, Luyssaert S, et al. The European carbon balance. Part 4: integration of carbon and other trace-gas fluxes. *Glob Change Biol*, 2010, 16: 1451–1469
- 239 Luyssaert S, Abril G, Andres R, et al. The European land and inland water CO₂, CO, CH₄ and N₂O balance between 2001 and 2005. *Biogeosciences*, 2012, 9: 3357–3380
- 240 Dolman A J, Shvidenko A, Schepaschenko D, et al. An estimate of the terrestrial carbon budget of Russia using inventory-based, eddy covariance and inversion methods. *Biogeosciences*, 2012, 9: 5323–5340
- 241 Piao S L, Ito A, Li S G, et al. The carbon budget of terrestrial ecosystems in East Asia over the last two decades. *Biogeosciences*, 2012, 9: 3571–3586
- 242 Patra P K, Canadell J G, Houghton R A, et al. The carbon budget of South Asia. *Biogeosciences*, 2013, 10: 513–527
- 243 Cervarich M, Shu S, Jain A K, et al. The terrestrial carbon budget of South and Southeast Asia. *Environ Res Lett*, 2016, 11: 105006
- 244 Haverd V, Raupach M R, Briggs P R, et al. The Australian terrestrial carbon budget. *Biogeosciences*, 2013, 10: 851–869
- 245 Ciais P, Yao Y, Gasser T, et al. Empirical estimates of regional carbon budgets imply reduced global soil heterotrophic respiration. *Natl Sci Rev*, 2021, 8: nwaal45
- 246 Fang J Y, Tang Y H, Lin J D, et al. Global Ecology—Climate Change and Ecological Response (in Chinese). Beijing: Higher Education Press, 2000 [方精云, 唐艳鸿, 林俊达, 等. 全球生态学—气候变化与生态响应. 北京: 高等教育出版社, 2000]
- 247 Yu G R, Zhu X J, Fu Y L, et al. Spatial patterns and climate drivers of carbon fluxes in terrestrial ecosystems of China. *Glob Change Biol*, 2013, 19: 798–810
- 248 Chen Z, Yu G, Wang Q. Magnitude, pattern and controls of carbon flux and carbon use efficiency in China's typical forests. *Glob Planet Change*, 2019, 172: 464–473
- 249 Fang J, Guo Z, Hu H, et al. Forest biomass carbon sinks in East Asia, with special reference to the relative contributions of forest expansion and forest growth. *Glob Change Biol*, 2014, 20: 2019–2030
- 250 Fang J Y, Geng X Q, Zhao X, et al. How many areas of grasslands are there in China? (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2018, 63: 1731–1739 [方精云, 耿晓庆, 赵霞, 等. 我国草地面积有多大? 科学通报, 2018, 63: 1731–1739]
- 251 Fang J Y, Yang Y H, Ma W H, et al. Ecosystem carbon stocks and their changes in China's grasslands. *Sci China Life Sci*, 2010, 53: 757–765
- 252 Ma W H, Fang J Y, Yang Y H, et al. Biomass carbon stocks and their changes in northern China's grasslands during 1982–2006. *Sci China Life Sci*, 2010, 53: 841–850
- 253 Yang Y, Fang J, Ma W, et al. Soil carbon stock and its changes in northern China's grasslands from 1980s to 2000s. *Glob Change Biol*, 2010, 16: 3036–3047
- 254 Ding J, Chen L, Ji C, et al. Decadal soil carbon accumulation across Tibetan permafrost regions. *Nat Geosci*, 2017, 10: 420–424
- 255 Kou D, Ma W, Ding J, et al. Dryland soils in northern China sequester carbon during the early 2000s warming hiatus period. *Funct Ecol*, 2018, 32: 1620–1630

- 256 Liu S, Yang Y, Shen H, et al. No significant changes in topsoil carbon in the grasslands of northern China between the 1980s and 2000s. *Sci Total Environ*, 2018, 624: 1478–1487
- 257 Wang S, Xu L, Zhuang Q, et al. Investigating the spatio-temporal variability of soil organic carbon stocks in different ecosystems of China. *Sci Total Environ*, 2021, 758: 143644
- 258 Tian H, Melillo J, Lu C, et al. China's terrestrial carbon balance: contributions from multiple global change factors. *Glob Biogeochem Cycle*, 2011, 25: GB1007
- 259 Chuai X, Qi X, Zhang X, et al. Land degradation monitoring using terrestrial ecosystem carbon sinks/sources and their response to climate change in China. *Land Degrad Dev*, 2018, 29: 3489–3502
- 260 Editorial Board of China Land Cover Atlas. Land cover atlas of the People's Republic of China 1:1,000,000 (in Chinese). Beijing: China Map Publishing House, 2017 [中国土地覆被图集编委会. 中华人民共和国土地覆被地图集1:1,000,000. 北京: 中国地图出版社, 2017]
- 261 Cheng L L, Que X E, Yang L, et al. China's desert ecosystem: functions rising and services enhancing (in Chinese). *Bull Chin Acad Sci*, 2020, 35: 690–698 [程磊磊, 却晓娥, 杨柳, 等. 中国荒漠生态系统: 功能提升、服务增效. 中国科学院院刊, 2020, 35: 690–698]
- 262 Huang M, Ji J J, Cao M K, et al. Modeling study of vegetation shoot and root biomass in China (in Chinese). *Acta Ecol Sin*, 2006, 26: 4156–4163 [黄玫, 季劲钧, 曹明奎, 等. 中国区域植被地上与地下生物量模拟. 生态学报, 2006, 26: 4156–4163]
- 263 Tao Y, Zhang Y M. Evaluation of vegetation biomass carbon storage in deserts of Central Asia (in Chinese). *Arid Land Geo*, 2013, 36: 615–622 [陶冶, 张元明. 中亚干旱荒漠区植被碳储量估算. 干旱区地理, 2013, 36: 615–622]
- 264 Liu R, Li Y, Wang Q X. Variations in water and CO₂ fluxes over a saline desert in western China. *Hydrol Process*, 2012, 26: 513–522
- 265 Jia X, Zha T S, Wu B, et al. Biophysical controls on net ecosystem CO₂ exchange over a semiarid shrubland in northwest China. *Biogeosciences*, 2014, 11: 4679–4693
- 266 Ma J, Liu R, Tang L S, et al. A downward CO₂ flux seems to have nowhere to go. *Biogeosciences*, 2014, 11: 6251–6262
- 267 Xie J, Zha T, Jia X, et al. Irregular precipitation events in control of seasonal variations in CO₂ exchange in a cold desert-shrub ecosystem in northwest China. *J Arid Environ*, 2015, 120: 33–41
- 268 Li Y, Zhang C, Wang N, et al. Substantial inorganic carbon sink in closed drainage basins globally. *Nat Geosci*, 2017, 10: 501–506
- 269 Duan X, Wang X, Lu F, et al. Primary evaluation of carbon sequestration potential of wetlands in China. *Acta Ecol Sin*, 2008, 28: 463–469
- 270 Tian H, Xu X, Lu C, et al. Net exchanges of CO₂, CH₄, and N₂O between China's terrestrial ecosystems and the atmosphere and their contributions to global climate warming. *J Geophys Res*, 2011, 116: G02011
- 271 Liu Z G, Zhang K M. Wetland soils carbon stock in the Sanjiang plain (in Chinese). *J Tsinghua Univ (Sci Technol)*, 2005, 45: 788–791 [刘子刚, 张坤民. 黑龙江省三江平原湿地土壤碳储量变化. 清华大学学报(自然科学版), 2005, 45: 788–791]
- 272 Huang Y, Sun W, Zhang W, et al. Marshland conversion to cropland in northeast China from 1950 to 2000 reduced the greenhouse effect. *Glob Change Biol*, 2010, 16: 680–695
- 273 FAO. FAO Stat Database. 2021. Available from URL: <http://www.fao.org/faostat/en/#data>
- 274 Pan G, Xu X, Smith P, et al. An increase in topsoil SOC stock of China's croplands between 1985 and 2006 revealed by soil monitoring. *Agr Ecosyst Environ*, 2010, 136: 133–138
- 275 Sun W, Huang Y, Zhang W, et al. Carbon sequestration and its potential in agricultural soils of China. *Glob Biogeochem Cycle*, 2010, 24: GB3001
- 276 She W, Wu Y, Huang H, et al. Integrative analysis of carbon structure and carbon sink function for major crop production in China's typical agriculture regions. *J Cleaner Production*, 2017, 162: 702–708
- 277 Huang Y, Sun W. Changes in topsoil organic carbon of croplands in mainland China over the last two decades. *Chin Sci Bull*, 2006, 51: 1785–1803
- 278 He W, He P, Jiang R, et al. Soil organic carbon changes for croplands across China from 1991 to 2012. *Agronomy*, 2021, 11: 1433
- 279 Tang H, Qiu J, Wang L, et al. Modeling soil organic carbon storage and its dynamics in croplands of China. *Agric Sci China*, 2010, 9: 704–712
- 280 Yu Y, Huang Y, Zhang W. Modeling soil organic carbon change in croplands of China, 1980–2009. *Glob Planet Change*, 2012, 82–83: 115–128
- 281 Lindert P H. The bad Earth? China's soils and agricultural development since the 1930s. *Econ Dev Cult Change*, 1999, 47: 701–736
- 282 Wang S, Tian H, Liu J, et al. Pattern and change of soil organic carbon storage in China: 1960s–1980s. *Tellus B*, 2003, 55: 416–427
- 283 Tao F, Palosuo T, Valkama E, et al. Cropland soils in China have a large potential for carbon sequestration based on literature survey. *Soil Tillage Res*, 2019, 186: 70–78

- 284 Xie Z B, Liu G, Bei Q C, et al. CO₂ mitigation potential in farmland of China by altering current organic matter amendment pattern. *Sci China Earth Sci*, 2010, 53: 1351–1357
- 285 Yu Y, Huang Y, Zhang W. Projected changes in soil organic carbon stocks of China's croplands under different agricultural managements, 2011–2050. *Agr Ecosyst Environ*, 2013, 178: 109–120
- 286 Cheng K, Zheng J, Nayak D, et al. Re-evaluating the biophysical and technologically attainable potential of topsoil carbon sequestration in China's cropland. *Soil Use Manage*, 2013, 29: 501–509
- 287 Powlson D S, Stirling C M, Jat M L, et al. Limited potential of no-till agriculture for climate change mitigation. *Nat Clim Change*, 2014, 4: 678–683
- 288 Zheng T, Zhu J, Wang S, et al. When will China achieve its carbon emission peak? *Natl Sci Rev*, 2016, 3: 8–12
- 289 Fang J Y, Wang S P, Yue C, et al. Global carbon balance and contribution emissions. In: Fang J Y, Zhu J L, Yue C, et al. eds. Carbon Emissions From China and the World—Some Views on Relationships between Carbon Emissions and Socio-economic Development (in Chinese). Beijing: Science Press, 2018 [方精云, 王少鹏, 岳超, 等. 全球碳平衡与贡献排放量. 见: 方精云, 朱江玲, 岳超, 等, 编. 中国及全球碳排放——兼论碳排放与社会发展的关系. 北京: 科学出版社, 2018]
- 290 Fang J Y, Liu G H, Xu S L, et al. Carbon cycling in terrestrial ecosystems in China and its global implications. In: Wang G C, Wen Y P, eds. Greenhouse Gas Concentration and Emission Monitoring and Related Processes (in Chinese). Beijing: China Environmental Science Press, 1996. 129–139 [方精云, 刘国华, 徐嵩龄. 中国陆地生态系统的碳循环及其全球意义. 见: 王庚辰, 温玉璞, 编. 温室气体浓度和排放监测及相关过程. 北京: 中国环境科学出版社, 1996. 129–139]
- 291 Peng C, Apps M J. Contribution of China to the global carbon cycle since the last glacial maximum. *Tellus B*, 1997, 49: 393–408
- 292 Ji J J, Huang M, Li K R. Prediction of carbon exchanges between China terrestrial ecosystem and atmosphere in 21st century. *Sci China Ser D*, 2008, 51: 885–898
- 293 Xu L, Yu G, He N, et al. Carbon storage in China's terrestrial ecosystems: a synthesis. *Sci Rep*, 2018, 8: 2806
- 294 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
- 295 Xie X L, Sun B, Zhou H Z, et al. Organic carbon density and storage in soils of China and spatial analysis (in Chinese). *Acta Pedo Sin*, 2004, 41: 35–43 [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. 土壤学报, 2004, 41: 35–43]
- 296 Xie X L, Sun B, Zhou H Z, et al. Soil organic carbon storage in China. *Pedosphere*, 2004, 14: 491–500
- 297 Xu L, He N P, Yu G R, et al. Differences in pedotransfer functions of bulk density lead to high uncertainty in soil organic carbon estimation at regional scales: evidence from Chinese terrestrial ecosystems. *J Geophys Res Biogeosci*, 2015, 120: 1567–1575
- 298 Yang Y, Mohammad A, Feng J, et al. Storage, patterns and environmental controls of soil organic carbon in China. *Biogeochemistry*, 2007, 84: 131–141
- 299 Wang S Q, Zhou C H, Li K R, et al. Analysis on spatial distribution characteristics of soil organic carbon reservoir in China (in Chinese). *Acta Geogr Sin*, 2000, 55: 533–544 [王绍强, 周成虎, 李克让, 等. 中国土壤有机碳库及空间分布特征分析. 地理学报, 2000, 55: 533–544]
- 300 Cao M K, Tao B, Li K R, et al. Interannual variation in terrestrial ecosystem carbon fluxes in China from 1981 to 1988. *Acta Bot Sin*, 2003, 45: 552–560
- 301 Cao M, Prince S D, Li K, et al. Response of terrestrial carbon uptake to climate interannual variability in China. *Glob Change Biol*, 2003, 9: 536–546
- 302 Mu Q, Zhao M, Running S W, et al. Contribution of increasing CO₂ and climate change to the carbon cycle in China's ecosystems. *J Geophys Res*, 2008, 113: G01018
- 303 Jiang F, Wang H W, Chen J M, et al. Nested atmospheric inversion for the terrestrial carbon sources and sinks in China. *Biogeosciences*, 2013, 10: 5311–5324
- 304 Zhang H F, Chen B Z, van der Laan-Luijkx I T, et al. Net terrestrial CO₂ exchange over China during 2001–2010 estimated with an ensemble data assimilation system for atmospheric CO₂. *J Geophys Res Atmos*, 2014, 119: 3500–3515
- 305 Zhu X J, Yu G R, He H L, et al. Geographical statistical assessments of carbon fluxes in terrestrial ecosystems of China: results from upscaling network observations. *Glob Planet Change*, 2014, 118: 52–61
- 306 Yang D, Zhang H, Liu Y, et al. Monitoring carbon dioxide from space: retrieval algorithm and flux inversion based on GOSAT data and using CarbonTracker-China. *Adv Atmos Sci*, 2017, 34: 965–976
- 307 Yao Y, Li Z, Wang T, et al. A new estimation of China's net ecosystem productivity based on eddy covariance measurements and a model tree

- ensemble approach. *Agric For Meteor*, 2018, 253–254: 84–93
- 308 He H, Wang S, Zhang L, et al. Altered trends in carbon uptake in China's terrestrial ecosystems under the enhanced summer monsoon and warming hiatus. *Natl Sci Rev*, 2019, 6: 505–514
- 309 Department of Climate Change, National Development and Reform Commission of China. Initial National Communication on Climate Change of the People's Republic of China. Beijing: NDRCC, 2004. Available from: URL: <https://newsroom.unfccc.int/non-annex-I-NCs> [国家发改委应对气候变化司. 中华人民共和国气候变化初始国家信息通报. 北京: 国家发改委, 2004. <https://newsroom.unfccc.int/non-annex-I-NCs>]
- 310 Department of Climate Change, National Development and Reform Commission of China. Second National Communication on Climate Change of the People's Republic of China. Beijing: NDRCC, 2012. Available from: URL: <https://newsroom.unfccc.int/non-annex-I-NCs> [国家发改委应对气候变化司. 中华人民共和国气候变化第二次国家信息通报. 北京: 国家发改委, 2012. <https://newsroom.unfccc.int/non-annex-I-NCs>]
- 311 Department of Climate Change, National Development and Reform Commission of China. First Biennial Update Report on Climate Change of the People's Republic of China. Beijing: NDRCC, 2016. Available from: URL: <https://newsroom.unfccc.int/BURs> [国家发改委应对气候变化司. 中华人民共和国气候变化第一次两年更新报告. 北京: 国家发改委, 2016. <https://newsroom.unfccc.int/BURs>]
- 312 Department of Climate Change, Ministry of Ecology and Environment of China. Third National Communication on Climate Change of the People's Republic of China. Beijing: MEEC, 2018. Available from: URL: <https://newsroom.unfccc.int/non-annex-I-NCs> [生态环境部应对气候变化司. 中华人民共和国气候变化第三次国家信息通报. 北京: 生态环境部, 2018. <https://newsroom.unfccc.int/non-annex-I-NCs>]
- 313 Department of Climate Change, Ministry of Ecology and Environment of China. Second Biennial Update Report on Climate Change of the People's Republic of China. Beijing: MEEC, 2018. Available from: URL: <https://newsroom.unfccc.int/BURs> [生态环境部应对气候变化司. 中华人民共和国气候变化第二次两年更新报告. 北京: 生态环境部, 2018. <https://newsroom.unfccc.int/BURs>]
- 314 Fang J, Piao S, Field C B, et al. Increasing net primary production in China from 1982 to 1999. *Front Ecol Environ*, 2003, 1: 293–297
- 315 Cole J J, Prairie Y T, Caraco N F, et al. Plumbing the global carbon cycle: integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems*, 2007, 10: 172–185
- 316 Regnier P, Friedlingstein P, Ciais P, et al. Anthropogenic perturbation of the carbon fluxes from land to ocean. *Nat Geosci*, 2013, 6: 597–607
- 317 Peters W, Krol M C, van der Werf G R, et al. Seven years of recent European net terrestrial carbon dioxide exchange constrained by atmospheric observations. *Glob Change Biol*, 2010, 16: 1317–1337
- 318 Suntharalingam P, Randerson J T, Krakauer N, et al. Influence of reduced carbon emissions and oxidation on the distribution of atmospheric CO₂: implications for inversion analyses. *Glob Biogeochem Cycle*, 2005, 19: GB4003
- 319 Wei D, Qi Y, Ma Y, et al. Plant uptake of CO₂ outpaces losses from permafrost and plant respiration on the Tibetan Plateau. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2021, 118: e2015283118
- 320 Tao B, Cao M K, Li K R, et al. Spatial patterns of terrestrial net ecosystem productivity in China during 1981–2000. *Sci China Ser D*, 2007, 50: 745–753
- 321 Liu Y, Zhou Y, Ju W, et al. Impacts of droughts on carbon sequestration by China's terrestrial ecosystems from 2000 to 2011. *Biogeosciences*, 2014, 11: 2583–2599
- 322 Zhu Z, Piao S, Myneni R B, et al. Greening of the Earth and its drivers. *Nat Clim Change*, 2016, 6: 791–795
- 323 Chen J M, Ju W, Ciais P, et al. Vegetation structural change since 1981 significantly enhanced the terrestrial carbon sink. *Nat Commun*, 2019, 10: 4259
- 324 Schimel D, Stephens B B, Fisher J B. Effect of increasing CO₂ on the terrestrial carbon cycle. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2015, 112: 436–441
- 325 Fernández-Martínez M, Sardans J, Chevallier F, et al. Global trends in carbon sinks and their relationships with CO₂ and temperature. *Nat Clim Change*, 2019, 9: 73–79
- 326 Wang S, Zhang Y, Ju W, et al. Recent global decline of CO₂ fertilization effects on vegetation photosynthesis. *Science*, 2020, 370: 1295–1300
- 327 Frankenberg C, Yin Y, Byrne B, et al. Comment on “Recent global decline of CO₂ fertilization effects on vegetation photosynthesis”. *Science*, 2021, 373: eabg2947
- 328 Sang Y, Huang L, Wang X, et al. Comment on “Recent global decline of CO₂ fertilization effects on vegetation photosynthesis”. *Science*, 2021, 373: eabg4420
- 329 Green J K, Seneviratne S I, Berg A M, et al. Large influence of soil moisture on long-term terrestrial carbon uptake. *Nature*, 2019, 565: 476–479
- 330 Ciais P, Reichstein M, Viovy N, et al. Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature*, 2005, 437: 529–533

- 331 Gampe D, Zscheischler J, Reichstein M, et al. Increasing impact of warm droughts on northern ecosystem productivity over recent decades. *Nat Clim Chang*, 2021, 11: 772–779
- 332 Song J, Wan S, Piao S, et al. A meta-analysis of 1,119 manipulative experiments on terrestrial carbon-cycling responses to global change. *Nat Ecol Evol*, 2019, 3: 1309–1320
- 333 Bachman S, Heisler-White J L, Pendall E, et al. Elevated carbon dioxide alters impacts of precipitation pulses on ecosystem photosynthesis and respiration in a semi-arid grassland. *Oecologia*, 2010, 162: 791–802
- 334 Bond-Lamberty B, Peckham S D, Ahl D E, et al. Fire as the dominant driver of central Canadian boreal forest carbon balance. *Nature*, 2007, 450: 89–92
- 335 Arora V K, Melton J R. Reduction in global area burned and wildfire emissions since 1930s enhances carbon uptake by land. *Nat Commun*, 2018, 9: 1326
- 336 Yin Y, Bloom A A, Worden J, et al. Fire decline in dry tropical ecosystems enhances decadal land carbon sink. *Nat Commun*, 2020, 11: 1900
- 337 Mercado L M, Bellouin N, Sitch S, et al. Impact of changes in diffuse radiation on the global land carbon sink. *Nature*, 2009, 458: 1014–1017
- 338 Zhang Y, Goll D, Bastos A, et al. Increased global land carbon sink due to aerosol-induced cooling. *Glob Biogeochem Cycle*, 2019, 33: 439–457
- 339 Bellassen V, Viovy N, Luyssaert S, et al. Reconstruction and attribution of the carbon sink of European forests between 1950 and 2000. *Glob Change Biol*, 2011, 17: 3274–3292
- 340 Li P, Zhu J, Hu H, et al. The relative contributions of forest growth and areal expansion to forest biomass carbon. *Biogeosciences*, 2016, 13: 375–388
- 341 Lu F, Hu H, Sun W, et al. Effects of national ecological restoration projects on carbon sequestration in China from 2001 to 2010. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2018, 115: 4039–4044
- 342 Nemani R, White M, Thornton P, et al. Recent trends in hydrologic balance have enhanced the terrestrial carbon sink in the United States. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 106-1–106-4
- 343 Tian H, Chen G, Zhang C, et al. Century-scale responses of ecosystem carbon storage and flux to multiple environmental changes in the southern United States. *Ecosystems*, 2012, 15: 674–694
- 344 Chang J, Ciais P, Viovy N, et al. Effect of climate change, CO₂ trends, nitrogen addition, and land-cover and management intensity changes on the carbon balance of European grasslands. *Glob Change Biol*, 2016, 22: 338–350
- 345 Fang J, Piao S, He J, et al. Increasing terrestrial vegetation activity in China, 1982–1999. *Sci China Ser C Life Sci*, 2004, 47: 229–240
- 346 Caspersen J P, Pacala S W, Jenkins J C, et al. Contributions of land-use history to carbon accumulation in U.S. forests. *Science*, 2000, 290: 1148–1151
- 347 Fang J, Kato T, Guo Z, et al. Evidence for environmentally enhanced forest growth. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2014, 111: 9527–9532
- 348 Barron-Gafford G, Martens D, Grieve K, et al. Growth of eastern cottonwoods (*Populus deltoides*) in elevated [CO₂] stimulates stand-level respiration and rhizodeposition of carbohydrates, accelerates soil nutrient depletion, yet stimulates above- and belowground biomass production. *Glob Change Biol*, 2005, 11: 1220–1233
- 349 Smith P. Do grasslands act as a perpetual sink for carbon? *Glob Change Biol*, 2014, 20: 2708–2711
- 350 Del Grosso S J, Baranski M. U.S. agriculture and forestry greenhouse gas inventory: 1990–2013. Technical Bulletin No. 1943. Washinton DC: USDA, 2016
- 351 Griscom B W, Adams J, Ellis P W, et al. Natural climate solutions. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2017, 114: 11645–11650
- 352 Qin Z, Deng X, Griscom B, et al. Natural climate solutions for China: the last mile to carbon neutrality. *Adv Atmos Sci*, 2021, 38: 889–895
- 353 Qin Z, Griscom B, Huang Y, et al. Delayed impact of natural climate solutions. *Glob Change Biol*, 2021, 27: 215–217
- 354 Dlugokencky E, Tans P. Trends in atmospheric carbon dioxide. National Oceanic and Atmospheric Administration, Earth System Research Laboratory (NOAA/ESRL). Available from: URL: <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/global.html>, 2020-11-16
- 355 Shao P, Zeng X, Sakaguchi K, et al. Terrestrial carbon cycle: climate relations in eight CMIP5 Earth System Models. *J Clim*, 2013, 26: 8744–8764
- 356 Friedlingstein P, Meinshausen M, Arora V K, et al. Uncertainties in CMIP5 climate projections due to carbon cycle feedbacks. *J Clim*, 2014, 27: 511–526
- 357 Harper A B, Powell T, Cox P M, et al. Land-use emissions play a critical role in land-based mitigation for Paris climate targets. *Nat Commun*, 2018, 9: 2938

- 358 Lenton T M. The potential for land-based biological CO₂ removal to lower future atmospheric CO₂ concentration. [Carbon Manage](#), 2010, 1: 145–160
- 359 Fuss S, Lamb W F, Callaghan M W, et al. Negative emissions—part 2: costs, potentials and side effects. [Environ Res Lett](#), 2018, 13: 063002
- 360 Smith P, Adams J, Beerling D J, et al. Land-management options for greenhouse gas removal and their impacts on ecosystem services and the sustainable development goals. [Annu Rev Environ Resour](#), 2019, 44: 255–286
- 361 Nolan C J, Field C B, Mach K J. Constraints and enablers for increasing carbon storage in the terrestrial biosphere. [Nat Rev Earth Environ](#), 2021, 2: 436–446
- 362 Roelfsema M, van Soest H L, Harmsen M, et al. Taking stock of national climate policies to evaluate implementation of the Paris Agreement. [Nat Commun](#), 2020, 11: 2096
- 363 Yu L, Gu F, Huang M, et al. Impacts of 1.5°C and 2°C global warming on net primary productivity and carbon balance in China’s terrestrial ecosystems. [Sustainability](#), 2020, 12: 2849
- 364 Han P F, Zeng N, Zhang W, et al. Decreasing emissions and increasing sink capacity to support China in achieving carbon neutrality before 2060. [arXiv](#), 2102.10871
- 365 Duan H, Zhou S, Jiang K, et al. Assessing China’s efforts to pursue the 1.5°C warming limit. [Science](#), 2021, 372: 378–385
- 366 Griscom B W, Lomax G, Kroeger T, et al. We need both natural and energy solutions to stabilize our climate. [Glob Change Biol](#), 2019, 25: 1889–1890

Terrestrial carbon sinks in China and around the world and their contribution to carbon neutrality

YANG YuanHe^{1,2}, SHI Yue^{1,2}, SUN WenJuan^{1,2}, CHANG JinFeng³, ZHU JianXiao⁴, CHEN LeiYi¹,
WANG Xin¹, GUO YanPei⁵, ZHANG HongTu⁵, YU LingFei¹, ZHAO ShuQing⁵, XU Kang³,
ZHU JiangLing⁵, SHEN HaiHua^{1,2}, WANG YuanYuan¹, PENG YunFeng¹, ZHAO Xia¹,
WANG XiangPing⁶, HU HuiFeng¹, CHEN ShiPing^{1,2}, HUANG Mei⁷, WEN XueFa^{2,7},
WANG ShaoPeng⁵, ZHU Biao⁵, NIU ShuLi^{2,7}, TANG ZhiYao⁵, LIU LingLi^{1,2} & FANG JingYun^{1,5}

1 State Key Laboratory of Vegetation and Environmental Change, Institute of Botany, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100093, China;

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

3 College of Environmental and Resource Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310058, China;

4 State Key Laboratory of Grassland Agro-ecosystems, College of Pastoral Agriculture Science and Technology, Lanzhou University, Lanzhou 730020, China;

5 Institute of Ecology, College of Urban and Environmental Sciences, Laboratory for Earth Surface Processes of the Ministry of Education, Peking University, Beijing 100871, China;

6 School of Ecology and Nature Conservation, Beijing Forest University, Beijing 100083, China;

7 Key Laboratory of Ecosystem Network Observation and Modeling, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China

Enhancing the terrestrial ecosystem carbon sink (referred to as terrestrial C sink) is an important way to slow down the continuous increase in atmospheric carbon dioxide (CO₂) concentration and to achieve carbon neutrality target. To better understand the characteristics of terrestrial C sinks and their contribution to carbon neutrality, this review summarizes major progress in terrestrial C budget researches during the past decades, clarifies spatial patterns and drivers of terrestrial C sources and sinks in China and around the world, and examines the role of terrestrial C sinks in achieving carbon neutrality target. According to recent studies, the global terrestrial C sink has been increasing from a source of (-0.2 ± 0.9) Pg C yr⁻¹ ($1 \text{ Pg} = 10^{15} \text{ g}$) in the 1960s to a sink of (1.9 ± 1.1) Pg C yr⁻¹ in the 2010s. By synthesizing the published data, we estimate terrestrial C sink of 0.20–0.25 Pg C yr⁻¹ in China during the past decades, and predicted it to be 0.15–0.52 Pg C yr⁻¹ by 2060. The terrestrial C sinks are mainly located in the mid- and high latitudes of the Northern Hemisphere, while tropical regions act as a weak C sink or source. The C balance differs much among ecosystem types: forest is the major C sink; shrubland, wetland and farmland soil act as C sinks; and whether the grassland functions as C sink or source remains unclear. Desert might be a C sink, but the magnitude and the associated mechanisms are still controversial. Elevated atmospheric CO₂ concentration, nitrogen deposition, climate change, and land cover change are the main drivers of terrestrial C sinks, while other factors such as fires and aerosols would also affect ecosystem C balance. The driving factors of terrestrial C sink differ among regions. Elevated CO₂ concentration and climate change are major drivers of the C sinks in North America and Europe, while afforestation and ecological restoration are additionally important forcing factors of terrestrial C sinks in China. For future studies, we recommend the necessity for intensive and long-term ecosystem C monitoring over broad geographic scale to improve terrestrial biosphere models for accurately evaluating terrestrial C budget and its dynamics under various climate change and policy scenarios.

terrestrial ecosystem, carbon sink, carbon neutrality, carbon cycle, global warming

doi: [10.1360/SSV-2021-0362](https://doi.org/10.1360/SSV-2021-0362)