

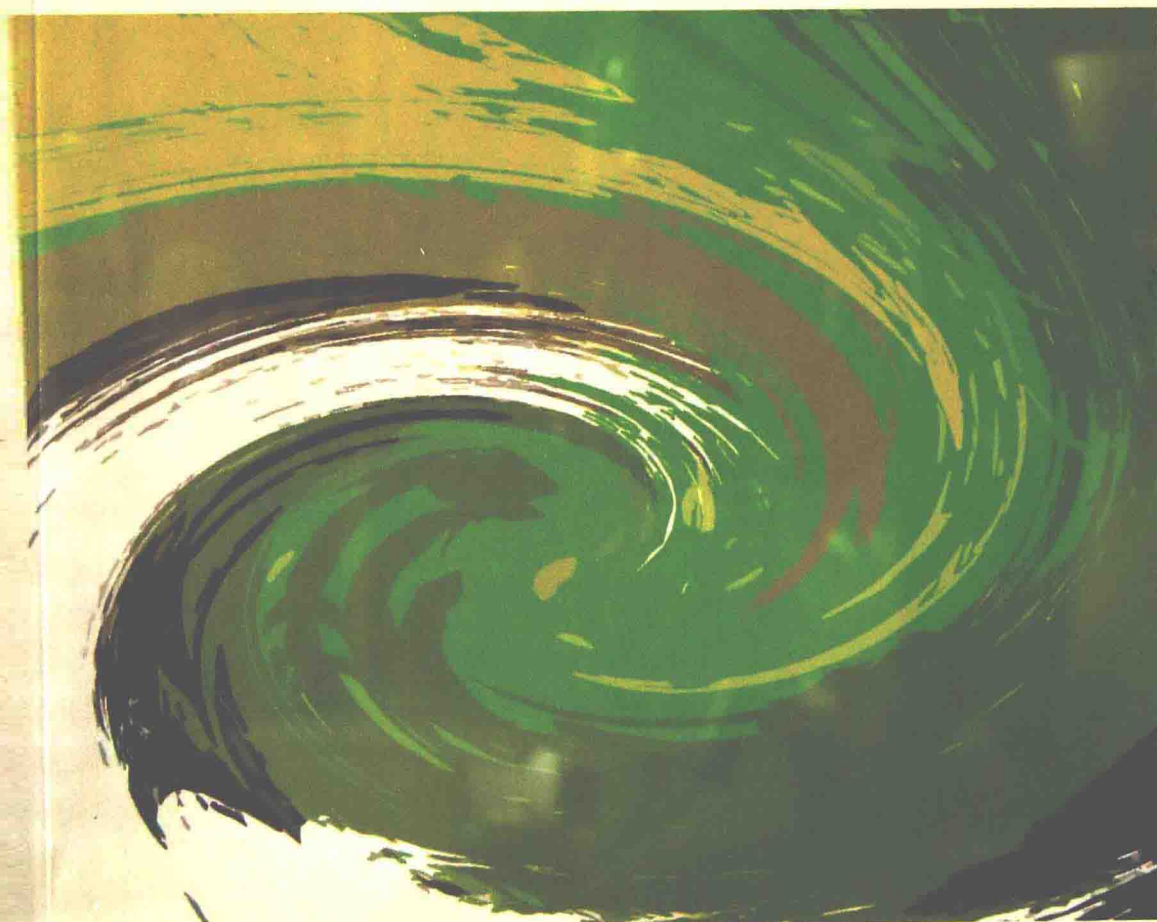


亚洲中部 干旱区生态系统

CARBON CYCLE IN
DRYLAND ECOSYSTEMS
OF CENTRAL ASIA

碳循环

陈曦 罗格平等 / 编著



中国环境出版社

国家重点基础研究发展计划 (973) 项目 (2009CB825105)

中国科学院与国家外国专家局创新团队项目 “干旱区特殊生态过程样带研究”

亚洲中部干旱区生态系统碳循环

Carbon Cycle in Dryland Ecosystems of Central Asia

陈 曦 罗格平 等 编著

中国环境出版社·北京

图书在版编目 (CIP) 数据

亚洲中部干旱区生态系统碳循环/陈曦, 罗格平等编著. —北京: 中国环境科学出版社, 2013.10

ISBN 978-7-5111-1575-1

I. ①亚… II. ①陈…②罗… III. ①干旱区—生态系—碳循环—研究—亚洲 IV. ①X511

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2013) 第 222994 号

出 版 人 王新程
责任编辑 陈金华
助理编辑 宾银平
责任校对 尹 芳
封面设计 陈 莹

出版发行 中国环境出版社
(100062 北京市东城区广渠门内大街 16 号)
网 址: <http://www.cesp.com.cn>
电子邮箱: bjgl@cesp.com.cn
联系电话: 010-67112765 (编辑管理部)
010-67113412 (教材图书出版中心)
发行热线: 010-67125803, 010-67113405 (传真)

印 刷 北京中科印刷有限公司
经 销 各地新华书店
版 次 2015 年 3 月第 1 版
印 次 2015 年 3 月第 1 次印刷
开 本 787×1092 1/16
印 张 16.25
字 数 400 千字
定 价 120.00 元

【版权所有。未经许可请勿翻印、转载, 侵权必究】

如有缺页、破损、倒装等印装质量问题, 请寄回本社更换



前言

随着全球大气中二氧化碳浓度的持续升高以及节能减排形势的日益严峻，碳循环成为全球变化研究的焦点。在全球二氧化碳平衡计算中，人类开采利用煤炭、油气每年排放 55 亿 t 二氧化碳，陆地生态系统向大气中排放 16 亿 t，海洋吸收 20 亿 t，大气中吸收 32 亿 t，还有 19 亿 t 的二氧化碳缺失，即排出的二氧化碳和吸收的二氧化碳之间的不平衡，也就是“碳黑洞”现象。那么这部分碳迷失在哪里了呢？在过去 20 年间，科学家们相继研究了海洋、森林、草地、农田、土壤的碳循环，但还是未能解决这一问题。由此，我们想到了由无法流入海洋的内陆河形成的干旱区荒漠-绿洲生态系统是否具有和海洋类似的碳吸收功能呢。从对比中可以看到：海洋是全球最大的碳汇，它对二氧化碳的吸收占到全球的一半，其主要方式是通过碱性海水的无机吸收过程。那么，荒漠-绿洲生态系统盐碱土碱性更强，通过土壤空隙与空气接触面积更大，pH 可高达 11，而海水在 8.1 左右，荒漠-绿洲土壤与大气接触的界面比海水要大上百倍。因此，我们推断：荒漠-绿洲生态系统可能具有与海洋类似的碳汇功能。经过我们 7 年的野外观察实测，发现荒漠-绿洲盐碱土确实存在吸收二氧化碳的事实，该成果已发表在 *SCIENCE* 期刊上。同时，我们通过野外试验还发现，干旱区荒漠生态系统地下有机碳储量是地上有机碳储量的上百倍，干旱区存在特殊的有机碳循环过程。

亚洲中部干旱区约 1 000 km²，是全球典型的温带荒漠生态系统，占全球温带荒漠的 90%。为了系统地分析亚洲中部干旱区陆地生态系统碳循环过程，模拟气候变化和人类活动对亚洲中部干旱区碳循环过程的影响，《亚洲中部干旱区生态系统碳循环》一书根据该区域荒漠-绿洲生态系统的特点，分析了亚洲中部干旱区生态系统盐碱土碳循环过程、有机碳的碳循环过程，建立了具有自主知识产权的干旱区生态系统模型 AEM，改进了国际上 Biome-BGC 模型，通过遥感、野外调查和控制试验、尺度转换模型，构建了多尺度的亚洲中部干旱区生态系统数据库。在区域尺度上，利用 AEM 模型和 BGC 模型，对不同陆地生态系统进行了碳循环的时空变化模拟，分析了过去 30 年气候变化

和人类活动对该区域碳循环的影响，通过地面试验验证达到了很好的效果。该书是在国家“973”项目成果基础上凝练而成的，各章之间自成体系，而又相互联系。

本书分为8章，第1章由陈曦、罗格平、张驰撰写。第2章由陈曦、胡汝骥、王亚俊撰写，简明介绍了亚洲中部干旱区生态地理环境的基本特征。第3章由胡增运、范彬彬、张驰、罗格平等完成，主要介绍了亚洲中部干旱区气候环境的演变过程。并对1979—2011年的气温和降水时空变化格局进行了详细分析和讨论。第4章由韩其飞、罗格平、王渊刚、陈耀亮完成，主要介绍了干旱区土地利用及其变化，并引出这种变化对碳循环的影响。第5章由陈曦、王文峰、罗格平完成，该章旨在提供盐碱土碳通量结构的研究方法，并对干旱区盐碱土碳吸收进行评估。第6章由张驰、李龙辉、李超凡、韩其飞完成，主要探讨了干旱区生态系统过程的机制，并基于干旱区特殊的生理生态过程，开发了AEM (Arid Ecosystem Model) 模型。第7章由李超凡、张驰、李龙辉、韩其飞负责完成，利用AEM模型和Biome-BGC模型对干旱区生态系统碳循环进行模拟，评估了亚洲中部干旱区有机碳储量结构与分布，并分析了气候变化对生态系统碳循环的影响。第8章由罗格平、王渊刚、陈耀亮、韩其飞完成，阐述了亚洲中部干旱区人类活动，包括土地开发和耕地转移、林产品收获及植树造林、放牧对亚洲中部碳平衡的影响。全书由胡汝骥、王亚俊、韩其飞统稿、编辑。

本书是在国家重点基础研究发展计划(973)项目(2009CB825105)的支持下完成的，感谢项目组全体成员的辛勤努力，感谢国家科技部基础司、中国科学院资源环境科学与技术局、新疆维吾尔自治区科技厅和新疆生产建设兵团科技局的大力支持以及中国环境出版社吴再思和陈金华老师的鼎力帮助。

陈 曦

2013年8月15日



目录

第 1 章 绪 论.....	1
1.1 地理位置	1
1.2 国内外陆地生态系统碳、水循环研究现状	2
1.3 亚洲中部干旱区陆地生态系统碳循环研究面临的挑战	9
参考文献	12
第 2 章 亚洲中部干旱区地理环境	18
2.1 地质构造与地貌轮廓	18
2.2 气候环境与水文特征	32
2.3 植被与土壤	38
参考文献	47
第 3 章 亚洲中部干旱区气候环境演变过程	48
3.1 气候环境	49
3.2 新疆的气候环境	63
3.3 中亚五国的气候环境	77
3.4 亚洲中部干旱区气候演变趋势	93
参考文献	94
第 4 章 亚洲中部干旱区土地利用及其变化	100
4.1 土地利用与土地覆被变化	100
4.2 土地开发与耕地变化	119
4.3 林产品收获与植树造林	126
4.4 放牧	130
参考文献	134
第 5 章 亚洲中部干旱区盐碱土碳吸收评估	139
5.1 无机吸收过程的分离	139

5.2	无机吸收过程的模拟	146
5.3	无机吸收规模的估算	154
5.4	亚洲中部干旱区盐碱土碳吸收评估	163
	参考文献	168
第 6 章 干旱区生态系统过程与模拟		177
6.1	干旱区生态系统能量、水汽与 CO ₂ 交换机制	177
6.2	干旱区生态系统模拟	192
	参考文献	196
第 7 章 亚洲中部干旱区生态系统碳循环		199
7.1	有机碳储量结构与分布	199
7.2	气候变化对生态系统碳循环的影响	208
	参考文献	218
第 8 章 人类活动对亚洲中部碳平衡的影响		222
8.1	土地开垦和耕地转移对碳平衡的影响	223
8.2	林产品收获与植树造林对碳平衡的影响	232
8.3	放牧干扰对碳平衡的影响	239
8.4	中亚人类活动对区域碳动态的影响	249
	参考文献	250

第1章 绪 论

1.1 地理位置

中亚（中亚细亚），意指亚洲（亚细亚洲）的中部地区。

关于“中亚”这一地理概念在学术界认识并不统一。在西文中有 Central Asia（中亚）、Inner Asia（内亚）和 Haute Asia（亚洲腹地）等；在俄语中有 Средняя Азия（中亚）和 Центральная Азия（中央亚细亚）。

根据联合国教科文组织最初的定义，“中亚”一词所指的范围是西起里海、东到大兴安岭，北自阿尔泰山、萨彦岭，南至喜马拉雅山的区域。包括阿富汗、巴基斯坦和伊朗的北部，印度西北部，塔吉克斯坦、土库曼斯坦、乌兹别克斯坦、吉尔吉斯斯坦和哈萨克斯坦的全部，中国的新疆、西藏、青海、甘肃河西走廊、宁夏北部和内蒙古全部及蒙古共和国西南部地区（胡振华，2006）。

有定义“中亚”范围西起里海、伏尔加河，东到中国的边界，北以咸海与额尔齐斯河的分水岭，并延伸至俄罗斯西伯利亚大草原的南部，南到伊朗、阿富汗的边界。包括哈萨克斯坦南部、乌兹别克斯坦、土库曼斯坦、吉尔吉斯斯坦和塔吉克斯坦全部。其地势东南高，西北低。中亚西部是图兰低地，有卡拉库姆沙漠、克孜勒库姆沙漠。北部和东北部是图尔盖台地和丘陵。平原地带海拔由-28~300 m，部分洼地低于-132 m（卡拉吉耶洼地）。中部海拔最高处阿克套山 922 m。在东南部是天山山系和帕米尔-阿赖山地，最高峰海拔 7 495 m，是中亚地区的“水塔”，河湖水系的源地。沿西南边界有科佩特山脉。

也有认为“中亚”范围不仅包括上述五国的全境，还包含中国干旱区及蒙古国西南部（陈曦，2010）。即西起里海、伏尔加河，东至中国贺兰山-乌鞘岭以西，北到咸海与额尔齐斯河的分水岭，并延伸至俄罗斯西伯利亚大草原南部和蒙古国西南部，南到阿富汗、伊朗边界，并延伸至中国昆仑山、祁连山。中亚西部是图兰低地，有卡拉库姆沙漠和克孜勒库姆沙漠相连。其北部与东北部是图尔盖台地和哈萨克丘陵。东部有准噶尔盆地、塔里木盆地和河西走廊。有塔克拉玛干沙漠、古尔班通古特沙漠。天山山脉横亘于中部，将其分割成生态地理环境明显差异的东西两部分（图 1-1）。

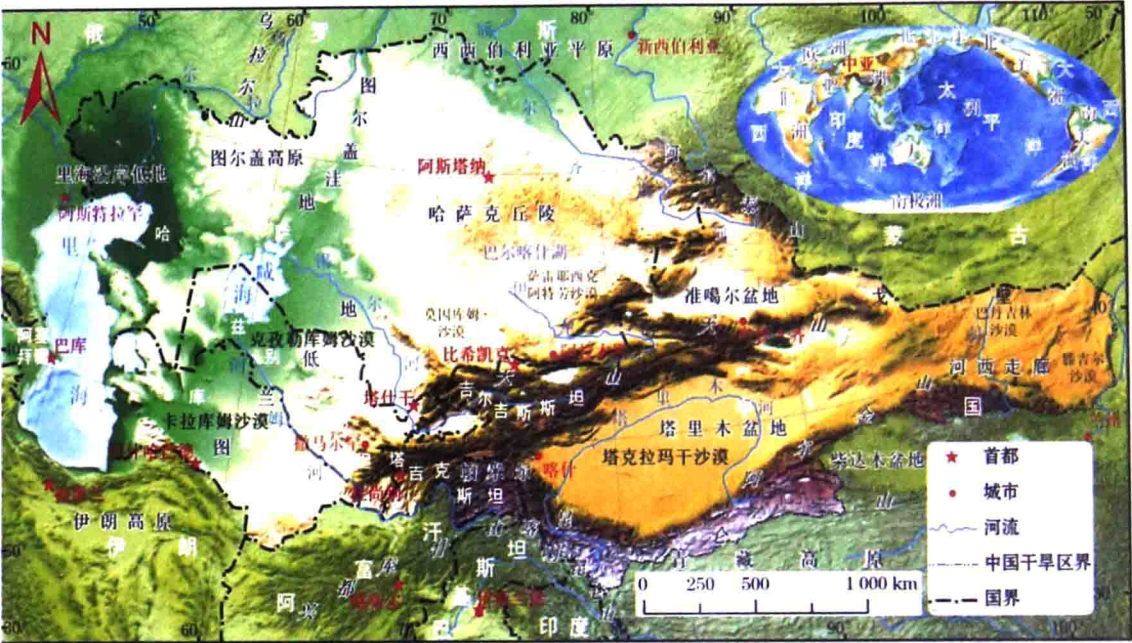


图 1-1 亚洲中部干旱区地理位置图（胡汝骥，2010）

1.2 国内外陆地生态系统碳、水循环研究现状

人类对地球系统，包括地表景观和地球化学循环，产生着前所未有的巨大影响（Vitousek et al., 1986）。大气中 CO_2 含量已从 1850 年的 $285 \mu\text{L/L}$ 上升到如今的 $400 \mu\text{L/L}$ ，即近 160 年增长了大约 40%（Keeling, 1997）。温室气体的积累导致全球地面气温的快速上升，严重地威胁着全球生态系统与人类社会的可持续发展（IPCC, 2007）。随着气候与环境问题的日益突出和国际谈判中对碳源、碳汇评价的客观需要，碳循环问题受到密切关注。大量研究表明，全球碳循环的动态变化不但受到人类活动的影响（尤其是化石燃料的燃烧和土地利用/土地覆被变化），而且还与同生态系统对环境变化的响应密切相关。作为大气 CO_2 的源和汇，陆地生态系统在全球碳循环中的重要环节，其碳库在地球碳库中具有周转最快、对环境变化敏感等特点，在全球气候变化中扮演着重要角色（Canadell et al., 2000）。更好地了解陆地生态系统碳循环的动态机制是全面理解全球碳循环、正确预测未来气候变化、维持生态系统可持续发展的一个重要前提。

1.2.1 全球碳库的估计和碳失汇问题

地球上主要有四大碳库，即大气碳库、陆地生态系统碳库、岩石圈碳库和海洋碳库。碳在大气中主要以 CO_2 气体形式存在，在岩石圈中是碳酸盐岩石和沉积物的主要成分，在水中主要为碳酸根离子，在陆地生态系统中则以各种有机物或无机物的形式存在于植被和土壤中。

地球系统总碳量约为 $1 \times 10^8 \text{ Pg}$ （Smith, Shugart, 1993），其中大气碳库在几大碳库中是最小的，岩石圈和海洋碳库虽然最大但很不活跃，它们的周转率为千年到百万年尺度

(表 1-1)。陆地生态系统碳库主要由植被和土壤两个分碳库组成，其组成和反馈机制非常复杂，并受到人类活动显著影响。需要指出表 1-1 所列数据仅是个别研究者的估计值，全球碳平衡的估测具有很大的不确定性。最近 20 年的全球碳平衡研究发现，大气中 CO₂ 积累量和海洋吸收的 CO₂ 之和小于化石燃料燃烧和土地利用干扰所释放的总碳，有 1.6~2.0 Gt (1 Gt = 10¹⁵ g) 的碳汇无法解释，即所谓的“missing carbon sink”或“碳失汇”(Tans et al., 1990)。现在普遍认为“碳失汇”很可能就存在于陆地生态系统，是因人类对陆地碳过程及其环境响应机制缺乏理解和精确定量分析能力所造成的误差。因而寻找“碳失汇”也就成为近 20 年地球化学循环和全球变化研究的热点 (Schimel et al., 2001)。虽然近年有研究表明北半球高纬度地区可能存在一个以前被低估的重大碳汇，但是其具体大小尚有争论 (Fan et al., 1998)。此外，土壤碳库、碳通量与动态的研究成为当前认识人类活动对自然界碳循环影响的一个重要方面，也是寻找“迷失的碳汇”一个重要方向 (Schlesinger et al., 1999)。当前全球碳平衡研究中存在的不确定性主要源于观测和模拟技术的分析精度不够，尚未全面把握关键生态系统过程及其对气候变化和人类干扰的响应机制，特别是对生态系统内部高度的时空异质性以及生态过程和多种环境因子间复杂的非线性响应过程缺乏了解。实验、观测手段和计算能力的不足，限制了对大尺度长周期碳动态的研究能力。

表 1-1 地球系统主要碳库

碳库	大小 (以 C 计) /Gt	碳库	大小 (以 C 计) /Gt
大气圈	720	陆地生物圈 (总)	2 000
海洋	38 400	活生物量	600~1 000
总无机碳	37 400	死生物量	1 200
表层	670	水圈	1~2
深层	36 730	化石燃料	4 130
总有机碳	1 000	煤	3 510
岩石圈		石油	230
沉积碳酸盐	>60 000 000	天然气	140
油母原持	15 000 000	其他 (泥炭)	250

资料来源: (Falkowski et al., 2000)

陆地生态系统是一个植被—土壤—大气相互作用的复杂系统，内部各子系统之间及其与大气之间存在着复杂的相互作用和反馈机制。海洋碳循环模拟研究表明，陆地生态系统对大气 CO₂ 浓度年际波动的影响要比海洋更大 (Watson et al., 2000)。陆地生态系统也是受人类活动影响最大的碳库，与人类活动有关的化石燃料燃烧、水泥生产及土地开发变化等往往造成 CO₂ 的排放。据估算，全球土地利用变化在 1850—1990 年释放了约为 124Gt 的 CO₂ (Houghton, 1999)。可见，人类活动的介入已经极大地改变了全球碳循环的原有模式，并给陆地碳循环研究造成了巨大的不确定性。

1.2.2 陆地生态系统碳库

据 Falkowski 等 (2000) 估算，陆地生态系统贮碳量约为 2 000 Gt，其中土壤有机碳

库约是植被碳库的两倍。在不同的植被类型中,约 80% 的地上碳和约 40% 的地下碳蓄积在森林生态系统 (Kleypas et al., 1999)。森林生态系统还在全球变化过程中担当着“缓冲器”的重要角色。因此,全球森林系统碳汇功能的研究受到了高度重视。研究结果发现,热带雨林的碳汇功能被采伐森林损失的碳量所抵消 (Schimel et al., 2001)。从表面上来看,北半球中纬度地区的森林吸收了一定程度的碳,但吸收的容量与机制都存在着极大的不确定性 (Tans et al., 1990; Keeling et al., 1996)。从不同气候带看,热带地区有最大的碳库,占全球一半以上的生物量和近 25% 的土壤有机碳储量,另外约 15% 的植被碳和近 18% 的土壤有机碳存在于温带地区 (Keeling, 1997)。从垂直格局来看,土壤是全球重要的碳库之一,在土壤圈中,仅 1 m 以上的土壤层中有机碳储量就达 1 500~1 600 Pg,比大气 (750 Pg) 和植被 (560 Pg) 碳储量的总和还要多 (Schlesinger, 1997)。土壤既能释放 CO_2 到大气中,也能吸收大气中的 CO_2 (Canadell et al., 2007)。植物根系生长与冠层的凋落物也能储存一定量的碳,同时又由呼吸作用分解释放 (Luo et al., 2001)。该过程的进出通量很大,任何土壤碳平衡的扰动因素都会对全球碳库产生巨大的影响 (Raich, 2000)。尽管已有结果表明土壤的平均碳储量在增加 (Wofsy et al., 2002),但对土壤是碳源还是碳汇的认定至今仍然存在一定的争议 (Schlesinger, 1997)。增加土壤碳库已被认为是今后换取工业 CO_2 减排的有效途径之一,而增加农业土壤“碳汇”也逐步成为生态学和全球变化研究的热点问题之一 (Cihlar, 2007)。

土壤有机碳研究关键点是忽略了根系这一重要碳汇,通常构建的生态系统模型低估了根系在碳循环中的作用 (Jackson et al., 2000)。另外,土壤生物对温度的敏感性明显高于地上部分的生物,很小的增温幅度都会引起地下生理生态过程的改变 (Ingram et al., 1998), $0.3\sim 6.0^\circ\text{C}$ 的土壤增温,使得土壤呼吸和植物生产力显著增加 (Rustad et al., 2001),但可能导致土壤碳储量的减少。在大气 CO_2 含量增加的背景下,植物对地下部分碳的分配既是一个复杂的生理生态过程,又是调节土壤生物对大气 CO_2 含量响应的关键环节 (Chapin et al., 2001)。

同一植被和土壤有机碳库中还包含不同周转率的子碳库,其周转时间的长短可能导致所谓“暂时性碳汇”的形成 (Temporary Sink)。例如,气候变暖变湿使森林生长加快从而形成碳汇,这些林木一般要存活几十、上百年,然后死亡分解,释放其有机碳到大气中。有些林木被采伐后被制成家具、房屋等,在良好的维护下也可以存留很长时间。因此,陆地生态系统的碳蓄积和碳释放在宏观尺度上基本达到平衡,即使有气候和环境变化导致了暂时的净碳汇或碳源,如果环境不变则会逐步达到新的平衡。

1.2.3 陆地生态系统碳汇

研究表明,生态系统对碳循环的变化非常敏感,过去的 10~20 年,至少一半是由化石燃烧所排放的 CO_2 被陆地和海洋所吸收 (IPCC, 2007)。这种碳汇现象为了平衡人类活动的影响,维持全球大气、气候系统和能量平衡的稳定起了非常重要的作用 (Pacala et al., 2007),这些碳汇在未来是否仍然稳定存在则并不清楚。受一系列我们尚未完全理解的复杂机制的控制,地球系统对 CO_2 的吸收和固定能力随着时间、地点的变化在不断变化。历史数据表明,一旦人类对全球碳循环的干扰强度超过了地球系统所能够自我维持的阈值,

全球气候系统就会出现紊乱,导致极端气候发生频率增多,在短短几十年内可能发生从暖期到冰期(或者反过来)的急剧气候变化,造成大规模物种灭绝和地质灾难(Petit et al., 1999)。因此研究人类活动造成的大气成分、气候和土地利用变化对全球碳循环源—汇平衡的影响是 21 世纪生态和地理学研究的重大课题,而这其中一个最值得注意的发现是越来越多的大气中 CO_2 已经被陆地植被所固定(IGBP Terrestrial Carbon Working Group, 1998)。随着 $^{13}\text{CO}_2/^{12}\text{CO}_2$ 同位素技术和大气 $\text{O}_2:\text{N}_2$ 比变化的测量研究的发展(Rayner et al., 1999)以及对海洋—大气碳交换日益精确的评估,我们对全球碳平衡的量化分析有了显著提高,并日益认识到了陆地生态系统碳汇的重要性(Ciais et al., 1995)。基于 20 世纪 90 年代全球碳平衡的研究表明,每年因化石燃料燃烧(包括水泥生产所释放的 0.12 Gt 碳)释放了 (6.4 ± 0.4) Gt 碳,而热带雨林采伐释放约 (1.7 ± 1.0) Gt 碳;同时海洋吸收了约 (2.1 ± 0.5) Gt 碳。因此,陆地生态系统每年可估计的碳吸收总量约为 (2.8 ± 1.2) Gt (Malhi, 2002)。

然而陆地碳汇的具体空间分布仍有待研究。林业普查资料(Goodale et al., 2002)和植被遥感反演结果(Nemani et al., 2003)表明,北半球中高纬地区存在非常大的陆地碳汇(Ciais et al., 1995)。Fan 等(1998)进一步指出北半球最大的陆地碳汇分布在北美洲特别是美国大陆(51°N 以南)地区。他们的研究估计北美陆地生态系统年固碳能力高达 (1.76 ± 0.5) Gt,足以弥补该大陆 1.6 Gt 的年化石碳排放。其他的陆地和大气研究也得出类似结论,普遍认为美国陆地生态系统是稳定的碳汇(Houghton, 1999; Pacala et al., 2001; Pacala et al., 2007)。这些研究进一步表明农田弃耕和森林恢复是该区域陆地生态系统的主要固碳机制(Caspersen et al., 2000)。特别是美国南方地区因其在 20 世纪出现的大规模弃耕(Wear, 2002)以及其森林生态系统较高的净初级生产力(NPP),而称为大陆碳汇研究的热点区域(Holland et al., 1999; Birdsey, Heath, 1995; Birdsey, Lewis, 2003)。许多研究都表明自 20 世纪中叶以来该地区大面积的森林恢复,固定了大量碳于生态系统中(Delcourt, Harris, 1980; Han et al., 2007; Chen et al., 2006b; Woodbury et al., 2006)。根据美国农业部林业普查资料以及历史土地利用普查资料,Delcourt 和 Harris (1980)估计从 1750—1950 年该区域因农田开垦每年净释放 0.13 Gt 碳。然而自 20 世纪 60 年代后,该地区转变为每年固碳 0.07 Gt。Woodbury 等(2006)采用经验模型,研究了森林采伐和恢复对 1900—2050 年美国南部地区森林凋落层和土壤碳库动态的影响,他们发现 20 世纪中叶前该地区是明显的碳源,此后变成了碳汇。这个结果同 Delcourt 和 Harris (1980)的分析完全一致。Chen 等(2006b)采用生态系统过程模型模拟了美国南部 13 个州的碳动态,发现 1990 年以来森林生长所产生的碳汇强度比农田开垦所导致的碳源量要高出 80%。

1.2.4 陆地生态系统碳汇的产生和控制机制

促进陆地生态系统碳汇产生的机制有哪些呢?最大的可能性是森林生态系统在经历过过去干扰后自身的恢复和生长,在此过程中固定了大量碳。

20 世纪末,在北美、东亚和欧洲等宜林地区都出现了大规模农田弃耕(Houghton et al., 1999)。据估计,1945 年以后美国大陆地区主要因野火控制和农田弃耕而导致的土地利用变化固定了 (2 ± 0.2) Gt 碳(Houghton et al., 1999)。在 20 世纪 80 年代,改良的土地管

理所固定的碳量达到了美国化石燃烧排放量的 10%~30%。人类活动导致的全球环境变化也可能促进了陆地生态系统碳汇强度。一般认为大气 CO_2 浓度升高本身就可能刺激植物的光合作用 (Field, 2001), 加速植物生长固碳 (Cao, Woodward, 1998)。大部分 CO_2 施肥实验都发现树木生长受到了促进作用; 在 CO_2 倍增的条件下植物生产力平均提高 60%, 表现出“ CO_2 施肥效应” (Long et al., 2004)。氮是大部分温带森林生态系统的营养限制因子 (Schlesinger, 1997), 施氮效应也可能提高植物生长固碳能力。然而当前很多区域因人类的影响给陆地生态系统提供了大量氮输入, 包括氮肥添加或者因化石燃料燃烧产生的氮氧化物的加入。生物圈的有效氮(可被植物利用的氮化合物形式)从工业革命以前的 0.10 Gt/a 增加到了当前的 0.24 Gt/a (Schlesinger, 1997)。这种变化很可能对某些生态系统产生了一定危害, 但也可能对树木生长产生了氮肥的促进作用 (Holland et al., 1997), 并且同 CO_2 施肥效应协同起来促进了生态系统固碳效率 (Oren et al., 2001)。

气候变化是影响生态系统碳平衡的重要因素, 尽管其实际效应具有很大的不确定性。近年来北半球高纬度地区经历了强烈的升温, 这种变化可能延长了植被的生长期并提高了生产力 (Nemani et al., 2003)。然而, 气温升高也可能加速寒带森林和苔原土壤中所存储的大量碳库的分解。综合这两方面的影响, 气温的升高可能仅仅提高了高纬度寒冷地区的养分循环速率而并未能显著增加生态系统碳积累 (Hobbie, Chapin, 1998)。在热带地区, 降水量的变化响应可能要强于温带变化, 并影响到热带雨林和稀树草原生态系统 (Melillo et al., 1993)。但是, 在全球变化背景下大部分区域的降水格局变化趋势尚不明确。

1.2.5 陆地生态系统碳循环的研究方法及生态系统模型

陆地生态系统碳循环的研究方法主要有实验观察法和模型模拟法。实验观察法需要选择不同的陆地生态系统的典型的样点或代表点, (通过实验) 改变或者不改变环境条件, 然后对不同时间碳过程的各个基本量如光合作用、自养呼吸、凋落物量、土壤分解等进行观测与调查, 以清单的方法来研究不同类型陆地生态系统不同时期的碳过程。环境控制方法包括采用气候控制室、OTC (Open Top Chamber)、各种加热/遮光/增减降水的实验方法等。除了通过测量生理指标 (如光合作用和植被与土壤呼吸率), 然后采用碳平衡的间接方法来对碳平衡进行观测外, 最近还发展出了直接观察碳水通量的涡度相关法。这种方法是根据垂直风速脉动和被测气体浓度脉动来获得气体通量, 即用精密的 CO_2 涡度相关观测仪器来监测不同生态系统、不同时间的 CO_2 通量变化, 研究土壤或植被与大气间的 CO_2 交换及其影响因素和机理。然而, 实验观察法可以分析认识生态系统碳循环的关键过程及其影响因素, 但不能解决碳循环研究的根本问题, 即评估区域乃至全球碳储量和碳源汇的时空分布格局。陆地生态系统碳过程不是在某一个点上完成, 而是在一定的空间范围内进行, 在不同空间位置和空间尺度下影响其过程发生的主导因素和生态学过程机制并不相同, 陆地生态系统碳过程在多种限制因素 (包括土壤、地形、植被等)、环境变化因子 (包括气候、大气成分、土地利用变化等) 的控制性呈现出非线性响应, 其空间的异质性、内在的复杂性以及控制因子的相互影响和非线性特征, 导致样点观测的结果向区域空间上的直接外推存在极大的局限性。不同的生态系统类型各因子间相互影响导致整个系统对全球变化的综合响应非常复杂。由于未来全球变化格局存在很多不确定性, 其影响因素、

因子组合的千变万化,如对其每一个影响因素进行控制实验观测,这在人力和物力上几乎不可能。

模型模拟法能够在考虑空间异质性的条件下评估区域碳循环格局。生态模型包括三大类:遥感模型法、Inverse 模型法和生理生态模型法。遥感模型即基于遥感手段获得的空间格点光谱信息,结合辅助的地理信息数据,以经验模型对每个格点的生态系统过程(如生产力、叶面积、生物量等)进行模拟估算。遥感模型在反演同辐射过程直接相关的陆面参数(如反照率、叶面积指数、光合作用效率)时具有很高的精度和空间解析度。但是遥感模型必须依赖遥感数据提供基本参数,因此既不能对未来变化做出预测,也无法用于 20 世纪 60 年代多光谱遥感技术尚未出现的时期。遥感方法无法进行情景模拟,也就无法将不同因子对生态系统碳过程的影响机制区别开来。Inverse 模型类似于遥感模型,只不过 Inverse 模型是基于站点观测的通量数据和区域通量排放数据,并需要采用大气传输模型和气候模型来将站点尺度的观测数据在区域上继续外推插值。Inverse 模型的优点是直接反映陆地碳平衡和碳源汇分布,由于其直接基于观测的通量数据,因此其可靠性能被很多实验生态学家所接受。然而实际上很多人并不了解 Inverse 模型所依赖的大气传输模型具有的不确定性。Inverse 模型的缺点是依赖于少数涡度相关观测和较粗的大气碳排放数据,不但空间精度低而且无法用于预测未来和历史(无通量观测)时期的碳平衡动态,也不能够对影响区域碳过程的因素进行定量分析。

生理生态模型具有对未来情景的预测能力,并且可以通过情景模拟来分析不同因素对碳平衡的影响效应,从而为陆地生态系统碳循环的管理提供依据。生态模型又分为经验模型和过程模型。经验模型即用统计学方法从观测数据中挖掘控制因子(如地形、土壤、气温、降水、CO₂ 浓度、土壤速效氮含量等)同碳循环变量(如生产力、碳储量、净碳通量等)间的关系,并基于观测的空间化了的控制因子数据(地形图、土壤图、气象图等)在区域尺度上进行外推,从而估测碳循环的时空分布格局。但如前所述,各种因子间复杂的非线性作用很难通过实验一一检验,因此难以建立一个完善的经验统计模型。而且陆地生态系统碳循环的动态往往需要很长的时间,几十年的实验观测无法对影响长期碳循环的因素进行精确定量分析。经验模型的预测能力也因此受到了限制。与之对比,过程模型并不局限于模型试验观测数据,而是基于对控制生态系统过程的机制的深入了解所建立起的模型,其加入了对生态系统过程的机理性描述,即所谓的基于过程的生物地球化学/生物圈方法,将植被、枯落物、土壤有机质等通过碳、水、养分流动过程联系起来,将整个系统当成一系列相互联系而非分离的库,通过模拟生态过程间非线性耦合联系预测出生态系统的复杂变化格局。因此,过程模型具有良好的预测能力,可以模拟出现实中尚不存在的情景可能导致的复杂动态。

过程模型又分为解析模型和数值模拟过程模型(简称数值模型)。解析模型,如动物种群动态模型、光合作用的 Farquhar 模型(Farquhar G et al., 1980)等,如同大多数经典物理和化学模型,完全用数学的手段量化生态系统过程的内部机制,具有很高的预测精度与可靠性。但由于生态过程的非线性特征和陆地生态系统的复杂性,对多因子影响下的陆地生态系统碳循环机制几乎是不可能进行解析的,除了一些理想实验或小尺度过程外,解析模型在全球变化和陆地生态系统碳循环研究中应用有限。数值模型不直接解析系统的非

线性复杂过程，而是通过数值模拟的方法，采用离散逼近法进行预测。将研究时段离散为匀质步长（time-step），在每个步长内认为系统的关键过程呈现线性特征（即使这些过程在长时期内是非线性的），从而为采用线性外推的方法对系统行为进行预测提供了可能。常用的生态系统数值过程模型包括 BIOME -BGC、CENTURY 和 TEM 等，这些模型仅仅考虑到环境条件，包括温度、降水量、太阳辐射、土壤结构和大气 CO₂ 含量等是如何影响碳循环过程，如光合作用、呼吸作用和土壤微生物分解。但它们无法反映出生态系统结构（群落组成、物种演替）对环境变化的响应。近 10 年发展出的植被动态过程模型（DGVM）则同时考虑到地球化学循环过程和生态系统内不同种群乃至个体对光、水、养分资源的竞争过程。过程机理模型（DGVM）一般以其统计模型子模块决定物种的潜在分布范围，基于环境因子对不同生理生态过程的影响来模拟植物的生态功能和竞争力，并以此决定群落结构和生态系统的功能动态（Peng, 2000）。该类模型能够直接模拟物种间的竞争共存，可以预测多种环境要素协同作用下生态系统的非线性响应过程，因而成为研究荒漠生态系统对气候变化的复杂响应（Reynolds et al., 2004; Shen et al., 2009）和预测气候变化背景下全球生态系统演化动态的重要工具（Overpeck et al., 1991）。

此类模型又可分为两类：

（1）静态竞争力模型。例如 BIOME 系列（Prentice et al., 1992）等通过比较不同物种在平衡态下的竞争潜力，确定其潜在分布范围和群落结构，进而估测气候变化导致的生态功能变化（Smith, Shugart, 1993）。因为静态模型无法反映物种间的资源竞争机制以及群落演替的非线性动态，所以近 10 年来逐渐被动态竞争模型所代替（Davis et al., 1998）。

（2）动态竞争模型直接模拟群落中不同植物对资源的消耗和竞争过程，根据其对于群落结构的分辨率又分：基于大叶模型假设的 IBIS（Foley et al., 1996）等，基于个体的 HYBRID 系列等和各种林窗模型（Shugart et al., 1981; Overpeck et al., 1991），以及基于代表性个体（Averaged Individual Plant, AIP）的 LPJ（Sitch et al., 2003）和 HPM-UEM（Zhang et al., 2013）等。

基于大叶模型的 DGVM 将整个种群的地上部分简化为一片树叶，仅考虑其光合功能而忽视种群动态（萌发、生长、死亡）以及植物/群落结构，而且大叶模型所依赖的 100% 冠层覆盖度假设在荒漠区显然不合理。基于个体的模型详细模拟每株植物的形态结构和生活史，能细致反映群落结构和演替机制（如林窗动态）；但是对个体的模拟需消耗大量计算资源，在区域研究中只能靠统计学的方法进行尺度提升（Moorcroft et al., 2001）。作为折中，最近发展出的 AIP DGVM 将每个种群处理成一个代表性的植株进行详细模拟，同时记录其种群动态，既提高了计算效率又能够模拟不同种群间的资源竞争过程。

此类模型已同全球大气环流模式耦合用于全球气候变化研究（Zeng et al., 2008）。此外还有针对荒漠生态群落的 PALS 模型（Kemp et al., 1997），类似于 AIP 模型和大叶模型的混合类型。PALS 虽也将种群简化为大叶，但设定其叶面积指数（LAI）为固定参数，因此不再依赖于 100% 种群覆盖度的假设，然而其对 LAI 恒定的假设也不合理。

在亚洲中部区域尺度上，基于 AIP DGVM 途径的模型兼具高效和精确的特征，而基于等级斑块动态理论进行多尺度耦合的 HPM-UEM 模型更具可靠性（Zhang et al., 2013），其能够反映生态系统从个体到区域景观的复杂性，并在多个尺度上模拟荒漠生态系统对气

候胁迫和干扰的特殊适应性机制，从而揭示其对气候变化敏感而复杂的响应特征。

1.3 亚洲中部干旱区陆地生态系统碳循环研究面临的挑战

干旱区生态系统对气候变化和人类活动异常敏感并正经历着巨大的变化 (Beaumont, 1989)，生态过程研究是揭示异常和变化的关键 (Ojima et al. 1993)；而且在生态水文过程、植物水分关系等研究取得了很大进展 (Nicholson, 2001; Wylie et al., 2004)，并指出生态过程及其响应与适应机制研究是全球变化与干旱区生态学研究的前沿 (Sivakumar, 2007)。

盐分在内陆干旱区的堆积过程一直是干旱区生态过程研究的重点，也是内陆干旱区与其他干旱区差异最大的物质运移过程，水盐运移过程研究具有 3 个特征：①集中在农田中垂向运移过程研究，从非饱和带的垂向水盐运动 (Vereecken, 1990)，农田土壤中的水盐动态变化特征和运移机制研究 (李保国等, 2000)，绿洲土壤结构、水盐运移和积盐、脱盐过程 (赵成义等, 2005) 到次生土壤盐渍化机制研究；②定量化模型研究，将数值模拟应用于农田水盐模拟 (张蔚榛, 张瑜芳, 1997)，建立了适于研究入渗条件下土壤盐分对流传输的传输函数修正模型 (杨金忠, 叶自桐, 1994)，到农田盐渍化模型、对流弥散方程模型、溶质迁移函数模型和随机统计模型 (徐力刚等, 2004)；③近年水盐运移模型研究的趋势是将水盐运移模型与 GIS 的耦合，建立植被、地下水、土壤水耦合关系模型 (Yang et al., 2006)。以上研究在干旱区农田盐分运移方面取得了重要进展，但要解决干旱区盐的分布规律必须进一步研究以下科学问题：盐分水平运移过程与垂直运移过程的结合，荒漠区盐分运移规律，荒漠-绿洲之间盐分运移过程及相互作用等。

陆地生态系统的地上生态过程和地下生态过程相互作用，在很大程度上决定了生态系统的功能。生态系统对全球变化的响应依赖于地上和地下过程的紧密联系，而其关联主要是通过根系实现的。它作为提供植物养分和水分的“源”和消耗碳的“汇”，已成为生态系统生态学及全球变化研究中最受关注的热点 (Wardle et al., 2002)。干旱区地上部分生态过程研究已经取得了突出的进展，而对于它的地下部分了解甚少 (Copley, 2000)。

干旱区地下生态过程的研究才刚刚开始，在浅层土壤生物相互作用上发现土壤与植物之间的关系影响植物发育、群落结构和演替 (van der Heijden et al., 1998)，土壤与生物的相互作用是通过营养元素的周转和调节养分的供应，从而影响植物的生长、资源分配和化学组成 (Read et al., 2003)。在生态系统水平上，一些科学家沿降水梯度，从降水量 770 mm 的森林，520~290 mm 的灌丛，160 mm 的针茅草地，一直到 125 mm 的荒漠，研究了植物的根深是否和降水量呈负相关，即根深是否会补偿降雨量的不足。沿着这一降水梯度，虽然群落平均地上和地下生物量以及叶面积指数均降低，但是水分利用效率没有明显的差异 (Schulze et al., 1996)。在荒漠植物水分利用方面，荒漠灌木通过对降水的再分配影响水文循环过程，树干茎流在植物根区往往形成“湿岛”、“肥岛” (Walter et al., 1997)。树干茎流通过荒漠灌木根系作用使少量的降水渗透到深层土壤 (David, 2000)，荒漠灌丛树干茎流的富集比 (funneling ratios) 可达 20 以上 (Carlyle-Moses, 2004)，为有效地储存水分抵御干旱创造了条件。研究发现了荒漠植物的根系功能型决定了它的用水策略，并在很大程度上决定了其对某类环境因子是否有显著响应 (Xu, Li, 2006)。该研究组还发现，

荒漠植物主要以根系形态可塑性改变（地下），而不是叶片生理活性的改变（地上）来应对环境变化（Xu et al., 2007）。植被净初级生产力（NPP）可能是土壤生物及地下过程最重要的控制因子（Wardle et al., 2002）。地下净初级生产力（BNPP）在整个生态系统生产力中占 20%~80%，但存在很大的不确定性（Lauenroth, 2000）。BNPP 的测定比地上部分净初级生产力（ANPP）的测定要困难得多，通常用生物量法、稳定同位素法、碳平衡法、氮平衡法及微根区管（Minirhizotron）法等（Sala et al., 2000）。由此可见，干旱区地下生态过程的研究非常薄弱，急需开展根系分布规律与地下生态过程的关系、地上与地下生态过程的相互作用、地下生态过程对气候变化和人类活动的响应与适应的研究。

荒漠植物是在极端干旱、贫瘠等条件下生长发育的一些植物种类，在长期的环境适应过程中形成特殊生理构造和代谢过程。荒漠植物水分生理方面，具有较高的束缚水含量，很强的保水力、极低的水势、大的水分亏缺和低的蒸腾速率等（刘家琮, 1987; 周海燕, 2001）荒漠植物具有高束缚水含量和束缚水/自由水比值，束缚水与自由水比值是反映荒漠植物抗旱性的重要生理指标。Richard 利用 PV 技术证明：束缚水含量越高，束缚水与自由水比值越大，植物抗旱性越强。束缚水反映植物抗旱性并随着干旱程度的增加而增加，而自由水则是植物正常生理活动的重要因素，随着干旱程度增加而减少。荒漠植物保水力非常强（多浆类）。在干旱条件下荒漠植物要比中生植物保持更多的水用来延缓细胞脱水维持生命活动。如荒漠植物珍珠的肉质叶离体 7 天仍能保持近 50% 含水量，荒漠植物还具有低蒸腾作用，当受到严重水分胁迫时，气孔关闭，以减少蒸腾。

荒漠植物光合生理方面，荒漠植物依其光合碳同化途径不同，表现出明显的光合特征及地理分异：CAM 植物可以在极为干旱的条件下生存，但其分布受到一定低温的限制，因此在世界极干旱且高温地区，往往被 CAM 植物所占据（Voznesenskaya, 2001）；C4 植物较 C3 植物具有较高的光合效率，往往占据那些光、温资源丰富但水分条件差，以致 C3 植物不宜生长的生境，从而使光热资源得到充分利用（苏培玺, 2003）。荒漠植物适应环境是沿着有利于光合作用的方向发展的。水在光合作用过程中起着非常重要的作用，是光合作用的原料，直接影响光合作用。水分是干旱区生态的主导因子，不同水分状况对植物的生理功能和生长发育的影响不同（Lal, 1996; 苏培玺等, 2003）。光抑制是光合吸收的光能过剩使光合功能减弱的现象（Valladares, 1997），光抑制是植物适应荒漠干旱环境的一种保护机制，强光是引起光抑制的主导因子，但温度、水分过高或过低，营养缺乏、盐分胁迫等都会加剧光抑制（Long et al., 1994; Flexas, 1999），有研究表明在荒漠区，强光并不是引起光抑制的主导因子，有可能是水分胁迫（苏培玺等, 2006）。关于荒漠植物对逆境胁迫的水分和光合生理的研究已经较为深入，但有关荒漠植物对旱、高温、盐等多重环境胁迫的综合生理生态过程研究尚十分缺乏。

全球碳循环的研究因全球气候变暖而备受关注。目前主流的观点是：西方工业革命以来，全球化石燃料的燃烧导致的大气 CO₂ 浓度的增加是全球变暖的主要原因。然而，全球碳循环的研究结果却显示，化石燃料燃烧释放的 CO₂，有相当一部分（约 20%）去向不明：即观测到的大气 CO₂ 浓度的增加与海洋和陆地生态系统的 CO₂ 吸收总合小于总的 CO₂ 释放量，出现了困扰人们多年的“碳失汇”或“碳黑洞”现象。近 20 多年来，相关科学家详细研究了全球海洋、森林、草地与农田生态系统等的“碳汇”功能，“碳失汇”或“碳