

黄耀 著

地气系统碳氮交换 ——从实验到模型



气象出版社

内容简介

本书以作者及其研究组成员近年来对地气系统碳氮交换的研究工作为基础,系统地介绍了在实验和模型研究方面的成果。全书共分十章:第一章介绍地气系统碳氮交换研究的意义及研究框架;第二章简要介绍国内外稻田生态系统 CH_4 排放、农田生态系统 N_2O 排放、地气系统 NO_x 交换及 CO_2 交换、陆地生态系统碳循环模型的研究进展;第三章介绍地气系统碳氮交换的测定技术、方法和实验设计;第四章至第七章分别介绍稻田 CH_4 排放、农田 N_2O 排放、农田-大气 NO_x 交换、农田土壤有机碳分解和地气系统 CO_2 交换的研究成果;第八章、第九章和第十章分别介绍农田土壤有机碳动态模型、陆地生态系统碳通量模型和区域氮循环模型的研究成果。

本书可供从事环境科学、大气科学、生态学、土壤学和全球变化研究的科研、教学人员及大学生、研究生阅读参考。

图书在版编目(CIP)数据

地气系统碳氮交换——从实验到模型/黄耀 著.

—北京:气象出版社,2003.12

ISBN 7-5029-3662-9

I 地… II. 黄… III. 碳循环—碳氮—研究 IV. S143.1

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2003)第 114176 号

地气系统碳氮交换——从实验到模型

黄 耀 著

责任编辑:李太宇 袁信轩 终审:陈云峰

封面设计:王 伟

气象出版社 出版

(北京市海淀区中关村南大街 46 号 电话:68406262)

网址:<http://cmp.cma.gov.cn> Email:ams@cma.gov.cn

北京京科印刷有限公司印制

新华书店北京发行所发行

全国各地新华书店经销

开本:787 mm×1092 mm 1/16 印张:16.5 字数:403 千字

2003 年 12 月第一版

2003 年 12 月第一次印刷

印数:1~1000 册

定价:50.00 元

ISBN 7-5029-3662-9/P·1293

前 言

自工业革命以来,人类活动对生物圈的影响已从区域扩展到全球,特别是大气中二氧化碳(CO_2)、甲烷(CH_4)和氧化亚氮(N_2O)等温室气体浓度在逐年增加。IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, 政府间气候变化专门委员会)指出,如果温室气体以目前排放速率持续下去,到2100年全球平均温度则可能增加 $1.4\sim 5.8^\circ\text{C}$ 。全球气温升高将会导致海平面上升、降水分布变异、沙漠化加剧、自然灾害发生频繁等,对人类的生存环境和国民经济的可持续发展带来极为不利的影响。除了化学燃料燃烧外,陆地生物圈过程对大气 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 浓度的增加起着极其重要的作用。

在中国科学院“引进国外杰出人才”计划(陆地生态系统痕量气体排放的实验与计算机模拟研究,2000~2003)及目前正在实施的中国科学院知识创新工程重大项目(中国陆地和近海生态系统碳收支研究,2001~2005)的资助下,我和我的同事及研究生对地气系统碳氮交换进行了连续的野外观测、实验室培养测定和过程模型的研究。几年来,我们不仅取得了大量的第一手实验数据和研究结果,而且初步建立了从实验研究到模型研究的方法论,这为深入研究陆地生态系统碳氮循环及其对全球变化的响应和反馈奠定了基础。本书系统地介绍了这些研究成果,主要内容源自本研究组在国内外发表的四十余篇论文和有关博士或硕士论文。全书共分十章,第一章介绍地气系统碳氮交换研究的意义及研究框架;第二章简要介绍国内外稻田生态系统 CH_4 排放、农田生态系统 N_2O 排放、地气系统 NO_x 交换及 CO_2 交换、陆地生态系统碳循环模型的研究进展;第三章介绍地气系统碳氮交换的测定技术、方法和实验设计;第四章至第七章分别介绍稻田 CH_4 排放、农田 N_2O 排放、农田-大气 NO_x 交换、农田土壤有机碳分解和地气系统 CO_2 交换的研究结果;第八章、第九章和第十章分别介绍农田土壤有机碳动态模型、陆地生态系统碳通量模型和区域氮循环模型的研究结果。

本书是集体智慧和辛勤劳动的结晶。三年多来共有二十余位科技人员和研究生参加了野外实验和模型研究。我不会忘记,无论是酷暑盛夏还是凛冽寒冬,他们都毫无怨言地从事野外实验观测,兢兢业业地研制过程模型。我由衷地感谢王跃思研究员、郑循华研究员、宗良纲教授、徐星凯副研究员、杨昕副研究员、李晶博士以及已经毕业或仍在求学的研究生刘世梁、蒋静艳、焦燕、邹建文、沈雨、孙文娟、张稳、于永强、徐仲均、刁一伟、宋涛、孙扬、王迎红等项目研究所作的贡献;感谢刘广仁高级工程师和张文研究员为项目研究设计和加工野外采样装置。没有他们的辛勤劳动就不可能使项目得以顺利实施,更不用说撰写本书。感谢王明星研究员、陈泮勤研究员及我的博士学位导师、美国莱斯大学 Ronald L. Sass 教授对我的鼓励和指导;感谢中国科学院大气物理研究所的领导、大气边界层物理和大气化学国家重点实验室及南京农业大学资源和环境科学学院的领导从实验空间和人员配备上的大力支持;感谢郑循华研究员仔细校阅了第六章和第十章;感谢戴万宏博士和我的博士研究生邹建文、孙文娟在本书各章节的修改和编辑过程中付出的辛勤劳动;感

谢气象出版社的领导和编辑,他们的鼎力支持使得本书能在短时间内得以出版。

尽管近年来在地气系统碳氮交换的实验与模型研究方面取得了一定的进展,仍有许多未知的科学问题需要我们来回答。由于著者学术积累有限,本书错误和遗漏在所难免,恳请读者不吝指正。

黄 耀

2003 年初夏

目 录

前 言

第一章 绪论..... (1)

第二章 地气系统碳氮交换研究概况 (5)

2.1 稻田生态系统 CH_4 排放 (5)2.1.1 大气 CH_4 浓度、变化趋势及源汇分布 (5)2.1.2 稻田 CH_4 排放研究概况 (7)2.1.3 稻田 CH_4 排放过程和机理 (7)2.1.4 稻田 CH_4 排放的影响因素 (10)2.2 农田生态系统 N_2O 排放 (14)2.2.1 大气 N_2O 浓度、变化趋势及源汇分布 (14)2.2.2 农业系统 N 循环和 N_2O 排放 (15)2.2.3 农田土壤 N_2O 排放研究概况 (18)2.2.4 农田 N_2O 排放的影响因素 (19)2.3 地气系统 NO_x 交换 (24)2.3.1 大气 NO_x 的特征、作用及源汇 (24)2.3.2 土壤-大气 NO_x 交换研究概况 (26)2.4 地气系统 CO_2 交换 (27)2.4.1 大气 CO_2 浓度、变化趋势及其源汇分布 (28)

2.4.2 陆面碳循环研究概况 (31)

2.4.3 陆面碳循环研究的相关问题 (32)

2.5 陆地生态系统碳循环模型 (42)

2.5.1 陆地生态系统碳循环的基本过程 (42)

2.5.2 陆地生态系统碳循环模型研究概况 (43)

2.5.3 净初级生产力模型 (45)

2.5.4 土壤呼吸作用模型 (46)

参考文献 (48)

第三章 测定技术、方法和实验设计 (71)

3.1 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 的仪器检测 (72)

3.1.1 仪器分析原理 (72)

3.1.2 基本性能测试 (75)

3.2 静态箱采样系统及工作原理 (77)

3.2.1 大田/盆栽试验气样采集 (77)

3.2.2 温室气体排放通量 (80)

3.3 大田试验设计 (83)

3.3.1 大田试验设计的一般原则 (83)

3.3.2 大田试验(南京点).....	(86)
3.3.3 大田试验(无锡 FACE 试验点)	(88)
3.4 盆栽试验设计	(91)
3.4.1 土壤理化特性与 CH_4 、 N_2O 排放	(91)
3.4.2 土壤-作物系统 CO_2 排放	(93)
3.5 培养实验设计	(94)
3.5.1 环境因子与农业土壤有机碳分解	(94)
3.5.2 植物残体化学组分与有机碳分解	(95)
3.5.3 外源碳氮施用与 N_2O 排放	(97)
参考文献	(98)
第四章 稻田 CH_4 排放	(102)
4.1 水稻物质生产与 CH_4 排放	(103)
4.1.1 水稻群体物质生产水平与 CH_4 季节性排放总量	(103)
4.1.2 水稻干物质积累与 CH_4 日排放通量	(105)
4.2 土壤温度与 CH_4 排放	(107)
4.2.1 南京和德克萨斯州(美国)观测试验	(108)
4.2.2 土壤温度与稻田 CH_4 排放的季节性变化	(108)
4.3 土壤理化特性与 CH_4 排放	(111)
4.3.1 不同土壤的 CH_4 排放	(112)
4.3.2 影响 CH_4 排放的土壤因子	(114)
4.4 农业管理措施对 CH_4 排放的影响	(122)
4.4.1 不同水分管理方式下秸秆施用对 CH_4 排放的影响	(122)
4.4.2 有机肥料类型对 CH_4 排放的影响	(124)
4.5 大气 CO_2 浓度升高对 CH_4 排放的影响	(125)
参考文献	(126)
第五章 农田 N_2O 排放	(130)
5.1 水热条件与麦田 N_2O 排放	(130)
5.1.1 降水对麦田 N_2O 排放的影响	(131)
5.1.2 土壤温度和湿度对麦田 N_2O 排放的影响	(132)
5.2 土壤理化特性与麦田 N_2O 排放	(135)
5.2.1 不同土壤的 N_2O 排放	(135)
5.2.2 影响 N_2O 排放的土壤因子	(136)
5.3 外源碳氮施用与土壤 N_2O 排放	(138)
5.3.1 植物残体和尿素施用对 N_2O 排放的影响	(138)
5.3.2 N_2O 排放与植物残体的 C/N 比	(140)
5.3.3 N_2O 排放与土壤 DOC 含量及植物残体 C/N 比	(142)
5.3.4 N_2O 排放系数与植物残体 C/N 比	(144)
5.4 农业管理措施对 N_2O 排放的影响	(145)
5.4.1 稻田灌溉方式和有机肥施用对稻麦轮作系统 N_2O 排放的影响	(145)

5.4.2 种植密度对麦田 N_2O 排放的影响	(149)
5.4.3 酶抑制剂施用与土壤-植物系统中 N_2O 排放	(151)
5.5 大气 CO_2 浓度升高对稻田 N_2O 排放的影响	(157)
参考文献	(158)
第六章 农田-大气 NO_x 交换	(163)
6.1 稻麦轮作系统的 NO 排放	(163)
6.1.1 NO 排放的日变化	(163)
6.1.2 NO 排放的季节变化	(166)
6.2 NO 排放的温度效应	(168)
6.2.1 土壤温度与 NO 排放日变化	(168)
6.2.2 土壤温度与 NO 排放季节变化	(169)
6.2.3 土壤水分对 NO 排放温度效应的影响	(170)
6.2.4 氮肥施用对 NO 排放温度效应的影响	(172)
6.3 NO 排放的日变化及季节变化模拟	(173)
6.3.1 NO 排放过程的表现活化能	(173)
6.3.2 NO 排放的日变化及季节变化模拟	(174)
6.4 大气 CO_2 浓度升高对麦田 NO_x 排放的影响	(175)
参考文献	(176)
第七章 农田 CO_2 排放和地气碳交换	(179)
7.1 土壤特性、水热条件与有机碳矿化	(179)
7.1.1 土壤质地对有机碳分解的影响	(179)
7.1.2 温度对有机碳分解的影响	(180)
7.1.3 水分对有机碳分解的影响	(182)
7.2 植物残体化学组分与有机碳矿化	(184)
7.2.1 不同植物残体矿化的动力学特征	(184)
7.2.2 植物残体化学组分对有机碳分解的影响	(187)
7.3 土壤-作物系统 CO_2 排放	(189)
7.3.1 土壤-作物系统的呼吸作用	(189)
7.3.2 植株氮含量与作物呼吸	(190)
7.3.3 根的生长与土壤呼吸	(192)
7.3.4 稻田土壤 CO_2 排放	(193)
7.4 大气 CO_2 浓度升高对地气 CO_2 交换的影响	(195)
7.4.1 稻田-大气 CO_2 交换	(195)
7.4.2 麦田土壤 CO_2 气体浓度廓线	(197)
参考文献	(199)
第八章 农田土壤有机碳动态模型	(202)
8.1 农田土壤有机碳动态模型的建立	(202)
8.1.1 基本假设与概念性模型	(202)
8.1.2 模型结构与参数	(203)

8.2 农田土壤有机碳动态模型的验证	(204)
8.2.1 资料来源	(204)
8.2.2 模型验证	(206)
8.3 基于模型与 GIS 的农田土壤有机碳研究	(209)
8.3.1 基础数据及应用软件	(209)
8.3.2 江苏省 2000 年土壤有机质含量估计	(210)
8.3.3 江苏省 2010 年土壤有机质含量预测	(212)
参考文献	(213)
第九章 陆地生态系统碳通量模型	(215)
9.1 陆地生态系统碳通量模型的建立	(216)
9.1.1 平均土壤呼吸速率和土壤碳密度模型	(216)
9.1.2 碳通量模型	(218)
9.2 平均土壤呼吸速率和土壤碳密度的估算	(219)
9.2.1 平均土壤呼吸速率	(219)
9.2.2 土壤碳密度	(220)
9.3 地-气间碳通量对近百年气候变化的响应	(222)
9.3.1 近百年来气候变化的主要特征	(223)
9.3.2 陆地生态系统碳通量变化	(224)
9.4 地-气间碳通量对未来气候变化的响应	(229)
9.4.1 未来气候变化的 GCM 模拟	(229)
9.4.2 未来全球碳通量模拟	(230)
9.4.3 降水变化对全球陆地碳通量的影响:敏感性分析	(231)
9.4.4 气候变化对全球陆地碳通量影响的不确定性	(232)
参考文献	(233)
第十章 氮循环模型及亚洲氮收支	(236)
10.1 氮循环模型	(236)
10.1.1 概念性模型	(236)
10.1.2 模型输入数据来源	(237)
10.2 亚洲氮循环速率的估算	(238)
10.2.1 自然源产生的活性氮(Nr)及其归宿	(239)
10.2.2 人为源 Nr	(240)
10.2.3 人为源 Nr 的归宿	(242)
10.2.4 Nr 在环境中富集及产生富集效应的根源	(246)
10.3 解决亚洲地区环境 Nr 富集问题的可能途径	(249)
参考文献	(250)
结 语	(253)

第一章 绪 论

气候变暖是当今全球性的环境问题,其主要原因是由于大气中温室气体浓度的不断增加。 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 被认为是最重要的温室气体。Rodhe(1990)的研究指出,一摩尔 CH_4 的增温效应是 CO_2 的 15~30 倍, N_2O 的增温效应是 CO_2 的 150~200 倍。在夏威夷 Mauna Loa 的观测结果表明,在 1959~1999 年间,大气中 CO_2 浓度从 315 ppmv* 增加到 368 ppmv 左右(<http://www.co2science.org>)。而在过去的 250 年里, CH_4 和 N_2O 的浓度则分别增加了 151% 和 17%。目前大气中 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 浓度分别为 370 ppmv、1760 ppbv** 和 316 ppbv(IPCC,2001)。对 2100 年大气中温室气体浓度的模型预测表明,届时 CO_2 的浓度可能会增加到 540~970 ppmv, CH_4 浓度的增加范围为一 190 到 +1970 ppbv, N_2O 浓度的增加范围为 +38 到 +144 ppbv(IPCC,2001)。

为了提供国际公认的和具有权威性的有关全球气候变化、气候变化对环境的可能影响、气候与社会之间相互作用的科学信息,国际上于 1988 年成立了政府间气候变化专门委员会(IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change)。IPCC 于 1990 和 1992 年完成了第一次综合评估报告,1995 年完成了第二次综合评估报告,2001 年出版了第三次综合评估报告。除对工业、交通和能源消耗等人类活动产生的 CO_2 进行评估外,IPCC 还要求编制由农业活动所产生的 CH_4 和 N_2O 排放量的国家清单(IPCC,2000)。1992 年在巴西里约热内卢召开的联合国环境与发展大会上,包括中国在内的全球 166 个国家与地区签署了旨在“将大气 CO_2 浓度稳定在某一水平以防止人类活动严重干扰气候系统”的《联合国气候变化框架公约》(UNFCCC, United Nations Framework Convention on Climate Change)。该公约要求所有签约国或地区提交一份温室气体排放量和转化量的国家清单,提出为实施该公约的原则和目标所采取的步骤和行动。1997 年在日本京都发表的《京都议定书》为发达国家规定了温室气体减排指标,在 2008 年至 2012 年期间,发达国家的温室气体排放量要在 1990 年的基础上平均削减 5.2%,其中美国削减 7%、欧盟 8%,日本 6%。

研究表明,陆地生态系统碳氮循环过程对大气中温室气体浓度的变化起着至关重要的作用(Melillo 等,1993; Minoda 等,1996; Farquhar,1997; Prentice 和 Lloyd,1998; Robertson 等,2000; Valentini 等,2000)。一方面,陆地生态系统碳氮元素的分解/矿化及转化过程中所产生的温室气体通过土壤和植物进入大气,使得大气中温室气体浓度增加。另一方面,大气中温室气体浓度增加所导致的气候变暖可能使得陆地生态系统的土地利用方式和植被类型等发生变化, CO_2 浓度的增加则使得陆地生态系统的初级生产力提高(<http://www.co2science.org/>)。而气候变暖、土地利用方式和植被的变化以及陆地生态系统初级生产力的提高使得土壤有机碳储量发生变化。土壤有机碳储量是大气中碳储量的 2 倍(Post 等,1982; Eswaran 等,1993),它的变化驱动着地-气间碳交换过程。同时,土壤有机碳的周转也是氮素转化的载体,其分解/矿化及转化过程直接影响 N_2O 和 NO 等痕量

* ppmv = $\times 10^{-6}$

** ppbv = $\times 10^{-9}$

气体在地-气间的交换。

陆地生态系统是一个极其复杂的系统,其碳氮循环过程不仅受到自然环境(如:气候、土壤和地形地貌等)的影响,而且强烈地受到人类活动(如土地利用方式、化肥施用和放牧等)的制约(Post 等,1985;Rasmussen 等,1998;Schlesinger,1999;Izaurrealde 等,2000;Scholes 和 Noble,2001;Melillo 等,2002)。20 世纪 80 年代以来,我国科学家对农田温室气体的排放进行了大量的野外观测研究(如:王明星等,1987;1998;陈冠雄等,1995;蔡祖聪等,1998)。由于陆地生态系统的复杂性,仅根据若干个点的测定结果尚不足以阐明我国陆地生态系统 CO_2 源/汇强度的时空分布特征以及编制 CH_4 和 N_2O 排放量的国家清单,且目前我们还难以作大范围的野外测定。因此,建立一个受气候、土壤、生物和人类活动综合影响的生态系统模型并用以研究陆地生态系统碳氮循环尤为重要。在最近的 IPCC 报告中,陆地生物圈模型被广泛用于评价和预测全球陆地生物圈初级生产力和碳循环的过去、现在和未来格局(Melillo 等,1996)。陆地生物圈模型为综合大量的观测数据、分析和预测大尺度的生态系统过程以及启发相关学科对过程和机理作深入研究提供了一个强有力的工具。

实验观测(包括野外测定和实验室分析测定)为过程/机理研究提供第一手资料,过程研究的成果是建立模型的基础。对于任何一个模型研究者来说,如果对模拟对象所涉及的关键过程一知半解,那么他所建立的模型注定是无效的。一般而言,建立陆地生态系统模型的基本目的有两个:科学研究与实际应用。就科学研究的目的而言,模型的建立是对原假设(理论)的检验,如果所建模型能恰当地描述给定系统的有关过程,则认为原假设(理论)是合理的;反之,则需对原假设(理论)进行更深入的研究,从而推动该领域的发展。从实际应用的目的来看,需要应用所建模型对给定系统进行预测和科学管理。利用有效的实验(试验)数据,对所建模型进行检验是模型研究过程中的重要环节。实验测定为过程研究和模型建立提供基本数据,系统模拟给出该过程的数学表达,而系统预测则给出该过程的演变趋势。

区域或国家层面的模型预测需要空间尺度转换,即从点尺度(site scale)到面尺度(regional scale)的拓展。地理信息系统(GIS, Geographical Information System)和遥感(RS, Remote Sensing)技术是空间尺度转换的重要纽带。GIS 是一种以计算机为基础的管理和研究空间数据的技术系统,在计算机软硬件支持下,它可以对空间数据按地理坐标或空间位置进行各种处理和有效管理,通过它研究各种空间实体及相互关系。通过对多因素的综合分析,它可以迅速地获取满足应用需要的信息,并能以地图、图形或数据的形式表示处理的结果。遥感数据是 GIS 的重要信息源,将 RS 和 GIS 数据引入碳氮循环模型是研究陆地生态系统 CO_2 源/汇强度的时空分布特征以及编制 CH_4 和 N_2O 排放量国家清单的重要途径。图 1.1 为本书从实验到模型的基本工作框架。

一般系统论认为,所有系统是由若干要素以一定结构形式联结构成的具有某种功能的有机整体,其共同特征是系统的整体性、关联性、等级结构性、动态平衡性和时序性。系统论的核心思想是系统的整体性,其基本任务不仅在于认识系统的特点和规律,更重要的是利用这些特点和规律去控制、管理和改造一个系统,使它的存在与演替合乎人类社会发展的需要。从系统论的基本观点来分析,陆地生态系统的基本要素是环境(气候和土壤)、生物和人类活动,各要素间相互联系。同时,该系统内层次结构分明(如植被类型可分为森

林、草原和农田等,而森林植被又可分为热带雨林、常绿阔叶林等),各子系统间碳氮元素的交换、转化和迁移过程是动态的,并表现出明显的时间变化特征。对这些过程的研究必须具备物理、化学、数学、生态学、植物学、植物生理学、土壤学、气象学和环境学等专门学科的基本理论和知识。在过去的几十年里,由于我国高等教育的专业划分太细,所培养的高级专门人才往往知识面较窄。因此,对陆地生态系统碳氮循环的研究必须充分强调系统的整体性及多学科的交叉与协作。

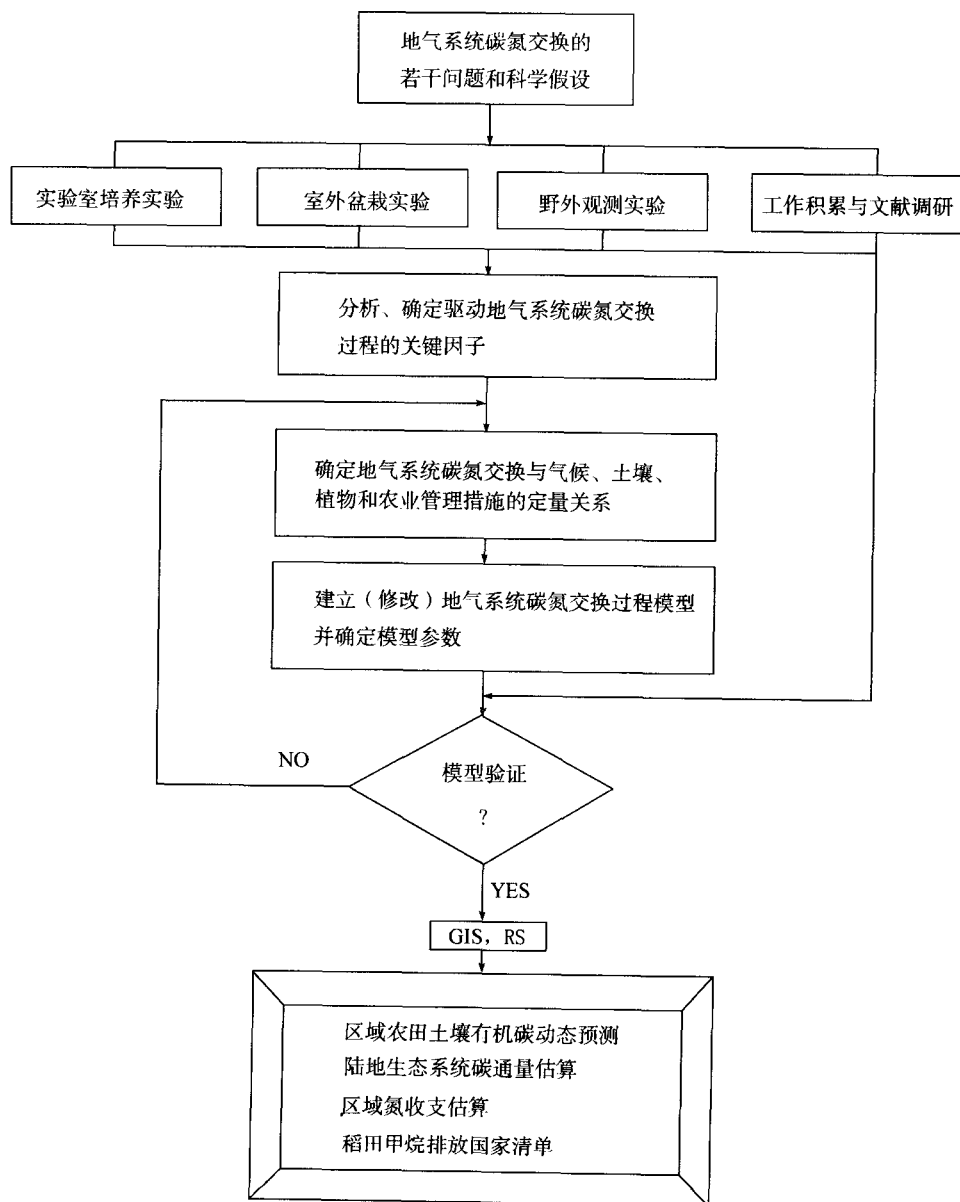


图 1.1 地气系统碳氮交换研究的基本工作框架

参考文献

- 蔡祖聪, 徐华, 卢维盛等. 1998. 冬季水分管理方式对稻田 CH_4 排放通量的影响. 应用生态学报, **9** (2): 171~175.
- 陈冠雄, 黄国宏, 黄斌等. 1995. 稻田 CH_4 和 N_2O 的排放及养萍和施肥的影响. 应用生态学报, **6** (4): 378~382.
- 王明星等. 1987. 稻田和沼气池甲烷排放通量的测量. 科学通报, **21**: 1646~1649.
- 王明星, 李晶, 郑循华. 1998. 稻田甲烷排放及产生、转化、输送机理. 大气科学, **22** (4): 600~612.
- Eswaran, H., van den Berg, E., Reich, P. 1993. Organic carbon in soils of the world. *Soil Science Society of America Journal*, **57**: 192~194.
- Farquhar, G. D. 1997. Climate change: carbon dioxide and vegetation. *Science*, **278**: 1411.
- IPCC. 2000. IPCC Good Practice Guidance and Uncertainty Management in National Greenhouse Gas Inventories, IG-ES, Tokyo, pp. 4.53~4.76.
- IPCC. 2001. Climate Change 2001. Cambridge University Press, pp. 12~14.
- Izaurrealde, R. C., McGill, W. B., Rosenberg, N. J. 2000. Carbon cost of applying nitrogen fertilizer. *Science*, **288**: 809.
- Melillo, J. M., McGuire, A. D., Kicklighter, D. W., et al. 1993. Global climate change and terrestrial net primary production. *Nature*, **363**: 234~240.
- Melillo, J. M., Prentice, I. C., Farquhar, G. D., et al. 1996. Terrestrial biotic responses to environmental change and feedbacks to climate. In: Houghton, J. T., Meira Filho, L. G., Callander, B. A., et al. (eds.) *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*. Cambridge University Press, pp. 444~481.
- Melillo, J. M., Steudler, P. A., Aber, J. D., et al. 2002. Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system. *Science*, **298**: 2173~2176.
- Minoda, T., Kimura, M. and Wada, E. 1996. Photosynthates as dominant source of CH_4 and CO_2 in soil water and CH_4 emitted to the atmosphere from paddy fields. *Journal of Geophysical Research*, **101**: 21091~21097.
- Post, W., Emanuel, W., Zinke, P., et al. 1982. Soil carbon pools and world life zones. *Nature*, **298**: 156~159.
- Post, W., Pastor, J., Zinke, P. and Stangenberger, A. 1985. Global patterns of soil nitrogen storage. *Nature*, **317**: 613~616.
- Prentice, I. C. and Lloyd, J. 1998. C-quest in the Amazon basin. *Nature*, **396**: 619~620.
- Rasmussen, P. E., Goulding, K. W. T., Brown, J. R., et al. 1998. Long-term agroecosystem experiments: assessing agricultural sustainability and global change. *Science*, **282**: 893~896.
- Robertson, G. P., Paul, E. A., Harwood, R. R. 2000. Greenhouse gases in intensive agriculture: contributions of individual gases to the radiative forcing of the atmosphere. *Science*, **289**: 1922~1925.
- Rodhe, H. 1990. A comparison of the contribution of various gases to the greenhouse effect. *Science*, **248**: 1217~1219.
- Schlesinger, W. H. 1999. Carbon and agriculture: carbon sequestration in soils. *Science*, **284**: 2095.
- Scholes, R. J. and Noble, I. R. 2001. Climate change: storing carbon on land. *Science*, **294**: 1012~1013.
- Valentini, R., Matteucci, G., Dolman, A. J., et al. 2000. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature*, **404**: 861~864.

第二章 地气系统碳氮交换研究概况

2.1 稻田生态系统 CH_4 排放

甲烷(CH_4)是大气中含量最高的有机气体,它在大气中的平均存留寿命约为 8~10 年(王明星,2001),可以长时间在全球范围内输送与混合。由于具有较强的化学活性,能在对流层大气中参与许多重要的大气化学过程,其转化产物直接影响人体健康。另外, CH_4 还具有很强的红外辐射吸收带,因此又是一种重要的温室气体。大气中 CH_4 浓度的增加可能引起全球气候变暖,监测大气中 CH_4 浓度的变化并研究其源汇关系是全球变化领域的重要主题之一。

2.1.1 大气 CH_4 浓度、变化趋势及源汇分布

19 世纪法国科学家 Gautier 最早监测到大气中的 CH_4 ,但并未引起人们的注意。一般公认 Migeotte 于 1948 年首次在大气中发现了 CH_4 ,他利用测量精度很低的红外光谱测得地面大气 CH_4 浓度为 1.5~2 ppbv(Cicerone 和 Oremland,1988)。1983 年起世界气象组织在全球 23 个大气本底监测站开展了统一规范的大气 CH_4 浓度观测,结果显示 1998 年全球地面大气 CH_4 平均浓度为 1.75 ppmv(IPCC,2001)。20 世纪 90 年代以后,冰芯气泡分析等分析技术提供了大量不同年代大气 CH_4 浓度的资料(图 2.1a)。冰芯分析技术的结果和近 20 年的实际观测资料表明,工业革命前,地球大气 CH_4 浓度长期保持在约 0.6~0.8 ppmv,工业革命后,大气 CH_4 浓度迅速增加,到 20 世纪 70 年代达到 1.6 ppmv 左右,70 年代末到 80 年代增加较快,年均增长率 1.2%左右,80 年代中期增长率开始逐渐降低,80 年代末为 0.8%· a^{-1} ,1992 年大气 CH_4 年增长率降到最低,并出现了负增长(图 2.1b、c)。

全球范围内,近地层大气中 CH_4 浓度沿纬圈分布基本上是均匀的,但不同纬度上有较明显的差异。南半球大气 CH_4 浓度较低,随纬度变化不明显,而北半球大气 CH_4 浓度明显高于南半球,且随纬度增加明显增加(National Research Council,1984)。关于大气 CH_4 浓度随高度垂直变化的有限观测表明,对流层内大气 CH_4 浓度基本上是均匀的,对流层顶到大约 40 km 高度的平流层上部大气 CH_4 浓度总体上呈线性递减趋势(Meszaros,1981)。

IPCC(1990)估计全球 CH_4 排放总量为 525 $\text{Tg} \cdot \text{a}^{-1}$ ($1 \text{ Tg} = 10^{12} \text{ g}$),王明星(2001)估计为 515 $\text{Tg} \cdot \text{a}^{-1}$ 左右。大气 CH_4 浓度的增加主要源于生物过程的排放,这些过程大多发生在厌氧环境下,如反刍动物的瘤胃、天然湿地、稻田、垃圾和废弃物堆放处理场等。 CH_4 产生的非生物源主要来自化石燃料的开采和使用过程,非生物源的大气 CH_4 只占 20%左右。大气中 CH_4 的汇是通气良好的土壤或干燥土壤的吸收以及大气中 CH_4 的氧化,后者占主导地位,主要机制是在土壤微生物参与下 CH_4 的氧化和大气中 OH^- 自由基参与下的 CH_4 的氧化。表 2.1 给出目前已知大气中 CH_4 源/汇的种类及其估算量(Bouwman, 1990a;Schütz 等,1990a)。

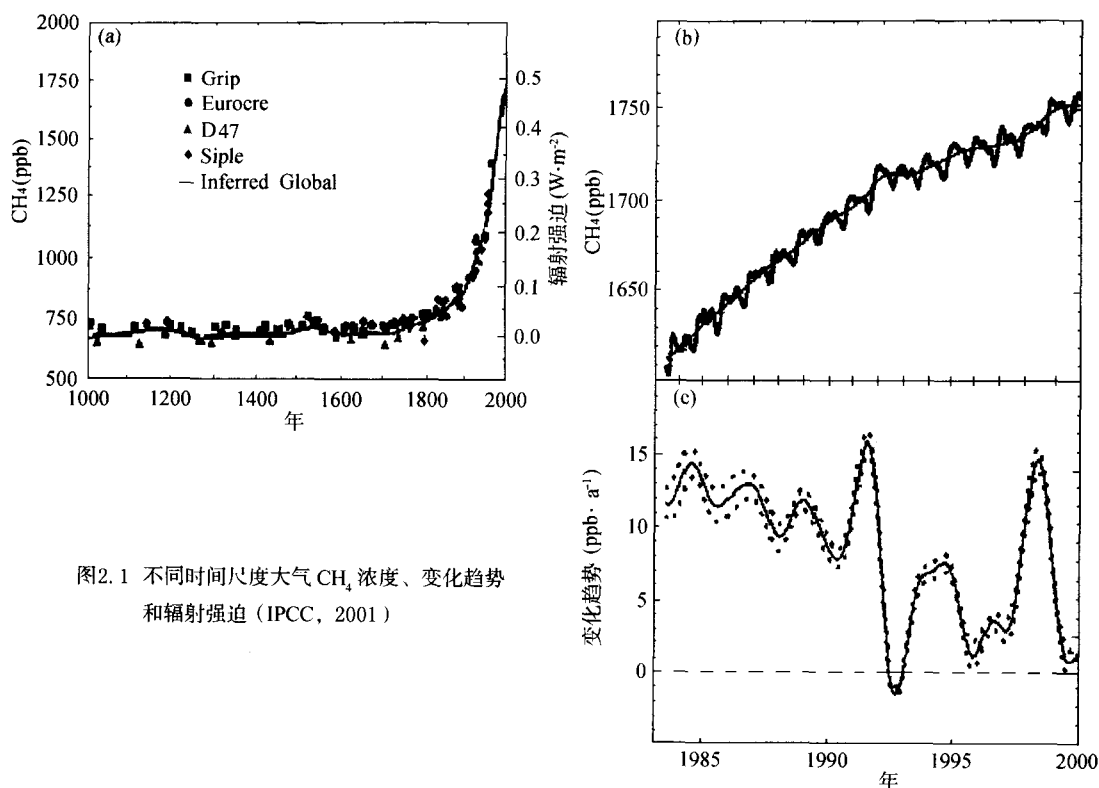


图2.1 不同时间尺度大气 CH₄ 浓度、变化趋势
和辐射强迫 (IPCC, 2001)

(a) 过去 1000 年大气 CH₄ 浓度的变化。资料来源: Grip, Blunier 等(1995)和 Chappellaz 等(1997); Eurocore, Blunier 等(1993); D47, Chappellaz 等(1997); Siple, Stauffer 等(1985); Inferred Global, Etheridge 等(1998)和 Dlugokencky 等(1998); (b) 1983 至 1999 全球 CH₄ 平均浓度(Dlugokencky 等, 1998); (c) 1983 至 1999 大气 CH₄ 浓度年增长率(Dlugokencky 等, 1998)。

表 2.1 大气中甲烷的源和汇

源/汇	类别	CH ₄ 年释放/吸收量(Tg · a ⁻¹)
CH ₄ 源 (Bouwman, 1990a)	填埋	30~70
	其它非生物源	1~2
	天然气开采	30~40
	煤矿开采	35
	生物质燃烧	55~100
	水稻田	60~140
	反刍动物瘤胃	66~90
	其它自然源(包括海洋、淡水湖、火灾等)	15~35
	白蚁	6~42/2~5
	湿地	40~160
	总量	334~714
·CH ₄ 汇 (Schütz 等, 1990a)	对流层 OH ⁻ 氧化	421
	平流层 OH ⁻ 氧化	60
	土壤吸收	40
	总量	521

2.1.2 稻田 CH_4 排放研究概况

自 Koyama 于 1963 年在实验室中测定稻田土壤的 CH_4 排放以后,世界上很多科学家对稻田 CH_4 排放进行了大量的野外观测,较早的野外观测在美国和欧洲(如:Cicerone 和 Shetter, 1981; Seiler 等, 1984; Holzapfel 和 Seiler, 1986; Schütz 等, 1989b),随后占全球水稻面积 90% 以上的亚洲国家,包括中国(如:王明星等, 1987; Wang 等, 1990; 陈冠雄等, 1995; 蔡祖聪等, 1995a、b)、菲律宾(如:Denier van der Gon 和 Neue, 1995; Denier van der Gon 等, 1996)、印度(如:Parashar 等, 1991)、印度尼西亚(如:Nugroho 等, 1994)的科学家也对稻田 CH_4 排放进行了大田观测和深入研究,这些研究为全球稻田 CH_4 排放估算提供了第一手资料。

我国学者自上世纪 80 年代起先后在东北、华北、华中、西南、华东和华南等稻区对 CH_4 排放进行了系统的观测和机理研究(戴爱国等, 1991; 陈德章和王明星, 1993; 上官行健等, 1993a、b、c; 沈壬兴等, 1995; 陈冠雄等, 1995; 蔡祖聪等, 1995a、b; 1998; 卢维盛等, 1997a; 卢婉芳等, 1997; 徐华等, 1999a; Wang 等, 1990; Yao 和 Chen, 1994a、b; Yao 等, 1996; Wang 和 Shangguan, 1996; Zheng 等, 1997; 1998; Wang 等, 1999; Huang 等, 2001),并建立了估算稻田 CH_4 产生、氧化和排放过程的模型(丁爱菊和王明星, 1995; Huang 等, 1998)。在研究稻田 CH_4 排放的同时,对减排措施也进行了探索研究(上官行健和王明星, 1993; 李玉娥和林而达, 1993; 李晶等, 1997; 1998)。

IPCC(2000)明确规定各国义务编制国家或地区尺度的稻田 CH_4 排放清单,准确估计稻田 CH_4 排放量及客观评价环境、生物和农业管理等对稻田 CH_4 排放的影响是制订 CH_4 减排政策和发展减排技术的基础。早期的稻田 CH_4 排放估计是通过大田观测数据外推到区域或全球(Cicerone 和 Shetter, 1981; Holzapfel 和 Seiler, 1986; Schütz 等, 1989b; Neue 等, 1990; Wang 等, 1990; Waston 等, 1992),或假定 CH_4 排放是水稻净初级生产力的一部分,继而通过水稻物质生产进行估计(Aselmann 和 Crutzen, 1989; Taylor 等, 1991; Bachelet 和 Neue, 1993; Bachelet 等, 1995)。由于人们采用的方法不一致,对全球稻田 CH_4 排放的估计有较大的差异,数值上从 $25.4 \sim 54 \text{ Tg} \cdot \text{a}^{-1}$ (Sass, 1994)到 $120 \sim 200 \text{ Tg} \cdot \text{a}^{-1}$ (Crutzen, 1985)。随着人们对 CH_4 排放机理的进一步认识,稻田 CH_4 排放模型(Cao 等, 1995; Nouchi 等, 1997; Huang 等, 1998; Matthew 等, 2000; Bodegom 等, 2001)逐步成为估计区域尺度或全球尺度 CH_4 排放的重要工具(IPCC, 2000)。2001 年由若干国际知名的稻田 CH_4 排放研究专家(包括: Sass, R. L.; Mosier, A.; Neue, H. U.; Khalil, M. A. K.; Conrad, R.; Wang, M. X.; Cai, Z. C. 等)参加的亚洲稻田温室气体排放国际会议在南京召开,与会科学家一致认为全球稻田 CH_4 排放量为 $20 \text{ Tg} \cdot \text{a}^{-1}$ 左右(Sass 等, 2002)。这些最新的估计值远远小于 Bouwman(1990a)和 IPCC(1990)的估计值。

2.1.3 稻田 CH_4 排放过程和机理

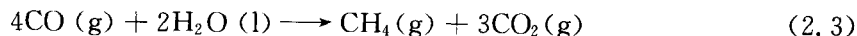
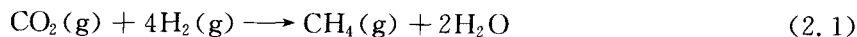
稻田灌水期间,水层将土壤与大气隔离,土壤中 O_2 、 Fe^{2+} 、 NO_3^- 和 SO_4^{2-} 被依次还原消耗,形成一个还原性厌氧环境,产 CH_4 细菌和其它厌氧细菌在土壤中生长繁殖、分解土壤有机物产生 CH_4 。稻田生态系统中,水体和表层土壤是有氧环境,是 CH_4 的氧化区。较深的土层是厌氧环境, CH_4 在这个厌氧环境下产生。一般认为,稻田土壤中 CH_4 的产生主

要在 5~20 cm 土层中,其中以 10~15 cm 土层产生率最高。但在总体厌氧的深层土壤中,植物和根表面会形成很薄的有氧区氧化 CH_4 。稻田 CH_4 的产生和氧化涉及到很多复杂的微生物过程,而 CH_4 由土壤向大气排放又涉及到很复杂的物理过程,因此稻田 CH_4 排放取决于稻田有机质还原产生 CH_4 和 CH_4 氧化消耗以及传输这三个过程的综合作用。气候、土壤、水稻生长和农业管理等因素都对稻田 CH_4 排放产生明显影响。

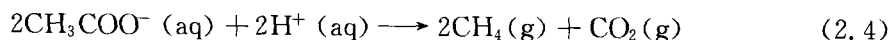
2.1.3.1 稻田 CH_4 的产生

稻田土壤淹水形成的厌氧环境中,土壤有机质、死亡的作物根系或作物体、作物残茬或还田秸秆、施入的有机肥、死亡的土壤动物和微生物以及作物根系分泌物等有机物质,在厌氧细菌(糖类水解发酵细菌、氢还原细菌和产乙酸细菌等)作用下逐渐分解为简单的小分子化合物(如 HCOOH 、 CH_3COOH 、 CO_2 、 H_2 等)。在此基础上,产 CH_4 细菌进一步将 CO_2 和 H_2 、酯类、有机酸盐等小分子化合物转化为 CH_4 (Koyama, 1963; Stainer 等, 1976; Batjes 和 Bridges, 1992)。

淹水稻田土壤中 CH_4 的生成是一个生物化学过程,有两条主要途径:一是在专性矿质化学营养 CH_4 形成细菌的参与下,以 H_2 或有机分子作 H 供体还原 CO_2 (Conrad 等, 1986; Papen 和 Rennenberg, 1990; Peters 和 Conrad, 1996; Yao 和 Conrad, 1999)或直接利用 HCOOH 和 CO 形成 CH_4 (Papen 和 Rennenberg, 1990),简单化学反应式为:



另一条途径是在甲基营养 CH_4 形成细菌的参与下,含甲基的简单化合物(乙酸、甲醇和三甲胺等)经过脱甲基作用产生 CH_4 (Papen 和 Rennenberg, 1990; Yao 和 Conrad, 1999),这是 CH_4 形成的主要途径,占 70%左右(闵航等, 1993),反应式为:



在这些产生途径中,稻田 CH_4 主要产生于 H_2 - CO_2 和乙酸盐途径,其中 H_2 - CO_2 产生 CH_4 过程的贡献约占 30%~50%(Schütz 等, 1989a),同时乙酸脱羧过程被认为是淹水稻田形成 CH_4 的最重要途径(Takai 和 Wada, 1990; Achtnich 等, 1995a)。

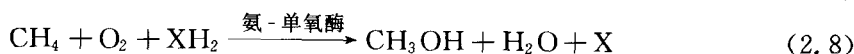
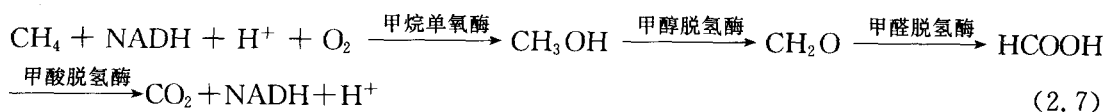
厌氧还原条件下产生 CH_4 的微生物过程受到许多因素的制约,这些因素包括反应底物的供给、不同细菌对反应底物的竞争和土壤温度等。稻田土壤中诸如氮氧化物、硫酸盐和 $\text{Fe}(\text{III})$ 等其它电子受体一旦被还原耗尽,土壤 CH_4 的产生就会迅速增加,此时 CH_4 的产生主要受土壤有机质(包括脱落的根细胞、根系分泌物和植物残茬)降解所提供的底物驱动,在无外源有机碳输入时,植物根系活动对 CH_4 的产生至关重要(Sass 等, 1990)。土壤中组成其它氧化还原体系的物质亦影响 CH_4 的产生(Achtnich 等, 1995b; Klüber 和 Con-

rad, 1998; Yao 和 Conrad, 1999), 通常认为只要铁还原细菌或硫酸盐还原细菌还具有竞争 H_2 和乙酸的能力, CH_4 产生细菌就没有足够的能量去争夺 H_2 和乙酸的电子而产生 CH_4 (Lovley 和 Goodwin, 1988; Achtnich 等, 1995b)。在大部分情况下, 稻田土壤氧化还原电位高于 -150 mV 时产 CH_4 细菌的活性就受到抑制 (Zehnder 和 Stumm, 1988; Masscheleyn 等, 1993; Wang 等, 1993), 但也有实验观测到在较高的氧化还原电位下仍能产生 CH_4 (Fetzer 和 Conrad, 1993; Peters 和 Conrad, 1996; Roy 等, 1997)。大多数产 CH_4 细菌对温度变化很敏感, 最佳繁殖温度一般为 $30\sim 40^\circ C$ 。

2.1.3.2 稻田 CH_4 的氧化

土壤 CH_4 的氧化发生在 CH_4 向大气传输过程中 (King, 1992)。淹水稻田 CH_4 的氧化主要发生在土壤表层的氧化层和根际氧化膜中, 氧化层的厚度取决于 O_2 的供给和消耗, 一般从 $0\sim 2$ cm 不等 (Bosse 和 Frenzel, 1998), 根际氧化膜一般只有 $0\sim 0.2$ mm, 但它是稻田深层 CH_4 氧化的重要场所 (Gilbert 和 Frenzel, 1998), CH_4 也有可能在植物体内的有氧环境中被氧化。稻田 CH_4 氧化速率主要取决于有氧层厚度、 O_2 浓度和 CH_4 的有效性 (Gilbert 和 Frenzel, 1995; Watson 等, 1997)。IPCC (1995) 估计每年被土壤氧化吸收的大气 CH_4 量大约为 30 Tg (以 CH_4 计)。有研究认为稻田 CH_4 氧化过程能够消耗稻田产生 CH_4 总量的 $80\%\sim 94\%$ (Schütz, 1989a; Elizabeth 和 Hemond, 1992)。土壤吸收 CH_4 和 CH_4 在土壤中氧化是大气 CH_4 的唯一陆地汇, 也是全球 CH_4 收支的重要构成 (Dorr 等, 1993; MacDonald 等, 1998)。

CH_4 可以在有氧和厌氧环境下被氧化, 虽然有报道认为稻田土壤中存在 CH_4 的厌氧氧化过程 (颜晓元和蔡祖聪, 1996), 但更多的研究指出 CH_4 氧化非常严格地与氧气的存在相伴, 表明厌氧氧化不重要。 CH_4 氧化受土壤中 CH_4 氧化细菌和硝化细菌的控制 (Papen 和 Rennenberg, 1990; Knowles, 1993), 这些微生物产生催化酶使得 CH_4 或简单有机化合物作为底物发生氧化反应:



此外, 人们也发现了 CH_4 的厌氧氧化的一些其它过程。如 Yavitt 等 (1987) 认为硫酸盐可能是厌氧环境中氧化 CH_4 的主要氧化剂, 其反应过程可以表示为 (Papen 和 Rennenberg, 1990):



土壤中 CH_4 的氧化速率主要由土壤理化性质决定, 其中包括质地 (Dorr 等, 1993)、孔隙度 (MacDonald 等, 1996)、pH 值 (Hütsch 等, 1994)、有机质含量 (Czeipel 等, 1995)、土壤湿度 (Castro 等, 1994) 和温度 (Crill, 1991) 等。有研究指出施氮量也影响 CH_4 的氧化 (Steudler 等, 1989; MacDonald 等, 1997)。