

分类号_____

密级_____

UDC _____

编号 200318010502026_____

中国科学院研究生院

博士学位论文

内蒙古羊草草原碳通量观测及其驱动机制
分析

郝彦宾

指导教师 蒋高明 研究员 博士 中国科学院植物研究所

王艳芬 教授 博士 中国科学院研究生院生物系

申请学位级别 博士学位 学科专业名称 生态学

论文提交日期 2006 年 6 月 论文答辩日期_____

培 养 单 位 中国科学院植物研究所

学位授予单位 中国科学院研究生院

答辩委员会主席_____

**Characteristics of Net Ecosystem Exchange of
carbon dioxide and their driving factors over a
fenced *Leymus chinensis* steppe in Inner
Mongolia**

Dissertation Submitted to
Graduate School, the Chinese Academy of Sciences
in partial fulfillment of the requirements
for the degree of
Doctor of Philosophy
by
Yanbin Hao
(Ecology)

Dissertation Supervisor: Prof. Dr. Jiang Gaoming
Prof. Dr. Wang Yanfen

**Key Laboratory of Quantitative Vegetation Ecology,
Institute of Botany, the Chinese Academy of Sciences**

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

关于学位论文使用授权的说明

本人完全了解中国科学院植物研究所有关保留、使用学位论文的规定，即：植物研究所有权保留送交论文的复印件，允许论文被查阅和借阅；学校可以提供目录检索以及公布论文的全部或部分内容，可以采用影印、缩印或其他复制手段保存论文。

学位论文作者签名：

年 月 日

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

中科院植物研究所博士学位论文

学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文：内蒙古羊草草原碳通量观测及其驱动机制分析是本人在导师蒋高明研究员和王艳芬教授指导下，进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本学位论文的研究成果不包含任何他人创作的、已公开发表或者没有公开发表的作品的内容。对本论文所涉及的研究工作做出贡献的其他个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本学位论文原创性声明的法律责任由本人承担。

学位论文作者签名：

年 月 日

导师签字：

年 月 日

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

摘 要

植被与大气间CO₂通量的长期观测能够使人们加深对陆地生态系统在全球碳循环中科学地位的理解。在生态系统水平上，涡度相关技术是评价植被/大气间净生态系统 CO₂ 交换量的主要手段。本研究以内蒙古羊草草原通量站为试验平台，以涡度相关技术为主要技术手段，以内蒙古草原生态系统定位研究站羊草草原围封样地 2003~2005 年开路涡度相关系统观测的 CO₂ 通量数据为基础，深入探讨了内蒙古羊草草原生态系统 CO₂ 通量不同时间尺度上的变化特征及其驱动机制。

在建立生态系统尺度CO₂通量观测基本方法论的前提下，集中探讨了不同时间尺度内蒙古羊草草原生态系统净生态系统碳交换、呼吸作用以及碳吸收的季节变异特征及其控制机制，初步建立了内蒙古羊草草原净生态系统CO₂交换量估算的基本方法，可为生态系统过程模拟与模型预测提供科学依据和技术支撑。主要结果包括以下几个方面：

1. 功率谱和协谱分析表明，开路涡度相关系统对高频湍流信号的响应能力可以满足内蒙古草原生态系统实际观测要求。与闭路涡度相关系统和常规气象系统对比分析表明，开路涡度相关系统在CO₂通量长期观测中仪器性能稳定，可以满足CO₂通量长期观测的客观需要。坐标旋转校正是复杂地形条件下CO₂通量测定理想的倾斜校正途径。能量平衡闭合的测试仪可以作为数据质量评价的参考标准之一，而不能作为CO₂通量数据质量评价的绝对标准并用于数据校正。
2. 按照 CO₂ 通量吸收的高峰特征划分，正常降水年，内蒙古羊草草原 CO₂ 通量同时具有一个吸收高峰和两个吸收高峰的特征。而极端干旱年蒙古羊草草原的 CO₂ 通量具有两个吸收高峰的特征。在严重干旱胁迫条件下，2005 年内蒙古羊草草原生态系统净生态系统交换出现显著下降的趋势。净生态系统交换下降主要是降雨量减少的影响。
3. 通过分析不同时间尺度上CO₂通量和环境因子的关系，发现小时尺度上，内蒙古羊草草原生态系统的净生态系统交换主要由光合有效辐射控制，而饱和水汽压差和土壤含水量是影响生态系统光合作用的另外两个关键因素。在更大的时间尺度上降雨量和物候相的变化是调节生态系统碳通量大小的

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

主要因素。最大的生物量和LAI出现的时间和最大的NEE出现的时间相吻合，但是降雨量的变化可以改变这种关系。

- 4. 在内蒙古羊草草原区>3mm 的降雨被认为是对生态系统有效的。土壤含水量(0~20cm)在一次有效降雨事件发生后，约 1~2 天后才会发生响应， 2003 年和 2004 年，NEE 在 >3mm 的降雨事件发生后，NEE 开始增加，4~6 天后达到高峰。随着降雨的结束，NEE 在达到高峰后开始降低，10 天后达到初始值的 60~70%。
- 5. 在生态系统水平上，温度和土壤水分条件的季节动态是控制生态系统呼吸季节变化模式的重要环境要素，在干旱胁迫的条件下，水分条件也可能成为生态系统呼吸的主导因素，生态系统呼吸在干旱条件降低。

关键词：羊草草原，涡度相关，净生态系统交换，环境因子，生物因子

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展
带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

Characteristics of Net Ecosystem Exchange of carbon dioxide and their driving factors over a fenced *Leymus chinensis* steppe in Inner Mongolia

Hao Yan-bin (Ecology)

Directed by Prof. Jiang Gao-ming and Prof. Wang Yan-fen

ABSTRACT

Long-term measurements of the exchange of CO₂ between terrestrial ecosystems and atmosphere have the potential to markedly improve understanding the role terrestrial ecosystems play in the global carbon cycle. Eddy covariance is a micrometeorological technique that allows a non-invasive measurement of the exchange of CO₂ between the atmosphere and vegetation. This study was on the basis of Inner Mongolia Flux Station, and used eddy covariance technique to measure the exchange of CO₂ flux in a fenced field during 2003~2005's growing seasons. We anatomized the characteristics of CO₂ flux and the driving mechanism at different temporal scale.

In order to compare the results of flux data of different flux measurements, the quality of the flux data must be assessed and controlled. We analyzed the turbulence flux measurements using the open-path eddy covariance technique and the extent of energy closure of the data. We have taken advantage of an unusual drought during the summer of 2005 and the variation in precipitation pattern during three growing seasons to investigate the effects of soil water content and precipitation on the net ecosystem exchange and respiration (as measured by eddy covariance and chamber method) in *Lymus chinensis* grassland. At the same time, quantitative estimation of the carbon sequestration potential of this typical grassland ecosystem level has been approached by the means of the eddy covariance technique on a three-year basis. The main results are as follows:

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

1. The power spectra and cospectra analysis suggested that the instrument effects including the dynamic frequency response of the sonic anemometer and of the IRGA, scalar path averaging, sensor response mismatch and sensor separation did not obviously damp the high-frequency fluctuations. The generally good agreement with the vicinity eddy covariance system and routine meteorological system, along with the fact that span calibration of the open-path analyzer is very stable in time, indicates that the open-path approach is a good choice for the Inner Mongolia Flux Station.

2. There were two different CO₂ flux diurnal patterns at the grassland ecosystem according to the peak of CO₂ uptake. One had dual peak in diurnal course of CO₂ fluxes with a depression of CO₂ flux after noon, and the other had single peak. During the plentiful precipitation year, there were two uptake peaks and one uptake peak of CO₂ flux. However, there was only a pattern of two peaks of CO₂ flux in 2005 year. Net ecosystem exchange of this ecosystem apparently decreased under serious drought stress condition in 2005. The decline of precipitation affects on the decrease in CO₂ flux.

3. The CO₂ flux of this grassland ecosystem was controlled by photosynthetic active radiation at hourly-scale level, and vapor pressure deficit and soil water content were also the important controlling factors. The variation in precipitation and plant phenology affect on the magnitude of CO₂ flux at the bigger temporal-scale level. The occurring time of maximum CO₂ flux was consistent with the maximum aboveground biomass, LAI, but the precipitation can change this relationship.

4. Changes including the amounts and timing of rainfall will probably affect ecosystem process, especially the ecosystems capacity of fixing CO₂ and soil water availability associated with CO₂ uptake. That only then did the amount of precipitation over 3 mm, soil moisture across 0~0.2 m soil profile can occur change and have a 1~2 days delay. The CO₂ uptake of ecosystem reached the maximum after 4-5 days of effective rain and drop to 60~70% of the original flux after 10 days.

5. Soil respiration was temperature dependent when there was no soil water stress;

8

otherwise, this response became accumulatively decoupled from soil temperature. The ecosystem respiration was the lower value under drought stress conditions.

Keywords: *Leymus chinensis* grassland, Eddy covariance, Net ecosystem exchange, Environmental factor, Biological factors

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展
带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

目 录

中文摘要	错误！未定义书签。
英文摘要	错误！未定义书签。
第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展	1
第一节 陆地生态系统碳循环研究概述	1
1.1.1 全球碳循环与碳通量	1
1.1.2 陆地碳通量网络的研究进展	2
第二节 草地生态系统碳循环研究进展	4
1.2.1 全球及我国草地生态系统概况	4
1.2.2 草地生态系统在全球碳循环中的作用	5
1.2.3 草地生态系统生产力研究	6
1.2.4 草地碳通量的研究方法	7
1.2.5 草地 CO ₂ 通量的研究	8
1.2.6 环境因子对草地土壤温室气体源汇的影响	10
第三节 涡度相关技术的原理及其应用	11
1.3.1 涡度相关技术的历史发展过程	11
1.3.2 涡度相关技术的基本原理	错误！未定义书签。
1.3.3 影响 CO ₂ 交换通量的各种效应	错误！未定义书签。
1.3.4 涡度相关技术在草地通量观测中的主要技术问题	错误！未定义书签。
第四节 影响草地生态系统碳交换的因素及作用机制	19
1.4.1 环境对草地生态系统生产力的影响	错误！未定义书签。
1.4.2 物候对草地生态系统生产力的影响	错误！未定义书签。
1.4.3 全球变化对草地生态系统生产力的影响	错误！未定义书签。
第五节 本研究的目标、思路及主要研究内容	错误！未定义书签。
1.5.1 总体目标	错误！未定义书签。
1.5.2 总体思路和技术路线	错误！未定义书签。
1.5.3 主要研究内容	28
第二章 内蒙古通量站概况及研究方法	错误！未定义书签。
第一节 内蒙古通量站自然环境概况	错误！未定义书签。
2.1.1 气候背景	错误！未定义书签。

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

删除的内容: i

删除的内容: iii

删除的内容: 14

删除的内容: 16

删除的内容: 17

删除的内容: 21

删除的内容: 24

删除的内容: 25

删除的内容: 27

删除的内容: 27

删除的内容: 27

删除的内容: 33

删除的内容: 33

删除的内容: 33

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

	删除的内容: 第一章	1
	带格式的	2
	删除的内容: 34	
	删除的内容: 35	
	删除的内容: 35	
	删除的内容: 38	
	删除的内容: 38	
	删除的内容: 39	
	删除的内容: 40	
	删除的内容: 41	
	删除的内容: 41	
	删除的内容: 45	
	删除的内容: 47	
	删除的内容: 51	
	删除的内容: 52	
	删除的内容: 55	
	删除的内容: 57	
	删除的内容: 62	
	删除的内容: 62	
	删除的内容: 65	
	删除的内容: 68	
	删除的内容: 72	
	删除的内容: 72	
	删除的内容: 72	
	删除的内容: 73	
	删除的内容: 75	
	删除的内容: 78	
	删除的内容: 79	
	删除的内容: 80	
	删除的内容: 80	
	删除的内容: 80	
	带格式的	3

2.1.2 自然植被.....	错误! 未定义书签。
2.1.3 土壤特征.....	错误! 未定义书签。
第二节 CO ₂ 通量观测系统概述	错误! 未定义书签。
第三节 研 究 方 法.....	错误! 未定义书签。
2.3.1 植被生理指标的测定.....	错误! 未定义书签。
2.3.2 生态系统呼吸和凋落物分解的测定	错误! 未定义书签。
第三章 内蒙古羊草草原生态系统 CO ₂ 通量观测系统性能评价	错误! 未定义书签。
第一节 开路涡度相关系统仪器性能评价	错误! 未定义书签。
3.1.1 开路涡度相关系统仪器高频响应特征.....	错误! 未定义书签。
3.1.2 能量平衡闭合分析	错误! 未定义书签。
3.1.3 CO ₂ 通量的校正.....	错误! 未定义书签。
第二节 开路涡度相关系统与常规气象系统的对比分析	错误! 未定义书签。
本章小结	错误! 未定义书签。
第四章 内蒙古羊草草原碳通量变异特征.....	错误! 未定义书签。
第一节 生态系统环境因子和生物量的变化	错误! 未定义书签。
第二节 羊草草原平水年净生态系统碳通量特征.....	错误! 未定义书签。
4.2.1 生态系统碳通量日变化特征	错误! 未定义书签。
4.2.2 生态系统碳通量季节变化特征	错误! 未定义书签。
第三节 羊草草原干旱年份净生态系统碳通量特征.....	错误! 未定义书签。
4.3.1 干旱条件下的生态系统碳通量日变化特征.....	69
4.3.2 干旱条件下的生态系统碳通量季节变化特征	错误! 未定义书签。
第四节 生态系统呼吸和总生态系统 CO ₂ 交换量	错误! 未定义书签。
4.4.1 数据质量的评价.....	错误! 未定义书签。
4.4.2 生态系统呼吸和总初级生产力的日进程	错误! 未定义书签。
4.4.3 生态系统呼吸和总初级生产力的季节变化.....	错误! 未定义书签。
本章小结	错误! 未定义书签。
第五章 环境因子对生态系统碳交换的影响机制...	错误! 未定义书签。
第一节 环境因子对净生态系统碳交换的影响.....	错误! 未定义书签。
5.1.1 温度对净生态系统交换的影响	错误! 未定义书签。
5.1.2 光照对净生态系统交换的影响	错误! 未定义书签。

	删除的内容: 第一章	...	4
	带格式的	...	5
5.1.3 饱和水汽压差 (VPD) 和土壤含水量对净生态系统交换的影响	错误! 未定义书签。		
5.1.4 光利用效率和水分利用效率的季节变化	错误! 未定义书签。		
第二节 环境因子对生态系统呼吸和总初级生产力的影响	错误! 未定义书签。		
5.2.1 净生态系统交换、生态系统呼吸与总初级生产力的关系	错误! 未定义书签。		
5.2.2 温度对生态系统呼吸和总初级生产力的影响	错误! 未定义书签。		
5.2.3 土壤含水量和光照对总初级生产力的影响		99	
本章小结	错误! 未定义书签。		
第六章 降雨对生态系统碳交换的影响机制	错误! 未定义书签。		
第一节 降雨量的变化	错误! 未定义书签。		
第二节 土壤含水量和净生态系统交换对降雨的响应	错误! 未定义书签。		
第三节 生态系统呼吸和总初级生产力对降雨的响应	错误! 未定义书签。		
本章小结	错误! 未定义书签。		
第七章 生物因子对生态系统碳交换的影响机制	错误! 未定义书签。		
第一节 净生态系统碳交换的生物控制因素	错误! 未定义书签。		
第二节 群落净光合速率对生态系统碳交换的影响	错误! 未定义书签。		
本章小结	错误! 未定义书签。		
第八章 结论与展望	错误! 未定义书签。		
第一节 主要研究结论	错误! 未定义书签。		
8.1.1 与仪器有关的若干问题	错误! 未定义书签。		
8.1.2 CO ₂ 通量观测方法论的建立	错误! 未定义书签。		
8.1.3 净生态系统 CO ₂ 交换量的估算	错误! 未定义书签。		
8.1.2.1 生态系统净生态系统交换	错误! 未定义书签。		
8.1.2.2 生态系统呼吸作用	错误! 未定义书签。		
8.1.2.3 生态系统碳吸收量	错误! 未定义书签。		
第二节 存在问题及未来工作展望	错误! 未定义书签。		
参考文献	错误! 未定义书签。		
	删除的内容: 126		
	删除的内容: 127		
	带格式的	...	6

第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

第一节 陆地生态系统碳循环研究概述

自 20 世纪以来，人类活动的影响在规模上已从陆地系统扩展到整个地球系统，如大气中温室气体浓度增加、森林锐减、土地退化、环境污染及生物多样性丧失等等，特别是人类活动导致大气中温室气体排放，导致了大气 CO₂ 和 CH₄ 浓度升高，造成了全球气候变化。因此，控制和调节全球碳收支，遏制气候变暖进程是国际社会所面临得最为严重的挑战。陆地生态系统碳循环已成为当前三大国际科学计划（IGBP—IHDP—WCRP）的核心问题。为全球变化研究的热点。《联合国气候变化框架公约（UNFCCC）》（1992）和《京都议定书》（1997）的产生是国际社会为保护全球气候资源所采取的一项重大而具体的行动。目前全球碳循环研究的重点在于陆地生态系统碳储量、碳源/汇的时空格局、碳循环的自然和人为控制机理以及未来的碳循环趋势预测，其目的是减少全球碳循环通量与收支评价的不确定性、寻找“未知碳汇”、了解碳循环动态的控制与反馈机制以及生态系统对全球变化的适应机制，预测未来全球碳循环的可能动态，评价全球变化条件下的 CO₂ 施肥效应和生态系统的有机碳动态平衡（于贵瑞等，2003）。

1.1.1 全球碳循环与碳通量

全球碳循环是指碳素在地球的各个圈层（大气圈、水圈、生物圈、土壤圈、岩石圈）之间迁移转化和循环周转的过程。在漫长的地球历史进程中，碳循环最初只是在大气圈、水圈和岩石圈中进行，随着生物的出现，地球表面形成生物圈和土壤圈，碳循环便在五个圈层中进行，碳素的循环流动就从简单的地球化学循环进入到复杂的生物地球化学循环，而生物圈和土壤圈在碳循环过程中扮演着越来越重要的角色。碳循环的主要途径是大气中的 CO₂ 被陆地和海洋中

的植物吸收，然后通过生物或地质过程以及人类活动干预，又以 CO_2 的形式返回到大气中。就通量来说，全球碳循环中最重要的是 CO_2 的循环， CH_4 和 CO 的循环是较次要的部分（于贵瑞等，2003）。

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

陆地生态系统是生物地球化学循环中重要的组成部分，能建立许多 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 的源和汇，因而会影响全球对人为活动释放温室气体的响应。陆地生态系统的动态变化依赖于大量生物化学循环之间的相互作用，特别是碳循环、氮循环和水循环，所有这些将可能受到气候变化和人为活动（例如，土地利用/土地覆盖变化）的直接影响和调节（Prentice *et al.*, 2001）。光合作用对碳的同化和呼吸作用（包括植被呼吸和土壤呼吸）对碳的释放之间的平衡决定了陆地生态系统与大气之间碳的净交换。在较短的时间尺度上，由于气候、水和养分的变化，某一地区生态系统会表现出碳的源和汇之间的不平衡，即表现为生态系统对碳的净吸收或净排放，但在较长时间尺度上，由于生态系统与环境之间达到平衡，则生态系统也应表现为一种源/汇平衡状态（Post *et al.*, 1990）。

在研究陆地生态系统碳吸收的过程中，深刻理解碳循环研究中常用生态术语如自养呼吸（ R_a ）、异养呼吸（ R_h ）、土壤 CO_2 释放量、总初级生产力（Gross Primary Productivity, GPP）、净初级生产力（Net Primary Productivity, NPP）、净生态系统交换量（NEE）或净生态系统生产力（Net Ecosystem Productivity, NEP）和净生物群系交换量（NBE）或净生物群系生产力（Net Biome Productivity, NBP）的概念及其相互关系对于植被/大气间净生态系统 CO_2 交换量估算的理解是非常重要的。总初级生产力(GPP)是植物从大气吸收的总碳量（GPP，全球大概为 120 PgC yr^{-1} ），它减去植物自养呼吸损失被称为生态系统的净初级生产力（NPP，全球大约为 60 PgC yr^{-1} ）。因为死有机物质（凋落物）分解导致的进一步损失产生了净生态系统生产力（NEP，全球大概为 10 PgC yr^{-1} ）。由于干扰产生的额外损失，例如火灾、风蚀、干旱、有害物和人类活动，导致的陆地生态系统净不平衡可被解释为净生物群系生产力(NBP)（Schulze *et al.*, 2000）。全球 NBP（包括毁林）估计从 1989~1998 年期间全球 NBP 估计约为 $0.7 \pm 1.0 \text{ PgC yr}^{-1}$ ，即相当于 1% 的 NPP 和 10% 的 NEP（IPCC, 2001）。

1.1.2 陆地碳通量网络的研究进展

自从 40 年前开始观测大气中 CO_2 变化以来，为了确认和预测各种陆地生

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

态系统 CO₂ 汇/源关系及其对气候变化的响应和反馈作用，世界范围内的科学家们从不同侧面做了大量的研究工作。可是目前对陆地生态系统碳蓄积、碳循环的许多物理、化学和生理生态学过程的理解还十分有限，很多过程的机理尚不清楚；在陆地生态系统碳库容量和土壤、植被、大气圈层间的碳交换通量的评价等方面，还存在着诸多不确定性。最近 IGBP、IHDP 和 WCRP 提出的国际合作研究计划，其总目标是要为社会提供有关碳循环的新的科学认识，为社会政策讨论和行动计划提供理论基础：其重点是要回答（1）目前全球碳源、碳汇的时空格局如何？（2）决定几年到几千年尺度碳循环动态的控制与反馈机制（认为和非人为的）是什么？（3）未来全球碳循环的可能动态如何等科学问题。要回答这些问题还需要在以下几个方面开展长期的研究工作。

（一）全球碳循环通量与收支评价的不确定问题

尽管已有科学家对全球各类碳库和碳库间的碳交换通量作过很多评价，但是目前关于海洋生物和陆地植物碳吸收量公认的估计误差为±50~100%，对土地利用变化引起的碳排放的估算误差为 100~200%。这种对全球各类碳库和碳库间的碳交换通量估计的不确定性是造成全球碳源、碳汇时空格局不清和碳汇丢失的根本原因，依然是当前重大的科学问题（Emanuel *et al.*, 1981; Hibbard, *et al.*, 2001）。

（二）全球碳源、碳汇时空格局与未探明的汇问题

在几十年到几个世纪的时间尺度上，人们主要关心的是碳在大气圈、海洋和陆地生态系统（包括植物和土壤等）三个碳库之间进行的连续交换，即碳的通量问题或者说是碳源和碳汇的问题。大气圈与陆地生态系统之间碳的交换过程存在的未知问题最多并且受人类活动的影响最大，是全球碳循环的研究重点。自从 1938 年 Callendar 首先提出 CO₂ 收支不平衡这一问题以来（Callendar, 1938），60 多年过去了，这个问题仍然是困扰科学界的一大难题。目前一般认为“未知碳汇”存在于陆地生态系统，分布区域可能在北半球中纬度地带（Tans *et al.*, 1990; Ciais *et al.*, 1995; Fan *et al.*, 1998）。但对碳汇的具体位置及强度仍有争议（Dixon *et al.*, 1994; Ciais *et al.*, 1995; Holland *et al.*, 1997）。目前对于“未知碳汇”在陆地上的空间分布和吸收强度有许多不同的看法。CO₂ 观测资料的稀少、模型的不完善以及使用不同的资料和模型进行计算是造成差异的主要原因，也是难以区分陆地碳汇的最主要原因（Fan *et al.*, 1999）。

（三）碳循环动态的控制与反馈机制问题

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

对碳循环动态过程及其控制碳循环的关键因子的认识是分析和预测全球碳平衡和未来气候变化的关键。现在国际社会关注的科学问题有：1) 控制古代和工业出现以前大气 CO₂ 浓度的机制是什么？2) 控制目前陆地和海洋碳通量的机制是什么？3) 何种机制控制了人类起源时的碳通量和碳储量？4) 反馈机理时如何放大和减弱人为和自然的碳通量？

（四）未来全球碳循环的可能动态问题

预测未来全球的碳循环和碳收支状况，是准确预测未来的气候变化的前提，也是制定有效的环境对策的依据。确定在今后的 10 到 50 年，控制工业经济碳减排措施；确定全球气候政策成功的前景，并分析可能更有效的减少人类 CO₂ 排放的替代的制度安排；确定陆地和海洋汇的浓度和格局的变化，如果变化，什么时候变？为什么变？

为了配合近年来一系列国际合作计划（IGBP、WCRP、IHDP、GCTE、和 LUCC），欧洲和美国率先开展了森林生态系统 CO₂、水蒸气、热量通量的观测，各观测点都加盟到通量观测网络（Fluxnet），目前欧洲有 41 个观测点，成为 Euroflux，美洲有 69 个点，称为 AmeriFlux，日本的 26 个观测点和其它的 15 个站点称为 AsiaFlux。到目前为止，FLUXNET 已经有 250 多个通量观测站点进行长期的 CO₂ 和水热通量的观测研究（<http://www.fluxnet.ornl.gov/fluxnet/>）。FLUXNET 观测网络涵盖包括热带雨林、北方落叶林、温带森林、草地、农田、极地冻土带等。观测站分布在从北纬 70° 到南纬 30° 间的五大洲上。FLUXNET 从区域网络获得数据和元数据，汇编站点特征、地图和背景信息、提供有价值的分析结果和数据。整个 FLUXNET 都强调高质量和可靠的信息和有价值的成果。目前，FLUXNET 所观测的数据已经成为检验各种模型估算精度的最权威资料，已经得到微气象学和生态学家们广泛认可（Baldocchi, 1996; Baldocchi *et al.*, 2003）。

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

第二节 草地生态系统碳循环研究进展

1.2.1 全球及我国草地生态系统概况

世界陆地面积约为 14900 万平方公里，其中草地面积约占 24%，从全球范围来看，草原类型复杂多样，既有分布与南北半球中纬度地带的温带草原，如北美的普列利、我国的内蒙古高原和俄罗斯平原的干草原、南美的潘帕斯

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

(Pampas) 草原等, 也有在热带地区生长的稀疏草原等 (李博等, 1990a; 阳含熙、李飞, 2002)。

草地也是我国最重要的植被类型之一, 据统计, 我国共有不同类型草地面积约 4 亿公顷, 约占我国土地总面积的 40% 以上, 占世界草原面积的 13%, 在世界上仅次于澳大利亚, 位居第二位。我国草地主要集中分布于西部和北部地区, 其中北方温带草原 3.13 亿公顷, 占全部草地面积的 78% 左右, 是我国草原的主体。此外, 南方热带和亚热带草山草坡和沿海滩涂盐渍化草地分别约为 0.67 亿公顷和 0.2 亿公顷 (陈佐忠、汪诗平, 2002; 徐柱, 1998)。我国草地类型也多种多样, 共包括 18 大类、38 亚类, 上千种类型 (李毓堂, 2001)。具体来说, 包括温性草原草地、荒漠草地以及草丛草地等。其中, 温性草地是我国草原的主体部分, 是欧亚大陆草原的东部及其延续。荒漠草地主要包括温性草原化荒漠类草地, 温性荒漠类草地以及高寒荒漠类草地等。草丛草地则主要分布于我国的东部与南部地区, 是森林破坏后所形成的次生植被。

1.2.2 草地生态系统在全球碳循环中的作用

草地生态系统作为全球陆地生态系统的主体类型, 在全球碳循环研究中占有重要的位置。首先它有着独特的生物化学循环作用过程。草地生态系统是地球陆地上面积仅次于森林的第二个绿色植被层, 约占全球植被生物量的 36%。在只考虑活生物量及土壤有机质的情况下, 草地碳储量约占陆地生物区总碳量的 25% (Atjay *et al.*, 1979; Mooney and Saugier, 2001; Carte and Scholes, 2000; De Fries *et al.*, 1999), 因此, 草地在区域气候变化及全球碳循环中扮演着重要的角色。

在草地生态系统中, 初级生产者——绿色植物通过光合作用合成的有机物质, 成为枯死的植物材料后掉落并进入土壤库, 经土壤动物和微生物的腐殖链分解矿化, 一部分分解产物再次被植物吸收利用, 构成生态系统内部碳素的生物循环; 而另一部分则通过呼吸代谢 (包括土壤呼吸和草原动物呼吸), 以 CO_2 的形式直接进入大气, 构成草地植被-土壤-大气间的生物地球化学循环。草地生态系统的碳循环是维持生态系统的基本机制之一, 并与生态系统的维持、发展和稳定性机制等相联系。由于碳素约占生物体干重的 1/2, 是有机物质的主要成份, 在系统各个部分的存有量与其它元素相比是较大的。因此, 碳素的循环特点基本上反映了生态系统物质循环的总体特征 (中根周步, 1982)。草地生态系统

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

中碳素主要贮存在地下土壤库中，碳循环的主要过程是在土壤中进行的。因此，有关草地生态系统碳循环的研究多数集中在草地土壤有机碳方面，并认为草地土壤的呼吸作用是草地碳循环中最为重要的环节(Graetz, 1994; Klein, 1977; Upadhyaya *et al.*, 1981)。70 年代之前，对草地生态系统碳循环的研究缺乏应有的重视。一方面，由于碳素来源充足，不像 N、P 等养分元素那样在许多地区成为草地生产力的限制性因子。另一方面作为草地碳素循环主要过程的光合固碳作用，一直是传统的草地生产力生态学研究的核心内容，人们很少把草地生态系统有机物质生产过程和土壤呼吸过程联系起来，形成碳循环的概念。近年来，由于陆地生态系统碳循环概念的拓展和全球变化生态学的兴起，人们集中关心的是化石燃料的大量消耗和土地利用变化造成大气中 CO₂ 浓度的不断增加及其对全球气候变化的影响(Bolin *et al.*, 1979; Wisniewski *et al.*, 1993)。草地生态系统是世界陆地生态系统的主体类型，它覆盖地球表面土地总面积的 1/4~1/3。由于土地利用格局的变化(开垦)和人类生产活动(过度放牧、烧荒)对世界草地生态系统中贮存的碳的大量释放，而造成 CO₂ 在大气中的增加，或者相反，由于退化草地生态系统的恢复或面积的扩大而使 CO₂ 被固定，将对全球性碳平衡产生巨大的影响。正是基于以上认识，对草地生态系统碳循环的研究才重新受到各国学者的重视(Smith *et al.*, 1995)。

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

1.2.3 草地生态系统生产力研究

草地总初级生产力 (GPP) 和净第一性生产力 (NPP) 及其对地理变化和季节变化的响应是草地碳循环研究的关键成分。目前，资源调查法、实验观测法和植被生产力模型法是草地生态系统生产力研究的三大主流 (樊江文等, 2002)。模型估算法是根据植被和气候及土壤之间的关系，利用有关模型 (如 Holdridge 生命带模型、BIOME 模型、MAPSS 模型、TEM 模型、CENTURY 模型、Chikugo 模型、SAVANNA 模型、GRASS 模型、GEM 模型等) 模拟陆地表面潜在或自然的植被分布及生产力状况 (Ptentice, 1993; Pyles *et al.*, 2003)。模型估算法在包括草地生态系统在内的陆地生态系统碳循环研究中运用广泛，这种方法带有较强的预测性和经验性，但模型中包含大量的经验方程和经验参数，具有很大的区域和机理描述的局限性，因而在预测和估算中具有较大的不确定性。资源调查法是在分析草地类型的基础上，利用实地调查和大量统计结果估算草地生态系统生产力及其碳储量。这种方法的优点是具有相对的现实性和准确性，可是由

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

于调查资料的可靠性、丰富度、工作量巨大等方面的限制，使得这一方法的运用也受到局限。但由于该方法相对简便和精确，目前利用生物资源清查数据进行草地生物量估计的研究越来越多（于贵瑞，2003）。

草地植物的生物量是草地生态系统中全部植物有机物的量，包括地上和地下部分。草地群落总生物量中碳素总储量一般以欧亚温带草原较高，北美温带草原较低；地上部分活体生物量中碳储量一般以热带草原较高，温带草原较低；地下生物量中碳素储量一般温带草原显著高于热带草原，尤以欧亚草原最高。在干旱与半干旱地区，地上活体生物量及其碳贮量基本上与降水量成正相关。在温带草原中以寒冷潮湿的欧洲草原的碳贮量最高，而北美温带草原的碳贮量水平较低。这可能与低温度条件下地下生物量周转速度慢有关，地下生物量与温度存在明显的负相关关系。草地生态系统的地下生物量比地上生物量多几倍（Dugas *et al.*, 1999），然而，由于地下生物量的研究较地上部分困难，因此，它一直是草地生态系统碳循环研究的薄弱环节。由于不存在区域或全球尺度的草地植物总生产力、净生产力及异养呼吸作用的直接观测，为了增进理解和评估草地生态系统生产力在全球碳循环中的作用，为此需要对世界范围内各类型草地碳循环的主要过程及其影响因素进行深入研究。

1.2.4 草地碳通量的研究方法

草地碳通量的观测方法主要有三类：箱式法、微气象法与化学法。目前，国际上流行的是开路涡相关观测方法。但是箱式法以其简便、灵活的特点仍然在碳通量的研究中得到使用。

箱式法具有原理简单、仪器廉价、操作容易、移动便利和灵敏度高等优点，但是对观测对象的微气象条件有不同程度的扰动；静态箱式法在我国已经有十多年的历史了，早期测定草地土壤呼吸量最为常见的一种方法就是静态箱—碱液吸收法。它是CO₂化学吸收法的一种，其原理是基于固态或液态碱对一定空间内CO₂的定量吸收。它具有可长时间、多点测定土壤CO₂呼吸的特点。然而，更多的证据表明，采用碱液吸收法往往低估了土壤呼吸速率，尤其在土壤呼吸速率比较高时（Ewel *et al.*, 1987; Nay *et al.*, 1994; Haynes and Gower, 1995; Jensen *et al.*, 1996; Pumpanen *et al.*, 2004）。因此采用这种方法对草地土壤呼吸的测定可能被大大低估了。而后期采用的静态箱—气相色谱法分为透明箱和暗箱两种方式。对于裸露地表或有植被的地表，在夜间没有光照的情况下，仅由土壤呼吸或土

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

壤及植物呼吸排放构成地气CO₂净交换，此时无论采用透明箱法还是暗箱法，直接测定的结果为该时间段CO₂净交换。对于植物生长的地表，在白天有光照的情况下，植物和土壤通过呼吸作用向大气排放CO₂，与此同时，植物还通过光合作用从大气吸收CO₂，由两者的差值构成CO₂净交换。从理论上讲，用透明箱法直接观测可得到CO₂净交换通量，但实际上观测结果并不能代表真实的CO₂净交换量，因为箱体笼罩改变了植物光合作用吸收CO₂的过程。一方面，箱壁材料对光合有效辐射（PAR）的透过率通常小于100%，尤其是观测过程中箱壁内侧因箱内气温升高而集聚大量水汽，使箱壁的PAR的减少而降低，从而使观测结果偏高。与此同时，箱内温度、湿度等因素的变化，不仅影响光合作用吸收CO₂的过程，而且也会影响植物呼吸作用排放CO₂的过程。通常温度升高会促进植物呼吸排放CO₂，其结果会使观测结果偏高。20世纪70年代初和90年代国际上先后开始采用动态箱法和巨型箱式法（Denmead，1979，1994）。它们克服了箱式法对植被和土壤的扰动与土壤气体排放客观存在的空间变异性。但是它们仍然存在这难以解决的缺点：采样箱内的空气流动变化的不确定的影响和造价高，灵活性差。

微气象法原理复杂，仪器昂贵、操作繁琐、移动困难、对观测对象的下垫面和大气稳定度要求较高，但其优点是对观测对象微气象条件基本上没有扰动（王明星，2001），理论上理想的界面通量观测值非常接近实测值。目前还没有一种更好的方法来仲裁这两种方法到底哪一种获得的数据更加准确。涡度相关法目前在我国的应用只有短短的几年的时间。但是通过比较发现，目前两种方法交好的对比观测结果相差5~30%左右。说明两种方法如果操作得当具有可比性。但是箱式法和微气象法应该互为补充，而不能相互替代。

1.2.5 草地 CO₂ 通量的研究

全球草地面积约占陆地总面积的 25%，超过 3.0Ghm²，是全球陆地生态系统的主要类型之一；同时，草地生态系统也是当前人类活动影响最为严重的区域，其生物地球化学循环对全球碳循环有着重要的影响。

我国对于草地温室气体通量的研究教国际上的相关研究要稍晚些，同时也较国内对于森林生态系统的相关研究开始也要迟，将草地生态系统与温室气体源汇联系起来进行研究还是近十年左右的事情。近年来，随着国际社会以及我们国家对温室气体的日益关注，一些和温室气体排放相关的研究陆续的展开，大量的相关科研工作者就我国主要草地类型的温室气体源汇效应进行了原位观

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

测。其中，对温室气体中的 CO₂ 给予了更多的关注。目前，CO₂ 的测定方法大体上可以归为以下几类：静态箱法、动态箱法等箱式法和涡度相关法、空气动力学法、能量平衡法、质量平衡法等微气象学法。其中，箱式法具有简单易行、单点测量精度高、机动性强、造价低等优点，但是同时也存在着利用箱式法测量结果进行区域外推时存在较大误差等缺陷。而微气象学法虽可以持续时间较长的观测较大范围的气体平均通量，改善了测量结果的代表性，但该方法对使用的测量仪器的灵敏度和响应频度普遍要求较高，且造价远远高于箱式法（王庚辰，1997）。

在上述方法研究的基础上，相关学者陆续对我国主要的草地生态类型的土壤 CO₂ 通量的日变化和季节动态进行了观测。1998~1999 年，杜睿在内蒙古天然羊草草原利用透明静态箱法研究了 CO₂ 日变化规律，并给出了羊草草原在不同生长发育期日排放总量。研究得出：天然羊草草原在抽穗前期、开花期、结实期以及果后营养期 CO₂ 日排放总量分别为 1.2、4.0、6.2、4.8 gm⁻²d⁻¹。日变化规律表现为 CO₂ 排放高峰值在夜晚出现，白天则表现为负通量（杜睿，1999），而崔晓勇在 1997 年利用了类似的方法对内蒙古锡林河流域大针茅群落 CO₂ 日变化规律研究发现，土壤 CO₂ 排放高峰出现在 13:00~17:00，最低值出现在夜间 2:00~4:00，表现为昼高夜低的特点（崔晓勇等，1999），这与董云社等人在对内蒙古羊草草原、张金霞等人对青海金露梅高寒草甸的研究结果十分吻合（董云社等，2000；张金霞等，2001b），同时上述研究还进一步指出了 CO₂ 通量日变化动态与气温和土壤温度日变化的正相关关系。对于土壤呼吸的季节变化规律，相关研究结果较多（陈四清等，1999；王妮、郭继勋，2002；李凌浩等，2000；纪宝明等，2001），研究者对不同草地类型 CO₂ 通量季节变化动态进行了描述，尽管各草地类型土壤呼吸的强度有所不同，峰值出现的时间也略有不同，但总的来说，各草地类型土壤呼吸的季节动态均表现为生长季高于非生长季，夏秋季呼吸强度较高，秋末、冬季与早春呼吸强度较低。

最近，涡度相关法开始被越来越多的应用于长期、连续的观测草地生态系统的 CO₂ 通量。涡度相关法（eddy correlation method）是通过计算物理量的脉动与风速脉动的协方差求算湍流输送量（湍流通量）的方法，也称为湍流脉动法（turbulent fluctuation method）。涡度相关法最早被 Swinbank（1951）应用于草地的显热通量和潜热通量测定。那时，Swinbank 开发利用了 3 台热线风速计测定垂直风速及其脉动的装置，开拓了涡度相关法的应用先例。此后，超声波风速/温

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

度计的开发取得了重大的突破。把涡度相关法用于测定大气—群落间CO₂通量是20世纪80年代开始的。到目前为止，涡度相关技术已经在世界范围内被广泛采用来测量大气和地球表面的碳和水热的交换。目前，全球通量网络 (FLUXNET) 内已有180多个研究小组利用涡度相关技术来测定陆地生态系统各种植被与大气间CO₂/H₂O 和能量通量。对草原生态系统的研究主要集中在热带稀树大草原和中心大平原，并且已经取得了一些成果(表1-1) (Dugas *et al.*, 1999; Sims *et al.*, 2001; Daniel *et al.*, 2002; Baldocchi *et al.*, 2003; Kao *et al.*, 2004; Liu *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2005)。尽管目前有不少文献报道了草地生态系统在不同时间尺度上的碳和水热通量的变化特征，但草地生态系统的碳源/汇的分布与强度，及其碳吸收或排放对环境变化的响应特征等问题都还不清楚 (Fan *et al.*, 1998; Baldocchi *et al.*, 2000; Hastings *et al.*, 2005)。在我国，应用涡度相关法对草地生态类型的观测起步比较晚，主要集中在内蒙古高原和青藏高原的草地上。

1.2.6 环境因子对草地土壤温室气体源汇的影响

环境因子是自然状态下影响温室气体排放的主要因素。总的来说，影响土壤呼吸的环境因子主要包括：气温、土壤温度、土壤水分、土壤有机质含量、土壤微生物数量、植被初级生产力等。有关气温与土壤温度对土壤呼吸速率的影响，目前已有的研究表明气温与土壤温度特别是表层土壤温度 (0~5cm)，由于对土壤微生物的生物化学反应速率影响较大，因此是影响土壤呼吸速率的主要因子，有关土壤水分方面的研究，不同的研究者对不同草原群落的研究结果表明略有差别。陈四清、崔晓勇等人分别对内蒙古锡林河流域大针茅草原、克氏针茅的研究表明，土壤呼吸速率与土壤含水量相关较好。尤其是与土壤0~20cm土壤含水量相关最好 (陈四清等, 1999; 崔晓勇等, 2000)，土壤含水量可以解释土壤呼吸变异的80%以上。Sim 和Mielaick等人对北美温带草原和高草草原的研究表明，在土壤温度和土壤含水量可以分别解释土壤呼吸31%和56%的情况下，考虑把土壤含水量和温度共同作为其函数后，可以解释71%的变化 (Sim *et al.*, 1996; Mielaick *et al.*, 2000)。但是对于内蒙古羊草草原群落的研究表明：土壤水分与土壤呼吸的相关性较弱 (李凌浩等, 2002)。这是因为羊草群落在观测期内土壤水分状况较好，土壤含水量不是土壤呼吸的主要限制因子。同时由此可推知，不仅是在不同的草原群落间，而且在同一群落在不同的年份，如多水年、平水年、旱年，土壤水分与土壤呼吸量的相关程度也是不同的，这

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

删除的内容: ^[4]。

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

也使得我们利用土壤呼吸与环境因子的相关关系进行土壤呼吸量的预测变得更加复杂，增加了研究和预测的难度。但是在更多的情况下，土壤呼吸速率还是主要取决于温度与水分的配合情况，据李凌浩等对内蒙古羊草草原群落的研究表明，土壤年呼吸量的总变异中有70%是由于土壤温度和土壤含水量的协同效应引起的（李凌浩，陈佐忠，1998b）。此外，由于土壤呼吸主要是根系自养呼吸作用以及土壤微生物对有机质分解的异养呼吸作用，因此，土壤呼吸与土壤中微生物总量和有机质含量相关关系密切，与根系生物量也存在一定的相关性（张金霞等，2001b），但土壤呼吸与根系生物量的变化趋势并不完全一致，更多的取决于与其他环境因素的配合状况。

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

第三节 涡度相关技术的原理及其应用

1.3.1 涡度相关技术的历史发展过程

陆地生态系统 CO_2 和水热通量的长期观测研究一直是国际上关注的热点问题。涡度相关法是对大气与森林、草原或农田之间的 CO_2 、 H_2O 和热量进行非破坏性测定的一种微气象技术（Baldocchi *et al.*, 1988; Baldocchi *et al.*, 2003）。近年来涡度相关技术的进步使得长期的定位观测成为可能（Wofsy *et al.*, 1993; Berbigier *et al.*, 2001），已经广泛地应用于不同的陆地生态系统的测定中（Black *et al.*, 1996; Wever *et al.*, 2002; Liu *et al.*, 2004）。目前，涡度相关技术已经成为直接测定大气与群落 CO_2 交换通量的主要方法，也是世界上 CO_2 和水热通量测定的标准方法（Baldocchi, 1996），所观测的数据已经成为检验各种模型估算精度的最权威的资料。该方法已经得到微气象学家和生态学家的广泛认可，成为目前通量观测网络 FLUXNET 的主要技术手段。涡度相关技术是在流体力学和微气象学的理论发展以及气象观测仪器、数据采集和计算机存储、数据分析和自动传输等技术进步的基础上，经过长期的发展而逐渐成熟的（Baldocchi *et al.*, 1988; Baldocchi *et al.*, 2003）。下面对涡度相关技术发展的历史过程进行简要地介绍。

早在 1895 年，雷诺（Osborne Reynolds）就建立了涡度相关技术的理论基础，也就是雷诺分解（Reynolds, 1895）。然而由于当时缺乏相应的观测仪器，涡度相关技术的发展和应用受到了制约，直到 1926 年 Scrase 才开始利用简单的仪器和数据采集器进行动量传输的研究，也就是雷诺应力的研究（Scrase, 1930）。第二次世界大战后，快速响应的热线风速仪和温度测定仪的研制以及计算机技术的

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

进步，促进了涡度相关技术的发展（Swinbank, 1951）。二次世界大战后，首次开展的涡度相关观测研究是 Swinbank（1951）应用于草地的显热通量和潜热通量测定。那时，Swinbank 开发利用了 3 台热线风速计测定垂直风速及其脉动的装置，开拓了涡度相关法的应用先例。此后，超声波风速/温度计的开发取得了重大的突破。1968 年在美国堪萨斯州的农田进行的有名的近地大气边界层大规模观测中，超声风速仪正式投入使用（Kaimal and Finnigan, 1994），在近地大气边界层构造和特性的解析方面起了重要的作用。但是这些研究都是在地势平坦的低矮植被上，且晴朗风速较大的白天进行的，其研究问题的重点集中在大气边界层结构、动量和热量传输，还没有涉及 CO₂ 通量交换问题（Swinbank, 1951; Kaimal and Wyngaard, 1990; Price *et al.*, 1991）。但是早期的研究为后来的 CO₂ 通量测定的理论和技术发展奠定了试验基础。

20 世纪 50 年代末到 60 年代初，日本、英国和美国的科学家在理想的下垫面且低矮农作物上进行了一些 CO₂ 通量的观测研究（Inoue, 1958; Lemon, 1960; Monteith and Szeicz, 1960）。然而，这些 CO₂ 通量的测定依靠的是通量廓线途径（评价 CO₂ 通量为湍流扩散系数 K 和垂直 CO₂ 浓度梯度 dc/dz 的乘积形式的间接技术途径），而不是直接利用涡度相关技术，这主要是由于当时还缺乏快速响应的风速仪和 CO₂ 传感器。

在 20 世纪 60 年代末到 70 年代初，通量廓线技术在苔原、草地和湿地（Coyne and Kelly, 1975; Ripley and Redman, 1976; Houghton and Woodwell, 1980）以及森林（Baumgartner, 1969; Denmead, 1969; Jarvis *et al.*, 1976）等生态系统 CO₂ 通量的测定研究工作中得到应用。然而，当时对通量廓线技术的理论能否在高大森林上应用还存在一定的疑问（Raupach, 1979）。首先面对的问题是在高大森林的上方 CO₂ 湍流混合作用较强，所以其 CO₂ 的浓度梯度很小，以致于所用的 CO₂ 观测仪器很难测定出其浓度梯度。其次是在高大森林的上方，基于莫宁-奥布霍夫相似理论来评价湍流扩散系数 K 是否还是有效的（Lenschow, 1995），这是因为湍流传输过程会由于粗糙亚层的出现而加强（Raupach, 1979; Simpson *et al.*, 1998）。从上述两点来看，森林生态系统 CO₂ 通量的观测客观上需要更新的技术进步才能在实际中应用（Baldocchi *et al.*, 2003）。

20 世纪 70 年代初，才开始应用涡度相关技术测定植被与大气间的 CO₂ 通量（Desjardins and Lemon, 1974; Desjardins, 1974）。这些研究是利用螺旋桨风速仪和改进的闭路红外气体分析仪在下垫面理想的玉米地进行的。Desjardins 和

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

Lemon (1974) 使用的这套仪器具有相对较慢的响应时间常数 (0.5s), Garratt (1975) 对这些 CO₂ 通量测定进行了评价, 并且认为这些 CO₂ 通量测定具有较大的误差 (~40%), 这主要是因为所使用的仪器不能捕捉 CO₂ 通量协谱的高频部分而造成的。

把涡度相关法用于测定大气—植被 CO₂ 通量是在 20 世纪 80 年代。商业用途的超声风速仪和快速响应的开路红外气体分析仪开发取得了重大进展促进了涡度相关技术的发展 (Bingham *et al.*, 1978; Jones *et al.*, 1978; Brach *et al.*, 1981; Ohtaki and Matsui, 1982)。利用固态铅硒探测头的开路 CO₂ 传感器的研制是关键的技术变革, 因为这种传感器可以捕捉 10Hz 的 CO₂ 密度脉动, 这种开路式的设计能够快速分析测定高度的 CO₂ 和水气压的变化。被广泛的应用于各种农作物, 如大豆 (Anderson *et al.*, 1984), 高粱 (Anderson and Verma, 1986), 水稻 (Ohtaki, 1984) 和玉米 (Desjardins, 1985)。同时, 涡度相关技术也被应用到了温带落叶林 (Wesely *et al.*, 1983; Verma *et al.*, 1986), 北美草原草地 (Verma *et al.*, 1989; Kim and Verma, 1990), 热带森林 (Fan *et al.*, 1990) 和地中海橡胶林 (Valentini *et al.*, 1991) 等其它类型生态系统的通量观测之中。

但是在 1990 年以前, 由于传感器性能和数据采集系统的局限性等使利用涡度相关技术的野外测定受到限制, 只能在生长季进行短期集中性的测定来分析生态系统 CO₂ 通量的短期变化特征及其生物和环境控制机制等方面 (如 Anderson *et al.*, 1984; Verma *et al.*, 1986)。观测性能稳定、具有短时间响应常数的开路和闭路商业用途的红外 CO₂/H₂O 气体分析仪的出现, 使利用涡度相关技术测定日尺度、月尺度和年尺度的生态系统 CO₂ 通量成为了可能。Wofsy *et al.* (1993) 首次报道了年尺度的 CO₂ 涡度相关测定结果, 其测定是从 1990 年开始在哈佛落叶森林生态系统进行的, 直到现在也还在进行着连续的观测。从 1993 年开始, 基于涡度相关技术的 CO₂ 和水汽交换通量的测定在北美洲 (Black *et al.*, 1996; Goulden *et al.*, 1996a,b; Greco and Baldocchi, 1996; Prentice, 2001), 日本 (Yamamoto *et al.*, 1999) 和欧洲 (Valentini *et al.*, 1996) 得到了一定程度的应用和发展。到 1997 年, 陆地生态系统通量观测的区域性网络开始形成, 欧洲的欧洲通量网 (CarboEurope) (Aubinet *et al.*, 2000; Valentini *et al.*, 2000), 北美洲的美洲通量网 (AmeriFlux) (Running *et al.*, 1999; Law *et al.*, 2002) 相继建立, 并且形成了全球陆地生态系统通量观测网络 (FLUXNET) 的基础。

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

1.3.2 涡度相关技术的基本原理

植被一大气间的物质、能量交换量是指某个物理量的通量，即单位时间内通过单位面积传输的物理量。具有温室效应的微量气体的垂直通量（C）可表示为：

$$C = \overline{wc} = \overline{w'c'} + \overline{wc} \quad (1.1)$$

式中，C 是待测气体在空气中的浓度，w 是风速的垂直分量， $\overline{\quad}$ 表示 w 与 c 在某时间段内的平均值， $\overline{w'c'}$ 表示瞬时值与平均值的偏差。在平坦均一的地表面上，可以假定 $\overline{wc} \approx 0$ 。于是方程 (1.1) 中的 \overline{wc} 可以被忽略，可以用 w 和 c 的协方差 $\overline{w'c'}$ 来表示。相对 $w'c'$ 而言 $\overline{w'c'}$ 则是某时段内垂直方向通过单位截面的微量气体的平均值，因为湍流是随机量，所以某时段的平均值才有实际意义。

一般情况下，涡度相关技术要求观测仪器应该安装在 CO₂ 通量不随高度发生变化的内边界层，即所谓的常通量层内，在这种条件下可以通过 CO₂ 的物质守恒方程得到，

$$\frac{\partial \overline{\rho_c}}{\partial t} + \frac{\partial \overline{u_i \rho_c}}{\partial x_i} - D \frac{\partial^2 \overline{\rho_c}}{\partial x_i^2} = \overline{S}(x_i, t) \quad (1.2)$$

式中 ρ_c 是 CO₂ 密度（ $\rho_c = \rho_a c$ ）， ρ_a 是干空气密度，c 是 CO₂ 混合比率； x_i 为笛卡儿坐标系 x，y 和 z 轴， u_i 为相应的 u，v，w 风速；D 是 CO₂ 在空气中的分子扩散率； $\overline{S}(x_i, t)$ 是物质守恒方程控制体积（Control Volume）内的 CO₂ 源/汇强度。上划线表示时间平均。方程左边的第一项是单位体积内 CO₂ 密度变化的平均速率，而第二、三项是引起控制体积边缘发生净平流（Net Advection）和分子扩散的通量辐散（Flux Divergence）项。

通常利用涡度相关技术测定净生态系统一大气间的 CO₂ 交换的湍流涡度通量，是从雷诺经典定义出发推导得到的。如忽略了平均垂直通量，则 CO₂ 湍流涡度通量可定义为：

$$F_c = \overline{\rho_a w' s'} \cong \overline{w' \rho_c'} \quad (1.3)$$

式中， ρ_a 是干空气密度，s' 是 CO₂ 混合比率的脉动，w' 是垂直风速脉动， ρ_c' 是 CO₂ 密度。当取某一时段的平均通量时则可表示为：

$$F_c = \overline{w \rho_c} = \frac{1}{T} \int_1^T w \rho_c dt \approx \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N w_i \rho_{ci} \quad (1.4)$$

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

T 为取样时间, 通常取 30~60 分钟, T/N 为取样频率, 通常取 10Hz, 则 30~60 分可获得 18000~36000 组数据。

近地层由于分子粘性力的作用湍流运动受到抑制, 但在测定高度 z 处湍流输送量要比分子扩散大几个数量级 (Oke, 1978; Businger, 1986)。为简化分析, 将方程 (1.3) 简化为 2 维形式 (忽略分子扩散), 可以得到:

$$\frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial t} + \frac{\partial \overline{u\rho_c}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{w\rho_c}}{\partial z} = \bar{S}(x, z, t) \quad (1.5)$$

对方程 (1.5) 进行雷诺分解, 可以得到,

$$\frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial x} + \bar{\rho}_c \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial z} + \bar{\rho}_c \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} + \overline{u'\rho'_c} + \overline{w'\rho'_c} = \bar{S}(x, z, t) \quad (1.6)$$

方程 (1.3) 和 (1.5) 是 2 维物质守恒方程的基本表达形式, 2 维简化表达形式不会对讨论的结果有本质的影响 (Finnigan, 1999)。

涡度相关技术的常通量层假设通常要求满足以下三个条件 (Moncrieff *et al.*, 1996)。1) 稳态 (定常), $\partial \bar{\rho}_c / \partial t = 0$; 2) 植被与仪器之间没有任何源或汇项, $\bar{S}(x, z, t) = 0$; 3) 下垫面地势平坦植被均匀且源面积足够大。

在满足以上 3 个假设条件情况下, 方程 (1.5) 可简化为,

$$\frac{\partial \overline{w\rho'_c}}{\partial z} = 0 \quad (1.7)$$

对方程 (1.5) 进行雷诺变换 ($w = w' + \bar{w}$, $\rho_c = \rho'_c + \bar{\rho}_c$) 并积分可得,

$$F_c = \overline{w'\rho'_c}(0) + \int_0^h S(z)dz = \overline{w'\rho'_c}(z_r) \quad (1.8)$$

式中 $\overline{w'\rho'_c}(0)$ 代表土壤微生物和根系呼吸作用释放得 CO_2 通量; $\int_0^h S(z)dz$ 代表地

上部植物光合作用和呼吸作用的 CO_2 通量。 F_c 代表植被与大气间的 CO_2 湍流通量。在地势平坦, 植被均匀的植被下垫面, 涡度相关系统所观测的 CO_2 湍流通量可以近似地认为等于生态系统碳代谢过程的 CO_2 收支平衡, 相当于生态系统的 NEP ($= -\text{NEE}$)。这里物质守恒方程是从大气空气动力学的角度推导的, 因此, 正的 CO_2 通量代表 CO_2 释放进入大气, 负的 CO_2 通量则代表 CO_2 向下输送为陆地生态系统植物所吸收。

由于大多数传感器不能直接测量 CO_2 混合比率, 而是测定 CO_2 的密度。由于水汽和热量对 CO_2 密度脉动效应的存在, 必须对测定结果进行 WPL 校正

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

(Webb *et al.*, 1980; Kramm *et al.*, 1995; Liebethal and Foken, 2003; Leuning, 2004)。当常通量层假设所需要的三个条件不能完全满足时, 必须利用各种方法对观测值进行修正。影响涡度相关通量观测各种效应主要包括植被冠层的储存效应, 垂直和水平平流效应等。

1.3.3 影响 CO₂ 交换通量的各种效应

当大气热力分层达到稳定或湍流混合作用较弱时, 从土壤和叶片扩散的 CO₂ 不能达到仪器测定高度 (z), 因此违背了关于稳态的假设 ($\partial \overline{\rho_c} / \partial t = 0$)。在这种条件下储存项不为 0, 因此对于涡度相关测定结果就必须加上通量储存项, 来平衡进出土壤和植被的 CO₂ 通量。

$$NEE = \overline{w' \rho_c'(0)} + \int_0^h S(z) dz = \overline{w' \rho_c'(z_r)} + \int_0^{z_r} \frac{\partial \overline{\rho_c}}{\partial t} dz$$

一般来说, 储存项对于低矮作物是很小的, 但对于较高的森林则是重要的 (Pilegaard *et al.*, 2001)。对于 CO₂ 来说, 当太阳升起和落山时, 储存项达到最大, 因此此时处于光合作用和呼吸作用以及夜间稳定边界层和白天对流混合层的过渡期 (Goulden *et al.*, 1996b)。方程 (1.7) 是目前大部分 FLUXNET 内研究人员估算净生态系统 CO₂ 交换的基本方法 (Wofsy *et al.*, 1993; Black *et al.*, 1996; Greco & Baldcchi, 1996; Aubinet *et al.*, 2000; Hellike *et al.*, 2004)。

在复杂的地形条件下, 当风吹过时会产生气流的辐合或辐散运动, 这将导致与平流运动 $\overline{\rho_c} (\partial \overline{u_i} / \partial x_i)$ 有关的某项不为 0 即产生平流效应 (水平和垂直平流)

(Kaimal and Finnigan, 1994; Lee, 1998; Baldcchi *et al.*, 2000)。主要有四种机制能够促使 CO₂ 平流通量的产生 (Baldcchi *et al.*, 2000)。1) 光、土壤湿度、土壤结构、叶面积以及物种种类组成的空间异质性会导致 CO₂ 源/汇强度的水平梯度; 2) 任何近地表层粗糙度的变化都会改变表层应力、摩擦风速 (u^*) 和涡度交换系数; 3) 平均风场的变化会造成湍流应力的空间变异性, 从而造成 CO₂ 湍流通量的空间变异性; 4) 沿二维流场气流的辐合或辐散会造成 CO₂ 平均浓度场变化的迁移。

植被-大气间净生态系统 CO₂ 交换量的估算应主要包括: 湍流通量、储存通量、垂直平流项和水平平流通量四个成分。特别是在坡度较大或沟谷地形条件下, 夜间经常发生的 CO₂ 泄流效应, 其可以分解为水平和垂直平流效应, 会造成夜间 CO₂ 通量的低估。当强烈的平流效应发生时, 通量观测的常通量层假设失效 (Rao *et al.*, 1974; Bink, 1996; Raupach and Finnigan, 1997), 其测定的湍流通

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

量不能用来揭示光合作用、土壤/根系呼吸等生物活动对 CO₂ 的固定或释放作用。目前平流效应是植被-大气间净生态系统 CO₂ 估算不确定性的主要来源，特别是在复杂地形条件下，如果没有 2 和 3 维模型的帮助，几乎不可能量化它们的效应 (Massman and Lee, 2002)。

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

1.3.4 涡度相关技术在草地通量观测中的主要技术问题

涡度相关技术可以直接测量陆地生态系统植被-大气间净 CO₂、H₂O 和热量通量，因而成为测量生态系统净 CO₂ 交换量的合理选择，目前已被广泛应用于陆地生态系统碳吸收/排放测定中 (如 Goulden *et al.*, 1996; Black *et al.*, 1996; Berbigier *et al.*, 2001; Massman & Lee, 2002)。但涡度相关技术本身具有一定的局限性，因此需要对用涡度相关技术测量的生态系统 CO₂ 和水热通量数据进行必要的处理。

1) 坐标系旋转和 WPL 校正

通量测定中最常用的坐标系是直角坐标系，也叫自然坐标系 (natural coordinate system, Tanner & Thurtell, 1969) 或流线型坐标系 (streamline coordinate system, Wilczak *et al.*, 2001)，计算通量时需将超声风速仪坐标系进行旋转。通常进行二次旋转，使坐标系 X 轴平行于平均水平风，Z 轴垂直于 X 轴，从而平均侧向风和平均垂直风为零 ($\bar{v}=0, \bar{w}=0$)。若再进行第三次旋转可将自然坐标系中的交叉气流胁迫 (cross-stream stress) 项 $\overline{w'v'}$ 最小化，但第三次坐标旋转会在通量估算中产生误差而常被省略。直角坐标系主要应用于斜坡地形下的通量计算中。然而，对于长期研究的主要不足是在通量评价垂直风速可能不为 0。对于每半个小时的通量数据，当假设的平均垂直风速为 0，消除通量平均气流成分时，可能导致显著的偏差，或引起单个通量和长期通量平衡中的一个系统性低估 (Lee, 1998)。

Paw 等 (2000) 和 Wilczak 等 (2001) 略述了可以用来估计评价垂直风速的平面拟合法。事实上定义了单点或单塔通量测定首选的坐标系。但是该坐标系不能用于单个通量的实时计算，必须通过多组通量数据平均才能使用。研究表明其可以减少雨天通量数据的取样误差 (Wilczak *et al.*, 2001)。但对该种方法仍需要在复杂地形下对其进行测试，以评价它对长期 CO₂ 通量和碳平衡的影响。

2) 夜间偏低通量的估算

在夜间大气层结稳定条件下，几乎所有涡度相关技术的局限性都会发生，

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

一些来自仪器本身的局限, 另一些来自气象原因。仪器限制根本上由于涡度相关仪是针对白天的对流条件而设计的, 此时的湍流运动以低频运动占主导地位。而在夜间或稳定的大气条件下, 湍流运动移向高频, 由于传感器分离, 路径长度平均和输气管消弱作用造成仪器响应的不足就会成为一些严重的限制。往往造成夜间通量的偏低估算。夜间通量低估的原因目前仍然是个争议的问题, 对仪器响应不足进行频率校正后的通量仍然过于偏低 (Massman,2000,2001), 因此认为夜间通量低估主要是气象原因造成。利用某个摩擦风速 u^* 阈值, 建立温度-通量响应函数来校正夜间低风速条件下低估的通量是比较实际的方法, 但 u^* 及其与温度的关系因站点而异, 因此建议根据经验来确定 u^* (Massman & Lee,2002)。

3) 通量观测中的高频和低频损失

所有涡度相关系统由于自身存在各种局限性, 都会在过高和过低的频率处丢失真正湍流信号, 数据处理也可能造成到测定通量的部分低频损失。例如, 选择通量平均时期太短将削弱通量低频的成分, 导致任何高通滤波器过度滤波。这些低频成分的损失已经在能量平衡闭合中有所表现, 造成生态系统白天 CO_2 通量严重低估 (Massman & Lee, 2002)。目前已有较多用来校正原始通量频率损失的方法, 主要有 Goulden (1997) 提出的低通滤波法和 Massman (2000, 2001) 提出的解析法, 两种校正方法各有优缺点, 但二者的差异进一步强调低频损失是长期通量观测和能量平衡中潜在的重要误差来源。

4) 缺失数据插补

涡度相关技术进行通量观测的目的是获得每天 24 小时每年 365 天的连续数据, 然而由于观测仪器故障或各种人为或自然干扰, 常会发生数据丢失或错误数据。在计算长时间尺度的净生态系统交换 (NEE) 时需要相对完整的数据组, 因此有必要采取一定的方法措施对缺失的部分数据进行插补。目前较成熟的数据插补方法 (如 Kim *et al.*,1992; Wofsy *et al.*,1993; Baldocchi *et al.*,1997; Norman *et al.*,1992 等) 概括起来主要是将缺失的日间 CO_2 通量与 PAR、温度、叶面积指数和土壤水分建立函数关系来估算, 缺失夜间 CO_2 通量用土壤温度和水分进行模拟估算。Falge *et al.* (2001a) 提出三种基本数据插补方法, 即平均日变化法 (Mean diurnal variation, “MDV”)、查表法 (“Lookup Table”) 和非线性回归法 (“Non-linear Regression”), 并建议查表法作为生态系统能量通量数据插补的首选方法 (Falge *et al.*,2001b)。

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

5) 长期通量观测中的误差分析

长期通量观测的任何阶段都存在误差，上文提到的通量观测与数据处理过程中的坐标系选择、WPL 校正应用不当、夜间通量低估等都会给通量观测结果带来误差。涡度相关技术中的误差不仅与仪器有关，也与涡度相关理论的常通量层所需要的基本假设条件符合程度有关。误差影响的灵敏度分析是评价某些因误差而得出任何可能错误结论的重要工具。

Moncrieff *et al.* (1996) 详细讨论了涡度相关技术中的随机误差和系统误差对长期通量观测的影响及其造成的不确定性，足够大的误差可能会改变观测的生态系统的源/汇性质。Businger (1986) 讨论了六种涡度相关系统的典型随机误差及误差大小，并指出虽然不同的涡度相关系统间本身存在差异，但用涡度相关技术进行长期通量观测，一般有大 约 30% 的系统误差，随机误差大小与系统误差相当。因此在做任何现场观测、分析任何观测的数据，或在汇报任何自然生态系统碳的净平衡值时，进行误差估计都显得十分必要。

6) 测定系统的能量平衡的不闭合

在非理想的条件下利用涡度相关技术的通量测定中，能量平衡的不闭合是一个非常普遍的问题，这会导致通量测定中的不确定性，特别是导致 CO₂ 通量测定的巨大不确定性 (Leuning and King, 1992; Suyker and Verma, 1993)。造成能量平衡的不闭合的原因，尽管可能是各种观测仪器测定误差的累加效果，但是否存在一些理论上的问题目前还没有得到确切的答案。在表层覆盖极端变化的地形条件下，由于热量、水汽和能量等的源和汇可能是以非线性方式相互作用，这可能导致实现观测中的能量不可能达到闭合 (Lloyd, 1995)。例如二氧化碳通量等，要获得任何种类统计上的能量平衡闭合是很难的 (Moncrieff *et al.*, 1996; Wilson *et al.*, 2002)

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

第四节 影响草地生态系统碳交换的因素及作用机制

植被-大气间的碳通量交换及其对环境变化的响应是目前全球变化研究中的热点问题，科学家们正尝试通过不同尺度的实验观测和模型模拟来研究陆地生态系统在不同时间尺度和空间尺度上的碳收支及其环境响应。先前的研究表明：年度生产力随着年平均温度和降雨的增加而增加 (Leith, 1972a,b; O'Neil and Deangelis, 1981)。最近，众多生物学调查和模型模拟结果都表明，虽然短时

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

间尺度的CO₂通量变化能反映各种干扰对生态系统的影响，但生态系统源/汇性质的年际变化主要受气候变量对生态系统过程的影响，因此，作为模型预测的基础，量化各种生态系统的CO₂交换量与气候变量间的关系是当前和未来全球变化研究的关键问题（Law *et al.*, 2002）。

净生态系统交换（NEE）是大气圈和生物圈之间的碳平衡，它是植物光合吸收（形成生态系统初级生产 GPP）与生态系统自养（ R_a ）和异养（ R_h ）呼吸消耗平衡的结果（ $NEE = GPP - R_a - R_h$ ）。不同区域之间 NEE 的差异性的结果也许是历史扰动、气候、营养水平和生理上的差异，也就是说这些过程受到辐射、温度、水分、土壤养分、生物和大气 CO₂ 浓度等因素的强烈影响；生态系统反过来又影响地面辐射、热量和水分平衡，其生产力和生物地球化学循环则控制植被与大气间的 CO₂ 等温室气体的交换通量。各环境因子对光合作用、自养和异养呼吸作用的影响可能不同，影响生态系统初级生产的主要因素有叶面积指数、植物光合生产能力、气象条件和生长季长度等。当生长季温度适宜时，GPP 强烈依赖于光照条件；生态系统自养和异养呼吸却受不同的因素影响，控制生态系统异养呼吸的微生物活动受到土壤温度和水分状况的强烈影响而发生季节变化（Lloyd and Taylor, 1994; Davidson *et al.*, 1998; Xu and Qi, 2001）并在夏季比冬季活动强烈，生态系统自养呼吸却因植物生长呼吸和维持呼吸间分配的季节变化而变化。

目前已有很多科学家定性或定量地研究了多种陆地生态系统碳交换与气候/环境因素间的关系，但有关草地生态系统的碳通量对环境和生物因子响应特征的研究还很不足。大部分草地处于温带，气候年变化和年际变化都较大。因为草原与其他生态系统类型相比，草地生态系统表现出较大的年际间总生产力的波动，这使得在确定草原生态系统作为碳源或碳汇方面存在较大的不确定性（Kim & Verma, 1990; Waston, 2000; Baldocchi, 2003）。同时，草地生态系统对环境要素变化的响应存在着非常大的不对称性，特别是对年度降雨量和降雨的时间分布的响应（Ojima *et al.*, 1993; Goulden *et al.*, 1996）。因此草地生态系统碳交换在主要的生态系统类型中表现出最大的年际变化，有可能对未来气候变化最为敏感，因此草地为研究生态系统对气候变化的生理功能响应提供了良好的机会（Wever *et al.*, 2002）。

1.4.1 环境对草地生态系统生产力的影响

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

光合有效辐射 (PAR)、温度、降雨和土壤含水量等环境要素主要通过影响生态系统的初级生产 (GPP) 和生态系统呼吸 ($R_a + R_h$) 而影响净生态系统碳交换。

1) 光照

光是生态系统生物生长的重要因素, 生物生命活动中的昼夜节律和季节性节律都和光照条件直接相关, 生态系统生物生产与光照条件具有密切关系。由于光合有效辐射的影响, 植物的光合作用具有明显的昼夜规律。通常植物光合能力随着光照增强而增加, 但当光强达到光饱和点后, 光合强度就受温度和水分等其它生态因子的控制。当生长季温度适宜时, 生态系统初级生产强烈依赖于光照条件, 而生态系统呼吸却更受温度和水分的限制 (Falge *et al.*, 2002)。Goulden *et al.* (1997) 发现某北温带针叶林在 PPFD 相同的光照条件下, 阴天的净碳吸收量一致比晴天大, Hollinger *et al.* (1999) 发现即使阴天 PPFD 比晴天低 21~45%, 阴天净 CO₂ 吸收量也比晴天大。这主要是 Gu *et al.* (2001a) 所称的“云隙效应” (cloud gap effect) 或 Segal and Davis (1992) 所称的“积云反射辐射” (cumulus solar irradiance reflection)。阴天时直接受光地面接收到的辐射量与晴天时相当, 但阴天云多, 散射和反射辐射增加, 从而地面实际受光量反而比晴天高。阴天散射辐射使光合效率增大, 同时生态系统呼吸量在晴天多云天气条件下减小, 从而阴天时生态系统净生产量反而比晴天高。当温度和辐射相同时, 生态系统呼吸量在晴天多云天气条件下减小, 这可能是因为多云时地表蒸散小, 土壤水分胁迫减弱。估算 NEE 与散射 PPFD/直射 PPFD 的相关性很重要 (Mencuccini *et al.*, 1996; Thornton *et al.*, 1999, 2002; Gu *et al.*, 2001a;)。而在草原区生物群落由不同的物种组成, 每个物种对光照的响应不同, 因此具有不同的光饱和点和补偿点。Baldocchi *et al.* (1987) 和 Valentini *et al.* (1991) 认为在冠层水平上和叶水平上对光的响应相比, 更不容易出现光饱和现象。其机理可能在于叶向的变化, 导致植被冠层一个更高的光饱和点。

2) 温度

温度是生物生命活动不可缺少的因素, 它在任何时间、任何生态系统中都起作用, 所以, 温度是对生物影响最明显环境因素之一。温度的变化, 对植物生长发育的各个方面都有不同程度的影响。早先有研究结果认为生态系统生产力随年平均气温及年降水量增加而增大; 近来森林冠层尺度的物质和能量交换

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

模型模拟和观测结果都显示土壤解冻后的低温有利于加快碳吸收速率，但呼吸速率在17℃以上才开始增加，这表示伴随着早春和凉夏的年份，生态系统净的碳吸收量更大 (Law *et al.*, 2002)。Valentini *et al.* (2000) 指出欧洲森林年NEE随纬度升高而降低，但GEP却没有表现出随纬度递减的规律，因为生态系统呼吸随纬度升高而增加。

生态系统光合作用（形成生态系统总初级生产GPP）与呼吸作用（ $R_a + R_h$ ）对温度的响应不尽相同，温度和光照对光合作用的调节随叶面积指数和生物化学循环而发生季节变化，光合作用在极端温度下会受到限制，低温时，光合作用直接受温度限制，这和其他的化学反应一样。高温时，由于光呼吸的增加以及在极端条件下酶的失活和光合色素的破坏光合作用下降。生长季节中GPP的环境控制与单个叶片净光合作用的环境控制所描述的相同。光、温、水的变异解释了大部分净光合作用的日变化和季节变化。这些因子对冠层顶部叶片的影响尤为强烈，而冠层叶片占GPP的大部分。所以这些环境因子的变异可以说明GPP日变化和季节变化的绝大部分。GPP的季节变化对由于光和温度变化所引起的单叶光合速率变化极为敏感，这会导致光利用效率的变化。通过对与生长、离子吸收和维持相关的呼吸作用的基本成分的研究表明，植物的自养呼吸应当是GPP中一个相对恒定的部分。这些观测和模型预测的结果相一致，植物的总呼吸大约是GPP的一半（48%~60%）(Ryan *et al.* 1991; Landsberg & Gower, 1997; Yi *et al.*, 2004)。异养呼吸除受温度和水分限制外，还受下层土壤性状及植物根系和微生物活动及数量的影响。光合作用产物大部分被生态系统呼吸作用所消耗，因此生态系统呼吸在生态系统碳平衡中有很重要的作用。土壤呼吸能占到生态系统总呼吸量的75% (Law *et al.*, 2001a; Goulden *et al.*, 1996b;），土壤呼吸的主要组分——根系呼吸和微生物呼吸都是依赖于温度和水分生物活动，在一定的范围内表现为随温度和水分增加而增加的趋势，在极端的温度和水分条件下则受到抑制。大多数情况下土壤呼吸速率是土壤一定深度地温，或是一定层次内土壤含水量的函数，有时将两者结合更好 (Lloyd and Taylor, 1994; Bowden *et al.*, 1998; Fang and Moncrieff, 2001) 研究表明虽然土壤呼吸也受土壤水分、下层微生物活动的影响，但许多模型模拟都显示土壤呼吸随土壤温度呈指数增长 (Rastetter *et al.*, 1992)，当土壤过程不受水分限制且植被净初级生产不变时，生态系统呼吸随着气温和土壤温度降低而减小，结果生态系统的净生产量更大。

生态系统初级生产和呼吸作用对温度的反应不同，且各种气候和生物因子

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

共同对生态系统各种生理过程起作用，因此生态系统总初级生产力和生态系统呼吸与气温和土温间的关系表现为十分复杂，急需加深生态系统各种生理生态过程与温度间响应关系的研究力度。

3) 水分

辐射和温度虽然都是影响生态系统植被生长的重要因素，但各地区的辐射和温度的年变化模式较稳定，年际变化亦不大，而水分在年内和年际间都是变化最剧烈的环境因子，从而成为限制植被生长最普遍的因素。

草地生态系统所需水分主要来源是当年的降水，通常在生长季水热同期有利于光合作用的生物生产，若在生长季降水稀少，就会造成土壤水分胁迫，降低净生态系统生产力。短期内的水分胁迫会降低群落的光合能力，从而降低群落的碳吸收力，一般旱灾都伴随着高温，而生态系统呼吸作用随温度升高而加强，因此生态系统NEE的年际变化通常可归因于气候干湿度的变化(McNaughton *et al.*, 1983; Granier *et al.*, 2000a; Law *et al.*, 2000)。生态系统光合作用和呼吸作用的强弱都受土壤可利用水分的影响，Law *et al.*(2002) 提出森林和草地生态系统总初级生产年际变化中有29%可归因于群落的水分收支的年际变化。其他研究也发现群落叶面积指数与水分状况密切相关(Suyker *et al.*,2003; Wever *et al.*,2002; Dugas *et al.*,1999等)。

降水对土壤呼吸的影响结果因时因地而异。在湿润的生态系统或有干湿季交替的生态系统中比较湿润的季节，降水事件对土壤呼吸可能会产生比较明显的抑制现象，而在干旱的生态系统中或有干湿交替的生态系统中比较干旱的季节里，降水事件可能会强烈地激发土壤呼吸(陈全胜等，2003)。降水对土壤呼吸的影响机理包括水分对土壤空隙中CO₂替代、对CO₂扩散的阻滞、对微生物活动的刺激和对微生物生物量的影响等。Davidson(2000)在研究巴西亚马逊河流域东部的森林和草原的土壤呼吸的过程中发现，大的降雨事件后土壤呼吸会受到明显的抑制；Holt *et al.* (1990)在澳大利亚昆士兰州北部发现，在旱季强降雨过后，土壤CO₂排放量较降雨之前增加幅度达300%。草地对降雨年变化也表现出明显的不对称，在湿润年份草地生物生产增加比干旱年份的生产力减小明显的多，这种不对称性可能与草地植物抵抗干旱能力强，并在水分适宜时能迅速重生有关(Wever *et al.*,2002)。Keith等(Keith *et al.*,1997)也认为土壤温度、湿度可以解释土壤呼吸变化的97%。大多数情况下土壤呼吸速率是土壤一定深度地温或一定层次内土壤含水量的函数(刘绍辉和方精云，1997)，有时将两者结合

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

更好。土壤呼吸是非常复杂的生态学过程，深刻了解和认识气象条件对土壤呼吸的影响，对揭示和掌握土壤呼吸以至净生态系统生产力的规律有着极为重要的作用。

通常净生态系统生产力与太阳辐射的年变化不大，气象因子中温度和水分对对生态系统初级生产和生态系统呼吸的影响最大，草地生态系统生产力的年际变化更多是水分收支年际变化的结果。

1.4.2 物候对草地生态系统生产力的影响

物候是指自然界生物和非生物因素受气候影响，在一年中随季节变化而出现的现象，如植物的萌芽、发叶、开花、叶落、降雨、下雪、土壤上冻/解冻等都是物候现象。影响生态系统CO₂吸收量年际变化的物候主要有生长季长短（Goulden *et al.*,1996a）和春季气温高低；影响生态系统CO₂排放（生态系统呼吸）年际变化和春季土壤解冻的物候因子有冬季（Valentini *et al.*,2000）和春季气温和土壤温度（Goulden *et al.*,1998）。生长季拉长意味着生态系统的CO₂吸收量越大；春季温度高，土壤解冻早土壤呼吸量大而造成生长季前期生态系统较强的CO₂排放；冬季温度强烈影响生态系统呼吸，遇到暖冬生态系统CO₂排放量明显增加。由于物候的影响，许多生态系统过程对气候变化的动态响应都在年估算模式中丧失，如Law *et al.*(2002)指出生态系统生产力与年均温间的相关性很低，但年生态系统总初级生产力变化的50%可归因于年平均气温的变化。

有时也将植物生理生态特征（如地上和/或地下生物量、叶面积指数、根密度等）对气候的响应称为植物物候（plant phenology）。叶面积指数（LAI）是最常用来指示生态系统功能和结构的植物物候因子，它也受气候的控制，间接地影响生态系统生物生产。通常生态系统的高产伴随着较大的叶面积指数。草地生态系统的叶面积指数季节变化十分明显，冬季休眠期草地上的绿叶面积指数（Green LAI）通常为零，在夏季6-7月叶面积指数达到最大，之后随群落衰老而减小。在生长季植被叶面积最易受水分影响而发生波动，并随土壤水分胁迫增强而减小。Saigusa *et al.*（1998）发现草地CO₂交换量随着叶面积指数增大而强烈增加。Obrist *et al.* (2003) 发现植被叶面积强烈影响生态系统蒸散，并指出群落在叶面积较低时（LAI=2~3）就达到最大蒸散量，之后随着叶面积继续增加，群落蒸散因土壤蒸发量和冠层蒸腾减小而降低。

物候能从大的时间尺度上预报与解释生态系统生产力的年变化趋势和年际

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

变化，因而研究物候对生态系统生产力的影响对探讨净生态系统生产力对环境的响应关系有重要的指导意义。

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

1.4.3 全球变化对草地生态系统生产力的影响

影响草地生态系统的碳通量的全球变化因素包括气候变化、CO₂浓度增高、氮沉降、土地利用变化等。尽管人们认识到草地生态系统在全球碳循环中有重要作用，但在草地生态系统对未来全球变化（如全球变暖、水分再分配、CO₂浓度升高等）的可能响应方面仍存在很多争议。

1) 气候变化

气候的变化可以对生态系统生产力产生不同的影响。气候变化伴随着全球温度和水分格局的再分配，适当地增加温度可以在一定程度上提高光合速率，也可以加快土壤有机物的分解为植物生长提供更多地的养分，因而提高生产力（Melillo *et al.*, 1993），但气候变化也可以减少土壤水分和气孔传导，或减少土壤有机物分解，直接或间接地降低生产力（Gifford, 1994）。生态系统同化吸收和呼吸释放间的碳收支可能会受到气候变化的不同影响，气候变暖生长季拉长（Keeling *et al.*, 1996a; Baldocchi *et al.*, 2001）意味着同化吸收过程的延长；而气候变化对呼吸过程的影响却复杂得多，温度升高可能因植物呼吸增加使净生产力减少。但虽然生态系统呼吸与土壤温度高度相关，但生态系统异养和自养呼吸却受不同的因素影响，微生物活动和植物根系呼吸除了受土壤温度和水分的的影响外（e.g., Hanson *et al.*, 1993; Liski *et al.*, 1999; Law *et al.*, 2000），还受下层土壤母质性状的影响。观察结果显示气候变化引起的升温并不在全天均匀分布，而是夜间升温比日间明显（Easterling *et al.*, 1997），这意味着全球变暖对生态系统同化作用和呼吸的不同作用将会影响未来生态系统的碳吸收潜力和碳储量的稳定性（Alward *et al.*, 1999）。此外，全球变化后的水分格局变化也对草地净生态系统生产力存在潜在的影响。在过去的几十年中，全球的降水格局发生了很大的变化，北半球中纬度地区降水量增大，同时随着温度的升高，寒冷地区的冻土层深度也会增加，这会使地下水和土壤水分的分布深度发生变化，全球变化所带来的这些气候变化会对中高纬度面积广大的草地生态系统产生深远的影响（陈全胜等，2003）。因此，仍需要进一步深入全面地研究草地生态系统对气候变化的响应。

2) CO₂浓度升高

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

全球气候变化的另一个重要原因是大气CO₂浓度升高，其对生态系统最直接也是最重要的影响是引起光合作用的变化，反过来，植物光合作用的变化又会对大气CO₂浓度产生反馈作用，近年来光合生态的研究已得到很大的发展。

大气CO₂浓度升高直接影响植物的光合作用、呼吸作用、气孔导度、水分利用效率和植物的化学成分，从而影响生态系统的生物生产（方精云等，2000）。研究表明，最初在高浓度CO₂环境下，植物的光合速率受到促进、光呼吸和暗呼吸有所减弱、气孔导度降低、水分利用率（WUE）增强，从而增加陆地植被的净第一性生产力。但长期处在高浓度CO₂环境下，植物在生理生化或形态上发生变化，其光合速率可能会恢复到原来的水平（方精云等，2000）。一般来说植物生产随CO₂浓度升高而增加。但是不同的植物，尤其是其它环境因子如光、水分、温度、养分等不同时，高浓度CO₂环境对物质生产的影响很不一样。大气CO₂浓度升高将对草地土壤呼吸产生显著的影响。主要途径是：(1)影响根系生物量。CO₂浓度提高后NPP和根系生物量增加必然导致根系呼吸量的提高（Berntson and Bazzaz, 1996）；同时CO₂浓度升高加速了细根的衰老，促进了呼吸碳损失（Fitter *et al.*, 1996）。(2)影响土壤生物。CO₂浓度升高为根际微生物提供了更丰富的活性碳源，促进了根际微生物数量和活性的提高。有试验发现虽然微生物量保持稳定，但其周期速度加快；土壤动物呼吸也随CO₂浓度升高而增加。生态系统对CO₂加浓的反应还受其它环境因子的限制，因此必须针对不同情况具体分析才能得到正确的结论。

大多数生态系统水平的 CO₂ 浓度升高试验和模型模拟结果表明，陆地生态系统的初级生产力在二氧化碳加浓的条件下比正常二氧化碳浓度下高得多。一般情况下，陆地生态系统生产力在 CO₂ 浓度加倍的条件下平均提高 25%左右，不同生态系统的差异极其显著，冻原和高山草甸等一些低温地区的生态系统的生产力对 CO₂ 加浓反应最不明显。蒋高明用 TEM 模型预测出全球 NPP 在 CO₂ 浓度加倍和相应的气候变化后增加的程度从 20%到 26%，其中北方温带如灌丛、草地、荒漠等干旱生态系统 NPP 增加较少（蒋高明，1995）。

综上所述，气候环境的复杂性极大地影响草地生态系统的生产力，未来CO₂浓度的倍增和全球变暖不但影响中国植被的重新分布，而且将导致植被生产力的显著变化。因此深入全面地研究陆地生态系统生产力对全球变化的响应将为未来人类实施可持续发展战略提供科学依据。草地生态系统作为陆地表面重要的组成部分之一，在这方面的研究力度还有待进一步加深。

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

第五节 本研究的目标、思路及主要内容

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

删除的内容:

1.5.1 总体目标

在生态系统水平, 涡度相关技术是评价植被/大气间净生态系统 CO₂ 交换量的主要手段。在 2002 年中国陆地生态系统通量观测网络 (ChinaFLUX) 建立之前, 我国还没有生态系统尺度上草原净 CO₂ 交换量长期观测的相关研究。因此, 客观上需要加强涡度相关技术在植被/大气间净生态系统 CO₂ 交换量长期观测中的理论与实践的深刻认识和理解。典型草原是我国欧亚大陆草原中最具有代表性和典型性的草原, 覆盖面积约有 $4.1 \times 10^7 \text{ hm}^2$, 约占国土总面积的 10.5%。它不仅是重要的畜牧业产地, 而且对全球和局地的辐射和能量交换具有重要的影响意义, 在影响我国北方气候方面起着特殊作用。要想更好的理解该生态系统碳交换的机理和驱动机制以及验证全球碳循环模型的有效性, 获得精确的、长期有效的数据必不可少。本研究以中国科学院草原生态系统定位研究站长期围封的羊草样地 (内蒙古通量站) CO₂ 通量的长期观测数据为基础, 集中探讨的生态系统尺度典型草原生态系统 CO₂ 交换量估算的基本方法论, 同时充分利用 2003、2004 和 2005 年不同的自然环境条件, 其中包括 2 个湿润年 (2003 和 2004) 和一个严重的干旱年 (2005)。重点探讨生态系统尺度典型草原净生态系统 CO₂ 交换量的季节变异特征以及环境控制机制, 为生态系统模型模拟与预测提供科学依据和技术支撑。

1.5.2 总体思路和技术路线

植被/大气间净生态系统 CO₂ 交换量测定的不确定性主要与涡度相关系统仪器性能、大气条件和地形条件以及测定误差有关。本研究以内蒙古通量站为试验平台, 以涡度相关技术为主要技术手段, 深入探讨涡度相关技术在植被/大气间 CO₂ 通量长期观测研究中的理论与方法, 初步建立典型草原生态系统尺度 CO₂ 通量的观测理论和方法。

在建立涡度相关技术 CO₂ 通量长期观测的基本方法论的前提下, 深入探讨内蒙古典型草原生态系统尺度光合作用、呼吸作用以及光、水分利用率的季节变异特征及其环境和生物过程控制机制。本研究工作的拟采取总体思路和技术路线如图 1-1 所示。

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

1.5.3 主要研究内容

以内蒙古羊草草原为主要研究对象，以涡度相关技术为主要技术手段，利用内蒙古通量站 2003、2004 和 2005 年开路涡度相关系统测定的 CO₂ 通量数据，初步建立典型草原 CO₂ 通量长期观测的基本方法论，分析和探讨典型草原生态系统碳吸收特征及其环境和生物学过程控制机制。

1) 生态系统结构与功能的调查

调查内蒙古羊草草原生态系统的气候条件、植被组成和结构、探讨该生态系统植被生物过程对 CO₂ 通量的控制机理。

2) 生态系统碳通量时空变化特征对比研究

结合涡度相关通量观测实数及微气象观测资料，描述内蒙高原典型草原生态系统的 CO₂ 通量的时空变化特征（季节和年际变化的季相及变幅），用半小时的涡度相关通量观测实数估算生态系统总初级生产力、净生态系统生产力和生态系统呼吸，评价原典型草原在欧亚大草原及我国陆地生态系统碳收支上的作用和地位（碳源/汇功能评价）。

3) 生态系统碳通量与环境变量间的响应机制研究

根据涡度相关通量观测和并行的微气象学和生物学测定，分析造成内蒙古典型草原生态系统的总初级生产力、净生态系统生产力和生态系统呼吸差异的原因及其生物物理过程机理上的差异，进而揭示青藏高原环境因子（辐射、温度、降水、土壤水热）对生态系统的碳交换的调控作用，及生态系统对环境因子的响应和反馈。

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

表 1-1 陆地草原生态系统年度和生长季节净生态系统碳交换 (NEE)、年生态系统碳同化 (Ac)、年生态系统呼吸 (R_E) (改自 Novick, 2004)

Table 1-1 Annual and growing season net ecosystem carbon exchange, annual ecosystem carbon assimilation, annual ecosystem respiration.

Site	Ecosystem type	Year	NEE (g C m ⁻² a ⁻¹)	Growing season NEE(gCm ⁻² season ⁻¹)	Ac (g C m ⁻² a ⁻¹)	R _E (g C m ⁻² a ⁻¹)	Max NEE (g C m ⁻² d ⁻¹)	Max Ac (g C m ⁻² d ⁻¹)
Matador; Sk, Canada	<i>Mixed-grass Prairie</i>	1970	-	-			-2.7	-4.9
		1971	-	-				-4.1
Lethbridge,AL,Canada	<i>Moist mixed grassland</i>	1998	-109	-	-373	264	-5.0	-9
		1999	-21	-	-287	267	-3.2	-5.5
		2000	+18	-	-272	290	-2.4	-4.5
Mandan, N.D., USA	<i>Northern mixed grass prairie</i>	1995	-118	-147			-	
		1996	-85	-113			-4.9	
		1997	-55	-85			-4.6	
		1998	-	-49			-3.7	
		1999	-34	-129			-4.9	
Dubios, Idaho, USA	<i>Sagebrush steppe</i>	1996	-100	-77				
		1997		-112				
		1998		-203				
		1999		-301				
Manhattan, Kan., USA	<i>Tallgrass prairie</i>	1996	-				-2.2	-9.5
Jasper Ridge, Calif., USA	<i>Serpentine grassland</i>	7/90-	-133				-1.9	
		7/91					-7.6	
Shidler, Okla., USA	<i>Tallgrass prairie</i>	1987	-	-205				
		1989	-318	-68				
Ponca, Okla., USA	<i>Tallgrass prairie</i>	1997	-274	-446	-812	538	-9.5	
		1998	-46	-204	-548	502	-7.5	
		1999	-124	-300	-634	510	-8.5	
Woodward, Okla., USA	<i>Mixed grass prairie</i>	1995	-97	-118			-4.9	
		1996	+46	-13			-3.3	
		1997	-159	-199			-5.5	
Woodward, Okla.,	<i>Sagebrush/mixe</i>	1995	-55	-74			-2.7	

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

删除的内容: 第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

带格式的: 右侧: 0.63 厘米

USA	<i>d</i>	1996	+9	+31	-2.2	
	<i>Grassland</i>	1997	+27	+26	-4.6	
Chickasha, Okla., USA	<i>Mixed-grass grassland</i>	1995	-	-196	-4.5	
		1996	-	-41	-4	
		1997	+41	-188	-5	
		1998	+419	+155	-1	
Temple, Tex., USA	<i>Tallgrass prairie</i>	1993	-50		-5	
		1994	-80		-6.5	
		1995	-772	-831		
		1996	-223	-286		
		1997	-386	-476		
Temple, Tex., USA	<i>Cynodon dactylon</i>	1993	+100		-3	
		1994	-800		-14	
Walnut Gulch Watershed, USA	<i>Mixed shrub</i>	1997	+130		-0.8	
		1998	+140		-2.7	
		1999	+155		-2.7	
		2000	+150		-2.7	
Walnut Gulch Watershed, USA	<i>Mixed grass</i>	1997	+130		-3.8	
		1998	+210		-4.6	
		1999	+110+60		-5.5	
		2000			-3.8	
Shortandy, Kazakhstan	<i>Shortgrass steppe</i>	1998-		-357		
		2001				
Kasbegi, Georgia	<i>Pasture, Wet meadow, Hay, Tall herb</i>	1996			-2.1	-2.5
					-5.3	-5.9
					-5.9	-7.0
					-8.5	-9.1
Tsukuba, Japan	<i>Grass field</i>	1993			-12.5	
		1994			-14.2	
Rondonia Brazil	<i>C4 pasture</i>	1993			-1.9	-8.0
Mackenzie Basin, NZ	<i>Tussock grassland</i>	1998-			-1.9	-3.9
		1999				

带格式的: 缩进: 首行缩进: 0 厘米

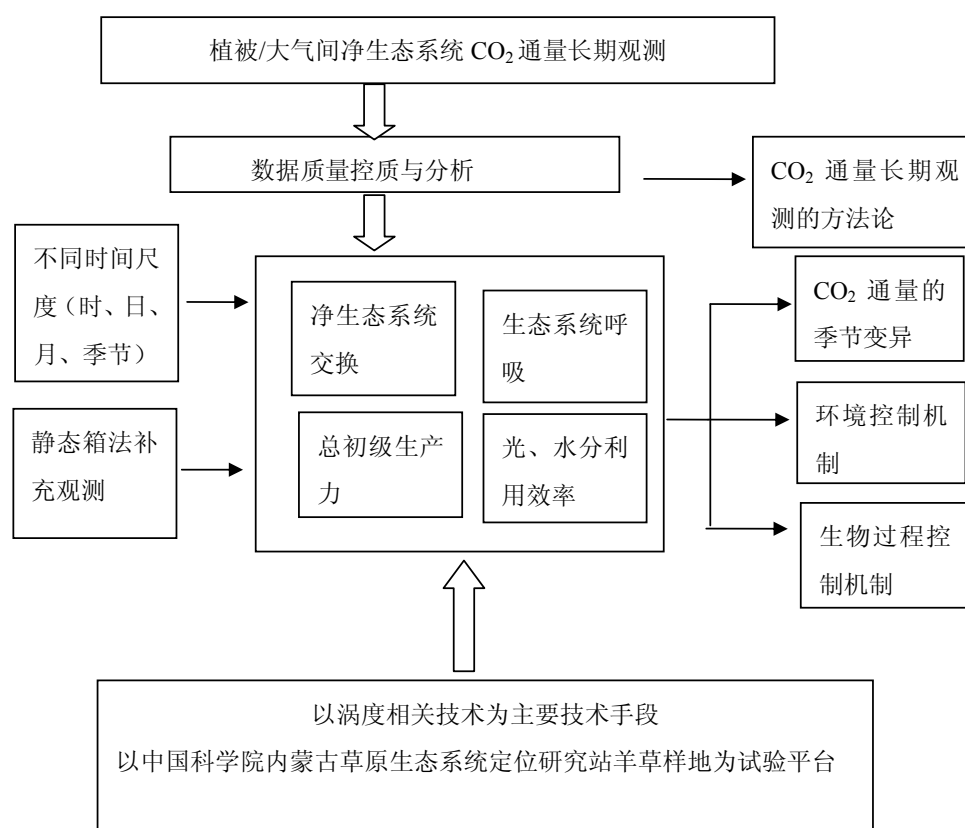


图 1-1 拟采取的总体思路和技术路线.

Fig.1-1 Schematic of main processes considered when assessing the long-term CO₂ flux measurement.

第二章 内蒙古通量站概况及研究方法

第一节 内蒙古通量站自然环境概况

2.1.1 气候背景

内蒙古通量站建于 2003 年, 位于中国科学院内蒙古草原生态系统定位研究站长期围封的羊草样地内。该样地建于 1980 年, 面积 400 m×600 m, 位于锡林河南岸的低丘宽谷地带, 海拔 1200~1250 m, 丘陵相对高度 20~30 m。丘陵顶部浑圆, 谷坡漫长, 坡度 $<5^{\circ}$, 坡麓下部有一平坦宽谷。羊草草原是中国东北样带 (NECT) 研究的重要生态系统类型 (图 2-1)。该草原生态系统是欧亚草原区在我国北部的延伸, 是典型草原的代表。该区地处温带内陆半干旱气候区, 具有温带大陆性季风气候的特点, 四季分明, 冬季严寒漫长, 无霜期比较短, 年平均气温约为 1°C , 1 月和 7 月分别是当地一年当中最冷和最热的月份。气温

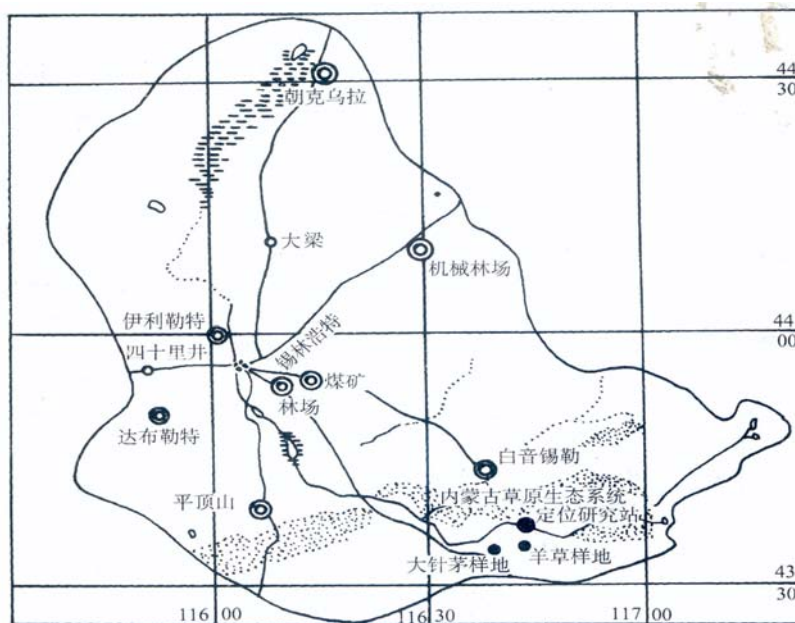


图 2-1 内蒙古羊草样地位置

Fig. 2-1 The location of *Leymus chinensis* grassland, Inner Mongolia

年较差和日较差较大，日照比较充分。该地区的年降雨量平均为 350.43 mm（姜恕，1985），降水主要集中在 7~9 月，平均降雨天数为 92.71 天。在降雨统计中，人们常把日降雨量≥50 mm 的称为暴雨，本地区≥50 mm 的降雨日数极少。该地区≤5.0 mm 的降雨日数主要集中在 4~9 月，大约占总降雨量的 24.6%。≥10.0 mm 的降雨日数大多发生在 6~9 月，占总降雨量的 11.2%。年降雨量变率极大（比值达 3.8），年降水量由东南（平均 350 mm）向西北（平均 250 mm）递减，而温度（及潜在蒸发量）则沿此方向递增。春季多大风，容易形成沙尘暴，年平均沙尘暴日为 8.4 天（陈佐忠，1988）。

2.1.2 自然植被

组成羊草群落的植物约 86 种，分属于 28 科，67 属。其中常见种约 45 种，禾草以外杂草类约 75 种。以根茎禾草羊草占显著优势，其次为以大针茅（*Stipa grandis*）、克氏针茅（*Stipa krylovii*）和蒿类、洽草、冰草为主的群落，构成典型草原的主体。这些禾草构成了群落的主体，其重量比率在 60%以上。禾草以外的杂类草占总数的 87%，其中大多数是多年生草本，占 88%。建群种为羊草（*Leymus chinensis*）、优势种为冰草（*Agropyron cristatum*）、大针茅、糙隐子草（*Cleistogenes squarrosa*）和寸草苔（*Carex duriuscula*）。草群高度 50~60 cm，盖度 30%~40%，多雨年份可达 60%~70%。地表有大量凋落物覆盖。表 2-1 列出植被面积和植被的生境特征（汪诗平等，2003）。

表 2-1 羊草草原植被生境特征

Table.2-1 The life-circumstances of vegetation in *Leymus chinensis* grassland

植 被 亚型	海拔 (m)	地形	土 壤	钙 积 层 中 CaCO ₃ 含量 (%)	年 降 雨 量(mm)	年均温 ≥ 210 ℃ 积温 (℃)	代表 植物 群系
多 杂 类 草 的 禾 草 草 原	1100-1300	低丘、 台地、 塔拉	暗 栗 钙 土	13.03	350-450	-0.3~1 1800-2000	大 针 茅、羊 草、丛 生禾草

2.1.3 土壤特征

羊草样地的土壤类型与植被类型相适应。在中国科学院内蒙古草原生态系统定位研究站羊草永久样地围栏内的研究表明, 土壤为玄武岩残坡积母质上发育的暗栗钙土。

暗栗钙土全剖面轻壤质、真比重变化于 $2.59\sim 2.64\text{ g cm}^{-3}$ 之间, 容重为 $1.09\sim 1.35\text{ g cm}^{-3}$, 总孔隙度变化于 $48\%\sim 58\%$ 之间, 其中主要是毛管孔隙, 变化于 $38\%\sim 42\%$ 之间。

暗栗钙土的 pH 值变化于 $7.22\sim 8.75$ 之间, 属于碱性—强碱性土壤, 一般来说表层较低, 而下部土层较高(顾新运等, 1997)。有机质含量表层为 44 g kg^{-1} , 下部土层含量较低。全氮相应为 2.39 g kg^{-1} 。阳离子交换量为 $19.46\text{ cmol kg}^{-1}$ 。而其交换性 Ca 含量变化于 $0.04\%\sim 0.20\%$ 之间, 交换性 Al 均 $<25\text{ mg kg}^{-1}$ 。

第二节 CO₂ 通量观测系统概述

中国陆地生态系统通量观测网络(ChinaFLUX)所有通量站 CO₂ 通量长期观测的涡度相关系统和数据采集系统以及数据格式等都采用统一制定的标准。内蒙通量站 CO₂ 通量观测系统主要以 OPEC 系统为主, 辅以常规气象要素和植物生理生态要素测定。图 2-2 为内蒙古通量站 CO₂ 通量观测系统(OPEC 系统、RMET 系统)仪器配置的空间示意图。本研究旨在探讨用涡度相关技术测定的羊草草原生态系统长期的 CO₂ 通量变化特征及其变异驱动机制。常规气象要素主要包括光照、温度、湿度、CO₂ 浓度等要素的测定, 而生理生态测定则主要包括生物量、光合作用、呼吸作用、凋落物积累与分解和叶面积指数等。

羊草草原碳通量观测站建于 2003 年 4 月。测量系统主要包括一套开路涡度相关系统和一套常规气象要素测量系统。为尽量减小通量塔对 OPEC 系统空气动力学干涉作用, 将 OPEC 系统安装在 1 m 长的支臂上, 并尽可能垂直于内蒙古通量站盛行风的方向。图 2-3 为内蒙古通量观测站的盛行风向。涡度相关系统主要测量离地面 2.5 m 高的 CO₂ 通量、潜热和感热通量, 包括一个开路 CO₂/H₂O 远红外 CO₂ 气体分析仪(LI-7500, LI-COR, Lincoln, NE, USA)和一个三维超声波测风仪(CSAT3, Campbell Scientific Inc, MS, USA)。采样频率是 10 Hz, 每半个小时平均值记录在数据采集器中(CR5000, CSI)。常规气象要素测定系统包括安装在离地面 1.5 m 的辐射测定仪(CNR-1, Kipp & Zonen, NY, USA)和

光量子测定仪(LI190SB, Li-COR, Lincoln, NE, USA), 用于测量净辐射和光合有效辐射。空气温度/湿度传感器(HMP45C, Vaisala, Woburn, MA, USA)安装在防辐射罩 (Model 41002, RM Young Inc.) 内, 风速传感器 (A100R, Vector Inc.) 与空气温度/湿度传感器安装于相同的高度上。测量离地面 1.5 m 和 2.5 m 处温度、相对湿度和风速。利用温度传感器测量地面以下 0.05 m、0.10 m、0.20 m、0.5 m、

仪器安装示意图

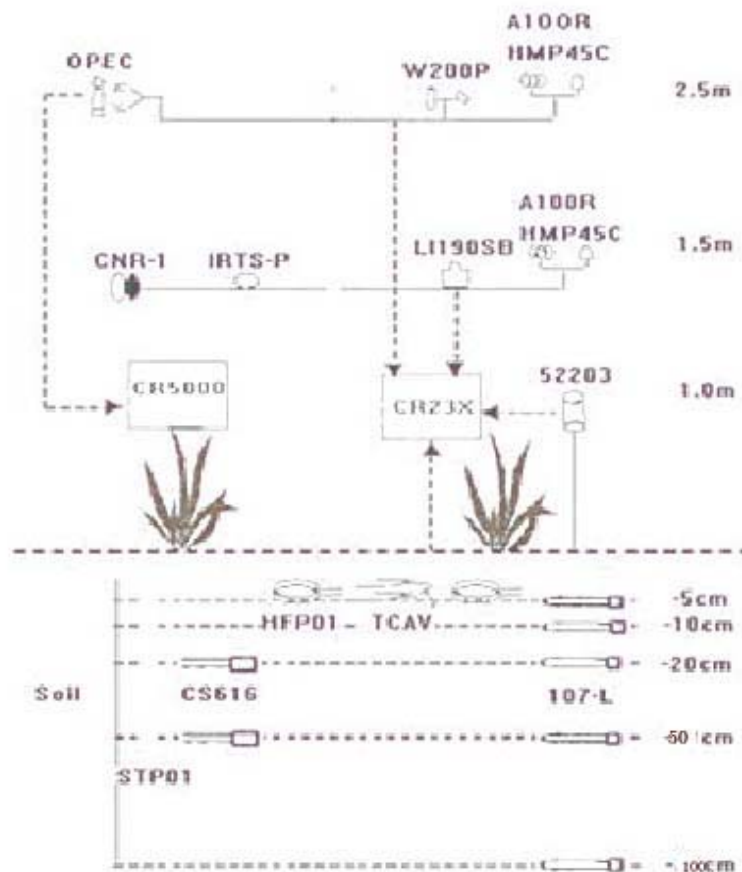


图2-2 内蒙古典型草原生态系统CO₂通量观测系统仪器配置的空间示意图

Fig. 2-2 Schematic of eddy covariance system and affiliated routine meteorology system

1.0 m 的土壤温度, 同时利用温度传感器 (TCAV, Campbell Scientific) 测定 0~0.05 m 土壤平均温度。利用 3 个 TDR 传感器 (TDR, Campbell Scientific, Logan, UT, USA) 测量土壤含水量 (0.05 m、0.2 m、0.5 m), 利用 2 个土壤热通量板 (HFP01, Hukseflux Inc.) 测定 0.05 m 处土壤热通量。所有常规气象要素数据利用 3 个 CR10X 数据采集器 (Model CR10XTD, Campbell Scientific) 和一个配有 25 通道多路复用器的 CR23X 数据采集器 (Model AM25T, Campbell Scientific) 采集并储存。

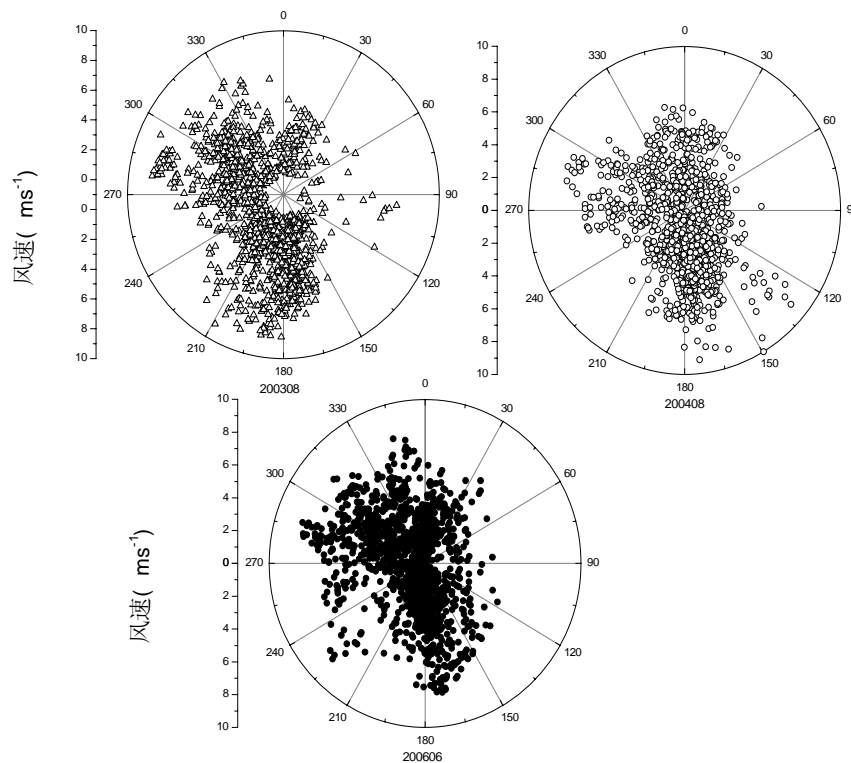


图 2-3 内蒙古通量站盛行风向与风速的关系

Fig. 2-3 Relationship between prevailing wind direction and wind speed

第三节 研究方法

2.3.1 植被生理指标的测定

1) 地上生物量和地下生物量的测定

从五月中旬开始第一次测量, 共 6 个样方。此后每隔 15 d 测定一次。将样方内的植物齐地面剪下, 带回实验室, 将绿色部分和立枯分开, 称其鲜重后 65°C 烘干至恒重。

在剪过草的样方内选取 3 个 0.25 m² 的小样方。取样前, 先将土壤表面的残落物和杂质清除干净。然后用根钻按 0~10 cm, 10~20 cm, 20~30 cm, 30~50 cm 等深度依次取样。取好的样品, 按层分装在尼龙纱袋或布口袋中, 带回实验室。然后冲洗干净, 晾干, 65°C 烘干至恒重称重。

2) 凋落物的收集步骤:

a) 在第一次测定地上生物量的样方中, 用手将全部的凋落物捡起。在以后各期的样方内, 仅收集前次至今而脱落的凋落物。为此, 必须在第一期测定时即将第二期需测定的样方中之凋落物全部清除, 防止新旧凋落物的混杂, 以减少工作的难度。b) 将收集的凋落物, 按样方分别装入塑料袋内, 编上样方号, 带回实验室内处理。c) 在实验室内, 将凋落物上的细土粒和污物去除干净, 然后在烘箱内烘干至恒重并称重。

3) 叶面积指数的测定

用重量法测定: 在纸上先画出 10 cm×10 cm 的正方形, 用剪刀剪下来称重, 然后求出平均 1 cm² 的纸重 WP (g), 作为计算叶面积的常数。测定时, 先将叶片平铺在同一种纸上, 用硬铅笔绘出叶片的轮廓, 用剪刀剪下纸上的轮廓, 称重 WL (mg), 叶面积 A (cm²) 由下式求出:

$$A = \frac{WL}{WP}$$

结合生物量一起测定, 地上生物量取回后先进行 LAI 的测定, 然后烘干称重。

4) 物候相和结构调查

从植物生长前期开始 (5 月中旬), 在试验区的风浪区三个方向上分别选择 16 个小区。每个小区选择有代表性的植物种类 10 株/丛, 定期测量其叶面积和光合速率, 记载其生长速率以及由营养生长向生殖生长转换的日期和叶片衰老进程。

5) 群落净光合速率和气孔阻力的测定

在生长发育盛期利用 LI-6400 测定样地植物的光合速率、蒸腾速率、气孔导度、胞间 CO_2 浓度和蒸汽压亏, 测定时选取优势种, 每株植物选取 3 片叶子。

2.3.2 生态系统呼吸和凋落物分解的测定

从植物生长发育初期(5 月初)到生长末期, 用箱式法测定土壤呼吸和凋落物的分解, 每隔 15 d 测定一个昼夜, 非生长期一个月测定一次。分为三个处理: 空白、去草、去除凋落物。箱座在生长季开始前插入地面, 使采样箱基座嵌入采样位点, 使基座上口与地面水平, 尽量不扰动观测点的自然状态。选择晴朗的天气, 从 9:00 到 18:00 进行取样, 每次取样 3 个处理, 每个处理 3 个重复。每 10 分钟取一次样, 每个重复取 4 次样后, 打开箱子。夜间从 20:00 到 6:00, 取样间隔为两个小时。

第三章 内蒙古羊草草原生态系统CO₂通量观测系统性能评价

植被与大气间 CO₂ 通量的长期测定能够加深人们对于陆地生态系统在全球碳循环中作用的科学理解 (Goulden *et al.*, 1996a; Baldocchi *et al.*, 2001)。涡度相关技术是对大气与森林、草地或农田间进行非破坏性的 CO₂、H₂O 和热量通量测定的一种微气象学技术，是目前全球陆地生态系统通量观测网络 FLUXNET (Ameriflux、CarboEurope、AsiaFlux、KoFlux、OzFlux、Fluxnet-Canada、ChinaFLUX) 的主要技术手段，可以直接测定植被/大气间 CO₂ 湍流通量，空间尺度上测定范围可以达到 100 米到几公里，时间尺度上测定范围可以从小时、天、季节到数年 (Baldocchi *et al.*, 1988; Baldocchi *et al.*, 2000; Baldocchi, 2003)。涡度相关技术的理论基础最早是 O. Reynolds 在 1895 年提出的 (Reynolds, 1895)，后来流体力学和微气象学理论的长期发展促进了涡度相关技术理论的成熟与发展。但是由于微气象仪器、数据采集系统和计算机能力等方面的限制，涡度相关技术直到 20 世纪 90 年代初才逐渐趋于成熟并应用于陆地生态系统 CO₂ 通量的长期观测研究 (Wofsy *et al.*, 1993; Berbigier *et al.*, 2001)。目前，从微气象学的角度，在地势平坦、冠层均质且广阔的通量观测站所获得的涡度相关 CO₂ 湍流通量测定数据是值得信赖的 (Lee, 1998; Massman and Lee, 2000, 2001, 2002)。但是现实的陆地生态系统是由各种斑块状冠层构成的，而且仪器的安装，即风速计的垂直不会不出现偏差，这种条件下难以完全满足涡度相关技术的基本假设条件，从而导致 CO₂ 湍流通量（在不进行任何修正条件下，涡度相关观测系统所获得的观测结果）的测定值与真实值之间存在着一定的偏差 (Lee, 1998; Baldocchi *et al.*, 2000; Wilson *et al.*, 2002)。

目前，全球陆地生态系统通量观测网络 (FLUXNET) 内已经有 180 多个研究小组在利用涡度相关技术测定陆地生态系统各种植被与大气间的 CO₂、H₂O 和能量通量 (Baldocchi *et al.*, 2001)。这些研究小组的 250 个以上的通量观测塔正在进行长期的和连续的通量观测，同时也收集站点植被、土壤、水文和气象特征等数据，期望可以对测定所得的通量数据进行合理的解释 (Baldocchi *et al.*, 2001)。然而，当评价长期涡度相关测得的 CO₂ 通量的精度时，考虑湍流单点取样的随机性和变化的通量贡献区 (footprint or fetch) 存在着随机误差 (Moncrieff

▼ *et al.*, 1996)。另外，在实际的观测实践时，除了随机误差外，还存在着来自完

删除的内容: 第八章 结论与展望

全系统误差（随机矫正误差）、选择性系统误差和取样误差。全球通量观测站点大部分设置并非在平坦地形、斑块状冠层、自由对流等非理想或更现实的条件下，冠层上方 2 维或 3 维气流经常会导致（水平和垂直）平流现象的出现，而传统的通量观测塔并不能捕捉到这种非湍流运动信号（Massman and Lee, 2002; Lee and Hu, 2002），这是 FLUXNET 基于涡度相关技术长期测定陆地生态系统 CO₂ 通量过程中不确定性的重要来源（Lee, 1998; Baldocchi *et al.*, 2000; Wilson *et al.*, 2002）。虽然在非理想条件下利用涡度相关测定的净生态系统 CO₂ 和能量交换的年估计值客观存在着一定的不确定性和误差，但也具有非常重要的参考价值，因为在现实的观测研究中不可能将所研究观测站都设置在理想的条件下（Baldocchi, 2003）。在夜间大气层结稳定的条件下，几乎所有涡度相关技术的限制都会发生，一些是仪器本身的，另一些是气象的。但是，大量的关于仪器、软件和模型方面的比较研究表明，夜间 CO₂ 释放量测定的不确定问题主要是与涡度通量的解释以及大气条件有关，而不是有仪器的制约和测定误差造成的（Baldocchi and Meyers, 1998; Massman and Lee, 2000）。目前全球微气象观测站点中的大部分站点都分布在非理想地形条件下，因此客观需要对植被/大气间 CO₂ 通量长期观测数据进行数据质量控制和评价（Goulden *et al.*, 1996a; Black *et al.*, 1996; Baerbigier *et al.*, 2001; Lee and Hu, 2002）。在对涡度相关技术野外测定的通量数据质量进行客观评价时，应充分考虑到应用涡度相关技术测定结果的不确定性即可能与涡度相关系统仪器响应能力的制约有关，也可能与涡度相关技术的常通量层假设所需要的假设条件不能得到满足有关。如何解释现实的涡度相关技术的测定结果，使其能够代表大气与植被间的物质交换信息对当代微气象学家来说是个巨大的挑战（Foken and Wichura, 1996; Vicker and Mahrt, 1998; Mahrt, 1998; Aubinet *et al.*, 2000; Baldocchi *et al.*, 2000）。

第一节 开路涡度相关系统仪器性能评价

3.1.1 开路涡度相关系统仪器高频响应特征

为了检测涡度相关系统的仪器响应特征，分析湍流谱特征包括功率谱和协谱被用来确定涡度相关系统相关仪器对高频湍流信号的响应能力。将某物理量的时间序列视为复杂的振动过程，只要满足一定的条件，总可以分解成若干个不同频率的谐和振动。因此，可以从频率域上来研究序列的内部结构，借以考

察有哪些主要的振动频率，各频率的贡献如何，从而分析周期振动，这就是所谓的谱分析方法。这里选取内蒙古通量站 2004 年 5 月 22 日和 2005 年 5 月 22 日典型晴天的 10 Hz 原始数据。利用 Welch 方法计算变量 x 包括超声风速仪测定三维风速（水平风速 u ，侧风风速 v 和垂直风速 w ）和空气温度 T_s 以及红外 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 水汽分析仪测定的 CO_2 和 H_2O 的功率谱 $S_x(f)$ 和协谱 $C_{wx}(f)$ 。功率谱和协谱都乘以频率 f 以使谱函数曲线下的面积在半对数坐标条件下能够正确地代表总方差或协方差。功率谱 $S_x(f)$ 和协谱 $C_{wx}(f)$ 也都分别利用变量 x 的方差以及 w 与 x 的协方差分别进行归一化处理。

功率谱和协谱分析的两个突出的特征就是谱峰和斜率。确定不同变量的功率谱在惯性子区的斜率对于确定涡度相关系统仪器的响应能力具有重要的意义。这主要是因为近地边界层内小尺度湍流是各向同性的，在惯性子区内能量既不产生也不消耗，而是遵循 -2/3 定律向更小的尺度传递（Kaimal and Finnigan, 1994）。图 3-1 和图 3-3 是 2004 和 2005 年超声风速仪 CSAT-3 测定三维风速和空气温度的功率谱特征，而图 3-2 和图 3-4 是 2004 和 2005 年红外 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 气体分析仪 LI-7500 测定 CO_2 和 H_2O 的功率谱特征。用 -2/3 斜率来检验功率谱的技术已经在分析各种湍流技术领域得到了应用。在本研究中用对数坐标作图时，在 0.01~10 Hz 频率范围内 CO_2 、 H_2O 和三维风速功率谱与 -2/3 斜率非常一致。这说明 OPEC 系统的三维超声风速仪 CSAT-3 对三维风速和空气温度各变量高频信号的响应能力是能够满足实际通量观测要求的。而从图 3-2 和图 3-4 可以看出，2004 年 5 月 22 日和 2005 年 5 月 22 日典型晴天条件下红外 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 气体分析仪 LI-7500 测定 CO_2 和 H_2O 各变量的功率谱在惯性子区也基本符合 -2/3 定律，这也说明 OPEC 系统的红外 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 气体分析仪 LI-7500 对 CO_2 和 H_2O 各变量高频信号的响应能力是能够满足实际观测要求的。

对于湍流通量来说，协谱密度与协方差密切相关。协谱分析可以确定不同频率的垂直风速 w 和变量 x 对协方差也就是湍流通量的总体贡献度（Stull, 1988; Kaimal and Finnigan, 1994）。在对数坐标条件下，协谱在惯性子区应该符合 -4/3 定律。从图 3-5 和 3-6 表明，测量高度各湍流通量的协谱在惯性子区的斜率基本符合 -4/3 定律。这说明内蒙通量站涡度相关仪观测数据质量比较高，结果可靠，仪器运行稳定。

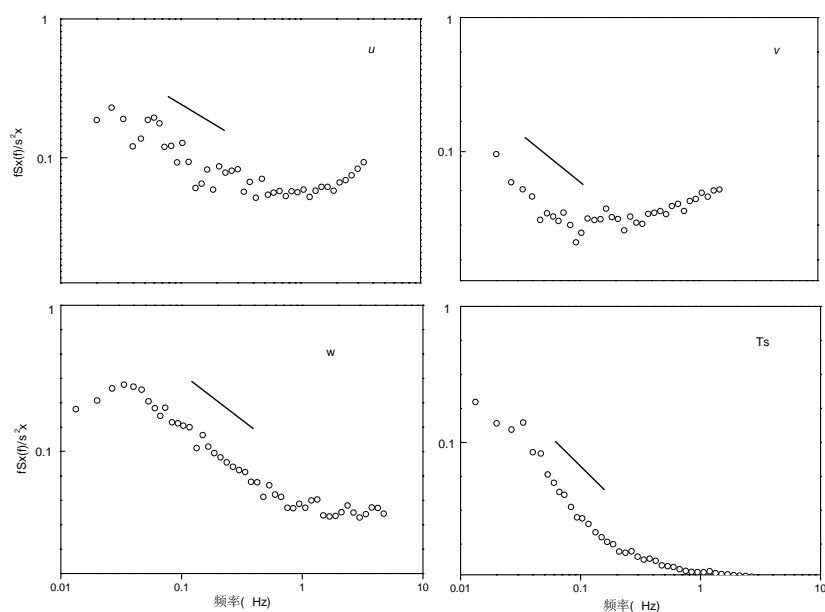


图 3-1 超声风速仪测定三维风速和空气温度的功率谱

(数据为 2004 年 5 月 22 日 9:00-12:00 6 个 30min 变量 x 的功率谱的平均值.

图中实线为-2/3 斜率)

Fig. 3-1 Mean power spectra for wind velocity component (u, v and w), and air temperature measured by sonic anemometer CSAT-3

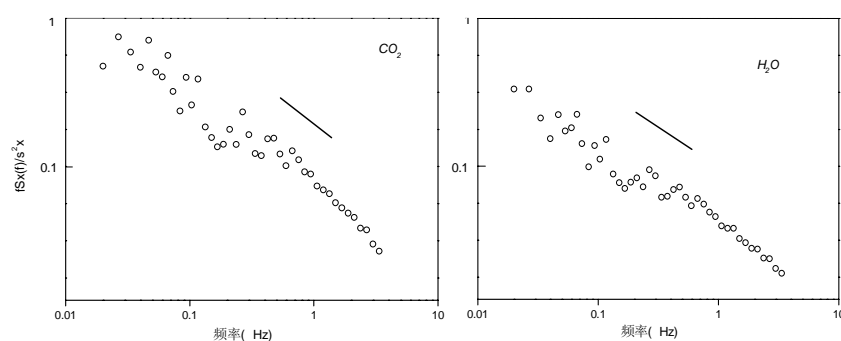


图 3-2 红外 CO₂/H₂O 水汽分析仪测定 CO₂ 和 H₂O 的功率谱

(数据为 2004 年 5 月 22 日 9:00-12:00 6 个 30min 变量 x 的功率谱的平均值.

图中实线为-2/3 斜率)

Fig. 3-2 Mean power spectra for CO₂ and H₂O measured by open path CO₂/H₂O analyzer

I.I-7500

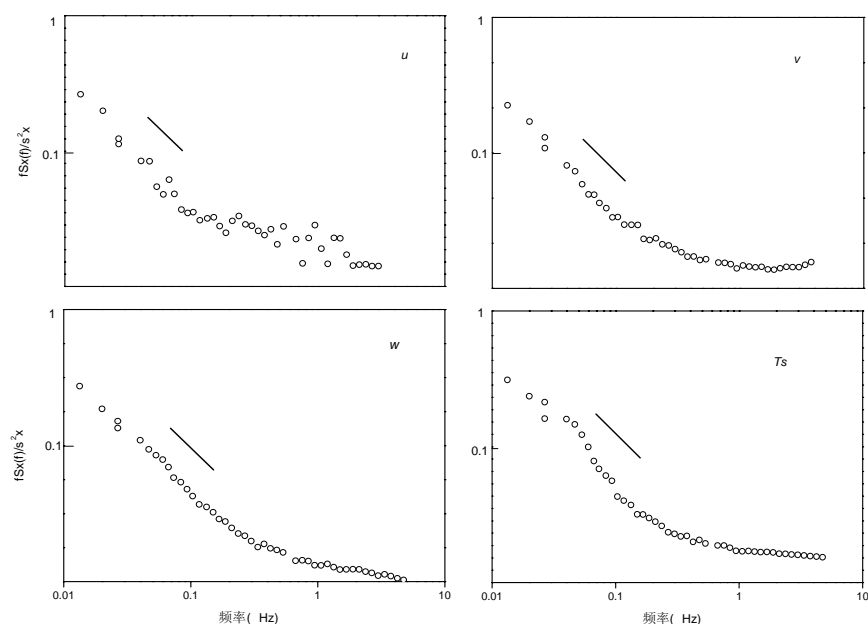


图 3-3 超声风速仪测定三维风速和空气温度的功率谱

(数据为 2005 年 5 月 22 日 9:00-12:00 6 个 30min 变量 x 的功率谱的平均值.

图中实线为-2/3 斜率)

Fig. 3-3 Mean power spectra for wind velocity component (u , v and w), and air temperature measured by sonic anemometer CSAT-3

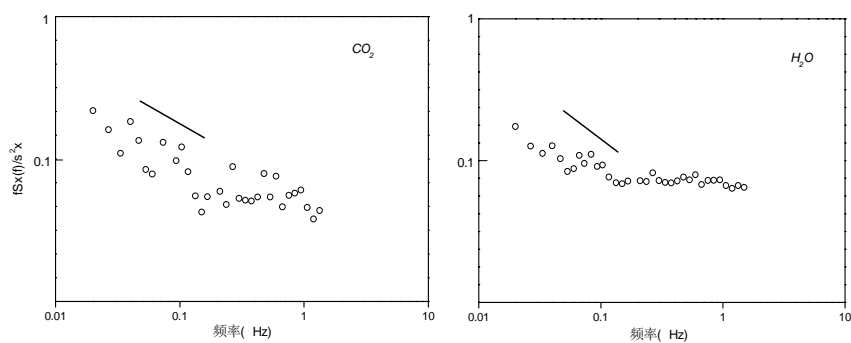


图 3-4 红外 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 水汽分析仪测定 CO_2 和 H_2O 的功率谱

(数据为 2005 年 5 月 22 日 9:00-12:00 6 个 30min 变量 x 的功率谱的平均值.

图中实线为-2/3 斜率)

Fig. 3-4 Mean power spectra for CO_2 and H_2O measured by open path $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ analyzer

LI-7500

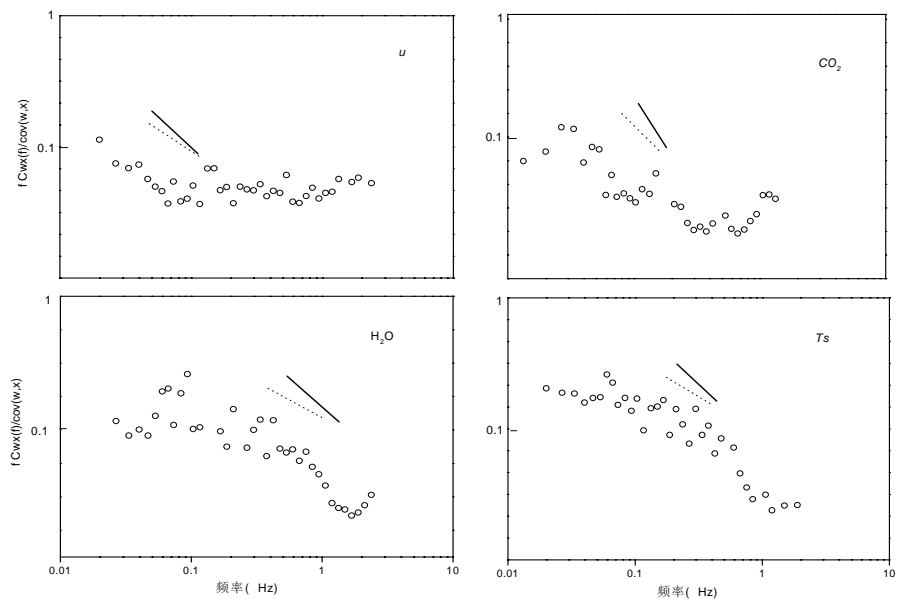


图3-5 对数坐标下, 垂直风速和水平风速, CO_2 , H_2O 和空气温度的协谱
(数据为2004年5月22日 9: 00-12: 00 6个30min垂直风速 w 和变量 x 的协谱的平均值.
图中虚线为-4/3, 而实线为-1斜率)

Fig. 3-5 Mean cospectra between the vertical wind speed and variable where x is horizontal wind speed, CO_2 , H_2O and sonic air temperature

3.1.2 能量平衡闭合分析

近几年来, 涡度相关技术被广泛的应用在陆地生态系统和大气间 CO_2 、 H_2O 等物质交换和能量传输的研究中。随着 CO_2 通量观测点的不断增多, 使得生物圈和大气圈之间物质和能量交换的研究得以迅速的发展, 与此同时如何评价涡度相关仪测得的数据的可信度则成为共同关心的重要问题。在生态系统中, CO_2 、 H_2O 和能量的源分布方式虽然各不相同, 但是在利用涡度相关技术测定他们通量的基本假设是这些物质和能量的传输机制是一致的。根据热力学第一定律和涡度相关观测的基本假设, 理论上能量平衡闭合程度可以作为观测系统性能和数据质量评价的一个有效途径, 所谓的能量平衡闭合是指涡度相关仪器直接观测的潜热通量和显热通量与净辐射通量、土壤热通量、冠层热储量三者之和的有效能量之间的平衡。能量平衡闭合程度作为评价涡度相关数据可靠性的方法已经

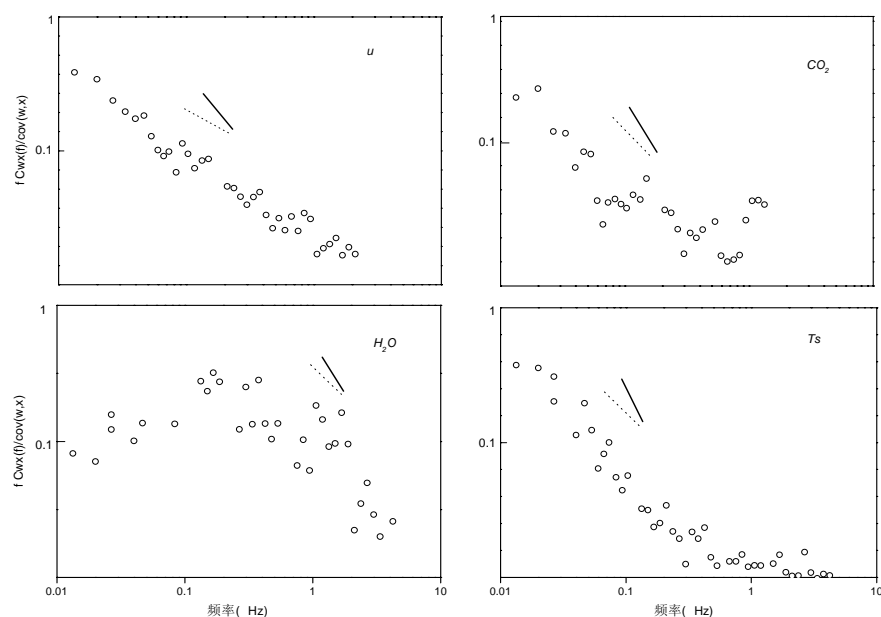


图3-6 对数坐标下, 垂直风速和水平风速, CO_2 , H_2O 和空气温度的协谱.
(数据为2005年5月22日9: 00-12: 00 6个30min垂直风速w和变量x的协谱的平均值.
图中虚线为-4/3, 而实线为-1斜率)

Fig. 3-6 Mean cospectra between the vertical wind speed and variable where x is horizontal wind speed, CO_2 , H_2O and sonic air temperature

被人们广泛的接受 (Mahrt, 1998; Verma *et al.*, 1986), FLUXNET 许多站点把能量平衡闭合状况分析作为一种标准的程序用于通量数据的质量评价 (Wilson *et al.*, 2000; Schmid *et al.*, 2002; Kell *et al.*, 2002)。为了消除物质守恒方程中的垂直平流项 (Schuepp *et al.*, 1990; Mahrt, 1998; Verma *et al.*, 2000), 把 30min 的通量数据进行 3D 坐标旋转, 使得平均侧风和垂直风速为零, 并校正由于水热传输造成的 CO_2 通量变化的密度效应 (Webb, 1980), 在此基础上又剔除了同期有降水的通量数据。利用涡度相关技术进行物质和能量通量测定时, 湍流强弱对通量数据的质量有较大的影响, 摩擦风速 (u^*) 能够度量湍流的强弱, 据此处理与分析, 可以减少通量数据的不确定性 (Massman *et al.*, 2002)。本研究选择了 $u^* > 0.2 \text{ ms}^{-1}$ 时的通量数据进行分析。我们采用能量平衡线性回归方程来评价能量平衡闭合程度。在理论上:

$$\sum (LE + H) = \sum (Rn - G - S) \quad (3.1)$$

其中 LE 为潜热通量 (Wm^{-2})、 H 为感热通量 (Wm^{-2})、 Rn 为太阳净辐射 (Wm^{-2})、 G 为土壤热通量 (Wm^{-2})、 S 为冠层热储量 (Wm^{-2})。由于在草原生态系统, S 在长的时间尺度上接近于平衡, 所以此项可以忽略不计。图 3-7 表明的是内蒙古通量站 2003~2005 的能量闭合状况。内蒙古通量站的能量闭合度在 70% 左右, 能量不闭合程度的变化范围在 30% 左右。在这和世界上其他类型的草原相比较, 是比较相似的 (Twine *et al.*, 2000)。从图中可以看出, 涡度相关系统对潜热通量和感热通量的测定偏低。造成这种现象的原因包括以下几个方面:

(1) 通量观测中的取样误差。涡度相关仪测定的迎风区 (通量贡献区) 和 RMET 测定的 Rn 、 G 的测量面积不同所带来的误差。(2) 通量传输的差异 (3) 非稳定状态的测量时间序列, 引起了通量在低频的缺失和平流的影响。

3.1.3 CO_2 通量的校正

涡度相关技术是目前最好的测量地—气交换的微气象方法, 但是仍然存在着一定的误差和不确定性 (Massman and Lee, 2002; Kell *et al.*, 2002; Gu *et al.*, 2005)。根据现有的仪器和理论计算方法, 在实际观测计算中, 有一些误差和不确定性是随机的或不可避免的, 有一些误差虽然被人们认识到但却难以进行校正的, 还有一些误差是可以避免或可以进行校正的 (朱治林等, 2004)。用涡度相关方法测量下垫面地表通量的一个重要的假设是在某一段时间内, 平均垂直风速为零。为了尽量满足这个条件, 人们在选择观测地点时, 一般是选择地势平坦、下垫面均匀, 四周开阔的地方进行观测。同时仪器 (特别是超声风速计) 的安装也要尽量垂直。但是在实际的操作当中, 很难找到非常理想的观测样地, 无论如何仪器的安装也不可能完全垂直, 特别是很难长期保持绝对的垂直。很容易在某一时间段内出现平均垂直风速不等于零。如果风速计的垂直偏差 $>0.1^\circ$, 地面并非水平, 那么就会带来测定误差。这种误差的大小取决于风速计与地面的倾斜角、风向、风速和大气稳定度等条件。

目前, 国际上通常采用两类方法进行坐标转换: 一类叫分时段独立旋转法, 就是仅仅利用某以较短时段 (30min) 的平均三维风速资料, 通过一系列公式计

算直接进行转换，这包括两次坐标轴旋转和三次坐标轴旋转，通常使坐标

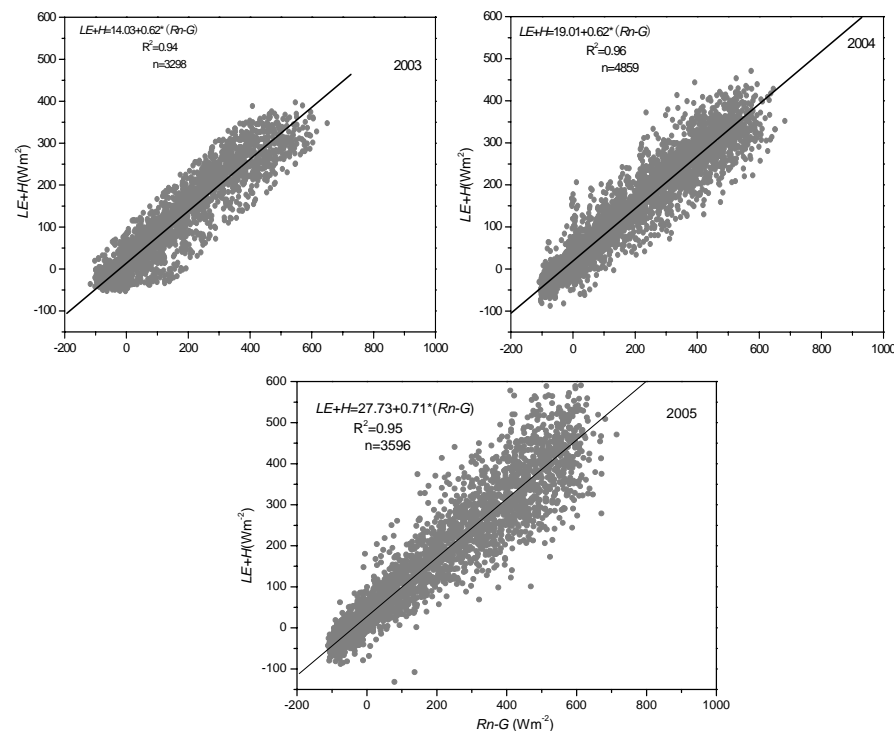


图 3-7 2003~2005 生长季能量闭合特征

Fig.3-7 The characteristic of energy close during growing seasons in 2003~2005

系 x 轴与平均水平方向平行，从而使平均侧风速度和平均垂直风速度最小化即为 0（所谓的二次坐标轴旋转，DR），并且使相应的平均侧风应力也为 0（所谓的三次坐标轴旋，TR）。另一类叫平面拟合法，它是根据多个短时段的三维风速资料拟合得到一个等效的虚拟平面，在这个平面上，总体的平均垂直风速为零，但不要求每个记录的平均风速都为零。我们采用的是三次坐标轴旋转，坐标轴变换的基本过程如图 3-8 所示。第一次旋转的目的是使得 X 轴平行于平均气流，第一次变变换后的 3 个方向的风速为 u' 、 v' 和 w' 分别为

$$\begin{aligned} u' &= u_m \cos \varphi + w_m \sin \varphi, \\ v' &= v_m, \\ w' &= -u_m \sin \varphi + w_m \cos \varphi \\ \varphi &= \arctan(w_m / u_m) \end{aligned} \quad (3.2)$$

其中 u_m 、 v_m 、 w_m 分别是三维超声风速仪测定的 X、Y 和 Z 轴的三维风速的平均值。第二次旋转的目的是使得垂直风速为零，即：

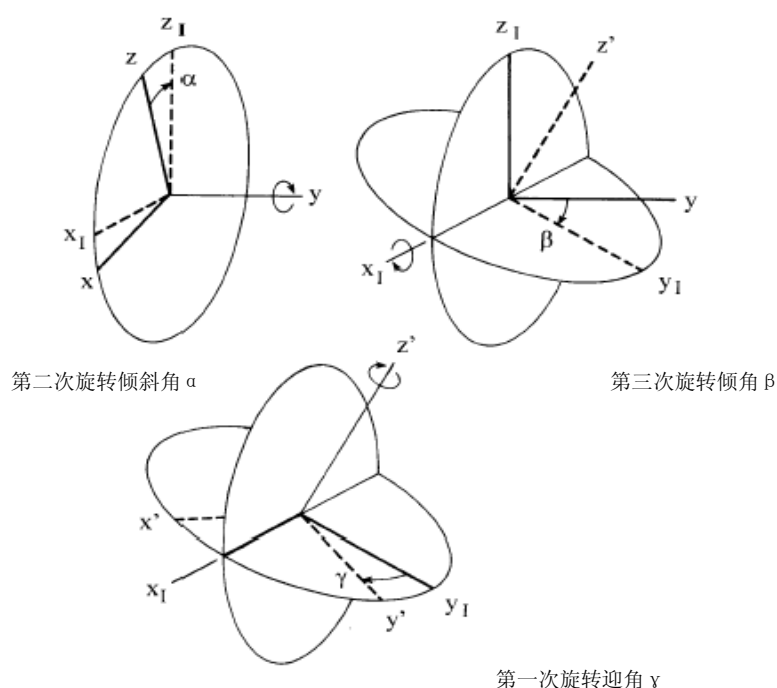


图 3-8 坐标轴旋转倾斜角 α 、 β 和 γ 的定义。原始坐标轴为 x, y, z 。旋转后坐标轴为 x', y', z' 。中间旋转过程坐标轴为 x_1, y_1 和 z_1 (Wilczak et al., 2001)。

Fig. 3-8 Definitions of the tilt angle α , β , and γ for the yxz convection. The original axes are x, y, z , the final axes are x', y', z' , and intermediate axes are x_1, y_1 and z_1

$$\begin{aligned} u'' &= u' \cos \varphi + w' \sin \varphi \\ v'' &= v' \\ w'' &= -u' \sin \varphi + w' \cos \varphi \\ \varphi &= \arctan(w'/u') \end{aligned} \quad (3.3)$$

经过两次旋转后, $\bar{v}=0, \bar{w}=0$ 。此时已经基本上消除了平均垂直风速不为零对通量结果的影响。为了避免 X 轴方向的平均风速和垂直风速的协方差不一定为零的现象, McMillan 建议在进行一次旋转, 使得 $\overline{vw}=0$,

$$\begin{aligned} u''' &= u'' \\ v''' &= v'' \cos \gamma + w'' \sin \gamma \\ w''' &= -v'' \sin \gamma + w'' \cos \gamma \\ \gamma &= \tan^{-1} \left[\frac{2\overline{v''w''}}{\overline{v''^2} - \overline{w''^2}} \right] \end{aligned} \quad (3.4)$$

经过三次坐标旋转后, 使得 $\bar{v}=0, \bar{w}=0$ 和 $\overline{vw}=0$ 。

因为温室效应的微量气体的垂直通量 (F_c) 可表示为:

$$F_c = \overline{wc} = \overline{w'c'} + \overline{wc} \quad (3.5)$$

在公式 (3.6) 中, 相对第一项而言, 当第二项可以忽略时, 只用 $w'c'$ 就可以计算得到通量。但是就微量气体的通量而言, 有时第二项是不能忽略的。Webb et al. (1980) 提出应尽行如下的修正。首先从质量守恒原理出发, 令干燥空气的水平通量为 0, 即:

$$\overline{w\rho_a} = \overline{w\rho_a} + \overline{w'\rho_a'} = 0 \quad (3.6)$$

其中, ρ_a 是干燥空气的密度。据此, 平均垂直风速可以表示为:

$$\bar{w} = \frac{\overline{w'\rho_a'}}{\rho_a} \quad (3.7)$$

此外, 若用气体状态方程表示时, 有下列方程成立,

$$\bar{w} = -\frac{u}{\rho_a} \overline{w'\rho_a'} + (1+u\sigma) \left(\frac{\overline{w'T'}}{T} \right) \quad (3.8)$$

其中, T 是气温, $u = m_a / m_v, \sigma = \rho_v / \rho_a$; m_a 和 m_v 分别为干燥空气和水蒸气的分子量; ρ_v 和 ρ_a 分别为干燥空气和水蒸气的密度。从 (3.5) 式可得:

$$F_c = \overline{w'c'} + u \frac{\bar{c}}{\rho_a} \overline{w'\rho_v'} + (1+u\sigma) \frac{\bar{c}}{T} \overline{w'T'} \quad (3.9)$$

该式中的右边第一项为测量的 CO₂ 通量，第二项表示水蒸气通量的贡献，第三项表现显热通量的贡献。图 3-9 表示的是 2003~2005 年生长季节 CO₂ 通量经过坐标旋转和 WPL 修正后和未旋转、WPL 修正的比较结果。经过校正的 CO₂ 通量和未经过校正的 CO₂ 通量具有很大的差别，经过校正的通量明显的小于未校

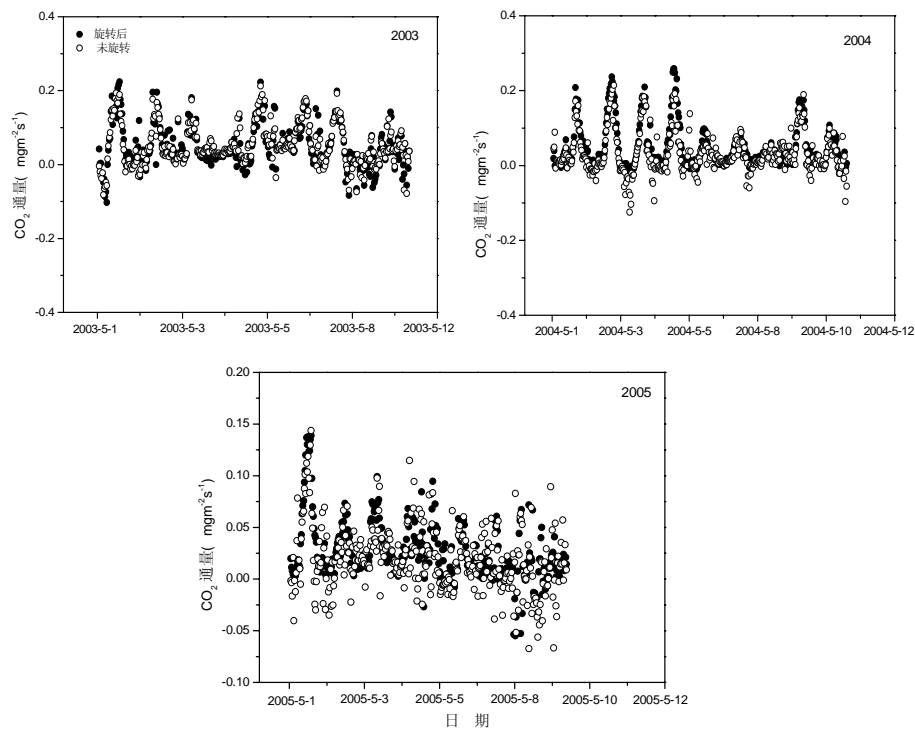


图 3-9 校正的 CO₂ 通量和未校正的 CO₂ 通量的比较

Fig. 3-9 The comparison between corrected CO₂ flux and non-corrected CO₂ flux

正的通量，其修正值大约降低了 30%左右。这说明，在内蒙古通量站有必要进行通量修正。关于采用那类坐标旋转，朱冶林 (2004) 认为，两类坐标旋转都可以使用，差别不大。

第二节 开路涡度相关系统与常规气象系统的对比分析

为了对 OPEC 系统在长期通量观测中的仪器性能和工作状态进行客观的评价, 选取 2004 年 7 月的 OPEC 系统的超声风速仪 (Model CSAT3, Campbell Scientific Inc., Logan, Utah) 测定的空气温度与 REMT 系统相应的观测结果进行对比分析。图 3-10 表明, OPEC 系统内的超声风速仪测定的空气温度与空气温度/湿度传感器 (Model HMP45C, Vaisala Inc.) 测定的空气温度具有非常好的一致性。同样, 图 3-10 表明, OPEC 系统测定的水平风速与 REMT (Model HMP45C, Vaisala Inc.) 测定的具有非常好的一致性。常规空气温度/湿度传感器虽然响应时间常数较大, 但是受外界干扰较小能够长期稳定的运行。

另外, 为了评价 OPEC 和 REMT 系统长期工作的状态, 我们同时也和临近一台 OPEC 和 REMT 的测得数据进行了比较。图 3-11 和图 3-12 是 OPEC 系统和 REMT

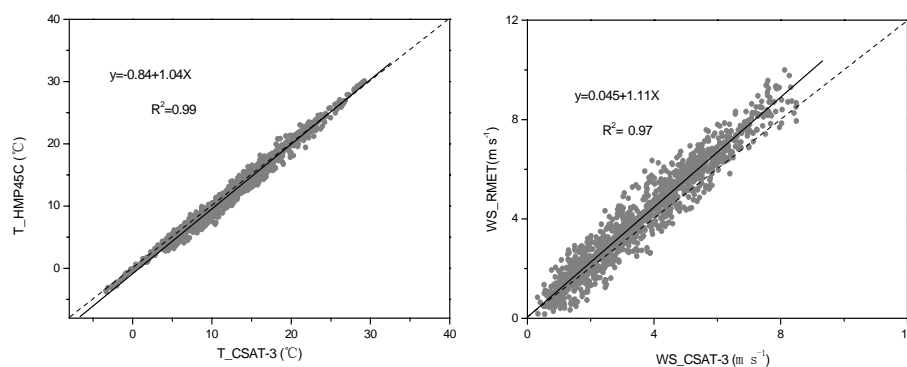


图 3-10 开路涡度相关系统的超声风速仪与空气温度/湿度传感器

REMT 测定的空气温度、风速间的关系 (数据为 2004 年 7 月)

Fig.3-10 Relationship between air temperature, wind speed measured by the sonic anemometer CSAT-3 and temperature/humidity sensor HMP45C

系统和临近站点的 OPEC 系统和 REMT 系统测定的数据的关系。从图中可以看出, 我们的站点和临近站点的两套系统测定的数据具有很好的一致性, 相关系数达到了 1。通过以上的数据可以表明无论是 OPEC 系统还是常规气象系统 (REMT) 在长期运行过程中仪器工作状态非常良好。

本章小结

基于涡度相关技术对内蒙古羊草草原生态系统 CO₂ 通量进行长期观测, 对于

植被/大气间净生态系统CO₂交换量估算的不确定性主要与涡度相关系统仪器的物理限制（如超声风速仪和红外CO₂/H₂O气体分析仪高频响应能力的限制等）、大气湍流条件和地形条件以及测定误差有关。

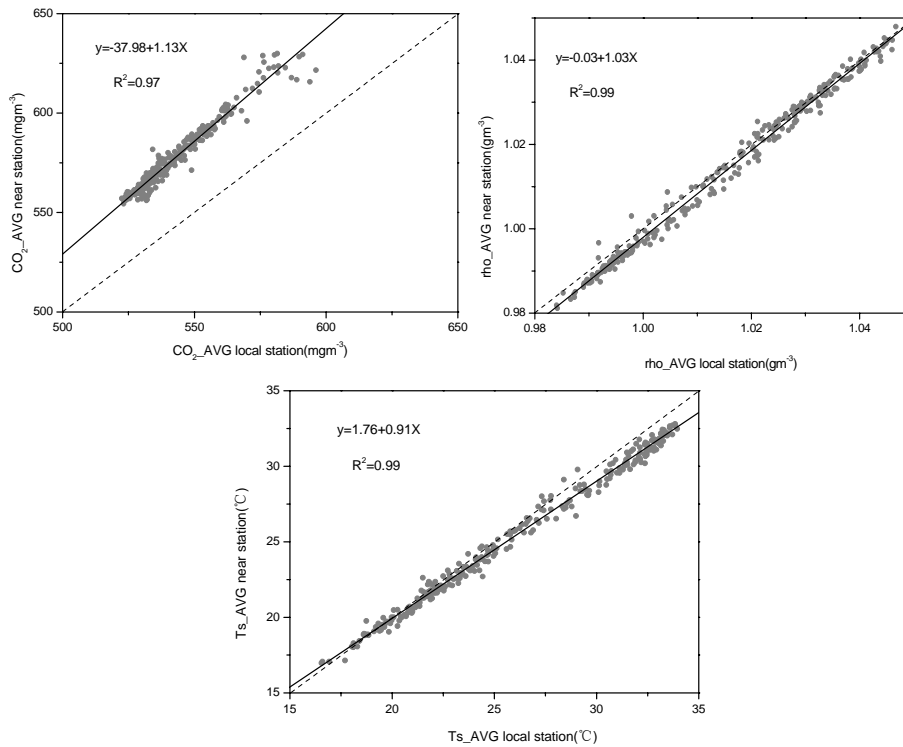


图 3-11 开路涡度相关系统测定的 CO₂ 浓度、平均空气密度（rho）、超声温度（Ts）和临近的开路涡度相关系统测定的关系（数据为 2005 年 7 月 15 日-20 日）

Fig. 3-11 The relationship in CO₂ density, average air density, sonic temperature between local OPEC and near OPEC

本研究主要针对内蒙古羊草草原生态系统OPEC系统仪器性能和工作状况进行客观评价。功率谱和协谱分析表明，冠层高度的三维风速，CO₂、H₂O和温度的功率谱在惯性子区内基本符合-2/3定律，而CO₂，H₂O和温度与垂直风速以及动量通量的协谱在惯性子区内也基本符合-4/3定律。功率谱和协谱分析可以确定OPEC系统对高频湍流信号的响应能力是满足实际观测要求的。OPEC系统内的超声风速仪测定的空气温度与空气温度/湿度传感器（Model HMP45C, Vaisala Inc.）测定的空气温度具有非常好的一致性。和临近的站点的OPEC系统和REMT

系统相比较，两个站点的仪器观测的数据具有很好的一致性，这也从另一方面间接的证明了内蒙古通量站的OPEC和REMT系统能够满足精确测量的要求，两个系统运行状况良好且稳定。

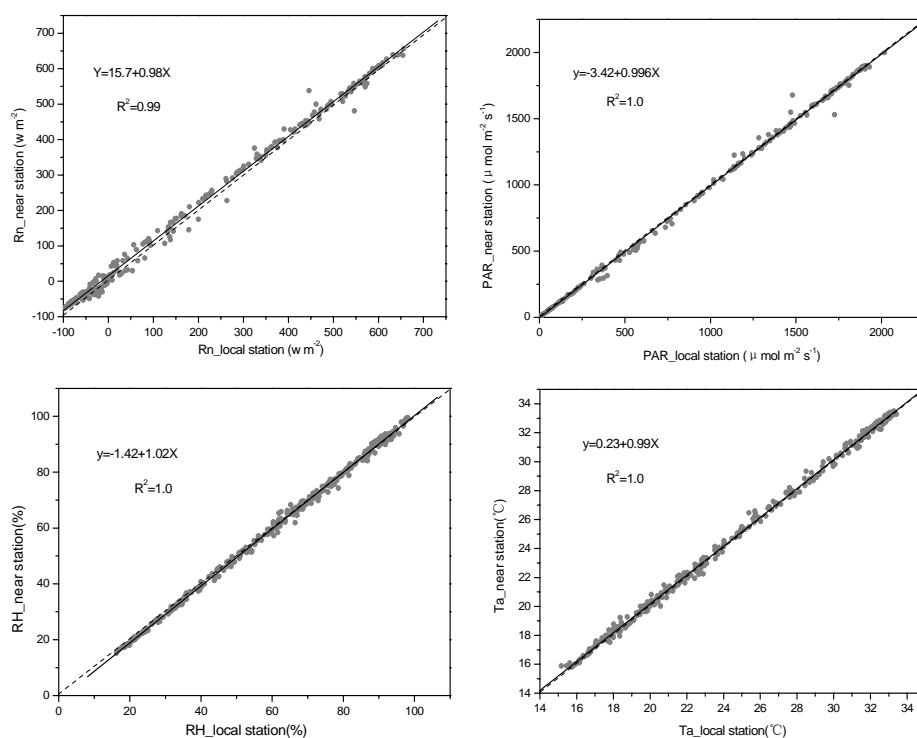


图 3-12 REMT 系统测定的净辐射 (Rn)、光合有效辐射 (PAR)、相对湿度 (RH)、空气温度 (Ta) 和临近站点 REMT 系统测定的关系 (数据为 2005 年 7 月 15 日-20 日)

Fig. 3-12 The relationship in net radiation, photosynthetic active radiation, relative moisture, air temperature

第四章 内蒙古羊草草原碳通量变异特征

全球气候变化已经受到广泛的关注, 大气 CO_2 浓度的增加被认为是引起全球变暖的主要原因 (Global Carbon Project, 2003)。为了更加准确的评价全球陆地生态系统的碳循环和碳平衡, 获得长期的和精确的碳通量数据必不可少 (Baldocchi *et al.*, 2001; Law *et al.*, 2002; Hunt *et al.*, 2002; Xu *et al.*, 2004; Wever *et al.*, 2005)。在全世界范围内, 森林生态系统已经被认为是一个固定 CO_2 的汇, 因此森林生态系统碳吸收特征及其环境控制机制研究已经成为全球气候变化研究的焦点问题 (Dixon *et al.*, 1994; Grace *et al.*, 1995; Hanynnes *et al.*, 1995; Black *et al.*, 1996; Blanken *et al.*, 1997; Hans *et al.*, 2000; Guan *et al.*, 2005)。而对于干旱和半干旱环境的陆地生态系统研究的比较少, 原因可能是其相对较低的生产力 (Glenn *et al.*, 1993; Cole, 1996; Goulden *et al.*, 1998; Ham *et al.*, 1998; Twine *et al.*, 2000; Fang *et al.*, 2001)。然而, 全球陆地表面的 40% 是被草原所覆盖, 这些生态系统对于全球碳循环来说是一个重要的成分 (Frank *et al.*, 2000; Glenn *et al.*, 1993)。最重要的是, 理解主要草原生态生态系统的碳循环对建立一个精确的和预见性的全球碳平衡模型是至关重要的 (Ojima *et al.*, 1993; Schimel, 1995)。

草原生态系统 CO_2 的净生态系统交换 (NEE) 是大气和植被之间的碳平衡, 它和生态系统的总初级生产力 (GPP)、自养呼吸 (R_a) 和异养呼吸 (R_h) 相关。不同地区之间的碳平衡也许归因于当地的历史扰动、气候、植被、营养和生物型之间的差异 (Law *et al.*, 2001a; Schulze *et al.*, 1999, 2000)。环境条件可以影响光合吸收、自养和异养呼吸。植被对环境条件变化的响应是一个全球性的关键性问题, 目前, 科学家们正在用不同的方法和模型来测量、模拟不同生态系统的碳平衡和环境之间的关系 (Law *et al.*, 2002)。

涡度相关技术已经在世界范围内被广泛采用来测量大气和地球表面的碳和水热的交换 (Baldocchi *et al.*, 2003)。目前, 全球通量网络 (FLUXNET) 内已有 180 多个研究小组利用涡度相关技术来测定陆地生态系统各种植被与大气间 CO_2 / H_2O 和能量通量。对草原生态系统的研究主要集中在热带稀树大草原和中心大平原, 并且已经取得了一些成果 (Dugas *et al.*, 1999; Frank *et al.*, 2001; Kato *et al.*, 2004; Santos *et al.*, 2004; Verbug *et al.*, 2004; Lawrence, *et al.*, 2005)。例如, Dugas 等 (1999) 对德克萨斯州的高草草原生态系统的研究认为, 其碳收支接近平衡

状态, 叶面积指数、光合有效辐射和土壤含水量影响着碳通量的大小。Sims等(2000)报道, 俄克拉荷马州西北部的混合草原生态系统具有吸收碳的潜力, 植被结构影响着碳通量的大小。但是对世界上面积最大、最有代表性, 且植被类型表现了明显区域特征的欧亚草原区的碳通量及其生态学机制还缺乏研究。

典型草原是我国欧亚大陆草原中最具有代表性和典型性的草原, 覆盖面积约有 $4.1 \times 10^7 \text{ hm}^2$, 约占国土总面积的10.5%。它不仅是重要的畜牧业产地, 而且对全球和局地的辐射和能量交换具有重要的影响意义, 在影响我国北方气候方面起着特殊作用。近年来, 关于典型草原碳通量的研究, 已获得了若干短期的、不连续的数据(李凌浩等, 1999; 王艳芬等, 2000)。要更好的理解该生态系统碳交换的机理和驱动机制以及验证全球碳循环模型的有效性, 获得精确的、长期有效的数据必不可少。

为了对典型草原生态系统进行综合、长期与系统的研究, 我们在内蒙古典型草原区选择具有植被和景观代表性的羊草草原, 利用已开展监测研究且有很好的相关研究的样地进行碳交换通量观测, 以获得精确、长期、有效的数据, 希望有助于该地区的碳收支预算和为全球碳循环模型的进一步完善提供理论基础。

本研究首次利用内蒙古典型草原中最具有代表性的羊草草原2003年、2004年和2005年OPEC系统的通量测定数据, 分析了中国典型草原生态系统碳通量的日变化及其季节变化特征。本研究也充分利用2005年整个生长季遭受严重干旱胁迫的自然环境条件, 分析了极端干旱条件下碳通量的变化特征。本章第一节主要对内蒙古羊草草原生态系统气象要素季节动态作一简要的描述; 第二节探讨了内蒙古羊草草原生态系统在正常年份下碳通量的季节变化特征; 第三节探讨了内蒙古羊草草原在极端干旱条件下碳通量的季节变化特征。

第一节 生态系统环境因子和生物量的变化

内蒙古羊草草原属于温带大陆性季风气候, 根据 2003~2005 气象资料可以看出(图 4-1), 空气温度和土壤温度表现出明显的季节动态, 生长季内其变化范围分别在 $0.7 \sim 26^\circ\text{C}$ 和 $5 \sim 27^\circ\text{C}$ 之间。空气温度和土壤温度从植被萌发时开始增加, 随着生长期的延长, 空气温度和土壤温度也逐渐增加, 到了 7 月下旬达到了最大值, 而土壤温度稍落后于空气温度 ($T_{a_{\max}} = 25.4^\circ\text{C}$, $T_{s_{\max}} = 27.5^\circ\text{C}$)。虽

然方差分析表明三个生长季的空气温度和土壤温度都没有显著的差异 ($F_{ta}=0.225$ 和 $F_{ts}=0.15$)。但是, 从图上可以看出, 2005 年生长季的空气温度和土壤温度是稍微高于 2003 和 2004 年。中国科学院内蒙古草原生态系统定位研究站长期的气象资料表明, 该地区的年平均降雨量为 350.43 mm。降水主要集中在 7~9 月, 平均降雨的天数为 92.71 天, 大概有 89% (311 mm) 的降雨量集中在生

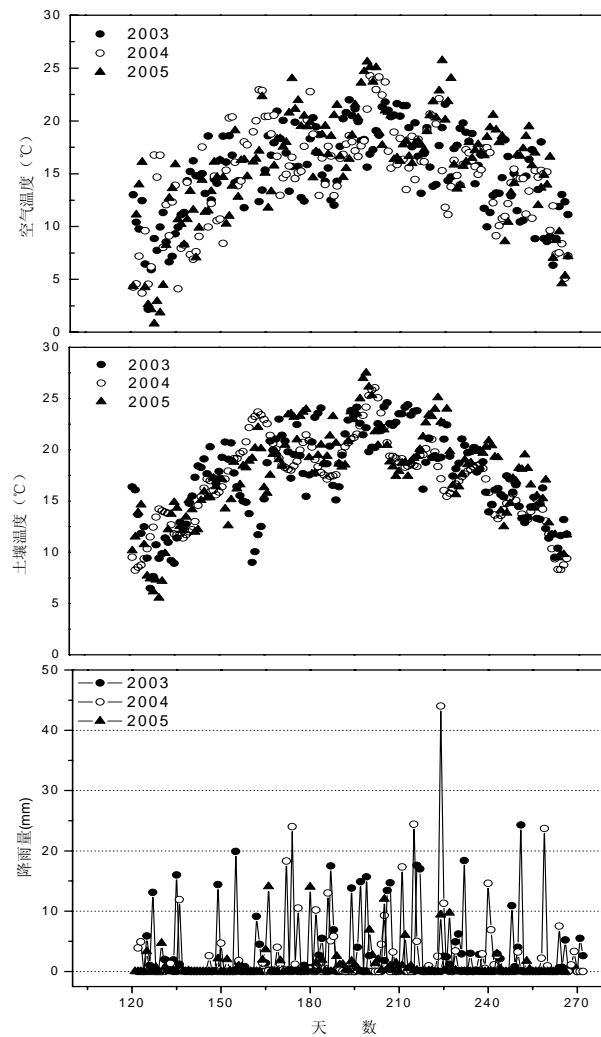


图 4-1 2003~2005 年生长季空气温度、土壤温度 (0~5cm) 和降雨量
季节变化特征

Fig.4-1 the variation in air temperature, soil temperature (0~5cm)
and precipitation during three growing seasons in 2003~2005

长季。2003~2005 降雨量的年际变化表现出很大的波动。2003 年雨季到来的比较早, 5~7 月降雨量约占全年降水总量的 2/3, 最大的月降雨量 (114.8 mm) 出现在 7 月, 植物生长前期水分状况较好。2004 年降雨高峰向后推迟, 5~7 月降雨量不到全年降水总量的 1/2, 最大月降雨量(120.8 mm)发生在 8 月。而 2005 年整个生长季的降雨极少, 只有 126 mm。已经低于历史的最低降雨量 (1980 年, 年降雨为 182 mm)。7 月和 8 月是植物生长对水分最为敏感的时期, 同时也是植物需水最多的时期, 但是在 2005 年, 7 月和 8 月的降雨量分别只有 54 mm 和 29 mm, 这远远不能满足植被生长的需要。

2003~2005 年生长季土壤表层 (0~20 cm) 体积含水量的季节变化过程与降水量的季节变化过程密切相关。由图 4-2 可见, 内蒙古羊草草原生长季土壤含水量存在着明显的季节和年度变化。2003 年 0~20 cm

土壤含水量变化范围从 0.08 到 0.22 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$; 2003 年生长季总降水量为 354.3 mm, 远远高于历史平均降水量 311 mm。2004 年生长季土壤含水量变化范围从 0.05 到 0.27 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$; 2004 年生长季的降水量为 344.7 mm, 也高于历史平均降水量。而 2005 年的生长季的土壤含水量由于受到同期降雨量的影响, 其变化范围比较小, 为 0.10~0.16 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, 该期的降雨量远远低于历史的平均降雨量。

在生长季, 虽然 2003、2004 和 2005 年具有非常相似的温度季节模式 (图 4-1)。但 2003、2004 和 2005 年生长季生态系统饱和水汽压差存在明显差别, 通过方差分析发现三个生长季的生态系统饱和水汽压差存在着极显著的差异 ($P<0.01$)。这主要是由降水的变化和温度的变化造成的。2003 年生长季的饱和水汽压差变化范围从 0.1 到 1.9 kPa; 2004 年变化范围从 0.15 到 2.29 kPa; 2005 年变化范围从 0.21 到 2.7 kPa。

在自然状态下, 羊草草原地上生物量的年度动态变化基本上与年降水量的多少的变化相一致。中国科学院内蒙古草原生态系统定位研究站 19 年的观测资料表明, 平均地上生物量为 $177.3 \pm 20.0 \text{ gdw m}^{-2}$, 其变异系数为 11.28%。羊草草原地上生物量的变化相对比较稳定(陈佐忠等, 2000)。图 4-4 表示的是羊草草原地上生物量和叶面积指数的季节和年际变化。2003 年和 2004 年的地上生物量没有多大的差异, 但是和 2005 年相比, 2003~2004 年的地上生物量明显的要大。2003 年最大地上生物量出现在 7 月, 为 $204.68 \pm 34.04 \text{ gdw m}^{-2}$ 。2004 年最大的地上生物量为 $188.13 \pm 23.82 \text{ gdw m}^{-2}$, 最大地上生物量出现的时期和最大降雨量相吻合。然而, 在 2005 年, 由于低的降雨量造成了低的地上生物量, 其最高值仅

为 $132.46 \pm 28.02 \text{ gdw}^{-2}$ 。叶面积指数 (LAI) 2004 年和 2005 相比较也具有很大的差异。在 2004 年, 最大的叶面积指数为 1.54, 而 2005 年仅为 0.84。而且 2004 年的叶面积指数在整个生长季都明显的要高于 2005 年, 大约为 2005 年的 2 倍。

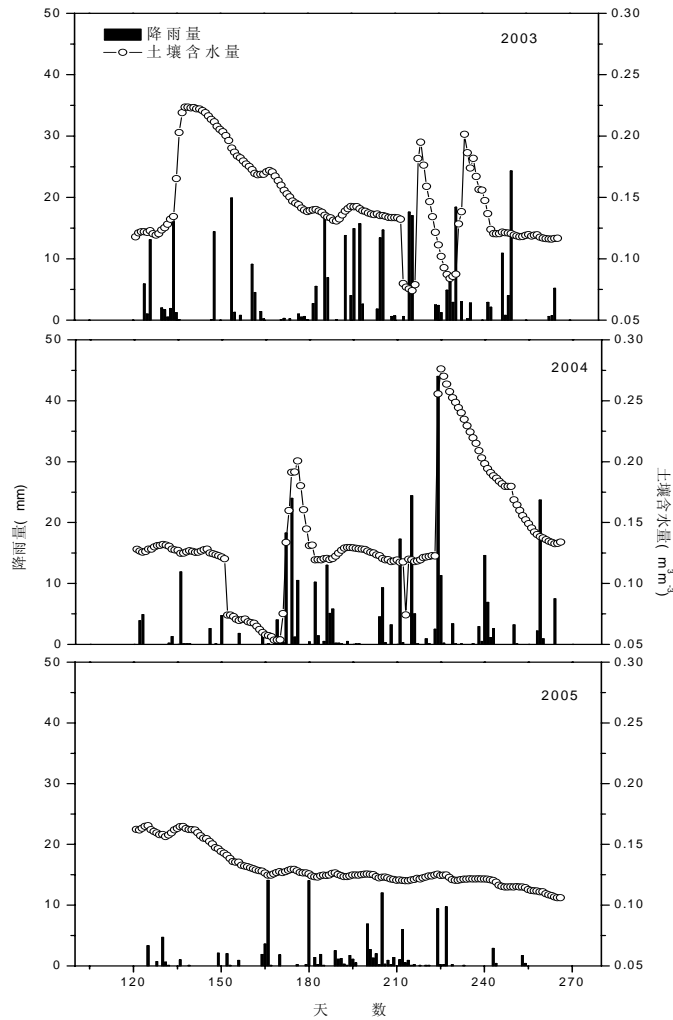


图 4-2 2003~2005 年生长季土壤 0~20cm 含水量和降雨量季节变化特征

Fig.4-2 The variation in soil water content across 0~20cm profile and precipitation during three growing seasons in 2003~2005

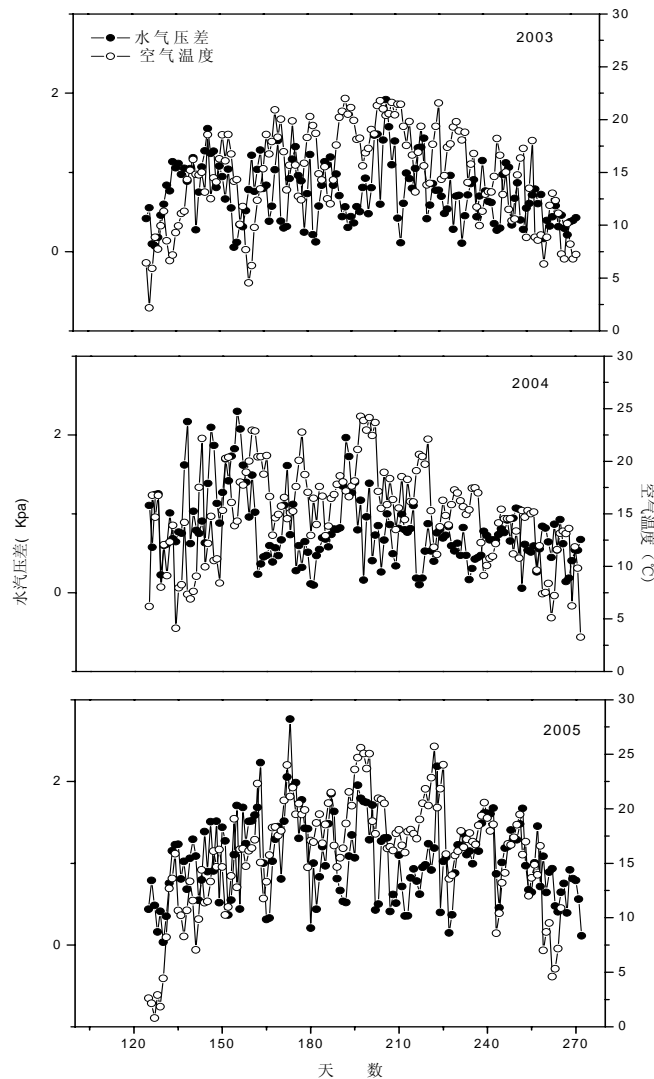


图 4-3 2003~2005 年生长季空气温度以及水汽压差的季节变化

Fig. 4-3 Seasonal variation of air temperature and water vapor deficit in 2003~2005

由以上的资料可见，2003 和 2004 年生长季的降雨量与平均历史水平相当，应属于平水年或者非胁迫年。而 2005 年生长季遭受了较为严重的干旱胁迫，应属于干旱年。为开展对比分析研究，这里定义 2005 年为干旱胁迫年。本章就平水年/非胁迫年和胁迫年两种具有明显差异的气候和植被物候特征来分类探讨平水年和干旱胁迫年内蒙古羊草草原生态系统碳通量的变异特征。

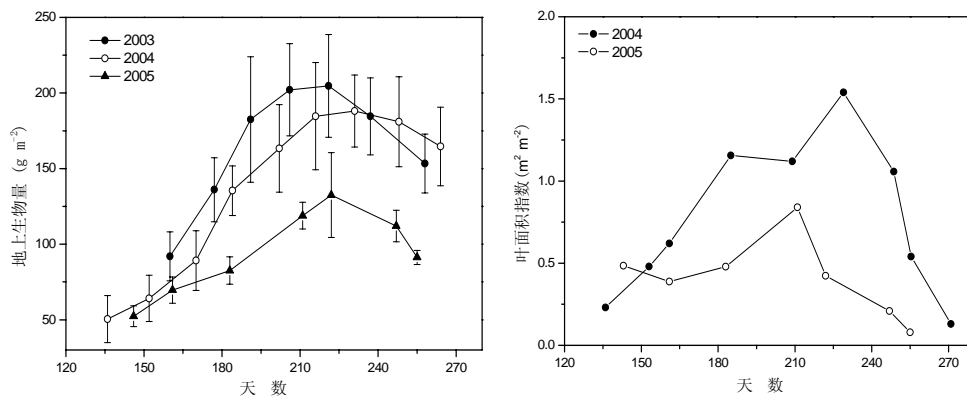


图 4-4 (a) 2003-2005 年地上生物量和 (b) 2004~2005 年叶面积指数的变化

Fig. 4-4 The variation in aboveground biomass in 2003-2005(a) and leaf area index (LAI) in 2004~2005(b)

第二节 羊草草原平水年净生态系统碳通量特征

全球草地面积约占陆地总面积的 25%，超过 3.0 Ghm²，是全球陆地生态系统的主要类型之一；同时，草地生态系统也是当前人类活动影响最为严重的区域，其生物地球化学循环对全球碳循环有着重要的影响。

我国草地资源丰富，总面积达 392 Mhm²，主要分布于 28°~50°N，是世界草地生态系统的重要组成部分。其中，羊草草原是我国最为珍贵的一类自然草地资源，生产力高，草质好，适于刈割、适口性强，是我国温带最主要的草场及放牧基地。羊草草原作为欧亚大陆温带草原区亚洲中部东亚区东部特有的一类根茎禾草草原，在我国中温带草原系统中起着极为重要的作用，它广泛分布于我国的内蒙古高原东部和东北松嫩平原，占世界羊草草原总面积（约 42 Mhm²）的一半左右。

我国位于地球环境变化速率最大的东亚季风区。就其环境本身而言，具有空间上的复杂多变性、时间上的易变性；就其对外界变化的响应和承受力而言，具有敏感和脆弱的特点。我国又处于经济高速发展、人口压力剧增的时期，人类活动对环境的扰动显得尤为突出。这造成了我国生态具有复杂多变、敏感脆弱和受人类活动影响强烈的三个主要特点，并将对主要分布于中国的欧亚温带

草原区东缘的地带性羊草 (*Leymus chinensis*) 草原产生严重的影响。

4.2.1 生态系统碳通量日变化特征

涡度相关系统对 CO_2 通量测定的独特贡献是能够揭示生态系统碳通量的季节变化特征。陆地生态系统与大气碳交换通量在不同时间尺度上 (如日、季节、年度) 有完全不同的变化特征。目前 FLUXNET 估算植被/大气间净生态系统 CO_2 (NEE, $\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) 交换量的基本方程可以定义为,

$$NEE = \overline{w'\rho'_c(z_r)} + \int_0^{z_r} \frac{\partial \overline{\rho_c}}{\partial t} dz \quad (4.1)$$

式中右边第一项为 CO_2 湍流通量, 第二项为测定高度下 CO_2 的储存通量。需要注意的是正的符号代表生态系统释放 CO_2 进入大气, 负的符号代表生态系统从大气中吸收 CO_2 , 这里与传统的光合作用和呼吸作用定义的符号正好相反。植被/大气间净生态系统 CO_2 交换 (NEE) 与净生态系统 CO_2 生产力 (NEP) 绝对值相等符号正好相反, 即 $\text{NEP} = -\text{NEE}$ 。由于在草原生态系统长的时间尺度上, 冠层存储的 CO_2 非常小, 可以忽略不计。所以方程 (4.1) 可改为:

$$NEE = \overline{w'\rho'_c(z_r)} \quad (4.2)$$

因为白天 (总辐射 $\geq 1 \text{W m}^{-2}$) 植被/大气间净生态系统 CO_2 交换 (NEE) 仅仅来源于生态系统光合作用, 因此也可以把公式 (4.2) 定义为生态系统光合作用。

由于降雨、标定和仪器故障等原因必然会造成数据缺失和一些异常点的出现。目前, 对缺失数据插补主要采用了平均日变化方法和非线性回归方法进行插值 (Falge *et al.*, 2001; Baldocchi *et al.*, 2003; Xu *et al.*, 2004), 即对丢失的数据用相邻几天同时刻数

据的平均值进行插补。这种方法首先依据两个 30 min 数据求得 1 h 平均值, 然后用 1 d 内 24 h 的平均值数据求得日平均数据。平均日变化法一般白天取 14 d, 夜间 7 d 的步长时偏差最小。

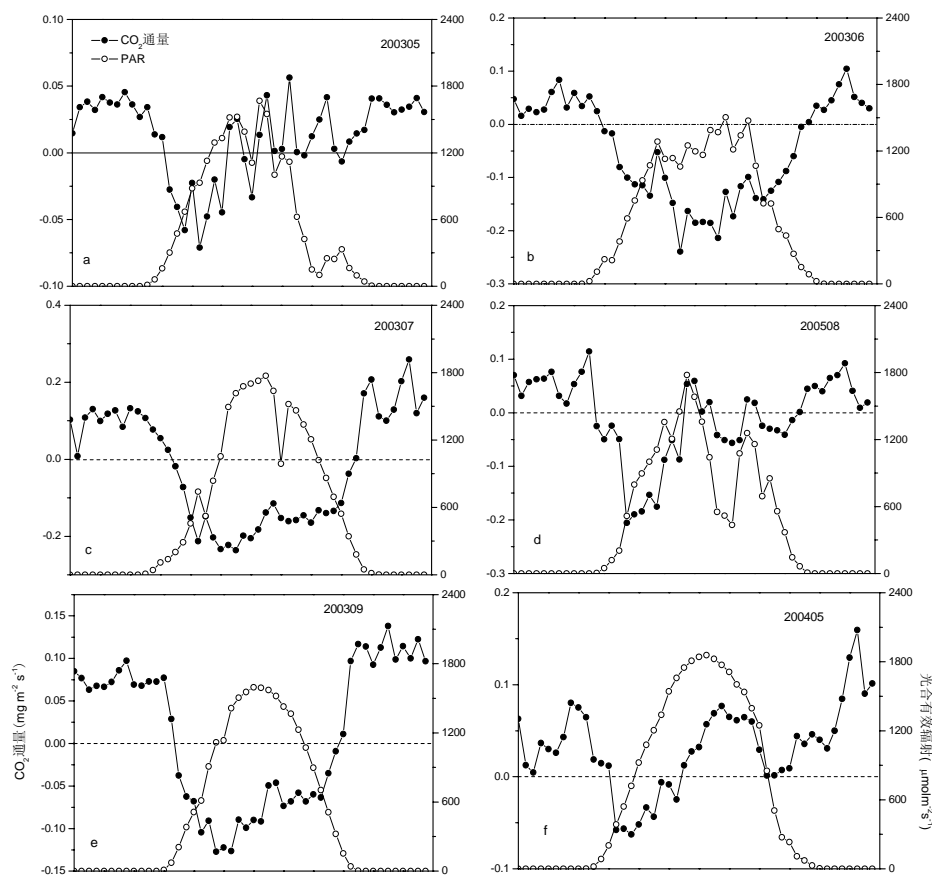
图 4-5 表示的是 2003~2004 年生长季 CO_2 通量的日变化。每个月选取天气晴朗的一天为代表来说明碳通量的日变化特征。根据通量高峰出现的时间, 我们发现羊草草原 CO_2 通量的日进程可以分为两种类型, 一种类型是生态系统碳通量具有两个吸收高峰。日出后 (大约 6:00~6:30), 草原开始吸收 CO_2 , NEP

随着 PAR 的增加逐渐增大, 大约在 8:00~10:00 左右达到日吸收高峰, 之后碳通量开始下降。12:00 左右生态系统开始释放 CO_2 , 此时 PAR 约为 $1200 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ 。到午后 15:00 左右, 生态系统又开始吸收 CO_2 , 达到第二个吸收峰, 19:00 左右生态系统开始向大气中排放 CO_2 (图 4-5g)。

另一种类型是生态系统只有一个吸收高峰。日出后, 生态系统开始吸收 CO_2 , NEP 随着 PAR 的增加迅速增大, 8:00~9:00 左右达到吸收高峰后, CO_2 的吸收开始下降, 19:00~20:00 左右, 生态系统转变为 CO_2 的源 (图 4-5b)。

尽管 2003 年和 2004 年的气候条件差异不明显, 但是 2003 年和 2004 年的 CO_2 通量的日进程却表现出显著的差异。在 2003 年, 生态系统碳通量在 6 月份最大, 7 月份和 6 月份相似, 其次为 8 月、9 月和 5 月。而在 2004 年, 生态系统碳通量在 8 月份最大, 7 月和 9 月相接近, 其次为 6 月和 5 月 (图 4-5)。

通过对两个生长季观测数据的分析发现, 在 2003 年羊草草原最大的吸收速率为 $-0.68 \text{ mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$, 出现在 7 月的上午 8:00 左右。2004 年最大吸收速率



(接下页)

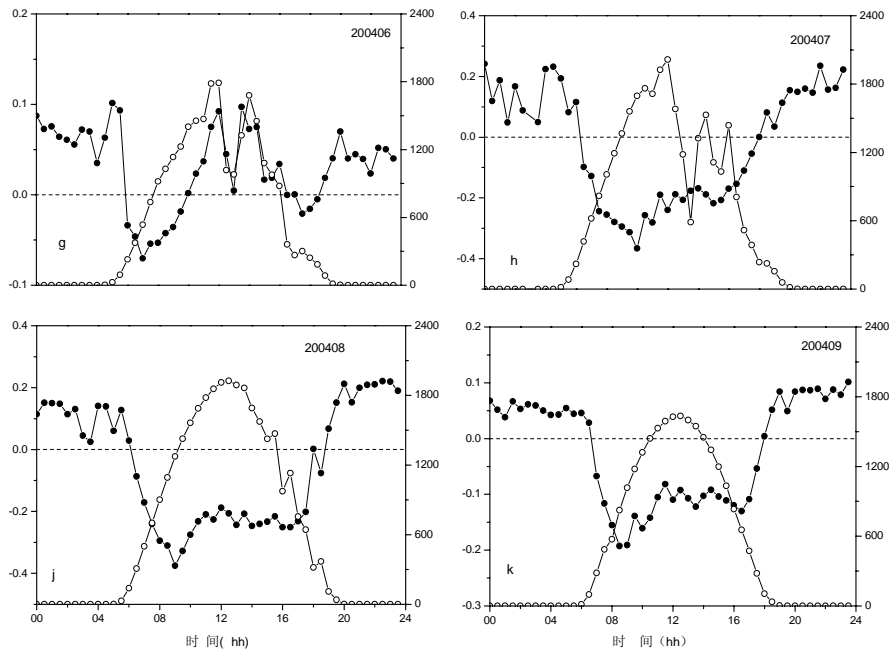


图 4-5 2003~2004 年生长季碳通量的日变化特征

Fig. 4-5 The variation in CO₂ flux in 2003~2004's growing seasons

$-0.54 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 出现在 8 月的上午 10:00 左右。和世界上其他类型的草原生态系统相比较, 羊草草原生态系统的碳吸收值稍微高于新西兰的丛生草原($-0.35 \sim -0.26 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), 和南美中心平原的混合草原与多年生的丛生草原相似 ($-0.68 \sim -0.4 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), 但是低于德克萨斯州高草草原 ($-1.5 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)。

4.2.2 生态系统碳通量季节变化特征

我们把白天每半小时的通量进行积分求和来代表生态系统白天的 CO₂ 累积吸收量 (图 4-6)。尽管光合有效辐射 (PAR)、空气温度、饱和水汽压差 (VPD) 和降雨量在两个生长季是相似的, 然而 2003 年和 2004 年白天的碳通量 (NEE) 仍然表现出很大的差别, 这主要体现在两个生长季羊草草原生态系统的最大的 CO₂ 通量, 及其出现的时间上。2003 年吸收最大值为 $-7.4 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 出现在 7 月

17 日；2004 年 CO_2 通量吸收最大值为 $-12.8 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ，出现在 8 月 31 日。2003 年，生态系统从 5 月中旬开始吸收 CO_2 （NEE 为负值），吸收高峰出现在 6 月中

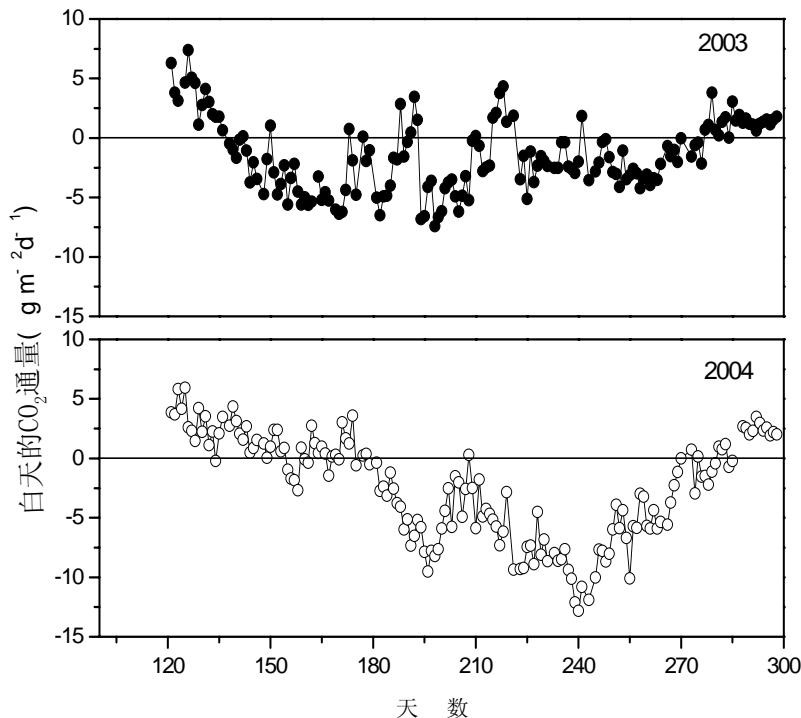


图 4-6. 2003-2004 年生长季白天 CO_2 通量的季节变化
Fig. 4-6 The seasonal change of daytime CO_2 flux in
2003-2004's growing seasons

旬到 7 月中旬，此时正值草原的快速生长阶段。此时只要水分能够满足生长的需要，生态系统的碳吸收便可达到最大值。直到 9 月末，生态系统开始在白天释放 CO_2 （NEE 为正值）。2004 年，生态系统直到 6 月初才开始吸收 CO_2 ，比 2003 年推迟近 20 天，吸收高峰出现在 8 月，9 月末系统开始释放 CO_2 。

图 4-7 表示的是 2003-2004 生长季夜间碳通量的季节变化状况。从图上可以看出，两个生长季生态系统的夜间碳通量具有显著的差异 ($n=459, P<0.05$)。2003 年和 2004 年夜间 CO_2 释放均有两个高峰，分别在 7 月和 8 月，此时正值植被生长的中期和盛期。其最大值分别为 $\text{NEE}=5.4 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 和 $\text{NEE}=5.8 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。

图 4-8 是 2003 和 2004 年 5 月到 9 月的碳通量变化图。从生态系统 CO_2 通量月积分值看, 羊草草原碳通量存在明显的年际间差异。2003 年, 羊草草原从 6

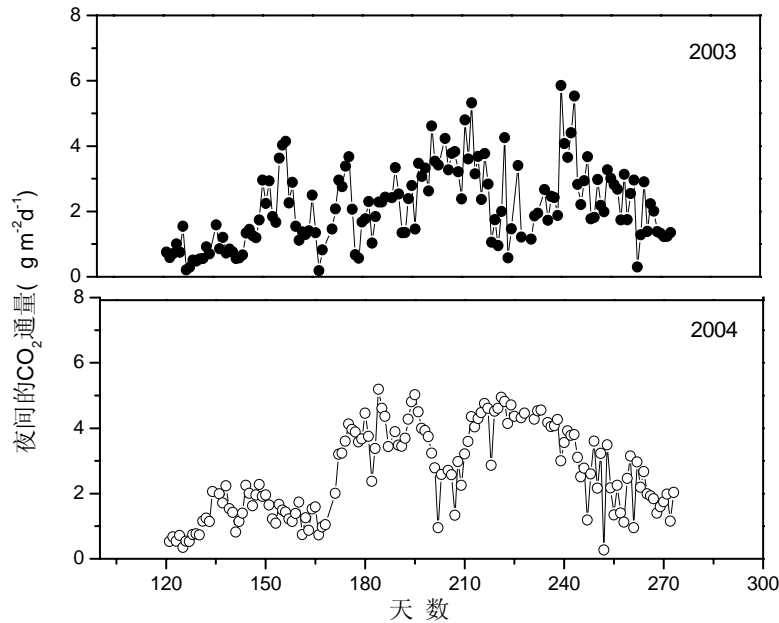


图 4-7. 2003~2004 年生长季夜间 CO_2 通量的季节变化

Fig.4-7 The seasonal change of nighttime CO_2 flux in 2003~2004's growing seasons

月开始由 CO_2 源转变为汇, 同时最大的月吸收值 ($-135.36 \text{ g m}^{-2} \text{ mon}^{-1}$) 也出现在 6 月, 最大的月释放值 ($95.2 \text{ g m}^{-2} \text{ mon}^{-1}$) 出现在 7 月, 基本上白天固定的碳在晚上被消耗掉。这可能是由于在 7 月份, 虽然雨水多, 植物生长快, 但是由于高温, 多湿造成了生态系统呼吸也比较大, 从而在净生态系统交换上表现出较低的值。2004 年, 受植物生长的影响, 生态系统碳源/汇转变的日期在 7 月, 最大的月吸收值 ($-244.26 \text{ g m}^{-2} \text{ mon}^{-1}$) 和月释放值 ($121.37 \text{ g m}^{-2} \text{ mon}^{-1}$) 均发生在 8 月。9 月末草原生态系统由碳汇转为碳源。

如果将生态系统 3 个连续白天的 NEE 为负值的第一天作为生长期的开始, 3 个连续白天的 NEE 为正值的第一天为生长期的结束, 那么根据这个标准, 2003 年从 5 月 17 日到 9 月 22 日的 128 d 的时间内, 整个生态系统白天一共固定了 $294.66 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2}$, 夜间释放了 $333.14 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2}$ (图 4-8a)。而 2004 年从 6 月 2

日到9月26日的116 d内生态系统在白天共固定了 467.46 g CO₂ m⁻²，夜间释放了 437.17 g CO₂ m⁻²（图 4-8b）。

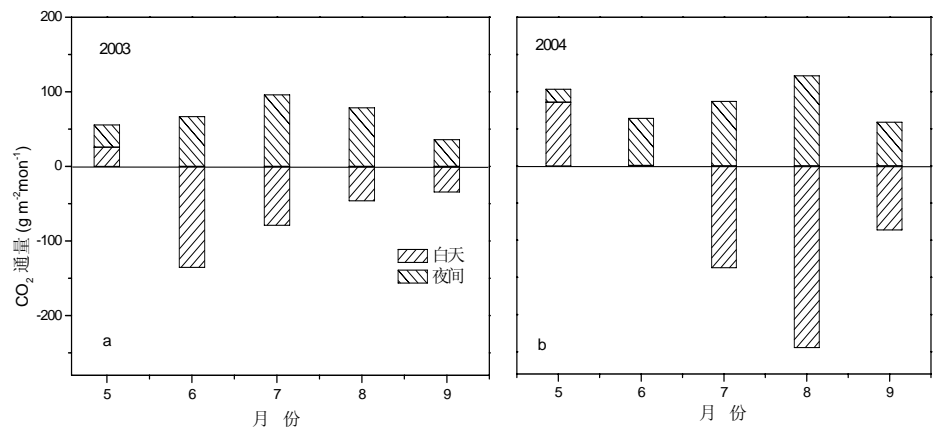


图 4-8 2003 和 2004 年碳通量月变化特征

Fig.4-8 The monthly change of carbon flux in 2003 and 2004

第三节 羊草草原干旱年份净生态系统碳通量特征

内蒙古羊草草原地处温带内陆半干旱气候区。由于受到长白山山脉、燕山山脉、太行山山脉、吕梁山地等山地的包围，海洋季风及其带来的水汽不能强烈的影响该地区的气候。根据中国科学院内蒙古草原定位研究站长期的观测资料，该地区气温有变暖的趋势，这主要体现在冬季增温，但是温度波动的特点并没有改变。冬季增温可能使该地区春季的干旱进一步加剧。

人类活动加剧了温室气体的排放，由此导致的全球气候变化对陆地生态系统产生了更大的影响（Weltzin *et al.*, 2003）。许多的气候模型预测本世纪全球降雨变化会更加剧烈，这包括极端天气的增加，小降雨事件的增加和干旱期的延长（Christopher *et al.*, 2005）。干旱能够显著的改变植物叶面积的季节发展模式并且能够改变植物的生理机能，因此能够影响生态系统的碳吸收。干旱也能够引起生态系统从碳汇向碳源的变化（Miranda *et al.*, 1997; Welker *et al.*, 1999）。干旱半干旱草原是地球上分布面积最广的植被类型，它的农业、牧业和可持续发展越来越受到气候变化的影响。要增强对调节生态系统碳和水通量的气候变化和环境因素的了解，必须了解其控制机制。水分是半干旱地区最重要的限制因子，

它的变化能够影响生态系统的碳交换。因此, 土壤水分胁迫时间的延长、高的空气和土壤温度能够影响植被的生理功能, 导致根的增加, 功能叶的死亡, 减少细胞分裂。所以了解干旱条件下的净生态系统碳通量的变异特征, 在调整碳循环模型参数方面有利于我们对于干旱指数的修正, 从而对冠层碳循环的估计更加精确 (Baldocchi, 1997)。

4.3.1 干旱条件下的生态系统碳通量日变化特征

和前面平水年份的处理方法相同, 我们每月选取天气晴朗的一天为代表来探讨干旱条件下的碳通量的日变化特征。图 4-9 是干旱条件下内蒙古羊草草原的碳通量的日变化特征。根据生态系统的吸收高峰出现的时间来划分, 内蒙古羊草草原在干旱条件下的碳通量是属于具有两个吸收高峰的特征。在 2005 年的整个生长季期间, 各月的碳通量的日变化并没有明显的区别。在早晨 6:00 左右, 生态系统开始吸收 CO_2 , 到 7:00 左右吸收达到最大值, 最大吸收速率是 $-0.22 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 相对应 PAR 值早于最大的日 PAR 值。但是生态系统吸收 CO_2 时间不是很长, 在 10:00~11:00 左右生态系统开始释放 CO_2 , 到了下午 18:00 左右才开始有稍微的吸收。随后生态系统又开始释放 CO_2 , 一直持续到第二天的黎明。和平水年 2003 和 2004 年相比较而言, 不仅仅是生态系统碳通量的值减少了, 而且最大碳通量出现的时间也向前推移了。在 2005 年最为显著的特征是生态系统在整个生长季中午都排放 CO_2 。到目前为止, 发生这种现象的机理还不太清楚。因为净生态系统交换 (NEE) 是由总初级生产力 (GPP) 和生态系统呼吸 (RE) 两个生理过程决定的, GPP 的下降或者生态系统呼吸的增加都能够引起 NEE 的降低。其原因还有待于进一步进行试验研究。

4.3.2 干旱条件下的生态系统碳通量季节变化特征

在 2005 年, 由于生态系统在生长季处于严重的干旱条件下, 从而迫使生态系统在整个生长期间的碳吸收处在一个较低的水平, 即使在白天, 天气晴朗的条件下, 生态系统也会出现碳排放的现象。在 2005 年, 羊草草原的生态系统碳吸收出现了两个高峰期, 一个是在 6 月, 另一个是在 8 月。最大的通量值为 $-2.5 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。几乎整个 7 月份, 白天生态系统都在排放 CO_2 , 而在 2003 和 2004 年的 7 月份, 生态系统表现为碳的吸收。这表明, 水分亏缺严重影响了生态系统的碳吸收。在干旱的条件下, 迫使生态系统由碳汇向碳源转变。2005 年生态系统夜

删除的内容: 第八章 结论与展望

间的碳通量表现出和白天碳通量相对应的变化方式也具有两个吸收高峰。这表明，在 2005 年，白天固定的碳几乎被夜间的呼吸所消耗掉。

删除的内容:

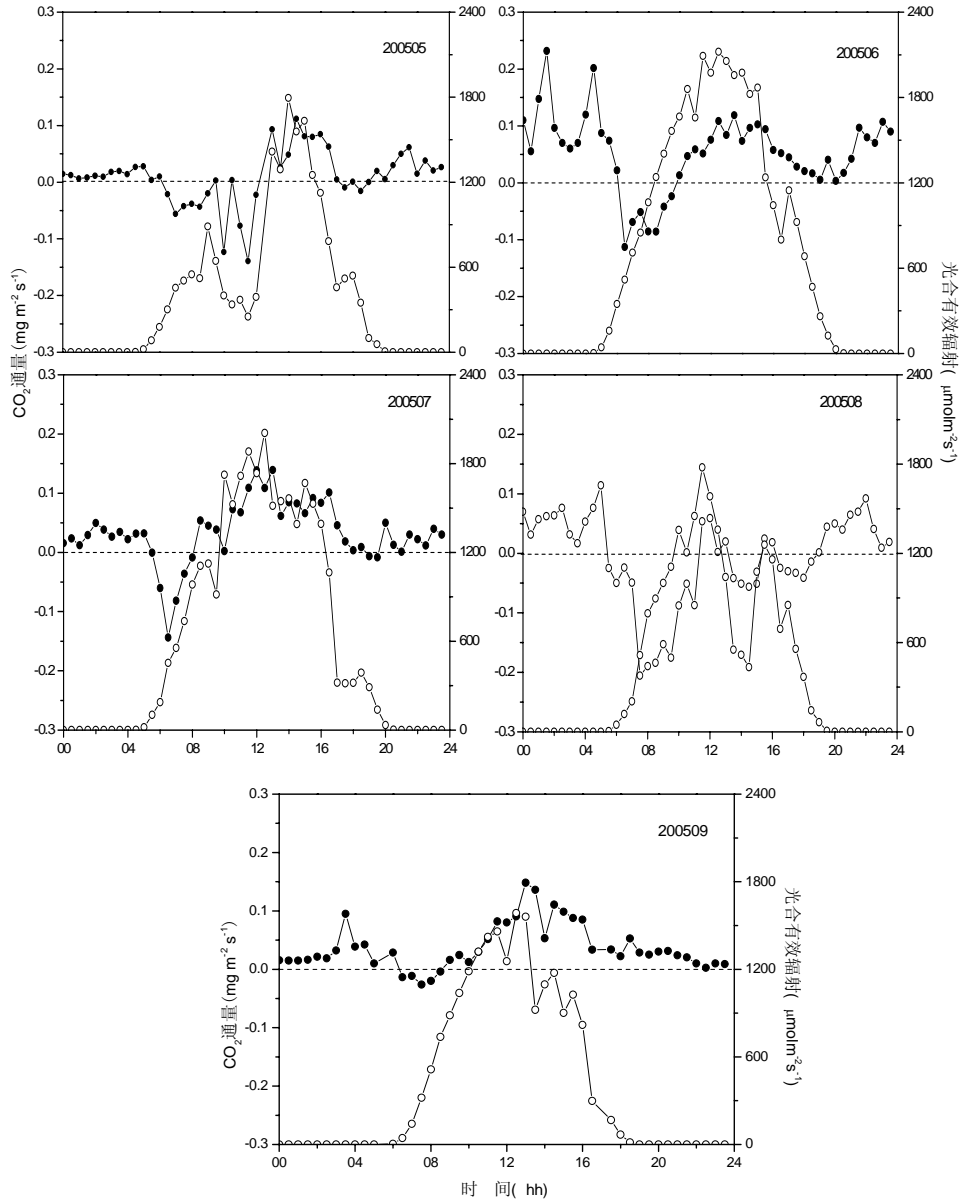


图 4-9 2005 年生长季 CO₂ 通量日变化特征

Fig. 4-9 The diurnal change of CO₂ flux during the growing season in 2005'growing season

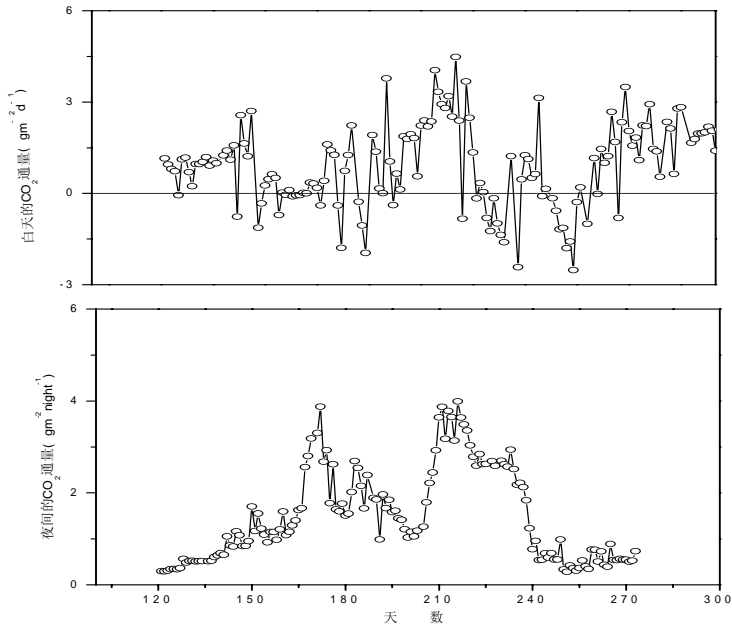


图 4-10 2005 年生长季白天和晚上的碳通量的季节变化特征

Fig.4-10 The seasonal change of daytime and nighttime carbon flux
During growing period in 2005's growing season

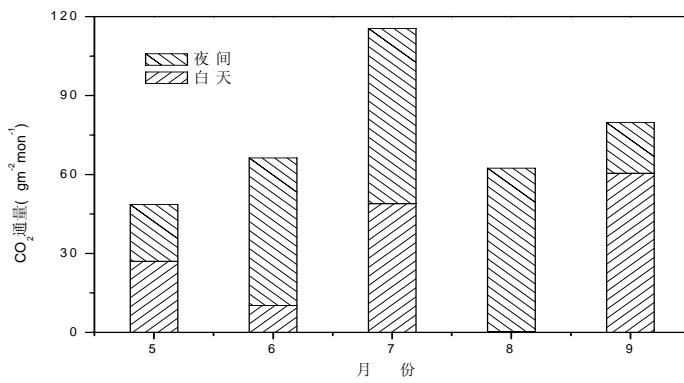


图 4-11 2005 年生长季碳通量的月变化特征

Fig.4-11 The monthly change of carbon flux in 2005's growing season

第四节 生态系统呼吸和总生态系统CO₂交换量

夜间植被/大气间净生态系统 CO₂ 交换仅仅来源于生态系统呼吸 ($R_{eco,n}$, $\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)。在没有干旱胁迫条件下, 夜间生态系统呼吸数据可以利用指数方程 (方程 4.3) 进行拟合:

$$F_{RE} = a \exp(bT_s) \quad (4.3)$$

在受到干旱胁迫条件下, 夜间生态系统呼吸数据可以利用 Q_{10} 形式生态系统呼吸模型 (方程 4.4) 进行拟合:

$$R_{eco} = R_{eco,ref} e^{\ln(Q_{10})(T_k - T_{ref})/10} \quad (4.4)$$

为估算总生态系统交换量 (GEE , $\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) 需要白天生态系统呼吸数据 ($R_{eco,d}$, $\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), 这里将夜间生态系统呼吸数据建立的生态系统呼吸函数关系外延到白天以获得白天生态系统呼吸数据。因此, 生态系统呼吸 (R_{eco} , $\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) 可以定义为,

$$R_{eco} = R_{eco,n} + R_{eco,d} \quad (4.5)$$

因此, 总生态系统交换量 (GEE , $\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) 可以定义为,

$$GEE = NEE - R_{eco} \quad (4.6)$$

总生态系统交换量 (GEE) 与总生态系统生产力 (GEP) 绝对值相等符号正好相反即 $GEP = -GEE$ 。在生态系统尺度上, 可以认为总生态系统生产力 (GEP) 与总初级生产力 (GPP) 相等, 即 $GEP = GPP$ 。

4.4.1 数据质量的评价

验证生态系统尺度的过程模型, 客观需要一系列生态系统尺度通量如 F_{GPP} , F_{NPP} , F_{NEP} 和 F_{RE} 等 (如 Williams *et al.*, 1997, 2001; Law *et al.*, 2000; Wohlfahrt *et al.*, 2005)。当利用涡度相关技术估算 F_{GPP} 和 F_{RE} 时, 首先需要确定夜间条件或校正方法的影响是否能够导致获得生物学上合理的生态系统呼吸结果。Falge *et al.* (2001a) 指出可以利用 F_{GPP} 和 F_{RE} 的比值 ($Z = F_{GPP}/F_{RE}$) 来评价各碳交换过程对年总碳交换的相对贡献。这个比值分析可以证明有多少植被的光合同化产物被植物自养呼吸和微生物等异养呼吸所消耗掉。 $Z < 1$ 说明生态系统变成了碳源, $Z > 1$ 表明生态系统是一个强的碳汇, 这种现象一般出现在植物的生长期。当 F_{GPP}

充分的超过 F_{RE} 时表明生态系统通过生物量的增加来累积碳和有效养分，减少碳的释放。考虑到土壤有机质分解和养分循环之间的密切关系，具有低异养呼吸（ F_{RH} ）的系统将可能出现 F_{GPP} 和生长之间的负反馈或者出现易受扰动影响而出

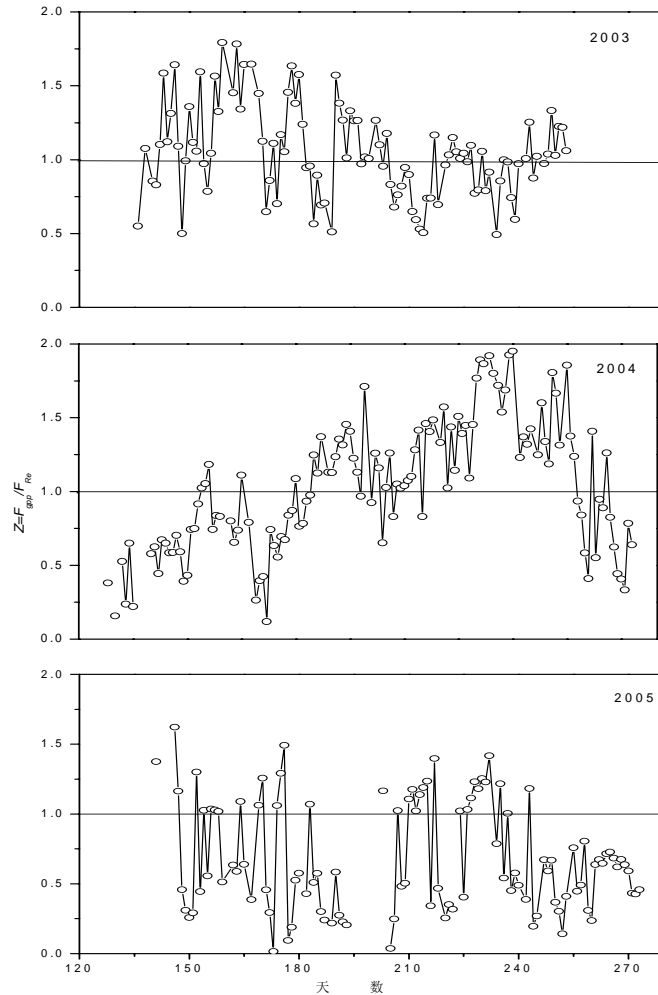


图4-12 2003~2005年 F_{GPP}/F_{RE} 比值的季节变化过程.

(z值等于1(长划线)代表 F_{NEE} 等于0, 而z值等于2(点线)代表 $F_{NEE}=F_{RE}$, 表明异养呼吸的贡献较低)

Fig. 4-12 Seasonal change of the ratio between F_{GPP} and F_{RE}

现异常值 $Z>2$, 对应的 $F_{NEP}=F_{RE}$, 表明 F_{RH} 的低贡献, 认为自养过程主要控制着生态系统的碳通量。低Z值, 反映了生态系统低的光合速率, 在干旱时容易产生。

当 $Z=1$ 时,系统是碳平衡,且 F_{RH} 等于 F_{NPP} ,尤其是在生长季节, Z 值一般在1~2之间,在休眠期,一般 $Z<1$,说明在这个时期存储的碳被利用。通常 F_{GPP}/F_{RE} 的值和用生态系统呼吸模型估计结果相比较,具有较高的值。利用 F_{GPP} 和 F_{RE} 的月累积值计算了2003~2005年 Z 值的季节变换过程。由图4-12可见,内蒙古羊草草原生态系统2003年,2004年和2005年生长季的 Z 值变异程度比较大,2003年,有一半左右的时间 $Z>1$,表明羊草草原在2003年的生长季基本上是一个碳平衡状态。2004年在7~8月份,几乎所有的 Z 值都大于1,说明在这时。生态系统为一个碳汇。虽然从整个生长季的过程来看,也有一部分 Z 值小于1,但是总的来说,2004年整个生长季羊草草原是一个碳汇。在受到严重干旱胁迫的条件下,生态系统的 Z 值也会维持在较低的水平(Falge *et al.*, 2002a)。2005年由于受到干旱的影响,使得绝大部分时间的 Z 值都小于1,表明羊草草原在干旱的胁迫下,即使在生长季也表现为碳源。但是需要注意的是适宜干旱胁迫可以促进 Z 值的增加。

4.4.2 生态系统呼吸和总初级生产力的日进程

涡度相关系统对 CO_2 通量测定的独特贡献是能够揭示生态系统碳通量的季节变化特征。陆地生态系统与大气碳交换通量在不同时间尺度上(如日、季节、年度和年代)有完全不同的变化特征。图4-13为羊草草原生态系统呼吸和总初级生产力的日变化状况。我们把每月相同时刻的碳通量值平均来代表日变化。2003年,生态系统呼吸最大值为 $0.24 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$,出现在7月的15:00。较大的值出现7月和8月,5月的平均值最低。2004年最大的生态系统呼吸为 $0.21 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$,出现在7月的15:00左右,和2003相似,较大的呼吸值出现在7、8月。每个月的生态系统呼吸值都出现在15:00左右。夜间较稳定。2005年,最大的呼吸值为 $0.12 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$,出现在7月的15:00。较大的呼吸值出现在6、7、8月,和2003、2004相比较,呼吸值降低了一倍。每个月之间的呼吸值的差异并不是很大。

羊草草原生态系统总初级生力三个生长季的日进程表现出大的差异性。这不仅体现在数值上,而且最大值出现的时间也不一样。2003年和2004年虽然降雨量没有多大的差别,但是生态系统总初级生产力却存在很大的差别。2003年最大的生产力($GPP_{\max}=0.3 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)出现在7月的14:30。5、6、8、9月的峰值分别为0.10, 0.28, 0.26和 $0.17 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。2004年最大的生产力($GPP_{\max}=0.44 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)出现在7月的11:30,并没有在生态系统达到最大的

CO₂通量8月的时候出现。5、6、8、9月的峰值分别为0.04, 0.12, 0.35和0.21 mg m⁻² s⁻¹。和2003年相比, 2004年较大的峰值出现的时候比较晚, 主要在7, 8, 9三个月份, 而2003年主要出现在6, 7, 8三个月份。干旱对生态系统总初级生产力的影响和对生态系统呼吸的影响相似, 2005年最大的生产力值仅为0.13 mg m⁻² s⁻¹, 降低了4倍, 而且整个生长季的各月的日变化并不是很明显。总初级生产力在三个生长季的日进程都表现出双峰的特征, 一个是在上午的8:30~11:30之间, 一个是出现在下午的14:30~17:30之间。

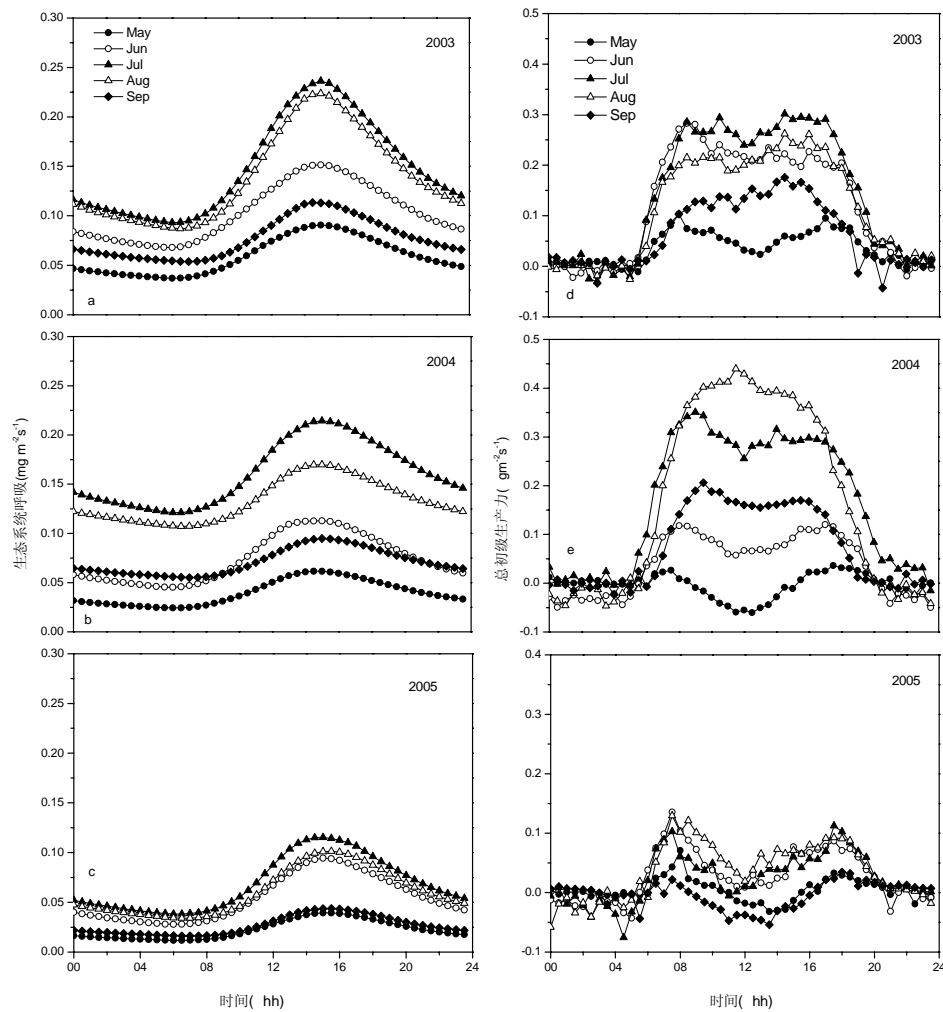


图 4-13 2003-2005 年生长季内蒙古羊草草原生态系统呼吸和总初级生产力日进程

67 Fig.4-13 Diurnal course of the half-hourly mean ecosystem respiration (Re) (a~c) and gross primary production (d~f) in 2003-2005 growing seasons over *Leyus Chinensis* grassland

4.4.3 生态系统呼吸和总初级生产力的季节变化

2003年和2004年植物生长期间，生态系统呼吸的季节变化明显，和净生态系统碳交换表现出相同的变化规律。随着生长期的延长生态系统呼吸开始增加，到了生长后期随着植被的衰老又开始下降。从图4-14可以看出，2003

删除的内容: 第八章 结论与展望

删除的内容:

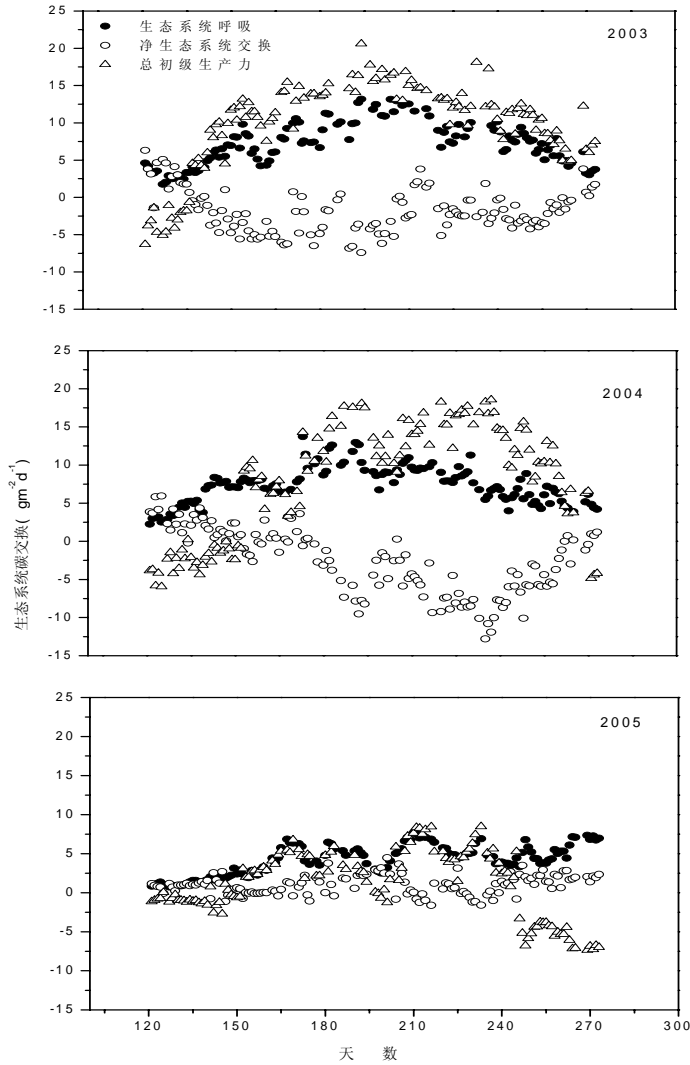


图 4-14 2003-2005 年日累积净生态系统 CO₂ 交换量、生态系统呼吸和总生态系统 CO₂ 交换量的季节过程

Fig. 4-14 Seasonal variation of net ecosystem CO₂ exchange, ecosystem respiration and gross ecosystem CO₂ exchange in 2003-2005

年和2004年最大的生态系统呼吸分别为 $15.52 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 和 $12.93 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$,最大的总初级生产力(总生态系统交换的绝对值)分别为 $17.56 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 和 $18.57 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$,都出现在8月,而2005年由于干旱,生态系统呼吸变化不如2003年和2004年随着植被生长的变化那样明显。最大的生态系统呼吸和总初级生产力分别为 $7.6 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 和 $6.6 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$,生态呼吸要大于总初级生产力。但是不管是湿润年还是干旱年,生态系统呼吸的最大值都是出现在植被生长盛期。总生态系统生产力三年的季节变化规律和生态系统呼吸的变化一致,在生长盛期出现最大值,随着植被的生长,到了衰老后期开始下降。和世界上其他类型的生态系统相比较,内蒙古羊草草原的GPP是大于青海的高寒草甸生态系统($3.59 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$),和北部常绿森林和科罗拉多的亚高寒针叶林相似($4.6 \sim 4.4 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$),低于温带针叶林和 C_3 作物和草原($5.7 \sim 6.9 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)。

本章小结

从2003年内蒙古羊草草原建站开始,到2005年经历了完整的三个生长季,其中也经历了两种不同类型的降雨年,这给我们分析不同环境条件下的 CO_2 通量提供了独一无二的机会。根据三年的分析结果:内蒙古羊草草原生态系统的 CO_2 通量的日进程根据碳吸收的高峰出现的时间特征,在平水年或者平水年可以划分为两者类型,一种类型是生态系统碳通量具有两个吸收高峰。日出后(大约6:00~6:30),草原开始吸收 CO_2 , CO_2 通量随着PAR的增加逐渐增大,大约在9:00左右达到日吸收高峰,之后碳通量开始下降。12:00左右生态系统开始释放 CO_2 ,此时PAR约为 $1200 \mu \text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。到下午18:00左右,生态系统又开始吸收 CO_2 ,达到第二个吸收峰,在19:00左右生态系统开始向大气中排放 CO_2 。另一种类型是生态系统只有一个吸收高峰。日出后,生态系统开始吸收 CO_2 , CO_2 通量随着PAR的增加迅速增大,9:00左右达到吸收高峰,随后 CO_2 的吸收开始下降,19:00~20:00左右,生态系统转变为 CO_2 的净排放。在干旱年,整个生长期间,内蒙古羊草草原 CO_2 通量都表现为具有两个 CO_2 吸收高峰。早晨6:00左右,生态系统开始吸收 CO_2 ,到7:00左右吸收达到最大值。但是生态系统保持 CO_2 吸收的时间并不是很长,在10:00~11:00左右生态系统开始释放 CO_2 ,到

了下午 18:00 左右才开始有稍微的吸收。随后生态系统又开始释放 CO_2 ，一直持续到第二天的黎明。就季节变化而言，内蒙古羊草草原的 CO_2 的净吸收在 2003 年主要出现在 6，7 月份，2004 年的净吸收主要集中在 7，8 月份，白天表现为 CO_2 净吸收，夜间为净释放。干旱对内蒙古羊草草原的 CO_2 吸收影响比较大，不仅造成了 CO_2 吸收率的降低，而且使得生态系统不管是在白天还是晚上都表现出 CO_2 排放。

内蒙古羊草草原生态系统总初级生产力和 CO_2 通量的日进程表现出相同的变化规律，不管是平水年还是干旱年都具有两个吸收高峰。生态系统呼吸的日进程在 2003 年和 2004 年差异不大，干旱导致生产力和呼吸值的降低。2003 和 2004 年的最大总初级生产力和呼吸值大约为 2005 年的 2 倍。

第五章 环境因子对生态系统碳交换的影响机制

植被对气候变化的响应是全球变化的核心问题之一，科学家们通过不同的测量方法和模型在不同的时间尺度与空间尺度上来研究气候变化对植被的影响，以及植被对其所做出的响应。以往对全球陆地生态系统和环境变化的关系的研究主要是通过测量不同温度、降雨量等条件下地上生物量的变化特征来得到的。例如，早期的工作认为，生态系统的年度生产力随着年平均温度的升高、降雨量的增加而增加 (Lieth, 1972a, b; Xiao *et al.*, 1996)。叶尺度的研究认为，气孔控制机制调节着水分消耗和碳吸收的关系 (Cowan, 1977; Farquhar and Sharkey, 1982)。最近，在北部森林和北美草原上冠层尺度的测量和物质与能量交换模型模拟的结果认为，土壤解冻后的低温可以诱导生态系统更快的吸收 CO₂，但是当温度上升到 17℃ 时，生态系统呼吸开始增加。这暗示着具有早春和土壤湿度更大的生长季的年份，生态系统就具有更强的年净碳固定效率 (例如，BOREAS; Sellers *et al.*, 1997a)。不同类型模型之间的比较已经被用来检验模拟差异，在动态的全球植被模型当中，已经开始了对净生态系统交换模拟结果的比较 (Cramer *et al.*, 1997b)。随着技术的发展和涡度相关仪的问世，我们有能力获得大量的陆地生态系统碳交换的数据，将这些数据与模型相结合，能够更好的理解陆地生态系统时间和空间上的通量变化。

生物圈和大气之间的净生态系统交换 (NEE) 由两个生态生理过程所控制。一个过程是植物的光合作用 (总生态系统生产力 (GPP))，另一个过程是包括植物自养呼吸 (Ra) 和土壤、微生物等异养呼吸 (Rh) 的生态系统呼吸。不同生态系统间的年度净生态系统交换的差异可能是由于历史扰动、气候、营养、生物型和不同的生理差异引起的 (Law *et al.*, 2001a; Schulze *et al.*, 1999, 2000)。环境条件可以影响植物的光合作用和生态系统呼吸。对欧洲森林的研究表明，GPP 和纬度之间没有关联性，但是年生态系统呼吸随着纬度的增加而增加 (Valentini *et al.*, 2000)。有些研究表明生态系统呼吸主要来自土壤 (Janssens *et al.*, 2001; Law *et al.*, 1999a; Goulden *et al.*, 1996b, 1998)。尽管已发现土壤呼吸和温度具有很好的相关性，但是矿质土壤中有机碳的分解与温度之间的相关性却很低 (Girardina and Ryan, 2000)。

Schimel 等 (2001) 认为 CO_2 通量强烈的反映了区域历史扰动的影响。反过来, 不同年度间碳源和碳汇的变化很可能由气候对生态过程的影响所驱动。所以目前和将来比较关键性的问题是如何量化所有重要的生态系统的 CO_2 交换和环境因子之间的联系。陆地生态系统与大气间碳交换通量在不同时间尺度上 (如日、季节、年度和年际间) 有完全不同的变化特征。涡度相关通量测定可以揭示生态系统碳通量的日、季节和年际波动特征及其与环境因素变化的相关性。在小时尺度上, 光、VPD、温度和土壤含水量等环境要素是白天和夜间净生态系统 CO_2 交换的控制因素, 但是在日尺度和月尺度上, 控制净生态系统 CO_2 交换的要素可能会发生改变。理解陆地生态系统碳通量在不同时间尺度上控制因素的变化对碳循环模型的建立和验证具有非常重要的意义。

第一节 环境因子对净生态系统碳交换的影响

5.1.1 温度对净生态系统交换的影响

2003 年和 2004 年, $\text{NEP}(\text{NEP}=-\text{NEE})$ 无论在日尺度还是月尺度上都随着空气温度的增加而增加 (图 5-1), 空气温度能够解释 50~60% 的 NEE 变化。内蒙古羊草草原光照充足, 随着生长季的发展, 空气温度逐渐增加, 越来越适合植物的生长, 夜间的低温又限制了土壤呼吸和微生物呼吸。再加上雨水充足, 很少出现土壤水分胁迫, 使得光合生产能力逐渐增加, NEP 也会随着增加。而 2005 年, 长期干旱改变了植物的生理功能, 水分限制了光合作用, 生产力降低。空气温度和 NEE 的关系, 无论在小时、日、月尺度上都没有显著的相关关系。

5.1.2 光照对净生态系统交换的影响

白天, 植物的光合作用主要由叶片光合作用控制, 其绝对值随辐射的增加而降低。为探讨净生态系统交换对光合有效辐射的响应, 特别是气象要素及其变异性如何调节这种光响应关系, 必须获得一些特征参数 (Aubinet *et al.*, 2001)。在这些特征参数中, NEE、光合有效辐射 (PAR)、土壤水分等至关重要。NEE 和 PAR 多数表现为直角双曲线的关系, 为了消除土壤水分胁迫的影响, 我们选择 $\theta_v(0\sim0.2\text{ m}) > 0.12\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ 和饱和水汽压差 (VPD) 较低的数据段进行分析。按照地上生物量增加的曲线斜率把生长季划分为快速生长期、生长盛期和衰老

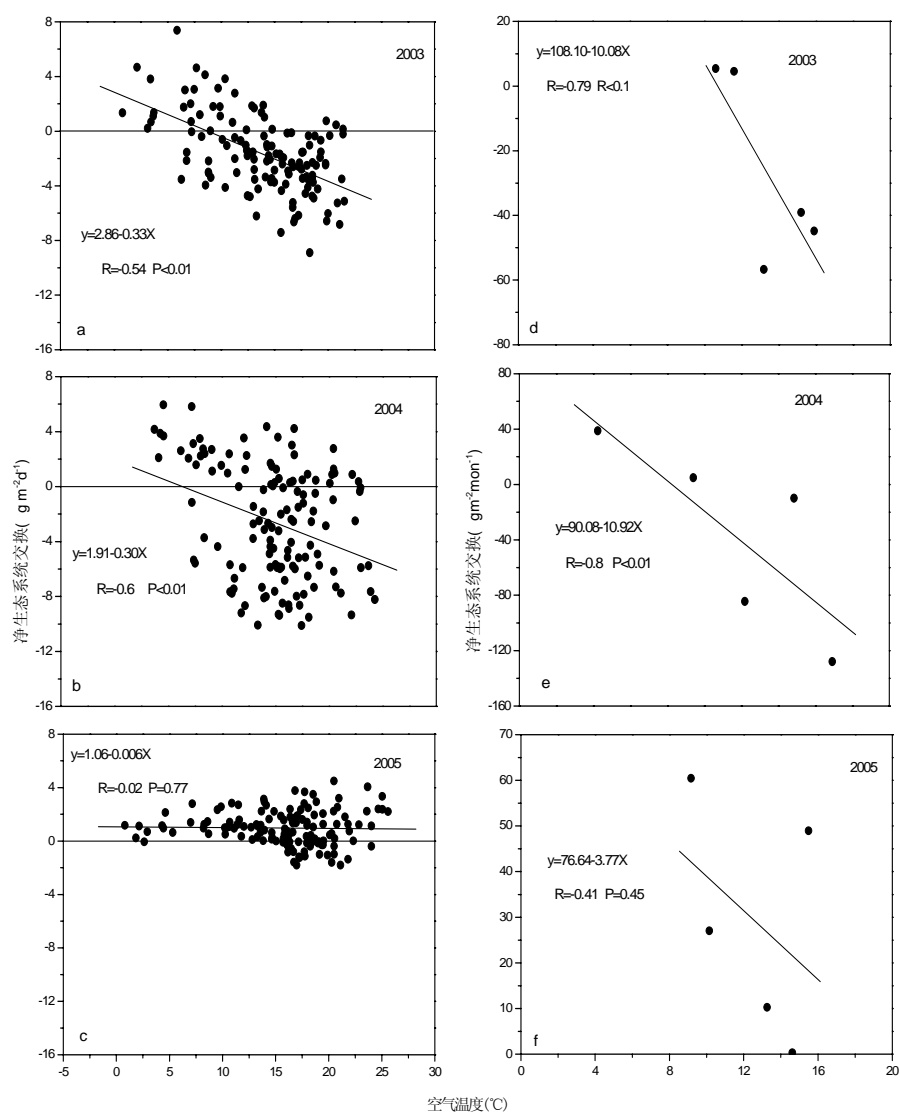


图 5-1 2003~2005 生长季空气温度和净生态系统交换的关系(a,b,c) 为日尺度, (d,e,f) 为月尺度

Fig.5-1 The relationship of air temperature and net ecosystem exchange in 2003~2005's growing seasons (a,b,c)daily scale and (d,e,f) monthly scale

期三个阶段。用一个直角双曲线模型来模拟 (Landsberg, 1977) PAR 与 NEE 的关系。

$$NEE = \frac{(NEE_{cm})(b)(PAR - PAR^*)}{NEE_{cm} + (b)(PAR - PAR^*)} \quad (5-1)$$

其中, NEE 是净生态系统交换; NEE_{cm} 是最大的 NEE ; PAR^* 是光补偿点处的 PAR 值 (当 $NEE=0$ 时的 PAR 值); b 是在 $NEE=0$ 时拟合曲线的斜率。另外我们也用 Michaelis–Menten (Michaelis and Menten, 1913) 方程来拟合。

$$NEE = -\left(\frac{\alpha * PAR * NEE_{\infty}}{NEE_{\infty} + \alpha PAR}\right) + R_{eco,d} \quad (5-2)$$

NEE_{∞} 为最大生态系统光合作用速率 (也就是 $PAR \rightarrow \infty$ 时生态系统光合作用的渐进线值), α 为表观量子效率 (也就是曲线的初始斜率), $R_{eco,d}$ 为白天生态系统暗呼吸作用值 (也就是 $PAR \rightarrow 0$ 时的生态系统光合作用)。研究表明, 在小时尺度上光合有效辐射是控制 NEE 的主要影响因素。图 5-2 和 5-3 (a-f) 表明, 在 2003 年植物生长的三个阶段和 2004 年后两个阶段, NEP 随着光合有效辐射的增加而增加, 但当超过一定光合有效辐射值后 NEP 则随着光合有效辐射的增加而降低, 其光补偿点大约在 $110 \sim 140 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, 这主要依赖于植被生长所处的不同阶段。但是在 2004 年, NEE 在快速生长期和 PAR 的关系并不显著 (图 5-3 (a-f)), 这可能是在同期出现了水分胁迫, 使得生态系统在一定的光强下在午间排放 CO_2 。2005 年整个生长季 NEE 和 PAR 的关系不明显。另外, 通过分析发现, 在日尺度和月尺度上, NEE 和 PAR 没有显著相关关系。通过比较 Landsberg 方程和 Michaelis–Menten 方程模拟的结果可以看出, 两个方程在没有水分胁迫的条件下, 都能够很好的模拟小时尺度上的 NEE 和光合有效辐射的关系。生态系统光合作用响应特征的参数见表 5-1。

Michaelis–Menten 方程和 Landsberg 方程在小时尺度上可以获得相似的模拟结果 (表 5-1), 但是 Michaelis–Menten 方程和 Landsberg 方程估计的生态系统最大光合作用通常高于可以测得的生态系统最大光合作用。也就是说从模型结果来看, 生态系统光合作用永远也不会达到光饱和, 这与实际观测研究结果不符 (Aubinet *et al.*, 2001; Loescher *et al.*, 2003)。尽管如此, 作为应用最为普遍的光响应方程 (Kim *et al.*, 1990; Ruimy *et al.*, 1995; Goulden *et al.*, 1996b; Valentini *et al.*, 1996; Hollinger *et al.*, 1999; Loescher *et al.*, 2003), Michaelis–Menten 方程和 Landsberg 方程常被用于特征参数的对比分析。

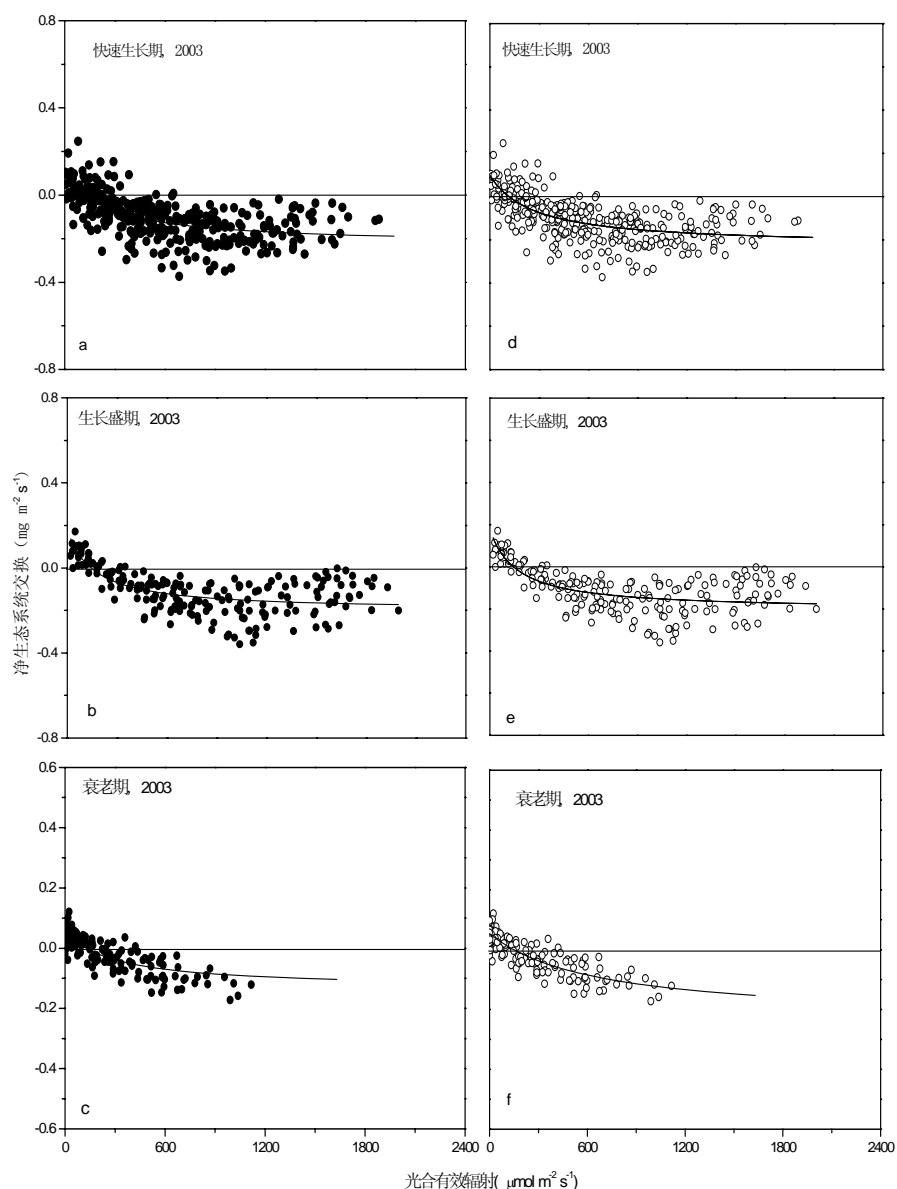


图 5-2 2003 年不同生长阶段生态系统光合作用对光合有效辐射的响应特征.

(a,b,c) Landsberg 方程, (d,e,f) Michaelis-Menten 方程

Fig. 5-2 Ecosystem photosynthesis of planted forest in response to photosynthesis active radiation (a,b,c)L Landsberg equation, (d,e,f) Michaelis-Menten equation

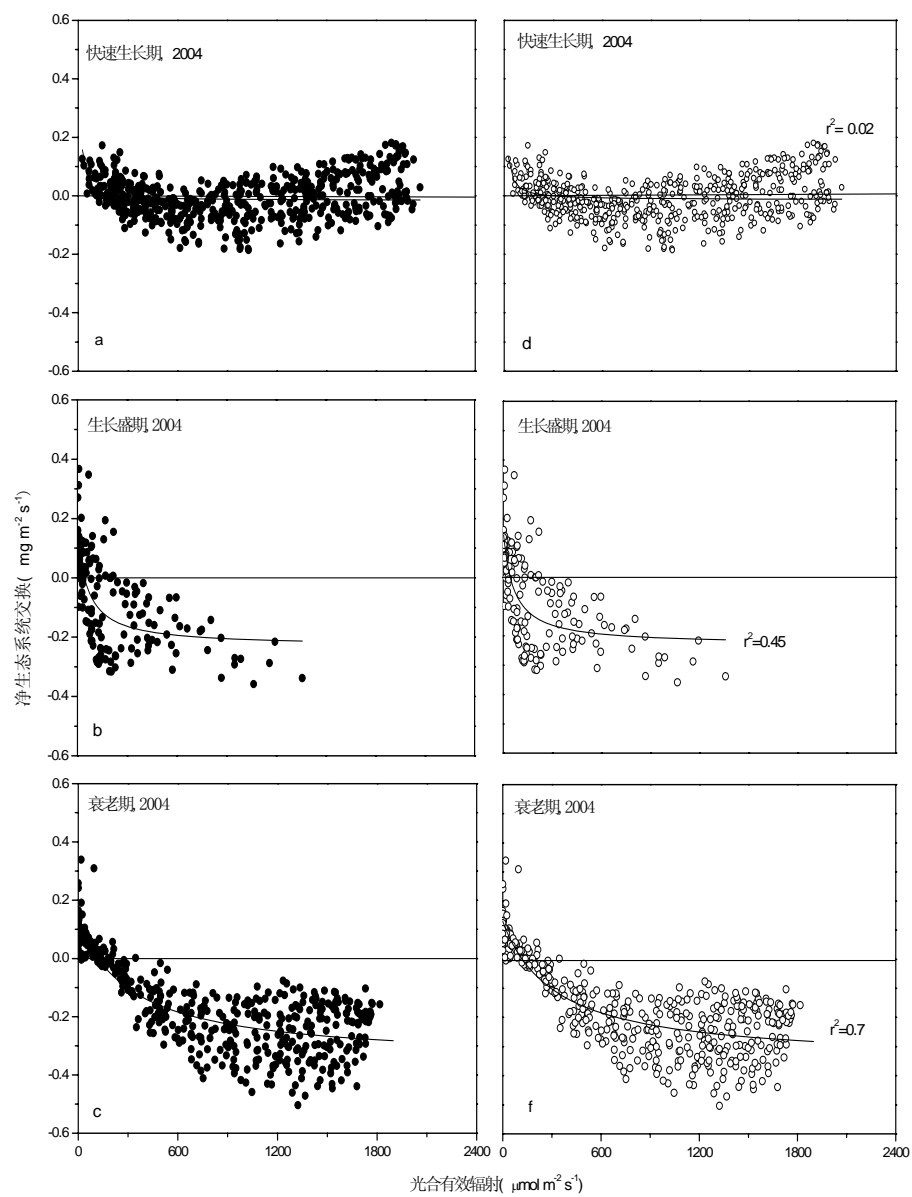


图 5-3 2004 年不同生长阶段生态系统光合作用对光合有效辐射的响应特征. (a,b,c)Landsberg 方程, (d,e,f) Michaelis-Menten 方程

Fig. 5-3 Ecosystem photosynthesis of planted forest in response to photosynthesis active radiation

表 5-1 2003 年和 2004 年生态系统光合作用的光响应特征参数.

Table. 5-1 Parameter estimates from the light response function during the year of 2003 and 2004

(*: 分别对应的是快速生长阶段, 生长盛期, 衰老期)

方程		2003*	2004*
Landsberg		-0.22±0.018	-0.016±0.004
	NEE _{cm}	-0.20±0.0001	-0.23±0.03
		-0.13±0.019	-0.35±0.0016
	b	-0.00059±0.0007	-0.0006±0.00003
		-0.00067±0.00011	-0.00219±0.00042
		-0.00031±0.00003	-0.00008±0.00006
	PAR*	115.85±12.12	248.10±74.4712
		141.6703±16.3524	42.38±6.9197
		126.2373±14.7218	119.0363±9.3190
		0.42	0.02**
	R ²	0.48	0.45
		0.71	0.7
		540	543
	n	456	158
Michaelis-Menten		543	480
		0.00119±0.0034	0.39±4.9523
	a	-0.00228±0.0372	0.00612±0.0024
		-0.00044±0.00007	0.0015±0.0159
	NEE _∞	0.326±0.0198	1.28±7.7015
		-0.3813±0.0372	0.3854±0.0341
		-0.2888±0.0414	0.482±0.015
		0.097±0.022	1.27±7.7541
	R _{eco,d}	0.176±0.044	0.154±0.0345
		0.052±0.004	0.130±0.012
		0.43	0.03**
	R ²	0.50	0.46
77		0.75	0.71

5.1.3 饱和水汽压差 (VPD) 和土壤含水量对净生态系统交换的影响

水分胁迫是植物生长最关键的限制因子之一 (Kozlowski *et al.*, 1991)。内蒙古羊草草原地处干旱半干旱草原区, 该区的气候特点决定了土壤水分是限制该区植被生长最为关键的环境因素 (Xiao *et al.*, 1996)。在出现水分胁迫的条件下, 生态系统可以由碳汇转变为碳源 (Hunt *et al.*, 2002; Wever *et al.*, 2002)。所以分析土壤含水量的影响, 可以增进我们对碳循环和水循环模型耦合分析的了解。为了分析 VPD 对 NEE 的影响, 数据按照生长周期被分成两个跨度 (VPD < 1.0 Kpa 和 VPD > 1.0 Kpa)。为了避免低土壤含水量的影响, 剔除了 $\theta_v < 0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 的数据。由于在 2004 年的快速生长期和 2005 年生长季, PAR 和 NEE 没有显著的关系, 所以我们选择了 2003 和 2004 年生长盛期和衰老期的数据来进行对比分析。无

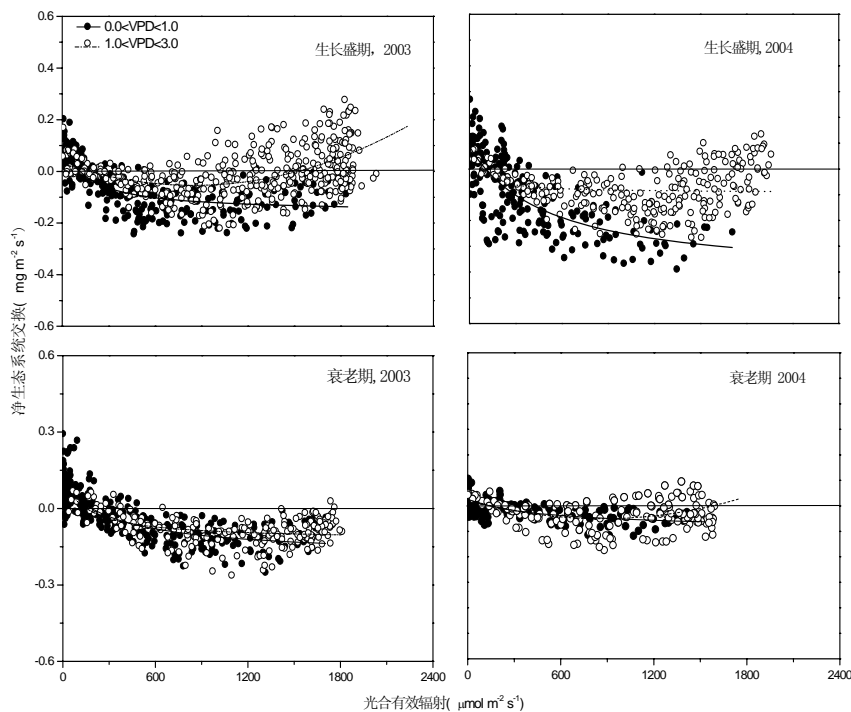


图 5-4 2003~2004 年不同水汽压差下净生态系统交换和光合有效辐射的关系 ($\theta_v > 0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$)

Fig.5-4 NEE-PAR relationship under different ranges of vapor pressure deficit under nonlimiting soil water conditions ($\theta_v > 0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) in 2003~2004

论是 2003 年还是 2004 年, CO_2 通量在 VPD 较高时有所下降 (图 5-4), 约 20~30% 左右。生长高峰期下降的趋势更加明显。我们从 2003 年和 2004 年的数据中选择 $\theta_v < 0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 的数据进行分析。

短期干旱条件下的 CO_2 通量要明显低于没有水分胁迫条件下的 CO_2 通量 (图 5-5)。而且, VPD 的增加使得 NEP 降低更明显。在快速生长期, 随着 VPD 的增大, 在土壤水分胁迫条件下会出现生态系统的光饱和现象。这种在水分限制条件下 NEP 的降低, 很可能是由于此时生态系统的水热不同步, 造成了控制气孔开关的保卫细胞膨胀的降低, 引起气孔关闭, 并且影响了光合酶的活性, 限制了 CO_2 交换。从日尺度来说, 2003 年和 2004 年土壤含水量可以解释 20~50% 的 NEE 的变化。2005 年虽然土壤含水量和 NEE 的变化没有显著的关联, 但是随着土壤含水量的增加, NEE 接近于零。

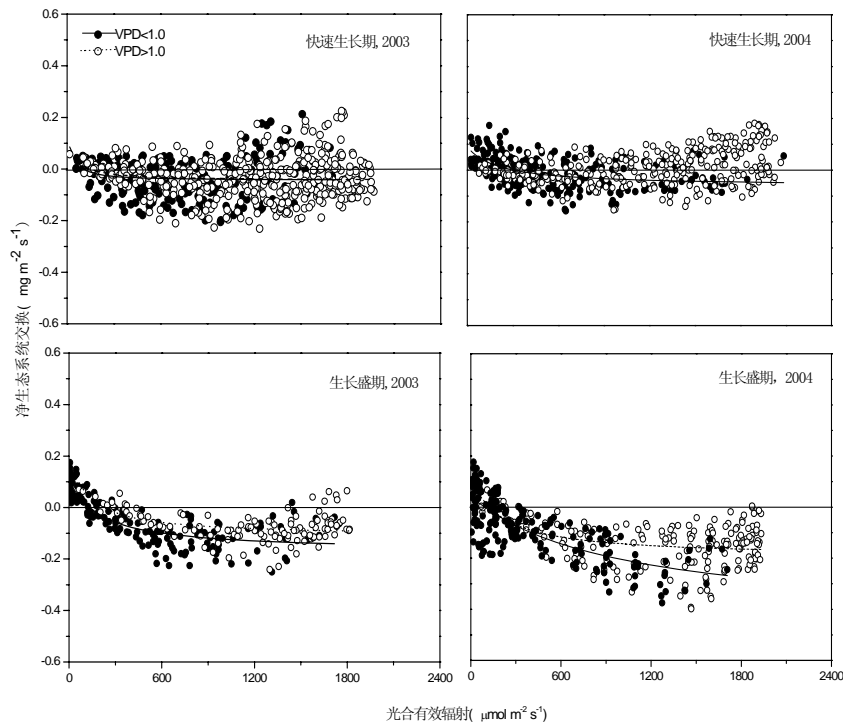


图 5-5 2003~2004 年不同水汽压差下净生态系统交换和光合有效辐射的关系 ($\theta_v < 0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$)

Fig.5-5 NEE-PAR relationship under different ranges of vapor pressure deficit under nonlimiting soil water conditions ($\theta_v < 0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) in 2003~2004

5.1.4 光利用效率和水分利用效率的季节变化

光利用效率（RUE）用以下公式来计算：

$$RUE = \frac{NEE}{Q_{down} - Q_{up}} \quad (5-3)$$

式中 RUE 为光利用效率 ($\text{mmol CO}_2 \text{ mol}^{-1} Q_a$)， Q_{down} ($\text{mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) 为向下的太阳辐射， Q_{up} ($\text{mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) 为向上的太阳辐射， $NEE(\text{g m}^{-2} \text{ d}^{-1})$ 为净生态系统交换。选择 Q_a ($Q_{down} - Q_{up}$) > 0 的数据进行分析。

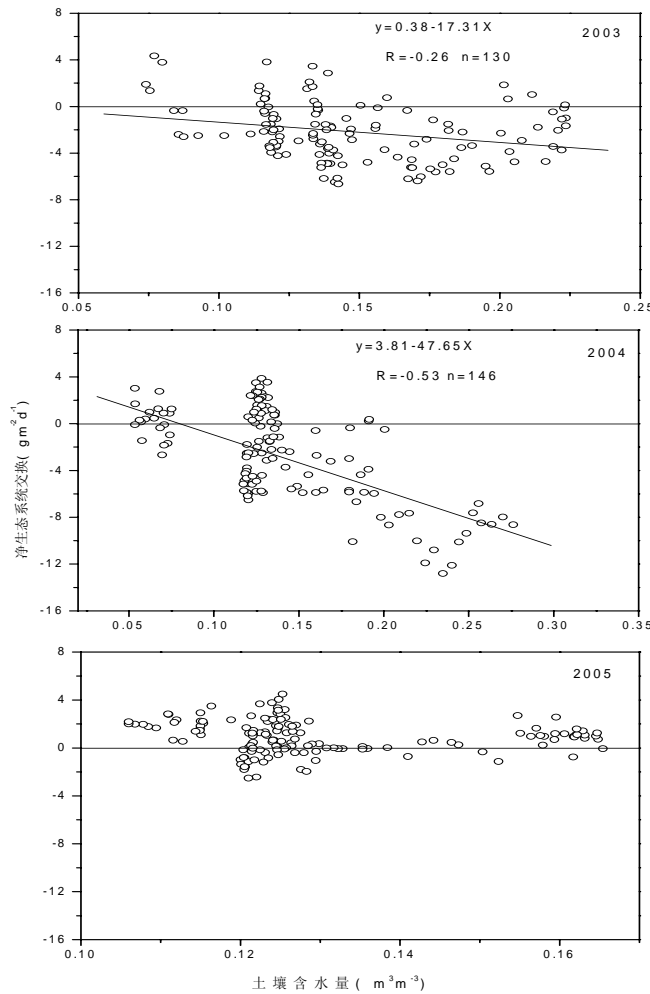


图 5-6 2003~2005 年土壤含水量和净生态系统交换的关系

Fig.5-6 The relationship of soil water content and NEE in 2003~2005

水分利用效率 (WUE) 用以下公式进行计算:

$$WUE = \frac{NEE}{E} \quad (5-4)$$

式中 WUE 为水分利用效率 ($\text{mmol CO}_2 \text{mol}^{-1} \text{H}_2\text{O}$); E 为蒸散 (mm d^{-1})。从图 5-7 和图 5-8 中可以看出, RUE 的季节变化规律和净生态系统交换的季节变化相似。2003 年最大的 RUE 和 WUE 分别为 $-1.47 \text{ mmol CO}_2 \text{mol}^{-1} Q_a$ 和 $-2.1 \text{ mmol CO}_2 \text{mol}^{-1} \text{H}_2\text{O}$, 出现在 6 月底。2004 年分别为 $-2.50 \text{ mmol CO}_2 \text{mol}^{-1} Q_a$ 和 $-1.6 \text{ mmol CO}_2 \text{mol}^{-1} \text{H}_2\text{O}$, 出现在 8 月底。而在 2005 年, 仅为 $-0.5 \text{ mmol CO}_2 \text{mol}^{-1} Q_a$ 和 $-0.4 \text{ mmol CO}_2 \text{mol}^{-1} \text{H}_2\text{O}$, 出现在 6 月初, 和 2003 与 2004 年相比较, RUE 下降了 3~5 倍, WUE 下降了 4~6 倍。

2003 年和 2004 年最大的 RUE 对应于最大的降雨量出现的时期, 这说明降水控制了最大 NEE 的出现, 进而影响了 RUE 和 WUE 的变化。2005 年由于整个生长季干旱, 在生长前期, 虽然植物光合作用比较弱, 但是此时由于低温呼吸也比较低, 生态系统反而在白天表现为净吸收。随着生长期的延长和干旱的进一步加剧, 植物的生理功能被改变, 一些不耐旱的植物逐渐死亡, 尽管高温条件下呼吸也受到抑制, 但是光合的降低远远高于呼吸 (详见第四章)。所以即使在光合作用最强的白天, 生态系统 RUE 和 WUE 也很低。通过分析 RUE、WUE 与土壤含水量的关系 ($\theta_{v0.2}$) 发现, 2003 年, 当 $\theta_{v0.2}$ 低于 $0.2 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$ 时, RUE、WUE 随着土壤含水量的增大而增大, 它们之间表现为正相关, 而当 $\theta_{v0.2}$ 超过 $0.2 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$ 时, RUE、WUE 却随着土壤含水量的增大而减小。这很可能是因为 2003 年 8 月生态系统出现了一段时期的干旱, 而降雨的出现使干旱胁迫结束。但是土壤含水量对降雨的响应要比 NEE 快 2~3 天, 以至于生态系统表现为土壤含水量增加, 而 NEE 却降低的现象 (详见第七章)。而 2004 年, RUE、WUE 和 $\theta_{v0.2}$ 表现为正相关关系, 随着 $\theta_{v0.2}$ 的增大 RUE、WUE 增加。2005 年同样由于干旱的影响 RUE、WUE 和 $\theta_{v0.2}$ 表现为负相关关系。这说明在内蒙古羊草草原, 由于降雨的变化调节着 NEE 的变化, 进而影响了 RUE、WUE 的大小。而太阳辐射对 RUE、WUE 的影响并不是主要因素。

第二节 环境因子对生态系统呼吸和总初级生产力的影响

总初级生产力 (GPP) 和生态系统呼吸 (RE) 决定了生态系统的碳平衡。

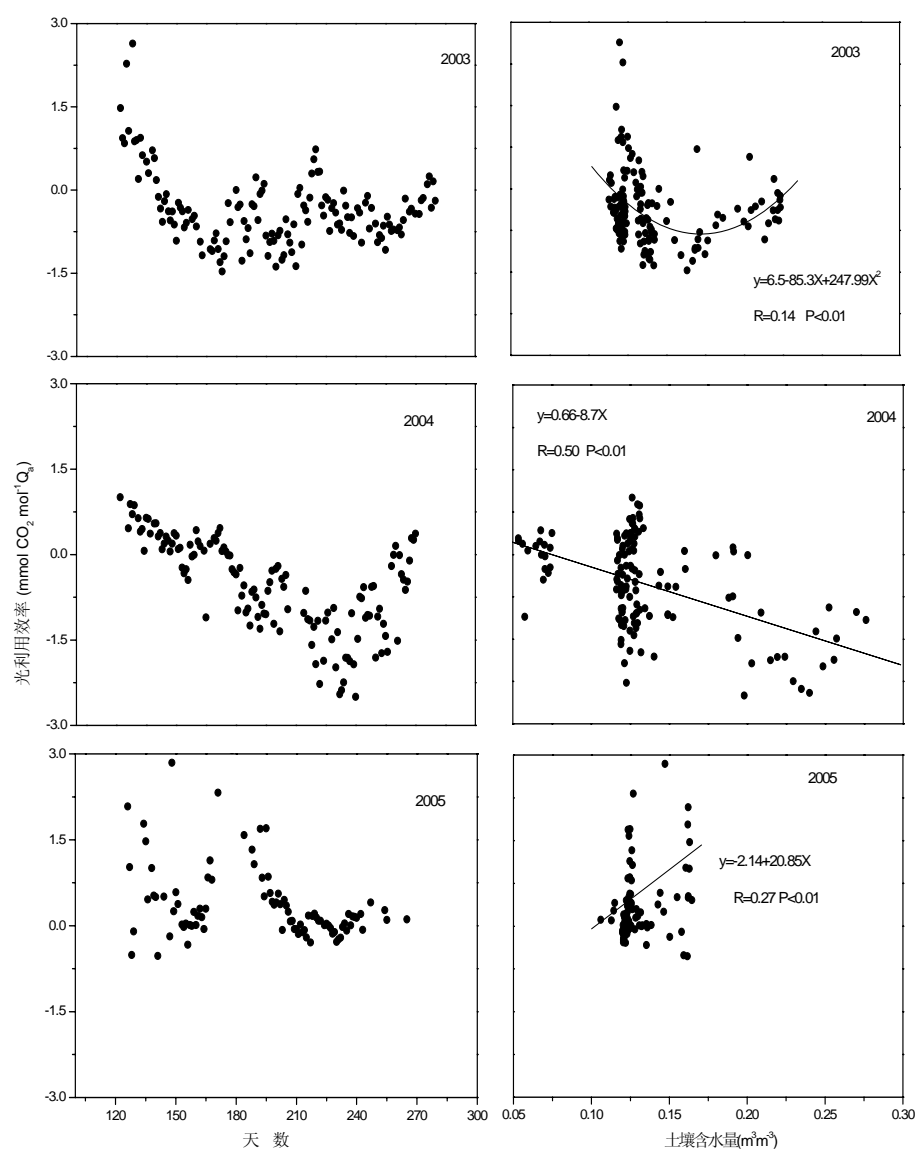


图 5-7 2003~2005 年生长季光利用效率（左）变化，光利用效率与土壤含水量的关系（右）

Fig.5-7 The variation in radiation use efficiency (left), and the relationship between radiation use efficiency and soil water content in 2003~2005's growing seasons(right)

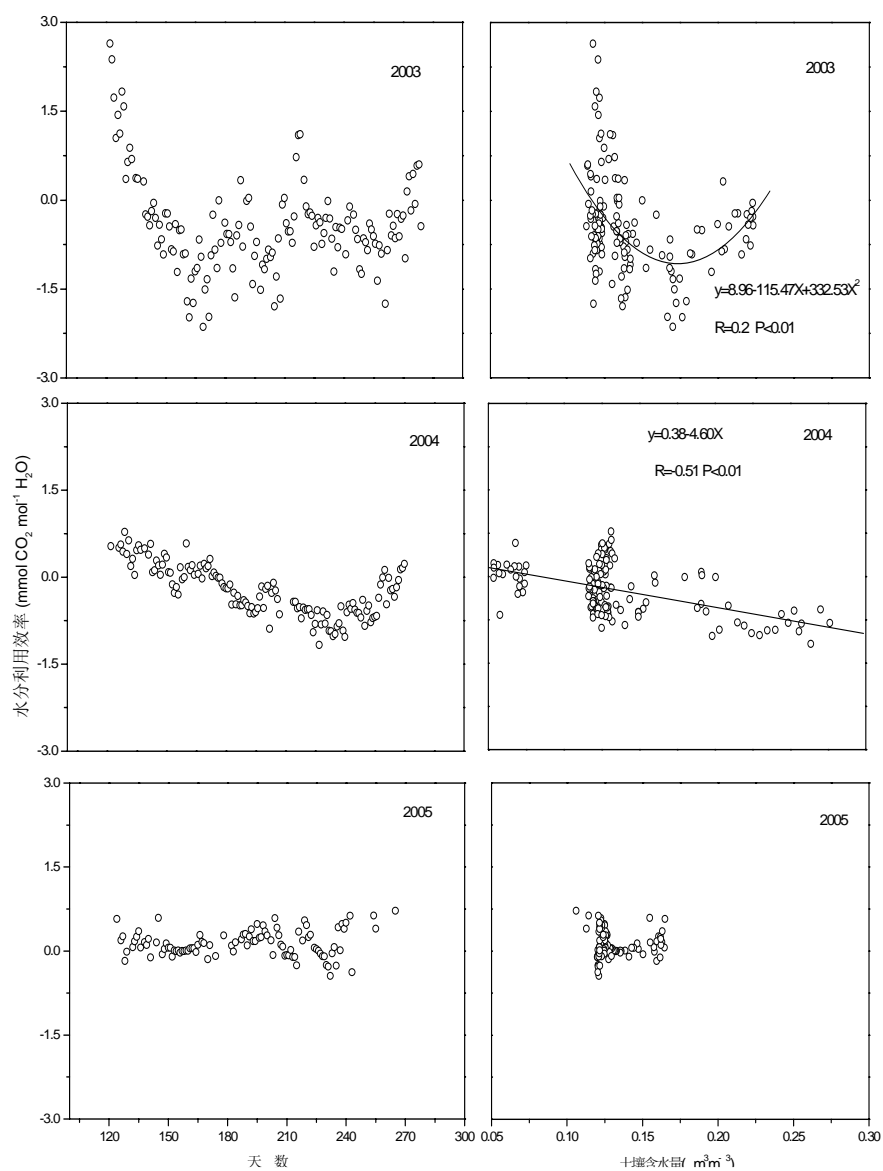


图 5-8 2003~2005 年生长季水分利用效率（左）变化，水分利用效率
与土壤含水量的关系（右）

Fig.5-8 The variation in water use efficiency (left),and the relationship between water use efficiency
and soil water content in 2003~2005's growing seasons(right)

GPP 主要受叶面积指数 (LAI)、叶的生理功能、气候和生长季的长度影响。RE 是自养呼吸 (R_a) 和异养呼吸 (R_h) 的总和, 分别由植物和微生物活性所控制。温度是控制 R_a (植物生长呼吸+维持呼吸) 的主要因素, 而土壤含水量也许对 R_h 的控制起了一个更加重要的作用 (Lloyd and Taylor, 1994; Davidson *et al.*, 1998; Xu and Qi, 2001)。因此, 上面所提及的所有因素在不同阶段和数值的大小的综合最终决定了净生态系统交换 (NEE) 的时间变化方式 (Randerson *et al.*, 1999; White *et al.*, 1999; Cramer *et al.*, 1999; Falge *et al.*, 2002)。

把涡度相关仪测得的 NEE 划分成白天和晚上两个阶段, 然后通过外推到特定站点夜间的碳通量和温度的指数关系来计算白天的 RE 和 GPP。这种划分使我们能够分析 GPP 和 RE 的季节振幅的变化。Falge 等 (2002) 用 FLUXNET 的数据研究了很大范围内生态系统的 GPP 和 RE 的季节控制因素。结果表明 GPP 的季节性变化主要由植物的生长方式控制, 但是 RE 主要受气候影响, 经常和温度有很好的相关性。Saigusa 等 (2002) 研究表明在寒温带落叶林的 GPP 和最大 GPP 的变化和光利用效率紧密相关, 最大的 GPP 和 LAI 之间有较高的相关性。

Flanagan 等 (2002) 发现在北温带草原, GPP 和 LAI、冠层氮含量具有很强的相关性。这样看来低海拔地区的 GPP 和 RE 和植被物候相的变化与气候的季节变化相

关。然而很少证据来说明高原草地, 特别是内蒙古高原的草地生态系统的环境因子对 GPP 和 RE 的控制作用。

5.2.1 净生态系统交换、生态系统呼吸与总初级生产力的关系

对比分析日尺度净生态系统 CO_2 交换量 (NEE)、生态系统呼吸 (RE) 与总初级生产力 (GPP) 的相互关系发现, 在日尺度 NEE 和 RE 本质上都受 GPP 的控制, NEE 和 RE 之间具有明显的相关关系 (图 5-9、5-10、5-11)。可见, 无论是干旱胁迫年份还是非干旱胁迫年份, 内蒙古羊草草原生态系统冠层同化作用固定碳水化合物的能力及其向植物根系和其它器官转移的碳水化合物的量决定了生态系统呼吸的量, 同时也决定了 NEE。这表明确定和探讨内蒙古生态系统碳吸收能力时, 仅仅考虑环境变量如光、温和水等环境要素的影响是不充分的。考虑影响和控制生态系统冠层同化作用能力的其它要素, 如氮含量、磷含量等养分循环对生态系统的控制作用也是非常重要的, 这将有助于对陆地生态系统碳循环过程的理解和模拟。

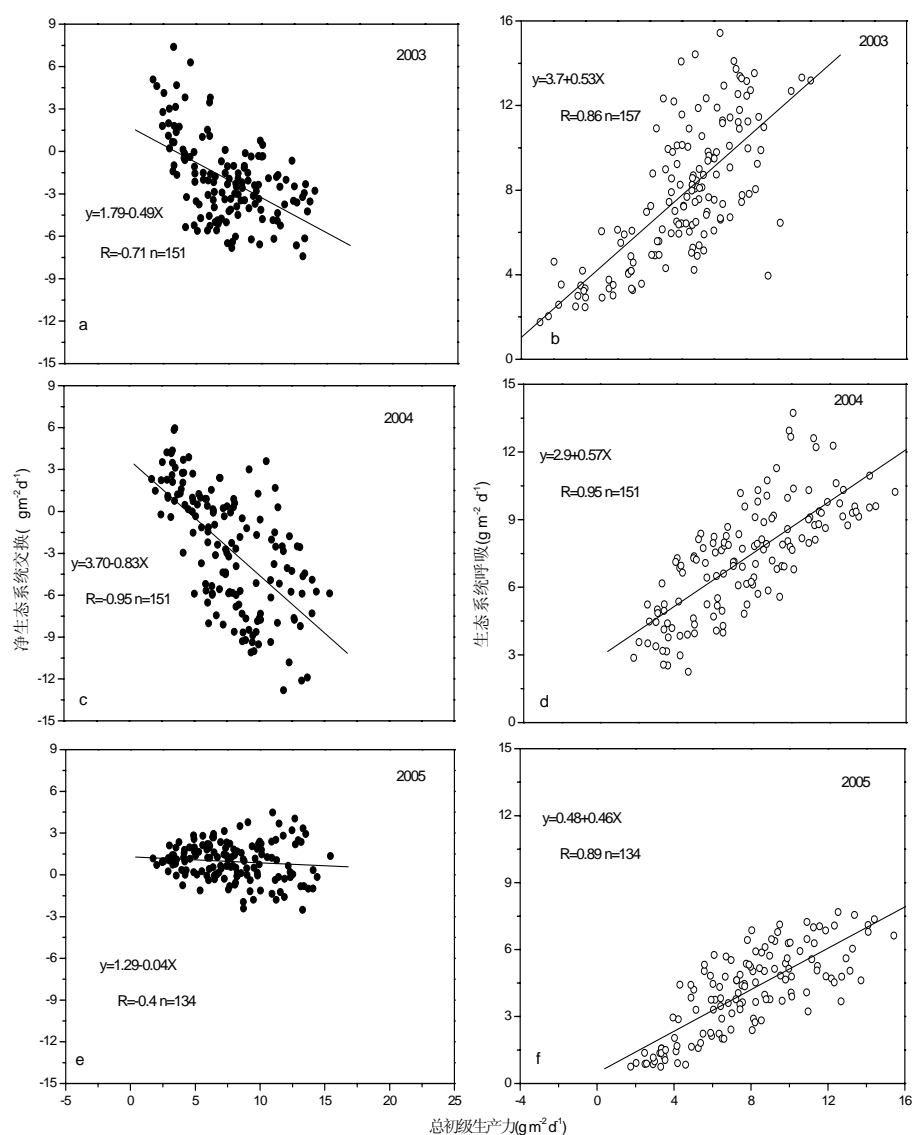


图 5-9 2003~2005 年日生态系统 CO₂ 交换量(NEE)和生态系统呼吸(RE)与总初级生产
力(GPP)的关系((a, c, e)为 NEE 和 GPP 的关系;
(b, d, f) 为 RE 和 GPP 的关系)

Fig. 5-9 Relationship between net ecosystem CO₂ exchange, ecosystem respiration and gross
primary production in 2003~2005. ((a, c, e,) was the relationship between NEE and GPP,
(b, d, f) was the relationship between RE and GPP

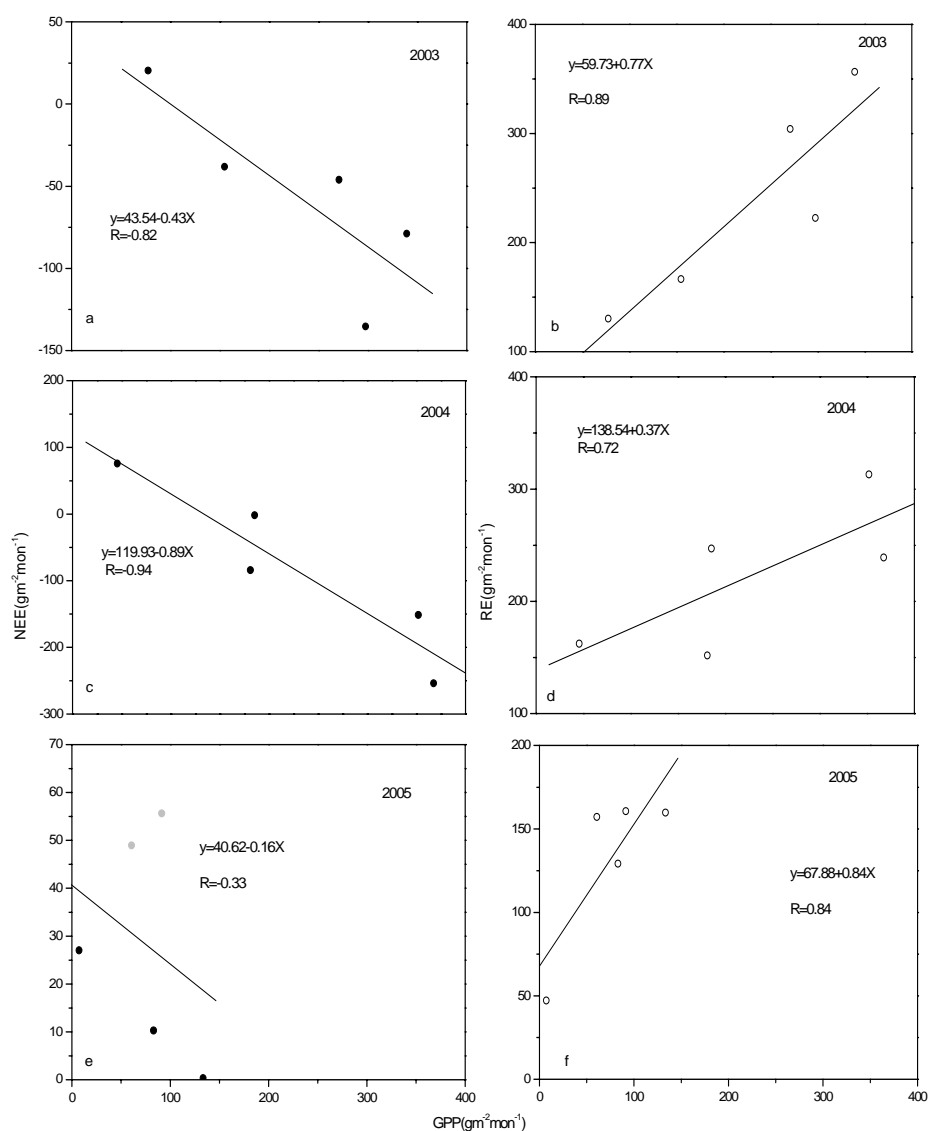


图 5-10 2003~2005 年月生态系统 CO₂ 交换量(NEE)和生态系统呼吸(RE)与总初级生产力 (GPP) 的关系. ((a, c, e) 为 NEE 和 GPP 的关系; (b, d, f) 为 RE 和 GPP 的关系)

Fig. 5-10 Relationship between monthly net ecosystem CO₂ exchange or ecosystem respiration and gross primary production in 2003-2005. ((a, c, e,) was the relationship between NEE and GPP, (b,d,f)was the relationship between RE and GPP

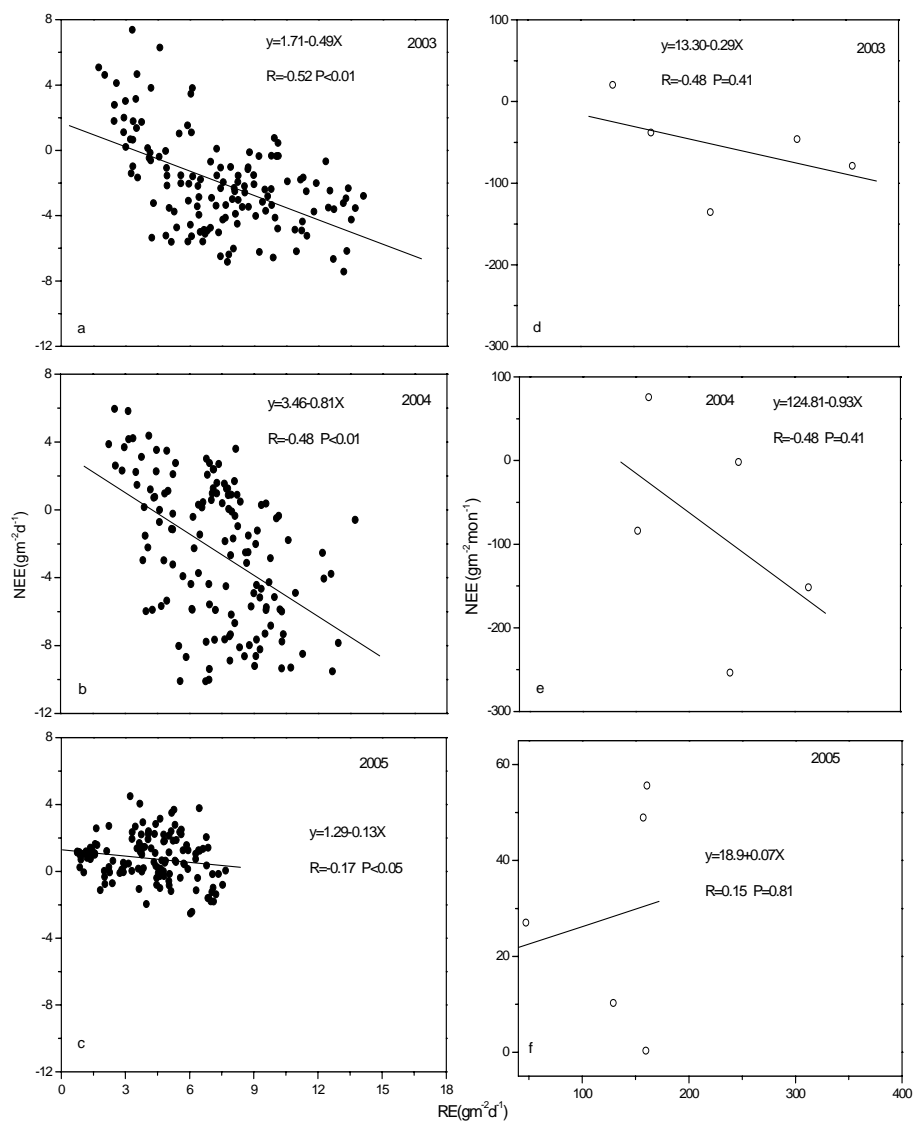


图 5-11 2003~2005 年生长季日、月净生态系统 CO₂ 交换量(NEE)与生态系统呼吸(RE)的关系。(a-c 分别为日尺度, d-f 为月尺度)

Fig. 5-11 Relationship between net ecosystem CO₂ exchange and ecosystem respiration at in 2003~2005's growing seasons (a-c diurnal scale, d-f monthly scale)

在月尺度上，这里首先对比分析了净生态系统 CO₂ 交换量（NEE）、生态系统呼吸（RE）与总初级生产力（GPP）的相互关系以及 NEE 和 RE 的关系。在月尺度上，NEE 和 GPP、RE 呈现显著负相关关系（图 5-10），但是在 2005 年的干旱胁迫时期 NEE 值与 GPP、RE 值相关性比较差。2003 年 7~9 月干旱胁迫期间 NEE 值出现明显降低。无论干早期还是非干早期，月尺度上 RE 主要由 GPP 来控制和决定。

5.2.2 温度对生态系统呼吸和总初级生产力的影响

假定夜间（总辐射< 1 W m⁻²）植被/大气间净生态系统 CO₂ 交换仅仅来源于生态系统呼吸，因此可以定义夜间生态系统呼吸（R_{eco,n}，mg m⁻² s⁻¹）为：

$$R_{eco,n} = \overline{w'\rho'_c(z_r)} + \int_0^{z_r} \frac{\partial \overline{\rho_c}}{\partial t} dz$$
 (5-5)

式中右边第一项为CO₂湍流通量，第二项为仪器测定高度下CO₂的储存通量。需要注意的是正的符号代表生态系统释放CO₂进入大气，负的符号代表生态系统从大气中吸收CO₂。温度和土壤水分条件的季节动态是控制生态系统呼吸季节变化模式的重要环境要素。为准确估计生态系统呼吸的季节过程与年呼吸量，首先应考虑夜间生态系统呼吸与温度间的关系。目前，土壤或生态系统呼吸随温度

表 5-2 2003~2005 年生态系统呼吸以不同空气和土壤温度作为驱动变量指数方程的非线性回归结果，摩擦风速界限值为 0.2 m s⁻¹.

Table 5-2 Nonlinear regression results of ecosystem respiration versus air/soil temperature with power equation at Inner Mongolia flux site. Friction velocity threshold was 0.2 m s⁻¹ here.

年份	变量	a	b	Q ₁₀	R ²	n
2003	空气	1.24	0.06	1.8	0.52	153
	土壤	1.15	0.06	1.8	0.42	153
2004	空气	1.47	0.07	2.0	0.35	153
	土壤	1.17	0.07	2.0	0.32	153
2005	空气	0.45	0.09	2.5	0.35	153
	土壤	0.37	0.08	2.2	0.27	153

呈指数增加趋势的认识得到了广泛的认同, 而且在一定的温度范围内得到了不同生态系统观测数据的证实。在生态系统呼吸的模拟中, 指数方程得到了广泛的应用, 这些方程都具有不同的理论基础 (Fang and Moncrieff, 2001; Falge *et al.*, 2002a; Law *et al.*, 2002)。但是以生态系统中何处的温度作为环境指标, 并没有明确的结论。目前, 土壤温度 (Black *et al.*, 1996; Goulden *et al.*, 1996a; Barford *et al.*, 2001), 空气温度 (Valentini *et al.*, 1996; Gerco and Balddcchi, 1996), 土壤温度和空气温度的加权平均 (Balddcchi *et al.*, 1997) 等环境指标都在实践中得到应用。然而, 究竟应该利用空气温度还是土壤温度作为驱动变量来推算生态系统呼吸量存在着不同的看法。在内蒙古羊草草原以往的研究主要是利用土壤温度来作为呼吸的驱动变量 (崔晓勇等, 2001; 董云社等, 2004; 李凌浩等, 1998)。但是植物冠层不同层次间的空气温度以及土壤温度具有很强的自相关性, 它们都可以不同程度地反应生态系统呼吸特征。事实上, 最好的驱动变量应该是最能代表生态系统呼吸成分的温度。表 5-2 是 2003~2005 年用涡度相关法直接测定的生态系统呼吸分别用空气温度和土壤温度作为自变量进行拟合的结果。不管是在干旱年还是在平水年, 空气温度和生态系统呼吸具有比土壤温度高的相关系数。这说明内蒙古羊草样地生态系统植物呼吸和凋落物分解所释放的 CO_2 占生态系统呼吸的比例应该较大。这主要是样地由于多年的围封, 造成了地表大量凋落物的累积, 其分解受到空气温度的制约, 所以植物呼吸所占比例较大, 在生态系统呼吸中起着更为重要的作用。

图5-12表明的是分别在日尺度和月尺度上空气温度对GPP的影响。在日尺度和月尺度上, 2003~2004年空气温度和GPP具有很好的相关性, 相关系数在0.4~0.9之间。2005年在日尺度上, 空气温度和GPP的相关系数比较低, 而在月尺度上, 却具有很高的相关系数。这说明在2003~2004年的生长季, 水热同步, 使植被具有很高的光合生产能力。而干旱胁迫, 加上高温迫使植被的光合生产力降低。通过比较2005年和2003年、2004年的结果发现, 在非干旱年, 空气温度是控制日和月尺度上的GPP主要因素。

5.2.3 土壤含水量和光照对总初级生产力的影响

在日尺度和月尺度上探讨了土壤含水量、光合有效辐射 (PAR)、饱和水汽压差 (VPD) 对GPP的影响。2003年, GPP在日尺度和月尺度上都不受土壤含水

量的影响(图5-13、表5-3), 2004年在日尺度上土壤含水量和GPP呈正相关, 2005

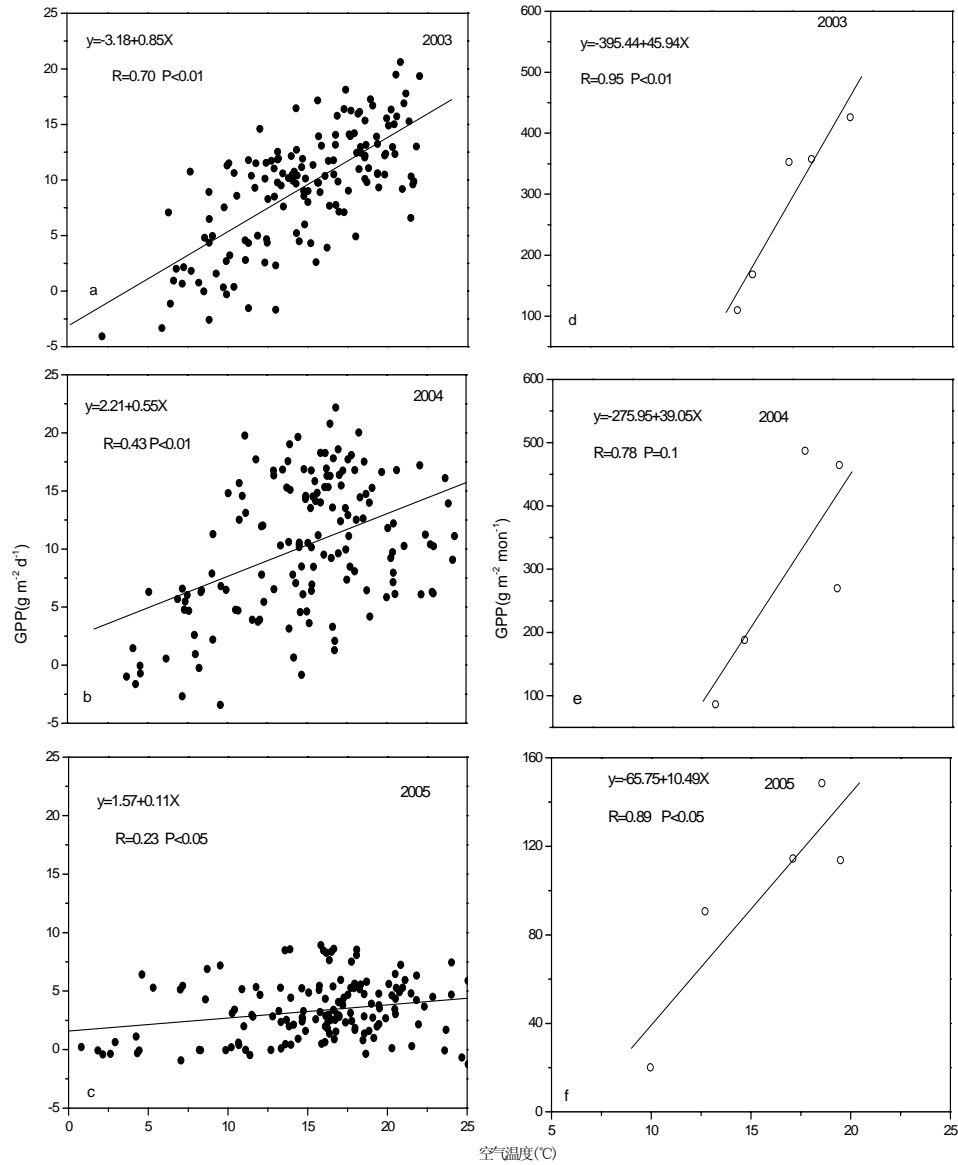


图 5-12 日、月生态系统总初级生产力(GPP)与空气温度的关系.

(a-c 分别为日尺度, d-f 为月尺度)

Fig. 5-12 Relationship between gross primary production (GPP) and air temperature at in 2003-2005's growing seasons (a-c diurnal scale, d-f monthly scale)

年由于受到干旱的影响，土壤含水量和GPP呈负相关关系。其原因是由于生态系统受到长期的干旱胁迫后，除了生理功能发生改变外，土壤因频繁的干湿交替，使其物理结构受到破坏，更容易受到微生物的攻击。干旱后的降雨不但没有促进生态系统对碳的吸收，反而引起生态系统向大气中排放更多的CO₂。在日尺度上，2003年的PAR、VPD和GPP都呈正相关关系。在2004年，它们的相关关系并不显著。2005年PAR和GPP 呈负相关关系。在月尺度上，三个生长季的PAR、VPD和GPP没有显著的相关关系。通过对比三年的结果发现，在干旱的情况下，随着光合的增加，GPP

表 5-3 2003-2005 年生态系统总初级生产力与光合有效辐射（PAR），饱和水汽

压差（VPD）线性回归结果（线性方程为 $y=A+B*X$ ）

Table 5-3 linear regression results of gross primary production versus PAR/VPD at Inner

	PAR					VPD				
	A	B	R	P	n	A	B	R	P	n
2003	3.67	0.05	0.34	<0.01	153	4.70	3.73	0.40	<0.01	153
2004	9.3	-0.02	-0.11	0.16	153	8.17	-0.68	-0.08	0.33	153
2005	4.33	-0.03	-0.34	<0.01	153	2.71	-0.70	-0.17	<0.05	153

Mongolia flux site (regression equation: $y=A+B*X$)

本章小结

在生态系统水平上，内蒙古羊草草原生态系统无论是平水年（2003~2004）还是干旱胁迫年（2005 年），碳交换的日变化特征都具有非常明显的季节变化和年际变化，即快速生长期和生长盛期具有较高的量级，平水年具有较高的碳吸收量。对比分析 2003~2005 年的环境因子对碳交换的影响可以发现，在 2003~2004 年，净生态系统交换（NEE）在小时尺度上主要受光合有效辐射、VPD 和土壤含水量的影响。在干旱年，NEE 和各个环境因子的关系都不是很显著，这说明在干旱年，各种环境因子是综合对 NEE 产生影响的。平水年在日尺度上空气温度、

土壤含水量和 NEE 具有很好的相关性, 说明空气温度、土壤含水量在日尺度上是控制 NEE 的主要因子。在月尺度上, 无论是干旱年还是平水年, 空气温度是控制 NEE 的主要环境因子。平水年, 光合有效辐射和 NEE 之间表现出很好的直角双曲线的关系。然而在干旱年, 这种关系并不显著。NEP 在没有土壤水分胁迫

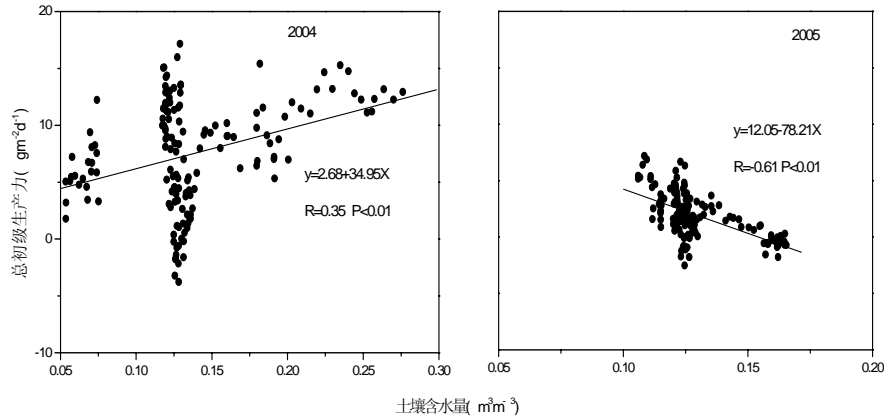


图 5-13 2004~2005 年土壤含水量和 GPP 的关系

Fig.5-13 The relationship between soil water content and GPP in 2004~2005's growing seasons.

迫的时候的值要高于土壤水分胁迫情况下的 NEP。在 VPD 由低到高变化时, NEP 大约下降了 20~30%。

内蒙古羊草草原生态系统 2003~2005 年生长季测定的净生态系统 CO₂ 交换 (NEE)、生态系统呼吸 (RE) 和生态系统总初级生产力 (GPP) 具有非常明显的季节变化过程。RE、GPP 和 NEE 表现出相似的季节和年际变化规律。净生态系统 CO₂ 交换量是由两个大的生物学通量——生态系统呼吸和总初级生产之间的微小差异决定的。在干旱胁迫期间, 虽然生态系统呼吸量呈现下降趋势, 可是净生态系统 CO₂ 交换量仍然呈现出明显下降趋势, 甚至转化成为碳源。这主要是由于干旱胁迫造成总初级生产量呈现显著的下降, 导致二者之差减小引起的。

在日尺度和月尺度上, 干旱胁迫年份和非干旱胁迫年份控制 NEE 和 GPP 的环境要素发生改变。在日尺度和月尺度上, NEE 和 RE 本质上都受 GPP 的控制。

这表明在确定和探讨内蒙古羊草草原生态系统碳吸收能力时，仅仅考虑环境变量，如光、温和水等环境要素的影响是不充分的。量化轻度和重度干旱胁迫对羊草草原生态系统碳吸收的影响需要进一步加强。内蒙古羊草草原由于长期的围封造成凋落物的大量累积，其分解的结果造成了 RE 和空气温度具有很好的相关性，反而和土壤温度的关系降低了。虽然温度是控制 GPP 的重要环境要素，但考虑影响和控制生态系统冠层同化作用能力的其它要素，如氮含量等养分循环和水分循环对生态系统碳吸收能力的控制作用也是非常重要的，这将有助于对陆地生态系统碳循环过程的理解和模拟。

第六章 降雨对生态系统碳交换的影响机制

干旱半干旱地区的降雨具有量低和多变的特征 (Noy-Meir 1973; Bailey 1979; Sala *et al.*, 1982; Seastedt *et al.*, 1985)。人们注意到了单次降雨量对生态系统的影响, 但对产生影响的单次降雨量的多寡还存在争议。Coupland (1950) 认为, 低于 8~10 mm 的降雨量对生态系统过程来说不重要, Smith 和 Schreiber (1974) 发现, 在美国干旱半干旱区的矮草草原上的多年降雨量 80% 的低于 10 mm。Sala (1982) 认为, 低于 5 mm 的降雨对于生态系统来说同样重要。目前生态学家所认可的在干旱半干旱区的“有效降雨”为不低于 8~10 mm 降雨量的降雨事件 (Coupland, 1950; Paulsen and Ares, 1962; Reynolds and Martin, 1968)。Noy-Meir (1973) 认为一个有效降雨事件刺激了生物过程, 特别是生产力和再生能力, 并且认为大的总降雨量被认为是有效的。然而, 这种观点在干旱半干旱地区具有一定的片面性。在半干旱地区对草原的分析往往过分注重年降雨量而忽略了小降雨事件对生态系统过程的影响。

目前由于人类活动导致的温室气体浓度的增大而引起的气候变化越来越剧烈, 生态系统将进一步遭受更加深远的影响 (Weltzin *et al.*, 2003; Harper *et al.*, 2005)。然而, 一个重要的、在很大程度上仍未解决的一个全球变化的因素是降雨方式, 一个对生态系统生产力起决定性作用的因子 (Philp *et al.*, 2000)。很多的气候模型预测本世纪降雨量将要增加 7% (Weltzin *et al.*, 2003; Houghton *et al.*, 2001; Oechel *et al.*, 1985, 2000)。不管是模型预测还是温室气体的排放, 降雨将会在不同纬度、不同地区增加 (Easterling *et al.*, 2000)。尽管对降雨与陆地生态系统关系的研究已经有了很长的历史, 但是很少有研究集中在降雨变化对生态系统的影响 (Christopher *et al.*, 2005)。另外, 模型预测在本世纪, 强对流天气引起的极端和低强度的降雨事件将会增加, 干旱期将会延长 (Weltzin *et al.*, 2003)。Smith (2000) 和 Weltzin 等 (2003) 认为, 在干旱半干旱区降雨格局的变化可能比 CO₂ 浓度的增加对生态系统动态变化的影响更加强烈。

草原生态系统和其他生态系统相比对降雨变化的响应更加迅速和强烈, 甚至在土壤含水量保持不变的状态下。降雨的变化可以使草原生态系统做出机理响应, 例如物种组成和生产力的变化等 (Diamond and Smeins, 1988; Alan *et al.*, 2002; Scanlon *et al.*, 2004)。在已有文献记载的研究当中, 主要是集中在降雨变

化对光合生产力、土壤呼吸的影响等研究上。例如, Philip 等(2003)在堪萨斯州的一个 C₄ 草原上利用人工控制降雨试验研究了降雨方式对生产力的影响。Christopher 等(2005)对堪萨斯州内陆草原的研究表明在降雨量减少的情况下, 土壤呼吸下降了 8%, 降雨时间的改变使土壤呼吸下降了 13%。Xiao 等(1995)在内蒙古锡林河流域的羊草草原和大针茅草原上的研究表明地上生物量和降雨量具有非常强的相关性。但是到目前为止, 世界上很少研究降雨变化对净生态系统交换(NEE)的影响。因为 NEE 是受总初级生产力(GPP)和生态系统呼吸(RE)两个生物过程的调控的, 对其中每一个单一过程的机理解释并不能合理解释降雨变化对 NEE 的影响。

大多数碳循环模型的输出结果是以日、月尺度为步长的(Nouvellon *et al.*, 2000), 然而生态系统对降雨变化的响应在更短的时间尺度上是更加敏感的(Weltzin *et al.*, 2003)。尽管人工控制降雨试验已经被越来越多的应用在对生态系统过程的研究上, 但是这些试验技术面临着概念上和逻辑上的挑战, 即: 人工试验永远不能满足自然条件下的状况和确定最佳取样时期的困难性。因此, 分析自然条件下的长期的降雨变化对碳交换的影响就更加重要, 这无疑会有利于全球碳循环模型的建立和碳平衡的重新估算。

第一节 降雨量的变化

内蒙古羊草草原属于温带大陆性季风气候。中国科学院内蒙古草原生态系统定位研究站长期的气象资料表明, 该地区的年平均降雨量为 350.43 mm, 降水主要集中在 7~9 月, 平均降雨的天数为 92.71 天, 约有 89% (311 mm) 的降雨量集中在生长季。如果按照降雨量多少的标准来划分, 2003~2005 年生长季内蒙古羊草草原经历了两种类型降雨量的变化(图 6-1 和表 6-1), 分别是平水年(2003~2004)和干旱年(2005)。2003 和 2004 年生长季(5~9 月)的降雨量分别是 354.3 和 344.7 mm。2005 年生长季的降雨仅为 126 mm。三年降雨量的变异系数(CV)为 27.1%。2003~2005 年最大的日降雨量分别为 24.5 mm、44 mm 和 14 mm, 分别出现在 9 月, 8 月和 5 月。2003~2005 年最大的月降雨量分别是 114.8 mm、120.8 mm 和 47 mm, 分别出现在 6 月、8 月和 7 月。从 2003~2005 年生长季内蒙古羊草草原的降雨频率分布来看, 0~3 mm 的降雨天数占总降雨天数的 60~84%, 3~10 mm 的降雨事件占到总降雨事件的 11~19%, >10 mm 的降雨天数

占到 5~22%。从以上的分析可以看到，内蒙古羊草草原 2003~2005 年生长季的降雨特征明显不同，尽管 2003 年和 2004 年的总降雨量相似，但是 2003 年的降雨量主要集中在生长初期到快速生长期（5~7 月），而 2004 年的降雨主要集中在生长盛期到生长后期（7~9 月）。另外，降雨主要以小的降雨事件为主，低于 3 mm 的降雨平均为 72%。大的降雨事件（>50 mm）在该地区很少发生。所以，研究

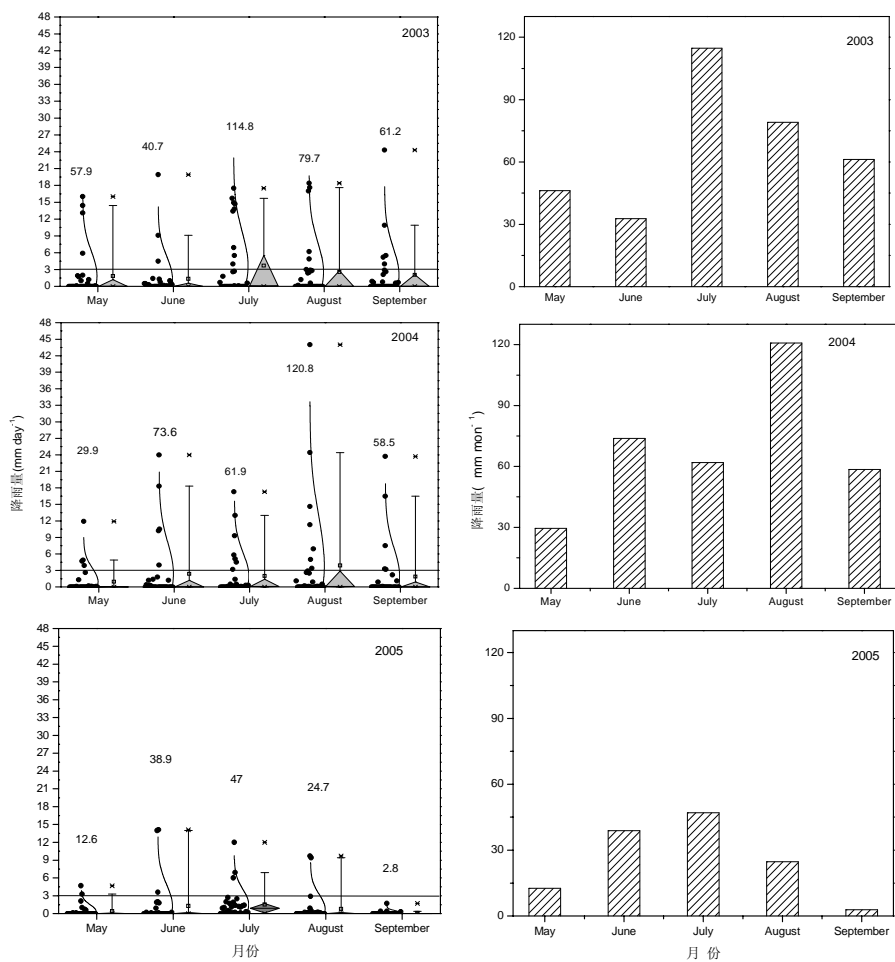


图 6-1 2003~2005 年生长季降雨日统计（左）和月统计变化（右）

Fig.6-1 The statistics change of precipitation in diurnal scale and monthly scale in 2003~2005's growing seasons

表 6-1 2003~2005 年生长季降雨频率分布

Fig.6-1 The frequency distribution of precipitation in 2003~2005's growing seasons over *Leymus Chinensis* grassland in Inner Mongolia

	总降雨天数	0~3 mm 降雨天数	3~10 mm 降雨天数	>10 mm 降雨天数
2003	69	42 (61%)	12 (17%)	15 (22%)
2004	69	41 (59%)	13 (19%)	14 (22%)
2005	61	51 (84%)	7 (11%)	3 (5%)

小降雨事件对生态系统生物过程的影响，对碳循环模型的建立和重新估算该地区的碳平衡至关重要。

第二节 土壤含水量和净生态系统交换对降雨的响应

干旱半干旱草原生态系统碳和矿质营养循环的独特特征是矿质营养集中在土壤表面或者在表面发生化学反应 (Clark, 1977; Cole *et al.*, 1977; Woodmansee *et al.*, 1981)，所以小的降雨量对于土壤表面的湿润对土壤矿化过程的影响相对显著，而反映土壤水分变化的最直接的指标就是土壤含水量的变化。表层土壤含水量不仅影响着净生态系统交换 (NEE) 的变化，而且也是生态系统总初级生产力 (GPP) 和生态系统呼吸 (RE) 主要的影响因子。所以在评价降雨对生态系统碳交换的影响和确定“生态系统有效降雨”时，首先要了解土壤含水量对降雨变化的响应。为了更好的说明这一变化，我们选择具有较多变化降雨事件的 2003 年和 2004 年来阐述土壤含水量对降雨的响应。所有的数据用以下公式标准化：

$$X_i' = \frac{X_i - X_{i-1}}{X_i} \times 100\% \quad (6-1)$$

其中， X_i 为第 i 天的平均物质量。研究期间，标准化的土壤含水量 ($\theta_{n0.2}$) 在发生 >3 mm 的降雨事件后有所增加 ($\theta_{n0.2} > 0$) (图 6-2)。例如，在 2003 年，由于连续的 >3 mm 的降雨事件的发生 (第 161 和 162 d)， $\theta_{n0.2}$ 在第 164 d 开始增加，并且这种变化响应有个 1~2 d 的延迟；尽管从 164 到 176 天也有降雨事件的发生，但是由于从 168 d 后的降雨小于 3 mm，土壤含水量开始下降 ($\theta_{n0.2} < 0$)。2004 年的土壤含水量对降雨仍然做出相似的响应。最为明显的例子是在第 185~187 d 连续

3 天的降雨量都大于 3 mm，其后土壤含水量开始增加，到第 190 d 达到最大。另外最明显的例子就是一次大于 44 mm（第 217 d）的降雨，土壤含水量立即开始增加，到第 220 d 升到最高值，然后开始下降。因此在内蒙

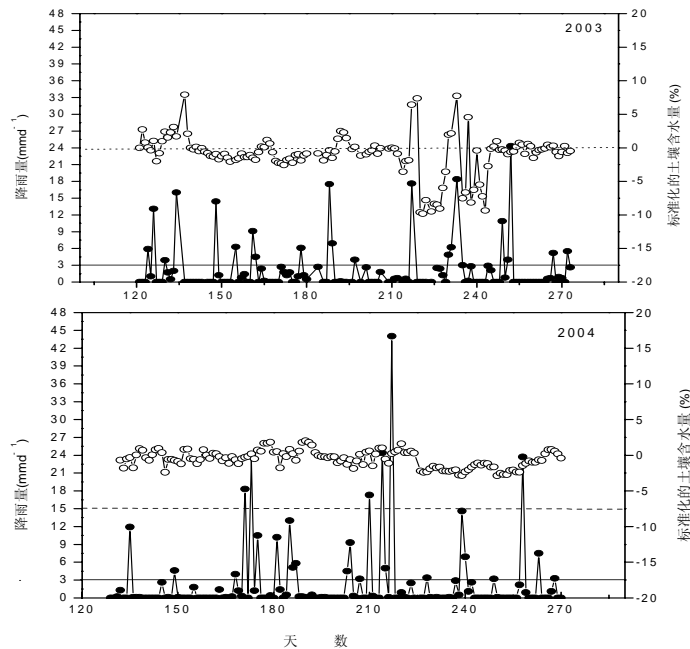


图 6-2 2003~2004 年生长季标准化土壤含水量与降雨的关系

Fig.6-2 The relationship between the normalized soil water content and precipitation in 2003~2004's growing seasons

古羊草草原，单次降雨量超过 3 mm 的降雨事件，能够引起生态系统土壤含水量的变化。更低的降雨由于植被和厚的凋落物层的截获，使水分来不及到达地表就直接被蒸发了，并不能渗漏至土壤更深处。

标准化的 NEE 在发生 >3 mm 的降雨事件后开始增加（图 6-3）。2003 年，由于连续几天 >3 mm 的降雨事件的发生（第 195~200 d），从 199 到 203 d 标准化的 NEE 不断的增加。2004 年，从第 204 到 210 d 分别发生的 >3 mm 和 <3 mm 的降雨事件更有助于我们了解降雨变化对 NEE 的影响。第 205 d 发生 <3 mm 的降雨事件，NEE 保持着降低的趋势，而第 207 d 出现的 >3 mm 降雨事件，则使得生态系统的固碳能力从第 209 d 开始增大。

用平均标准化的 NEE 的变化来阐述降雨后生态系统碳交换的变化过程（图

6-4) ,采用以下公式计算:

$$\overline{X_i}' = \frac{X_i}{X_0} \times 100 \quad (6-2)$$

式中, $\overline{X_i}'$ 为平均标准化的碳通量, X_i 为降雨后第 i 天的 CO_2 通量, X_0 为降雨前一天的通量值。因为更小的降雨量被直接蒸发掉, 干旱期定义为两次 $>3 \text{ mm}$ 降雨事件之间的时间跨度, 并且定义降雨前一天的 NEE 为 100%。在 2003 和 2004 年的生长季, 生态系统在接收 $>3 \text{ mm}$ 的降雨量后, 生态系统的固碳能力开始增加, 4~5 d 后达到高峰, 随着土壤水分的降低, NEE 开始下降, 10 d 后降到初始值的 60~70%。2005 年, 严重的干旱胁迫引起了生态系统在大部分时间内向大气中排放 CO_2 。由于降雨前的初始值为正值, 所以标准化的 NEE 为负表明系统在吸收 CO_2 。发生 14.8 mm 的降雨事件后第 5 d, 生态系统开始吸收 CO_2 , 此后不久, 较大的一次降雨 (1.8 mm) 促进了生态系统的 CO_2 吸收。

内蒙古羊草草原生长季降雨输入的时间和频率的变化强烈地影响了生态系统的 NEE。已有的研究表明更多的降雨能够促进生态系统的 NEE, 使生态系统作为一个 CO_2 汇, 并且生态系统有一个脉冲式的增加 (Daniel *et al.*, 2002; Andrew *et al.*, 2003; Xu *et al.*, 2004)。Christopher 等 (2005) 认为单次降雨事件可以增加 NEP, 干旱期延长可以使 NEP 降低。在内蒙古羊草草原, $>3 \text{ mm}$ 降雨事件对生态系统吸收 CO_2 更有效。较长的干旱间隔期使土壤湿度下降, 导致生态系统甚至在生长季的白天也向大气中释放 CO_2 。 CO_2 通量对降雨变化的响应反映了土壤湿度的影响。在干旱和半干旱生态系统, 土壤湿度是驱动生物过程的一个关键因子, 它通过影响植物生产力 (Sala *et al.*, 1998; Lauenroth and Sala, 1992; Xiao, *et al.*, 1995; Knapp and smith, 2001) 和土壤过程 (Sala and Lauenroth, 1982) 对草原生态系统起支配作用。较大的降雨可能渗透到土壤的更深层, 补充深层的或者根区之下的土壤水分 (Christopher *et al.*, 2005), 而小的降雨可能被植物冠层截获或在土壤表层就直接被蒸发了, 所以较小的降雨只能改善或减缓土壤水分胁迫。2005 年整个生长季土壤水分亏缺的时期, 甚至较大的降雨也不能使生态系统持续的吸收 CO_2 。大的降雨事件后短时间内, 土壤释放的 CO_2 量的突然增加可能会超过植物同化的 CO_2 量, 这导致生态系统释放 CO_2 (Halverson, *et al.*, 2000; Denef, *et al.*, 2001)。

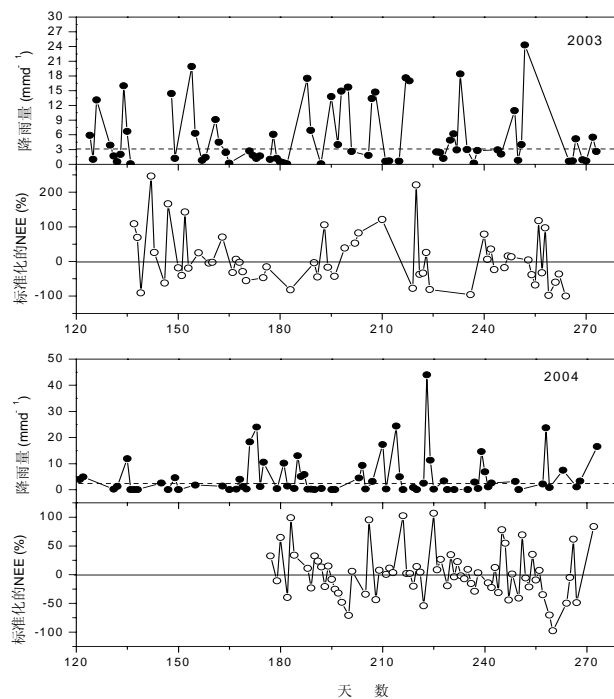


图 6-3 2003~2004 年生长季标准化 NEE 与降雨的关系

Fig.6-3 The relationship between the normalized NEE and precipitation
in 2003~2004's growing seasons

羊草草原生态系统对3 mm降雨的生理响应除了影响土壤含水量外,对一些优势种的存在也具有影响。NEE对有效降雨的响应时间的延迟或者保持可以理解生态过程惯性存在的一种反映 (Orians, 1975; Westaman, 1978; Sala and Lauenroth, 1982)。这种惯性控制着生态系统对有效降雨的响应的的时间,而小于3 mm的降雨事件的潜在作用就是维持和促进生态系统CO₂吸收相关的生理过程的脉冲。另外,连续的两个有效降雨事件(>3 mm)对生态系统NEE的影响比一次大的降雨事件的影响更大。

2003 年生长季 CO₂ 峰值出现的比 2004 年的早,2003 年的白天吸收峰值-7.4 g m⁻²d⁻¹ 发生在快速生长期的 7 月,而 2004 年出现在生长高峰期的 8 月,峰值为 -12.8 g m⁻² d⁻¹, 分别与两年的降雨高峰时间一致(见第四章)。Dugas 等 (1999) 认为生态系统 CO₂ 通量与地上生物量之间正相关,较大的生物量吸收更多的 CO₂。然而降雨格局的变化改变了生物量与 CO₂ 吸收的关系。羊草草原由旱生根

茎类禾草组成，不同种类禾草的生物量在总生物量中的比例不同，表明其具有下繁的特点。光合和非光合器官的大部分，在 7 月以前集中分布在地面以上 0~0.1 m 内，7 月以后升到 0.1~0.2 m (Li, *et al.*, 1987)。因此，8 月生长高峰期更多的光合器官和可用降雨能促进生态系统对 CO₂ 的吸收。另外，一些研究表明，在生态系统尺度，草地在湿润年份能吸收更多的碳，反之亦然 (Meyers *et al.*, 2001; Suyker *et al.*, 2003; Xu *et al.*, 2004)。我们的结果与以前的研究相似，在 2005 年生长季降雨较少，吸收的 CO₂ 也少，最大的吸收峰值只有 -2.5 g m⁻² d⁻¹ (8 月)。这表明降雨量也影响生态系统的 CO₂ 通量。

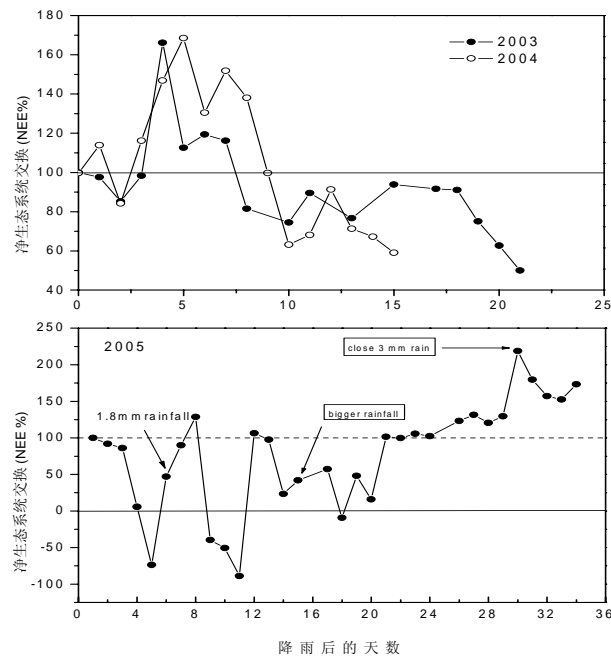


图6-4 2003~2005年生长季标准化的NEE有效降雨后的变化

Fig.6-4 Changed in normalized NEE with increasing time since the last rainfall.

These data derived from a number of drying periods throughout growing season

第三节 生态系统呼吸和总初级生产力对降雨的响应

内蒙古羊草草原生态系统呼吸和总初级生产力对降雨的响应与 NEE 相似。图 6-5 和图 6-6 是两种不同降雨类型的年份的 RE 和 GPP 对降雨的响应。2003 年相对于常年降雨量来说是个平水年，而 2005 年则是个严重的干旱年。在 2003

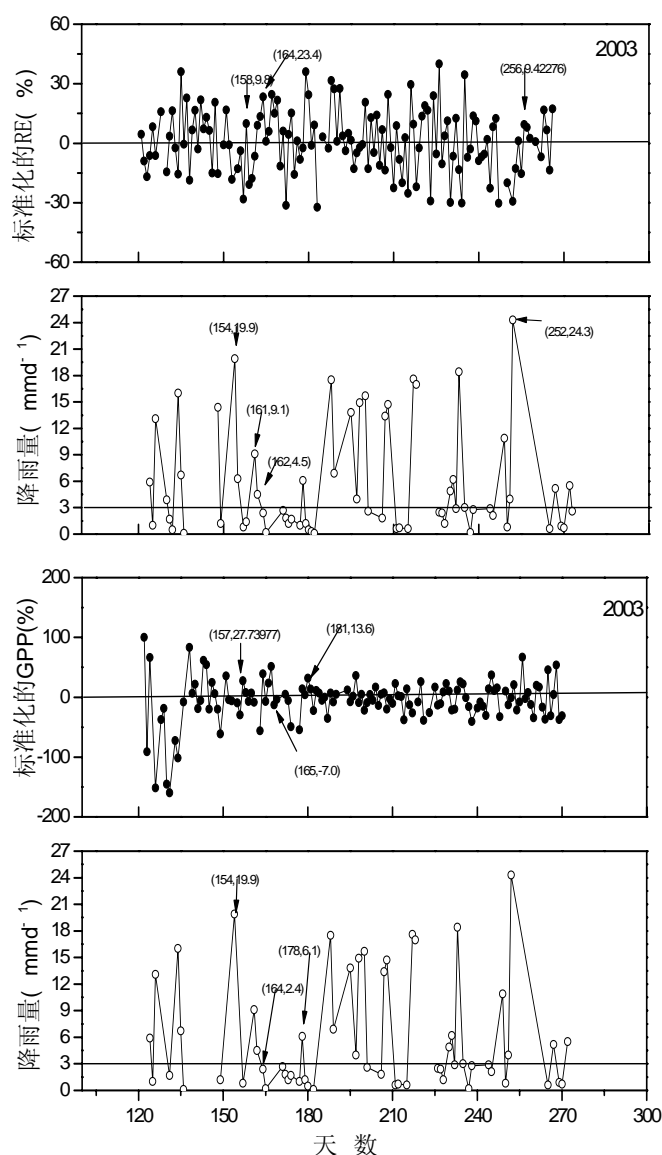


图6-5 2003年生长季标准化的RE, GPP与有效降雨的关系

Fig.6-5 The relationship between normalized RE, GPP and available
Precipitation in 2003's growing season

年，一次有效降雨事件发生 ($>3 \text{ mm}$) 后，生态系统大概在 2~4 d 后 RE 呼吸达到高峰，也就是说 RE 对有效降雨事件的响应期为 2~4 d。而在 2005 年，由于长期干旱，土壤处于严重的缺水状态，也许 $>3 \text{ mm}$ 的降雨可以到达地表，但是这

时 3 mm 的降雨不像平水年的 3 mm 降雨对土壤含水量和生态过程的影响那样，只有更大的降雨才能对生态过程产生影响。

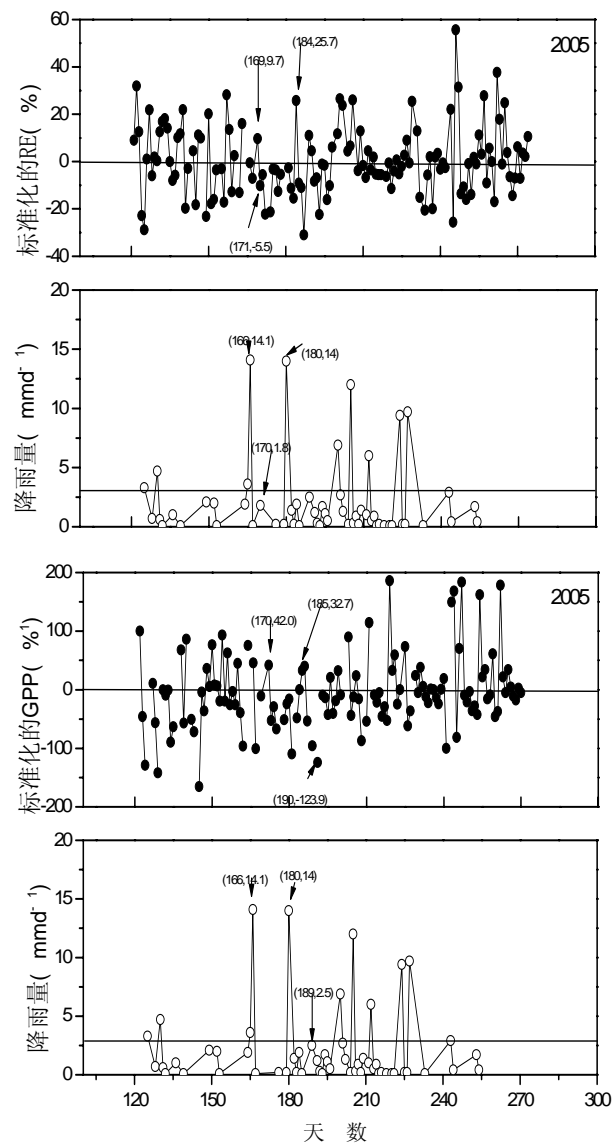


图6-6 2005年生长季标准化的RE，GPP与有效降雨的关系

Fig. 6-6 The relationship between normalized RE, GPP and available precipitation in 2005's growing season.

GPP 对有效降雨的响应在具有不同降雨变化的年份表现不同。2003 年，GPP

对有效降雨的响应时间大概为 1~3 d, 2004 年和 2005 年与 2003 年相似。与 RE 相似, 2005 年, GPP 对降雨响应发生了变化, 只有更大的降雨量才会引起 GPP 的变化。

为了便于比较, 本小节用降雨后平均标准化的 RE、GPP 来检验生态系统呼吸和同化过程的变化。2003 年和 2005 年, 一次有效降雨事件发生后, 随着干旱期的延长, RE 一直持续下降, 大约 10~15 d 后降到初始值的 50~60%。而 GPP 降低的幅度比较大, 大约降到初始值的 30% 左右, 这说明, 干旱对 GPP 的影响要比 RE 和 NEE 大一些。

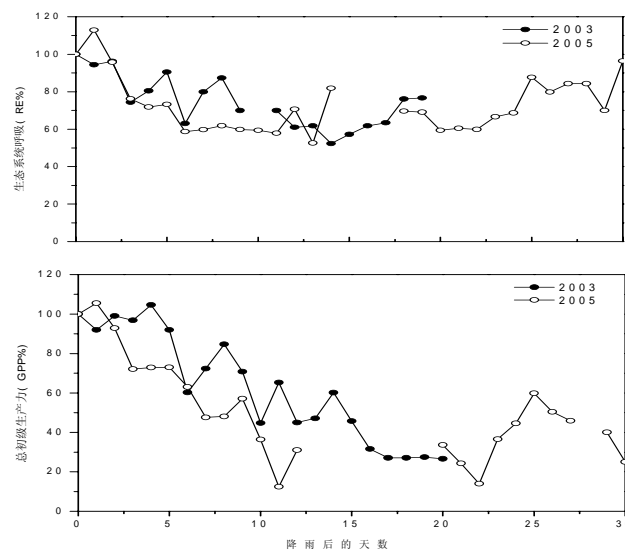


图6-7 2003~2005年生长季标准化的Re, GPP有效降雨后的变化

Fig.6-7 Changed in normalized RE, GPP with increasing time since the last rainfall. These data derived from a number of drying periods throughout growing

本章小结

内蒙古羊草草原独特的地理位置决定了其降雨的变化特征为高频率的低降雨量和大的年际变化。小降雨量 (<3 mm) 占全年总降雨量的 70% 左右, 大于 3 mm 的降雨量之和仅占总降雨量的 30%。与半干旱草原区独特的养分循环特征相耦合, 小降雨量事件对内蒙古羊草草原区的影响不容忽视, 而以往的研究往往

集中在总降雨量对系统生产力的影响或者是降雨量对土壤呼吸的影响，反而对高频率的小降雨的研究缺乏足够重视。通过对内蒙古羊草草原 2003~2005 年三个生长季的观测分析，发现小降雨事件对生态系统过程的影响在总的降雨事件中起着非常重要的作用。内蒙古羊草草原区 $>3\text{ mm}$ 的降雨被认为是对生态系统有效的。土壤含水量(0~20 cm)在一次有效降雨事件发生后，大概 1~2 d 后才会发生响应，或者说发生变化。有效降雨对 NEE, RE 和 GPP 的影响不同，这不仅包括对有效降雨的响应时间上，而且也包括年际间的变化。2003 年和 2004 年，在 $>3\text{ mm}$ 的降雨事件发生后，NEP 开始增加，在 4~6 d 后达到高峰。随着降雨的结束，NEP 在达到高峰后开始降低，10 d 后达到初始值的 60~70%。在 14~15 d 后保持在一定的范围内。RE 在有效降雨发生后，2~4 d 达到高峰，降雨后 10~15 d 下降到初始值的 50~60%。而 GPP 在降雨后 1~3 d 达到高峰，降雨后 10 d 左右下降到初始值的 30%。这也从另一个方面说明，干旱对 GPP 的影响要比 NEE 和 RE 大一些。

2005 年由于降雨量偏少，干旱期延长，有效降雨对 NEE, RE 和 GPP 的影响不同于前两年。由于长期干旱，土壤处于严重的缺水状态，大于 3 mm 的降雨对土壤含水量和生态过程的影响不同于平水年。因此，在考虑降雨对生态系统过程的影响和建立预测模型时，不能仅仅考虑总降雨量的影响，最重要的是要考虑有效降雨的多少。

第七章 生物因子对生态系统碳交换的影响机制

全球草原生态系统的面积大约占陆地生态系统的 40% (Frank *et al.*, 2000; Glenn *et al.*, 1993; World Resource, 1986), 草原生态系统是全球碳循环的重要组成部分 (Daniel *et al.*, 2002), 因此, 理解世界上主要草原生态系统的碳循环对建立精确的和预测性的全球碳循环模型来说是非常重要的 (Glenn *et al.*, 1993; Ojima *et al.*, 1993; Schimel, 1995)。有学者指出, 退化草原的恢复和管理所引起的碳吸收可能会部分地抵消全球 CO₂ 浓度增加对生态系统的负影响 (Glenn *et al.*, 1993; Keller and Goldstein, 1998; Rogiers *et al.*, 2004), 因此在制定土地管理政策时, 管理措施 (放牧、火灾、围封、除草) 对草地生态系统的碳循环影响要考率进去。已有研究表明, 过度放牧能够减少草地生态系统对碳的吸收 (Keller and Goldstein, 1998; Ojima *et al.*, 1993; Li *et al.*, 2005), 而对草地管理的另一个极端—围封对生态系统的碳吸收的影响研究的还比较少。

生态系统碳交换是草原生态系统碳循环的主要的组成成分, 是由两个相反的生物过程所控制: 光合作用与呼吸作用。根据杜占池等 (1992) 对锡林河流域单株植物的光合作用进行的研究, 典型草原建群种羊草的光合作用因光合器官、叶位、生态型和生态条件的不同而存在着差异, 生态因子对羊草净光合速率的影响极其显著。戚秋慧等 (1988) 利用红外 CO₂ 气体分析仪和大型同化箱法对不同管理方式下的羊草草原群落光合作用的测定表明, 虽然围封羊草草地的生物量最大, 但围封草地的净光合速率却不是最高。不同的学者采用不同的方法对土壤呼吸进行了研究, 这包括植物群系、气象因子和土壤理化性状对土壤呼吸影响的研究。这些研究发现温带草原的 CO₂ 排放量随降雨量的增加而增加, 土壤呼吸随群落生产力的提高而增加。而在全球 CO₂ 浓度升高的影响下, 群落的 NPP 和地下生物量将会增加, 这最终将引起土壤呼吸的增加 (Ginkel *et al.*, 1997; Luo *et al.*, 1994; Owensby *et al.*, 1994; Berntson *et al.*, 1996; Fitter *et al.*, 1996; 董云社等 2004; 李凌浩等 1998)。对以上两个单一生物过程的评价过多的集中在环境因子对其的影响。生物因素的控制机理研究的很少, 因此对净生态系统交换和生物因素关系的研究, 有利于对该生态系统碳循环的生物控制机制的重新评价。

第一节 净生态系统碳交换的生物控制因素

图7-1和7-2分别分析了内蒙古羊草草原生态系统2003~2005年地上生物量以及2004~2005年生长季叶面积指数和净生态系统交换（NEE）的关系。2004年，生态系统的碳吸收速率随着地上生物量和LAI的增加而增大，NEE与地上生物量、LAI 的关系表现明显的负相关关系，也就是说地上生物量越大，生态系统固定的碳越多（ $NEE=6.07-0.07\times\text{biomass}$, $r=-0.84$, $P<0.01$; $NEE=3.98-8.14\times\text{LAI}$, $R=-0.78$, $P<0.01$ ）。而2003年，最大的碳吸收出现的时间落后于最高的地上生物量。2003年虽然地上生物量和2004年没有明显的差异，但是对NEE具有正相关关系，这可能是在2003年的降雨的时间分布的变化有关系。2005年是一个严重干旱的年份，虽然在生物量最大的出现时期和NEE最大时期出现的时间相吻合，但是从整个生长季来看，地上生物量和NEE的关系表现为二次双曲线（ $NEE=-13.21+0.31\times\text{biomass}-0.002\times\text{biomass}^2$, $r^2=0.33$, $P<0.01$ ）；NEE和LAI在极端干旱

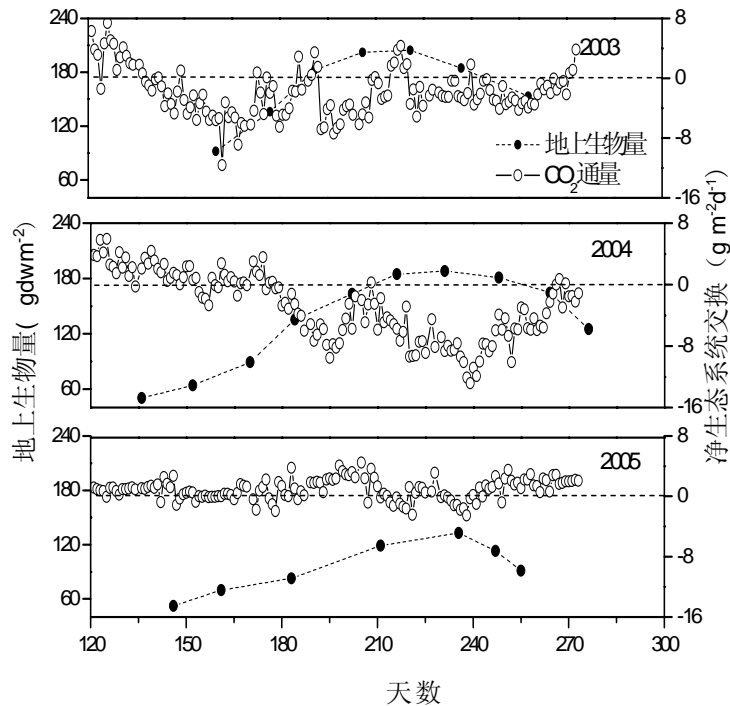


图 7-1 2003~2005 年生长季地上生物量和 CO_2 通量的关系

Fig.7-1 The relationship between above ground biomass and CO_2 flux in 2003~2005's

的条件下表现为正相关 ($NEE = -1.03 + \times LAI$, $R = 0.42$, $P < 0.01$)。

对比分析 2003~2005 年地上生物量, LAI 与 NEE 的关系可以发现, 在正常年份, 即使总的降雨量, 地上生物量相似, 降雨的时间分布影响着 NEE 的大小和地上生物量 LAI 的动态变化。在干旱年, 由于水胁迫的影响, 植物的生理功能发生了改变, 继而影响了 NEE 的变化, 虽然地上生物量仍然在 8 月份达到最大, NEP 同期也达到最大, 但是就整个生长季来说, 由于水热不同步, 造成了他们之间正的相关关系。

物候观测是研究植物生长发育的规律的基本方法。通过 2005 年对羊草样地进行物候期的观测, 把整个生长期划分为 7 个阶段, 包括营养期、花蕾期、开花期、结实期、果后营养期、营养结束期和死亡期。图 7-3 分析了羊草样地 2005 年生长季的物候和盖

度的季节变化。整个生长期, 连续的干旱使得一些物种不能够完成其生活周期, 植物在生长早期受到干旱胁迫而死亡, 只有羊草、苔草和冰草等少数的几个物

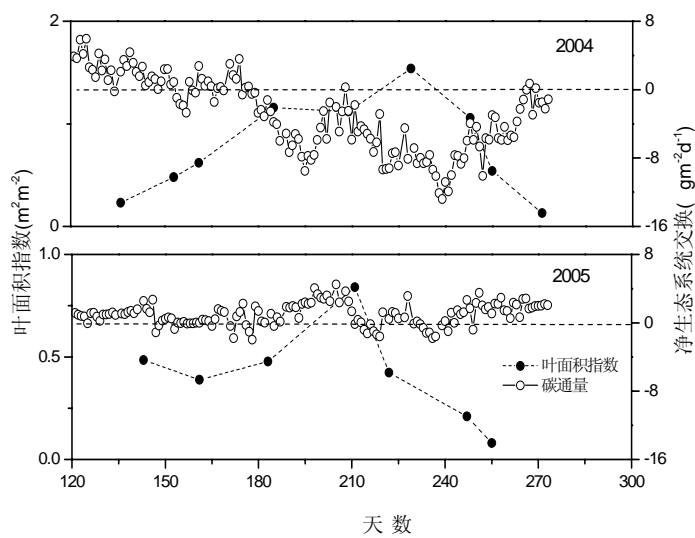


图 7-2 2003~2005 年生长季叶面积指数和 CO₂ 通量的关系

Fig.7-2 The relationship between leaf area index and CO₂ flux
in 2003~2005's growing seasons

种能够完成其生活周期。虽然大针茅和羽茅所占的盖度比较大, 但是, 二者的贡献在生产力比较低的营养期或者花蕾期。到 8 月植被生长盛期时, 羊草、冰草和苔草相对贡献较大。同期, 羊草样地在干旱状况下有一段时间的碳吸收

(见第四章), 这说明在干旱的情况下, 羊草、冰草和苔草对生态系统生产力的形成有着重要的作用。

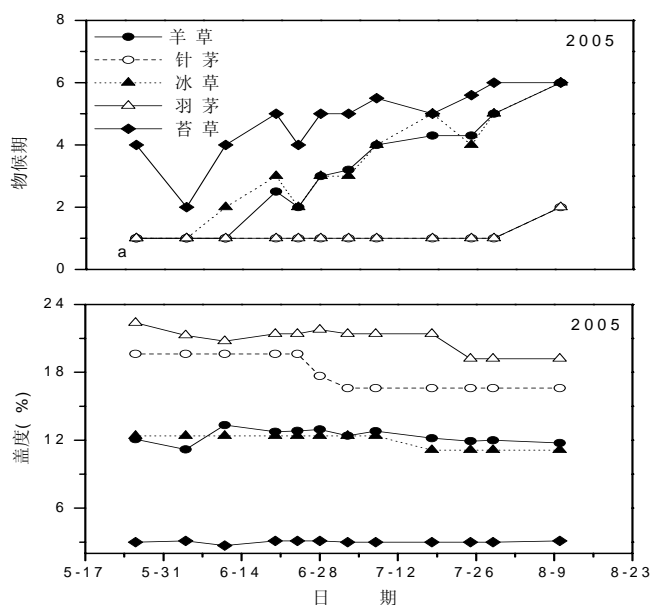


图 7-3 内蒙古羊草草原 2005 年物候期和盖度的季节变化

Fig. 7-3 The seasonal variation in phenological phase (a) and cover (b) in 2005's growing season

冠层表面导度 (g_c) 的生理重要性已经得到越来越多生态学家的认可, 目前对它的研究一直是生态学家们仍然在讨论的热点(Nobel *et al.*, 1991)。冠层表面导度可用 Penman—Monteith 方程得出:

$$g_c = \frac{\gamma LE g_a}{\Delta(R_n - G) + \rho_a C_p (e_a^* - e_a) - LE(\Delta + \lambda)} \quad (7.1)$$

其中, e_a^* 为饱和水汽压; e_a 为实际水汽压; λ 为干湿球常数; c_p 为定压比热 $= 1.005 \text{ J/g}^\circ\text{C}$; Δ 为饱和水汽压对温度的斜率; g_a 为空气动力学导度。 g_c 为冠层导度

$$g_a = \frac{k^2 u}{\ln [(z - d) / z_0]} \quad (7.2)$$

K 卡门常数=0.4; z 为测量高度; d 位移高度=0.75 h ; z_0 为摩擦粗造度=0.1 h ; u 为平均风速。

图 7-4 表明的是 2003 和 2004 年生长初期和生长盛期碳通量和冠层表面导度的关系。尽管数据有些分散,但是碳通量和冠层表面导度之间仍然表现出一定的线性关系。特别是在生长盛期碳通量和冠层表面导度之间的线性关系尤为显著。随着冠层表面导度的增加,碳通量也会增加,这表明生态系统固定碳的能力开始增加。但是这种关系在生长后期就不太明显,数据点变得非常散。

但是我们应该注意,碳通量和冠层表面导度的平行变化并不一定要认为他们之间必定存在这种线性关系。我们的结果进一步证实冠层表面导度的生理重要性。

第二节 群落净光合速率对生态系统碳交换的影响

组成群落的物种各自的生长发育进程不同,因而在不同的时间群落会呈现出不同的外貌,即季相。不同时期的群落结构发生了变化,各种群落的相对光合能力、光合器官的数量和位置及其对环境因子的敏感性也随之发生了改变,因此群落的光合速率随时间的推移而发生变化,决定群落光合能力的环境因子的改变也影响了植物光合生产。群落的物质生产取决于其光合和呼吸的强度,白天光合速率一般高于呼吸速率,群落表现为净光合,夜间没有光合作用而只有暗呼吸,因此群落净损失同化物。

内蒙古羊草草原的群落净光合速率和呼吸速率受到群落自身性质和环境条件相互作用的调控。决定群落光合特性的内因主要包括:群落的物种组成及各物种的光合特性,冠层高度和垂直结构,群落的水平结构和群落的发育阶段等。由于典型草原主要植物群落的物种大多是 C_3 阳性种,优势种的性质比较相似,群落冠层高度较低,叶面积指数不大,叶层之间的遮光现象不明显;因此植物群落也有类似于优势种的光合特性。而在外因当中,土壤水分的变化是主导因素。土壤水分状况也强烈的影响了群落呼吸强度。

群落净光合速率并不是单个物种净光合速率简单的累积。但是,就像前面提到的那样,植物群落的光合特性类似于优势物种的光合特性。在羊草样地,2005 年选择了羊草、大针茅、冰草和苔草的净光合速率,并把它们相加来代表群落的净光合特性和趋势的变化,用静态箱式法来测定同一时刻的生态系统呼

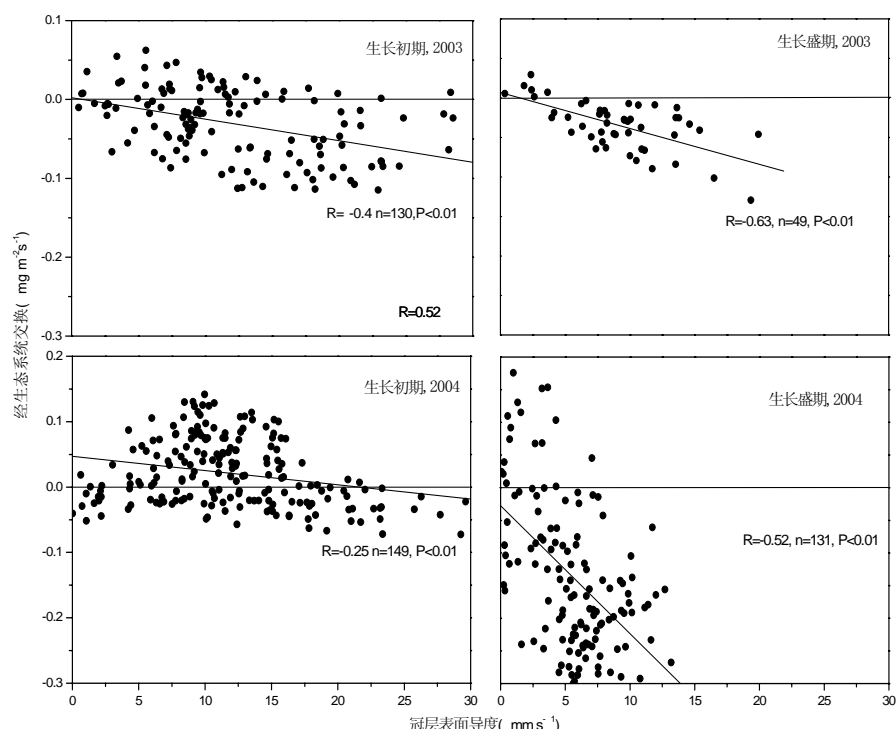


图 7-4 2003~2004 白天碳通量和冠层表面导度的关系

Fig. 7-4 Relationship between the daytime CO₂ flux and the canopy surface conductance (g_c). Linear regression lines are included

吸。通过这样的测量我们的目的在于定性的描述三者之间的变化趋势，而不是为了定量描述他们之间的关系。羊草草原的净生态系统交换（NEE）、净光合速率和生态系统呼吸（RE）的变化趋势表现出很强的相关关系（图 7-5）。在植被生长的初期（以 6 月 16 日为例），上午 10:00 左右，NEP 随着净光合速率的增加达到最大值，虽然 RE 也开始增加，但是其增加的幅度低于净光合速率。其后随着 RE 的增加速率加快而净光合速率的下降，NEP 逐渐降低。到了生长中期（以 7 月 2、3 日为例）。由于生态系统受到严重干旱的影响，净光合速率、NEP 和 RE 都表现出不同于初期的变化规律。

戚秋慧等（1989）的研究表明，在自然条件下，羊草群落的光合日进程为双峰曲线，群落光合作用有明显午间降低的现象，在土壤含水量很低的情况下，群落的光合速率在上午 9 时左右达到最大值后，随后开始降低，到下午 17 时略有回升。从图 7-5 可以看出，通过累积优势种的净光合速率，总的变化趋势和羊

草群落在低含水量下的净光合速率变化相似。但是也可能出现在达到最大值后,其后一直保持降低的趋势。生态系统呼吸在土壤含水量的影响下,表现出明显的季节变化。在生长初期,由于土壤含水量相对较高,生态系统呼吸表现为连续增加的变化规律,但是在严重的土壤水胁迫的情况下,表现为连续降低的趋势。而 NEE 的变化取决于净光合速率和 RE 的协同变化。

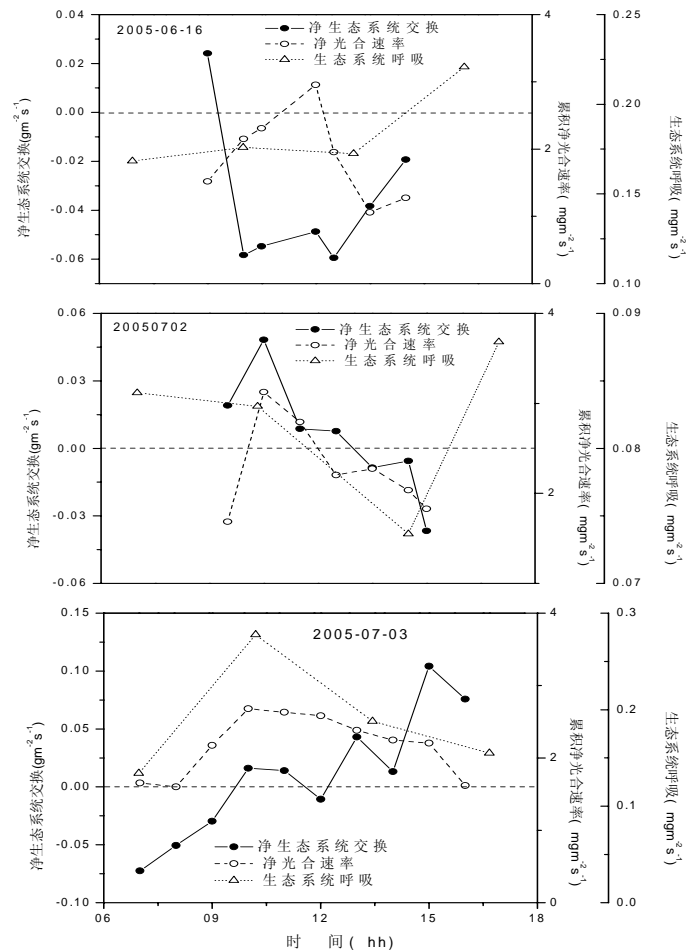


图 7-5 羊草草原 2005 年净光合速率、净生态系统交换和生态系统呼吸的关系

Fig.7-5 Relationship between net photosynthetic ratio, net ecosystem exchange and ecosystem respiration over *Lymus chinensis* grassland in 2005's growing season

本章小结

植物生理生态特征如地上生物量、叶面积指数（LAI）是常用来指示生态系统功能和结构的植物物候因子，它也受气候的控制，间接地影响生态系统物质生产。草地生态系统的地上生物量和叶面积指数季节变化十分明显，在夏季7~8月叶面积指数和地上生物量达到最大，之后随群落衰老而减小。在生长季植被地上生物量和叶面积最易受水分影响而发生波动，并随土壤水分胁迫增强而减小。在内蒙古羊草草原，由于受到降雨变化的影响，2003~2005年净生态系统交换和地上生物量、叶面积指数之间的关系表现出季节和年度的变化。降雨频度与分布影响着净生态系统碳交换和地上生物量和叶面积之间的关系。在2003年，降雨主要分布在生长中期，最大地上生物量、叶面积指数和最大的生态系统碳吸收率并不一致。2004年，降雨最大的时期和最大的地上生物量、叶面积出现的时期一致，而同期碳吸收率也达到最大。2005年虽然出现的严重的干旱，但是最大的降雨量和最大的地上生物量、叶面积指数和生态系统碳吸收同期出现。因此降雨和植被的物候调节着生态系统碳通量的大小。群落净光合速率和生态系统的协同变化决定了净生态系统碳交换的变化趋势。

第八章 结论与展望

在生态系统水平上, 涡度相关技术是评价植被/大气间净生态系统 CO_2 交换量的主要手段。本研究以内蒙古羊草草原通量站为试验平台, 以涡度相关技术为主要技术手段, 以内蒙古羊草草原围封样地 2003~2005 年开路涡度相关系统观测的 CO_2 通量数据为基础, 深入探讨了用涡度相关技术测定的内蒙古羊草草原生态系统 CO_2 通量不同时间尺度上的变化特征及其驱动机制。

在建立内蒙古羊草草原生态系统尺度 CO_2 通量观测基本方法论的前提下, 集中探讨了不同时间尺度上内蒙古羊草草原生态系统尺度净生态系统碳交换和呼吸作用以及碳吸收的季节变异特征及其环境和生物控制机制, 初步建立了内蒙古羊草草原净生态系统 CO_2 交换量估算的基本方法, 为生态系统过程模拟与模型预测提供科学依据和技术支撑。

第一节 主要研究结论

8.1.1 与仪器有关的若干问题

对内蒙古羊草草原生态系统 CO_2 通量数据质量进行客观评价时, 应充分考虑到涡度相关技术应用中的不确定性可能与涡度相关系统仪器的物理限制有关, 也应该充分考虑仪器长期工作的稳定性。本研究集中探讨了与涡度相关技术应用中的不确定性有关的仪器、地形条件等方面的若干理论问题。

- (1) 功率谱和协谱分析表明, 内蒙古羊草草原生态系统 OPEC 系统对高频湍流信号的响应能力可以满足实际观测要求。
- (2) 开路涡度相关系统和常规气象系统以及临近的开路涡度相关系统的对比分析表明, 内蒙古羊草草原开路涡度相关系统在 CO_2 通量长期观测中仪器性能稳定, 可以满足 CO_2 通量长期观测的客观需要。

8.1.2 CO_2 通量观测方法论的建立

涡度相关技术使用的前提条件是测量植被的下垫面均一, 地势平坦。而内蒙古羊草通量观测站并不能完全满足涡度相关技术的基本假设条件, 但是经过数据质量控制和筛选, 即坐标旋转和 WPL 校正以及夜间 U^* 校正使得测定的 CO_2

通量成为有效的数据。经过比较分析校正和未校正的通量表明, 校正后的通量明显的小于未校正的通量, 其修正值大约降低了 30%左右。这说明, 在内蒙古通量站有必要进行通量修正。关于采用那类坐标旋转, 是用两次旋转还是三次坐标旋转都可以使用, 差别不大。

对于夜间CO₂通量低估的问题, 本研究采用剔除摩擦风速临界值(通常 $U^* > 0.2 \text{ m s}^{-1}$) 以下的夜间CO₂通量观测数据以保证涡度相关系统CO₂湍流通量测定处于强湍流的条件下。在实际应用中仍然需要对夜间CO₂通量数据的摩擦风速界限值进行敏感性分析和探讨。

影响能量平衡闭合的因素并不都是影响 CO₂ 通量测定的因素。能量平衡闭合的测试仅仅可以作为数据质量评价的参考标准之一, 不能作为内蒙古通量站涡度相关测定数据质量评价的绝对标准并用于数据校正。

用于评价生态系统碳源/碳汇的完整数据列的获得, 数据插补是非常关键的措施。目前国际上采用的多种方法都是以特定的站点和微气象的原理为基础的。通过分析发现, 在内蒙古羊草样地使用单一的插补方法并不能获得令人满意的结果。MDV 虽然可以插补较大的缺失数据, 但是使用此方法最大的不确定性在于所取的评价时间段的长度不同(时间段尺度一般为 4~15d)。而单一的采用非线性插补, 又会因为某一时段低的相关系数造成大的误差, 所以在内蒙古羊草原应采用 MDV 和非线性插补两种方法来获得连续的数列。

8.1.3 净生态系统CO₂交换量的估算

内蒙古羊草草原由于受到多个山脉的包围, 海洋季风及其带来的水汽不能够影响其气候变化。从而造成了该草原区域降雨量偏低、多变和经常受到不同程度干旱胁迫的影响。2003~2005 年生长季经历了两种不同类型的气候变化: 平水年和干旱年, 年际间降雨量的变异系数达到了 27.1%。尤其是在 2005 年, 降雨量低于历史上最低的降雨量(182mm, 1985 年), 生态系统遭受了严重的干旱胁迫, 生态系统固定碳的能力降低。

8.1.2.1 生态系统净生态系统交换

- (1) 内蒙古羊草草原的净生态系统交换的特征不同于世界上其他类型的草原, 这主要表现在其日变化过程上。按照 CO₂ 通量吸收高峰出现特征来划分的话, 内蒙古羊草草原 CO₂ 通量日变化具有单吸收高峰和双吸

收高峰两种类型。在严重干旱胁迫条件下, 内蒙古羊草草原生态系统净生态系统交换表现出明显的下降趋势。净生态系统交换下降主要是降雨量减少的影响。

- (2) 通过分析对不同时间尺度上 CO_2 通量和环境因子的关系表明, 在小时尺度上, 内蒙古羊草草原生态系统的净生态系统交换主要由光合有效辐射控制, 而饱和水汽压差和土壤含水量也是影响生态系统光合作用的重要的影响因素。在更大的时间尺度上降雨量和物候相的变化是调节生态系统碳通量大小的主要因素。
- (3) 内蒙古羊草草原区 $>3\text{mm}$ 的降雨对生态系统是有效的。土壤含水量 ($0\sim 20\text{cm}$) 在一次有效降雨事件发生后, 大约 1~2 天后会发生响应。2003 年和 2004 年, $>3\text{mm}$ 的降雨事件发生后, NEP 开始增加, 4~6 天后达到高峰, 10 天后降低到初始值的 60~70%。
- (4) 最大的碳通量和最大的生物量、出现的时间一致, 但是降雨量的变化可以改变这种关系。
- (5) 内蒙古羊草草原生态系统水分利用率和光利用效率表现出明显的季节性变化规律, 平水年的水分利用率和光利用效率较高而在、干旱年由于高温干旱胁迫而使水分利用率和光利用效率降低。干旱年和平水年相比较, RUE 下降了 3~5 倍, WUE 下降了 4~6 倍。如果干旱胁迫条件下仅仅考虑气孔限制因素, 而不考虑非气孔限制因素, 将导致生态系统光合作用和水分利用率的高估, 可能会增加模型预测的不确定性。

8.1.2.2 生态系统呼吸作用

- (1) 在生态系统水平上, 温度和土壤水分条件的季节动态是控制生态系统呼吸季节变化模式的重要环境要素。在干旱胁迫的条件下, 水分也可能成为控制生态系统呼吸的主导因素; 生态系统呼吸在干旱条件下具有较低的量级。内蒙古羊草样地生态系统由于多年的围封, 造成了地表大量凋落物的累积。其分解受到空气温度的制约。
- (2) 与白天 CO_2 通量数据的光响应曲线分析获得的年生态系统呼吸量相比, 基于夜间 CO_2 通量数据估算内蒙古羊草草原生态系统年呼吸量是切实可行的途径。

8.1.2.3 生态系统碳吸收量

- (1) 在生态系统水平上, 内蒙古羊草草原碳吸收日变化具有非常明显的季节性特征, 这取决于植物的不同生长阶段。对于生长季的5~7月份而言, 2004年碳吸收能力低于2003年, 这主要是因为2004年植被生长期生态系统受到干旱胁迫。对于生长季的7~9月而言, 2004年的碳吸收能力明显的高于2003年的碳吸收能力, 生态系统碳吸收能力受到降雨的影响, 达到一年中的最高峰。
- (2) 虽然在干旱胁迫期间生态系统呼吸量表现为下降趋势, 但是生态系统的固碳能力仍然明显下降, 甚至成为微弱的碳源。这主要是由于干旱胁迫造成总生态系统 CO_2 交换量呈现更加显著的下降, 导致二者之差减小。在长期的干旱胁迫条件下, 生态系统表现为强碳源。
- (3) 在日尺度和月尺度上, NEE和RE本质上都受GPP的控制。这表明在确定和探讨内蒙古羊草草原生态系统碳吸收能力时, 仅仅考虑环境变量, 如光、温和水等环境要素的影响是不充分的。量化轻度干旱和重度干旱胁迫对羊草草原生态系统碳吸收的影响需要进一步加强。内蒙古羊草草原由于长期的围封造成的凋落物的大量累积, 其分解的结果造成了RE和空气温度具有很好的相关性, 与土壤温度的关系反而降低。
- (4) 在日尺度和月尺度上, 温度和土壤含水量是控制GPP的重要环境要素, 但考虑影响和控制生态系统冠层同化作用能力的其它要素如氮含量等养分循环和水分循环对生态系统碳吸收能力的控制作用是非常重要的, 这将有助于对陆地生态系统碳循环过程的理解和模拟。
- (5) 整个生长季(5月~9月) 2003年内蒙古羊草草原白天共固定了 $294.66 \text{ g} \cdot \text{CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 同时期夜间释放了 $333.14 \text{ g} \cdot \text{CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$; 2004年生长期白天固定了 $467.46 \text{ g} \cdot \text{CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 夜间释放了 $437.17 \text{ g} \cdot \text{CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$ 。2005年整个生长季一共释放了 $372.56 \text{ g} \cdot \text{CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$ 。可见, 2004年内蒙古羊草草原生态系统碳吸收能力高于2003年和2005年。表明干旱胁迫的持续时间以及出现的时期对于生态系统的碳吸收能力影响较大。

第二节 存在问题及未来工作展望

涡度相关技术已经成为直接测定大气与群落 CO_2 交换通量的标准方法，所观测的数据已经成为检验各种模型估算精度的最权威资料，已经得到微气象学和生态学家们的广泛认可。20 世纪 90 年代初由于涡度相关技术的进步使得长期的 CO_2 通量定位观测成为可能，可是依然有很多技术问题没有很好解决。现实的大多数通量观测站点都会同时受到来自复杂地形和非理想气象条件这两方面的制约，因而导致涡度相关测定结果不确定性的增加。

本研究以内蒙古羊草草原生态系统为研究对象，初步建立了内蒙古羊草草原生态系统的 CO_2 和水热通量的观测理论和方法。但是仍然存在许多的不足，如采样频率和平均周期的确定；高频和低频通量成分对通量观测的贡献及其校正；通量测定的空间代表性；不同数据插补途径的对比研究；夜间低通量的处理和严冬极端低温对通量的影响等等，需要在今后得研究中进一步完善与发展。

目前，对单一生态系统或者管理模式下的碳通量的测量已经不能满足对全球碳平衡的估计以及碳循环模型的建立。多生态系统的同时观测、对比分析应该受到更多的关注，这包括在不同的时间尺度和空间尺度上的对比分析。

在未来发展的趋势下，全球变化越来越严重，气候变化越来越明显。这就需要我们理解未来的气候变化对生态系统的生物和物理过程的潜在影响，特别是极端气候和环境胁迫对生态系统的影响。因此应该加强生态系统对极端天气和多种胁迫混合影响的响应机制的研究。

参考文献

1. Adams J M, Faure H, Faure D L, McGlade, J M, Woodward F I. Increases in terrestrial carbon storage from the Last Glacial Maximum to the present. *Nature*, 1990, 348: 711~714
2. Aubinet M, Grelle A, Ibrom A, *et al.* Estimates of the annual net carbon and water exchange of European forests: the EUROFLUX methodology. *Adv. Ecol. Res.*, 2000, 30: 113~174
3. Baldocchi D D, Hicks B B, Meyers T P. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology*, 1988, 69: 1331~1340
4. Baldocchi D, Valentini R, Running S, *et al.* Strategies for measuring and modeling carbon dioxide and water vapour fluxes over terrestrial ecosystems. *Global Change Biology*, 1996, 2: 159~168
5. Baldocchi D D. Flux footprint within and over forest canopies. *Boundary-Layer Meteorology*, 1997, 85: 273~292
6. Baldocchi D D. Measuring and modeling carbon dioxide and water vapour exchange over a temperate broad-leaved forest during the 1995 summer drought. *Plant, Cell and Environment*, 1997, 20: 1108~1122
7. Baldocchi D D, Meyers T P. On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and gaseous deposition fluxes over vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1998, 90: 1~26
8. Baldocchi D, Finnigan J, Wilson K, *et al.* On measuring net ecosystem carbon exchange over tall vegetation on complex terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, 2000, 96: 257~291
9. Baldocchi D D, Falge E, Gu L H, *et al.* Fluxnet: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2001, 82: 24152~2434
10. Baldocchi D D. Assessing ecosystem carbon balance: problems and prospects of the eddy covariance technique. *Global Change Biology*, 2003, 9: 478~492
11. Baldocchi D D, XU L K, Nancy K. How plant functional-type, weather, seasonal drought, and soil physical properties alter water and energy fluxes of an oak-grass savanna and an

- annual grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004, 123: 13~39
12. Berbigier P, Bonnefond J M, Mellmann P. CO₂ and water vapour fluxes for 2 years above Euroflux forest site. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2001, 108: 183~197
 13. Berthelot M, Friedlingstein P, Ciais P. How uncertainties in future climate change predictions translate into future terrestrial carbon fluxes. *Global and Planetary Change*, 2005, 11: 959~970
 14. Black T A, Hartog G, Neumann H H, *et al.* Annual cycles of water vapour and carbon dioxide fluxes in and above a boreal aspen forest. *Global Change Biology*, 1996, 2: 219~229
 15. Blanken P D, Black T A, Yang P C, Neumann H H, Nesic Z, Staebler R, Hartog G, Novak M D, Lee X. Energy balance and canopy conductance of a boreal aspen forest: partitioning overstory and understory components. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102 (D24): 28,915~28,927
 16. Callendar G S. The artificial production of carbon dioxide and influence on temperature. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 1938, 64: 223~240
 17. Chen J L, Reynolds J F, Harley P F and Tenhunen J D. Coordination theory of leaf nitrogen distribution in a canopy. *Oecologia*, 1993, 93: 63~69
 18. Chen Z Z, Wang S P, Wang Y F. Update progress on grassland ecosystem research in Inner Mongolia steppe. *Chinese Bulletin of Botany*, 2003, 20: 423~429
 19. Ciais P, Tans P P, Trolier M, White J W C *et al.* A large northern-hemisphere terrestrial CO₂ sink indicated by the ¹³C/¹²C ratio of atmospheric CO₂. *Science*, 1995, 269: 1098~1102
 20. Cole V. Agricultural options for mitigation of greenhouse gas emissions. In: Watson R T, Zinyowerea M C, Moss R H (Eds.), *Climate Change 1995. Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses*. Cambridge University Press, Cambridge, MA, 1996, pp. 747~771
 21. Christopher W H, John M B, Philip A F. Increased rainfall variability and reduced rainfall amount decrease soil CO₂ flux in a grassland ecosystem. *Global Change Biology*, 2005, 11: 322~334
 22. Daniel R L, Jack A M, Gerald E S, Jean D R, Richard H H. Carbon exchange and species composition of grazed pastures and enclosures in the shortgrass steppe of Colorado. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 2002, 93: 421~435
 23. Denmead O T. Measuring fluxes of CH₄ and N₂O between agricultural systems and the

- atmosphere. In: CH₄ and N₂O: Global Emissions and Controls from Rice Fields and Other Agricultural and Industrial Sources. NIAES, 1994, 209~234
24. Denmead O T, Raupach M R. Methods for measuring atmospheric gas transport in agricultural and forest systems. In: Harper et al. Agricultural Ecosystem Effects on Trace Gases and Global Climate Change. Madison, 1993, WI: ASA Special Publication (Vol. 55), 19~43
25. Dixon R K, Brown S, Houghton R A, *et al.* Carbon pools and flux of global forest ecosystems. Science, 1994, 263: 185~190
26. Du Z C, Yang Z G, Cui X Y. A comparison study on Leaf Area Index of five plant communities in typical steppe. Grassland of China, 2001, 23: 13~18
27. Dugas W A, Heuer M L, Msyeux H S. Carbon dioxide fluxes over bermudagrass, native prairie, and sorghum. Agricultural and Forest Meteorology, 1999, 93: 121~139
28. Emanuel W R, Killough G, Olsn J S. Modelling the circulation of carbon in the world's terrestrial ecosystems. In: Carbon Cycle Modelling, SCOPE 16. Chichester: 1981, 335~353
29. Ewel K C. Soil CO₂ evolution in Florida slash pine plantations. I. Changes through time. Can J For Res., 1987, 10: 297~305
30. Falge E, Baldocchi D D, Richard O. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. Agricultural and Forest Meteorology, 2001a, 107: 43~69
31. Falge E, Baldocchi D, Olson R, *et al.* Gap filling strategies for long term energy flux data sets. Agricultural and Forest Meteorology, 2001b, 107: 71~77
32. Falge E, Baldocchi D, Tenhunen J, *et al.* Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements. Agricultural and Forest Meteorology, 2002a, 113: 53~74
33. Falge E, Tenhunen J, Baldocchi D, *et al.* Phase and amplitude of ecosystem carbon release and uptake potentials as derived from FLUXNET measurements. Agricultural and Forest Meteorology, 2002b, 113: 75~95
34. Fan S M, Wofsy S C, Bakwin P S, *et al.* Atmosphere-biosphere exchange of CO₂ and O₃ in the central Amazon forest. Journal of Geophysical Research, 1990, 95: 16851~16864
35. Fan S, Gloor M, Mahlman J, *et al.* A large terrestrial carbon sink in North America implied by atmospheric and oceanic CO₂ data and models. Science, 1998, 282: 442~46
36. Fang C, Moncrieff J B. The dependence of soil CO₂ efflux on temperature. Soil Biology &

- Biochemistry. 2001, 33: 155~165
37. Field C. Allocating leaf nitrogen for the maximization of carbon gain: leaf age as a control on the allocation program. *Oecologia*, 1983, 56: 341~347
 38. Flanagan L B, Johnson B G. Interacting effects of temperature, soil moisture and plant biomass production on ecosystem respiration in a northern temperate grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2005, 130: 237-253
 39. Foken T, Wichura B. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1996, 78: 83~105
 40. Frank A B, Dugas W A. Carbon dioxide fluxes over a northern, semiarid, mixed grass prairie. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2001, 108: 317~326
 41. Glenn E, Squires V, Olsen M, Frye R. Potential for carbon sequestration in drylands. *Water Air Soil Pollution*, 1996, 70: 341~355
 42. Global Carbon Project. Science Framework and Implementation. Earth System Science Partnership (IGBP, IHDP, WCRP, DIVERSITAS) Report No. 1; Global Carbon Project Report No. 1, Canberra, 2003, 69pp
 43. Goulden M L, Munger J M, Fan S M et al. Measurement of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy. *Global Change Biology*, 1996a, 2: 169~182
 44. Goulden M L, Wofsy S C, Harden J W, *et al.* Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw. *Science*, 1998, 279: 214~217
 45. Grace J, Lloyd J, McIntyre J et al. Fluxes of carbon dioxide and water vapor over an undisturbed tropical forest in southwest Amazonia. *Global Change Biology*, 1995, 1: 1~12
 46. Guan D X, Wu J B, Yu G R. Meteorological control on CO₂ flux above broad-leaved Korean pine mixed forest in Changbai Mountains. *Science in China Series D-Earth Sciences*, 2005, 48: 116~122
 47. Gu S, Tang Y H, Du M Y. Short-term variation of CO₂ flux in relation to environmental controls in an alpine meadow on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2003, 108: 265~276
 48. Gu L H, Falge E M, Baldocchi D D. Objective threshold determination for nighttime eddy flux filtering. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2005, 128: 179~197
 49. Ham J M, Knapp A K. Fluxes of CO₂, water vapor, and energy from a prairie ecosystem

- during the seasonal transition from carbon sink to carbon source. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1998, 89: 1~14
50. Haynes B E, Gower S T. Belowground carbon allocation in underutilization and fertilized red pine plantations in northern Wisconsin. *Tree Physiol.*, 1995, 15: 317~325
 51. Hans P, Schmid C, Susan B, Grimmond F C, Brian O, Su H B. Measurements of CO₂ and energy fluxes over a mixed hardwood forest in the mid-western United States. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2000, 103: 357~374
 52. Hanson P J, Wullschlegel S D, Bohlmann S A *et al.* Seasonal and topographic patterns of forest floor CO₂ efflux from an upland oak forest. *Tree Physiology*, 1993, 13: 1~15
 53. Harper C W, Blair J M, Fay P A. Increased rainfall variability and reduced rainfall amount decreases soil CO₂ flux in a grassland ecosystem. *Global and Planetary Change*, 2005, 11: 322~334
 54. Hastings S J, Oechel W C, Muhlia M A. Diurnal, seasonal and annual variation in the net ecosystem CO₂ exchange of a desert shrub community (*Sarcocaulis*) in Baja California, Mexico. *Global Change Biology*, 2005, 11: 27~939
 55. Helliker B R, Berry J A, Betts A K. Estimates of net CO₂ flux by application of equilibrium boundary layer concepts to CO₂ and water vapor measurements from a tall tower. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2004, 109: 123~132
 56. Hibbard K A, Steffen W, Benedict S, *et al.* The carbon challenge: an IGBP-IHDP-WCRP joint project. *International Geosphere Biosphere Programme*, Stockholm, 2001, 23pp
 57. Holland E A, Braswell B H, Lamasque T F, *et al.* Variations in the predicted spatial distribution of atmospheric nitrogen deposition and their impact on carbon uptake by terrestrial ecosystems. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(D13): 15849~15866
 58. Hunt J E, Kelliher F M, Mcseveny T M, *et al.* Evaporation and carbon dioxide exchange between the atmosphere and a tussock grassland during a summer drought. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 111: 65~82
 59. IPCC. Land Use, Land-Use Change, and Forestry. *Climate Change 2001: Synthesis Report*. Cambridge University Press 2001. (2001b) *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*. Cambridge University Press
 60. Jensen L S. Soil surface CO₂ flux as an index of soil respiration in situ: a comparison of two chamber methods. *Soil Bio Biochem*, 1996, 28: 1297~1306

61. Jiang S. An introduction to the Inner Mongolia Grassland Ecosystem Research Station, Academia Sinica in Inner Mongolia Grassland Ecosystem Research Station (Ed.). Research on Grassland Ecosystem, 1985, 1: 1~11
62. Jones S K, Rees R M, Skiba U M. Greenhouse gas emissions from a managed grassland. Global and Planetary Change, 2005, 47: 201~211
63. Kato T, Tang Y H, Gu S, *et al.* Carbon dioxide exchange between the atmosphere and an alpine meadow ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau, China. Agricultural and Forest Meteorology, 2004, 124: 121~134
64. Kell J, Allen G, Eva F, *et al.* Energy balance closure at FLUXNET sites. Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 113: 223~243
65. Kim J, Shashi B. Carbon dioxide exchange in a temperate grassland ecosystem. Boundary-Layer Meteorology, 1990, 52: 135~149
66. Kominami Y, Miyama T, Tamai K. Characteristics of CO₂ flux over a forest on complex topography. Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology, 2003, 55: 313~321
67. Knapp A K, Smith M D. Variation among biomes in temporal dynamics of aboveground primary production. Science, 2001, 291: 481~484
68. Law B E, Thornton P E, Irvine J. Carbon storage and fluxes in ponderosa pine forests at different developmental stages. Global Change Biology, 2001, 7: 755~777
69. Law B E, Falge E, Gu L, *et al.* Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 113: 97~120
70. Law B E, Kelliher F M, Baldocchi D D, *et al.* Carbon storage and fluxes in ponderosa pine forests at different developmental stages. Glob. Change Biol., 2001, 6: 613~630
71. Law B E, Waring R H, Aber J D, *et al.* Measurements of gross and net ecosystem productivity and water vapour exchange of a Pinus ponderosa ecosystem, and evaluation of two generalized models. Global Change Biology, 2000, 6: 155~168
72. Lawrence B F, Linda A W, Peter J C. Seasonal and interannual variation in carbon dioxide exchange and carbon balance in a northern temperate grassland. Global Change Biology, 2002, 8: 599~615
73. Lawrence B F, Bruce G J. Interacting effects of temperature, soil moisture and plant biomass production on ecosystem respiration in a northern temperate grassland. Agricultural and Forest Meteorology, 2005, 130: 237~253

74. Lieth H. Computer mapping of forest data. In: Proceedings of the 51st Ann. Mtg. Appalachian Sect. of the Soc. of Amer. Foresters, 1972a, pp. 53~79
75. Lieth H. Modeling the primary productivity of the world. Tropical Ecol. 1972b, 13: 125~130
76. Lindroth A, Grelle A, Moren A S. Long-term measurements of boreal forest carbon balance reveal large temperature sensitivity. Glob. Change Biol. 1998, 4: 443~450
77. Li S G, Asanuma J, Eugster W. Net ecosystem carbon dioxide exchange over grazed steppe in central Mongolia. Global Biology Change. 2005, 11: 1941~1955
78. Liski J, Ilvesniemi H, Makela A, Westman C J. CO₂ emissions from soil in response to climatic warming are overestimated—the decomposition of old soil organic matter is tolerant of temperature. Ambio. 1999, 28: 171~174
79. Liu Y F, Song X, Yu G R. Seasonal variation of CO₂ flux and its environmental factors in evergreen coniferous plantation. 2005. Science in China Series D-Earth Sciences, 2005, 48: 123~132
80. Lloyd J, Taylor J A. On the temperature dependence of soil respiration. Funct. Ecol. 1999, 48: 315~323
81. Lee M S, Nakane K, Nakatsubo T. Effects of rainfall events on soil CO₂ flux in a cool temperate deciduous broad-leaved forest. Ecological Research, 2002, 3: 401~409
82. Lee X, Fuentes D. Long-term observation of the atmospheric exchange of CO₂ with a temperate deciduous forest in southern Ontario, Canada. Journal of Geophysical Research, 1999, 104: 15975~15984
83. Lee X, Hu X Z. Forest-air fluxes of carbon, water and energy over non-flat terrain. Boundary-Layer Meteorology, 2002, 103: 277~301
84. Li S G, Lai C T, Tomoko Y Y. Carbon dioxide and water vapor exchange over a Miscanthus-type grassland: Effects of development of the canopy. Ecological Research, 2003, 18: 661~675.
85. Li Z Q, Ren J Z. The Models of Suitability Degree of Grassland Organism and their Application. Chinese Journal of Ecology, 1997, 16: 71~75
86. Lou Y S, Li Z P, Zhang T L. Soil CO₂ flux in relation to dissolved organic carbon, soil temperature and moisture in a subtropical arable soil of China. Journal of Environmental Sciences-China, 2003, 5: 715~720
87. Ma X Z, Wang Y F, Wang S P, Li C S. Impacts of grazing on soil carbon fractions in the

- grassland of Xilin River Basin, Inner Mongolia. Acta Phytocologica Sinica, 2005, 29: 569~576
88. Mahrt L. Flux sampling errors for aircraft and towers. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1998, 15: 416~429
 89. Massman W J. A Simple Method for Estimating Frequency Response Correction for Eddy Covariance Systems. Agricultural Forest and Meteorology, 2000, 104: 185~198
 90. Massman W J. Reply to Comment by Rannik on "A Simple Method for Estimating Frequency Response Correction for Eddy Covariance Systems". Agricultural Forest and Meteorology, 2001, 107: 247~251
 91. Massman W J, Lee X. Eddy Covariance Flux Corrections and Uncertainties in Long Term Studies of Carbon and Energy Exchanges. Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 113: 121~144
 92. McNaughton K G and Jarvis P G. Predicting Effects of Vegetation Changes on Transpiration and Evaporation, in T. T. Kozlowski (ed.), Water Deficits and Plant Growth. 1983, 7:1~47
 93. Mencuccini M, Grace J. Hydraulic conductance, light interception and needle nutrient concentration in Scots pine stands and their relations with net primary productivity. Tree Physiol., 1996, 16: 459~468
 94. Meyers T P. A comparison of summertime water and CO₂ fluxes over rangeland for well watered and drought conditions. Agricultural and Forest Meteorology, 2001, 106: 205~214
 95. Mielnicka P, Dugasa W A, Mitchellb K, et al. Long-term measurements of CO₂ flux and evapotranspiration in a Chihuahuan desert grassland. Journal of Arid Environments, 2005, 60: 423~436
 96. Miranda A C, Miranda H S, Lloyd J, Grace J, Francey R J, McIntyre J A, Meir P, Riggan P, Lockwood R, Brass J. Fluxes of carbon, water and energy over Brazilian cerrado: an analysis using eddy covariance and stable isotopes. Plant Cell Environment, 1997, 20: 315~328
 97. Misson L, Tang J, Xu M, McKay M, Goldstein A H. Influences of recovery from clear-cut, climate variability, and thinning on the carbon balance of a young ponderosa pine plantation. Agricultural and Forest Meteorology, 2005, 130: 207~222
 98. Moncrieff J B, Malhi Y, Leuning R. The propagation of errors in long-term measurement of land-atmosphere fluxes of carbon and water. Global Change Biology, 1996, 2: 231~240.
 99. Monson R K, Turnipseed A A, Sparks J P, Harley P C, Denton-Scott L A, Sparks K,

- Huxman T. Carbon sequestration in a high-elevation coniferous forest. Glob. Change Biol. 2002, 8: 459~478
- 100.Nay S M, Mattson K G, Bormann B T. Biases of chamber methods for measuring soil CO₂ flux efflux demonstrated with a laboratory apparatus. Ecology, 1994, 75: 2460~2463
- 101.Nieveen J P, Campbell D I, Schipper L A, *et al.* Carbon exchange of grazed pasture on a drained peat soil. Global Change Biology, 2005, 11: 607~618
- 102.Nobel P. Physicochemical and Environmental Plant Physiology. Academic Press, San Diego, 1991, pp. 439~442
- 103.Novick K A, Stoy P C, Katul G G. Carbon dioxide and water vapor exchange in a warm temperate grassland. Oecologia, 2004, 138: 259~274
- 104.Noy-Meir I. Desert ecosystems: Environment and producers. Annual Review of Ecology and Systematics 1973, 4: 23~51
- 105.Ojima D S, Dirks B O, Glenn E P, Owensby C E, Scurlock J O. Assessment of C budget for grasslands and drylands of the world. Water, Air, and Soil Pollution, 1993, 70: 95~109
- 106.O'Neill R V, DeAngelis D L. Comparative productivity and biomass relations of forest ecosystems. In: Reichle, D.E. (Ed.), Dynamic Properties of Forest Ecosystems. Cambridge University Press, Cambridge, 1981, pp. 411~449
- 107.Oechel W C, Lawrence WT. Tiaga. In: Chabot, B.F., Mooney, H.A. (Eds.), Physiological Ecology of North American Plant Communities. Chapman & Hall, New York, 1985, pp. 66~94
- 108.Oechel W C, Vourlitis G L, Hastings S J, Zulueta R C, Hinzman L, Kane D. Acclimation of ecosystem CO₂ exchange in the Alaskan Arctic in response to decadal climate warming. Nature, 2000, 406: 978~981
- 109.Oke T R. Boundary Layer Climates, seconded. Routledge, London, 1978, pp. 26~27
- 110.Paw U K T, Baldocchi D D, Meyers T P, *et al.* Correction of eddy-covariance measurements incorporation both advective effects and density fluxes. Boundar-Layer Meteorology, 2000, 97: 487~511
- 111.Pilegaard K, Hummelsho j P, Jensen N O. Two years of continuous CO₂ eddy-flux measurements over a Danish beech forest. Agricultural and Forest Meteorology, 2001, 107: 29~41
- 112.Pitman A J, Henderson-Sellers A. Recent progress and results from the project for the

- intercomparison of landsurface parameterization schemes. J. Hydrol. 1998, 213: 128~135
113. Prentice I C, Farquhar G D, Fasham M J R et al. Chapter 3: The Carbon Cycle and Atmosphere CO₂. In: The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Third Assessment Report. Houghton J T, Yihui D (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge. 2001, 183~237
114. Price D T, Black T A. Effects of Summertime Changes in Weather and Root-Zone Soil-Water Storage on Canopy CO₂ Flux and Evapotranspiration of 2 Juvenile Douglas-Fir Stands. Agricultural and Forest Meteorology. 1991, 53: 303~323
115. Post W M, Peng T-H, Emanuel W R. The global carbon cycle. American Scientist, 1990, 78: 310~326
116. Pumpanen J, Kolari P. Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO₂ efflux. Agricultural and Forest Meteorology, 2004, 123: 159~176
117. Pyles R D, Weare B C, Paw UKT, Gustafson W. Coupling between the University of California, Davis, Advanced Canopy-Atmosphere-Soil Algorithm (ACASA) and MM5: Preliminary Results for July 1998 for Western North America. Journal of Applied Meteorology, 2003, 42: 557~569
118. Rambal S, Joffre R, Ourcival J M. The growth respiration component in eddy CO₂ flux from a Quercus ilex mediterranean forest. Global Change Biology, 2004, 10: 1460~1469
119. Reynolds O. On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of criterion. Philosophical Transactions of Royal Society of London, 1895, A174: 935~982
120. Rogiers N, Eugster W, Furger M. Effect of land management on ecosystem carbon fluxes at a subalpine grassland site in the Swiss Alps. Theor. Appl. Climatol. 2004, 22: 235~246
121. Running S W, Coughlan J C. A general model of forest ecosystem processes for regional applications. I. hydrologic balance, canopy gas exchange and primary production processes. Ecol. Model. 1999, 42: 125~154
122. Ryan M G. A simple method for estimating gross carbon budgets for vegetation in forest ecosystems. Tree Physiol. 1991, 9: 255~266
123. Saigusa N, Oikawa T, Liu S. Seasonal variations in the exchange of CO₂ and H₂O between a grassland and the atmosphere: an experimental study. Agricultural and Forest Meteorology, 1998, 89: 131~139
124. Sala O E, Lauenroth W K, Parton W J, Trlica M J. Water status of soil and vegetation in a

- shortgrass steppe. *Oecologia*, 1982, 48: 327~331
- 125.Salimon C I, Davidson E A, Victoria R L. CO₂ flux from soil in pastures and forests in southwestern Amazonia. *Global Change Biology*, 2004, 10: 833~843
- 126.Santos A J, Quesada C A, Silva G T. High rates of net ecosystem carbon assimilation by *Brachiara* pasture in the Brazilian Cerrado. *Global and Planetary Change*, 2004, 10: 877~885
- 127.Scanlon T M, Albertson J D. Canopy scale measurements of CO₂ and water vapor exchange along a precipitation gradient in southern Africa. *Global Change Biology*, 2004, 10: 329~341
- 128.Schimel D S. Terrestrial ecosystems and the carbon cycle. *Global Change Biol.* 1995, 1: 77~91
- 129.Schimel D, House J I, Hibbard K A, et al. Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems. *Nature*, 2001, 414: 169~172
- 130.Schimel D, Apps M, Canadell J, Ciais, P, Denning, S. The terrestrial carbon cycle: a synthesis and review. *Nature*, 2002, 510: 126~130
- 131.Schimel D, Melillo J, Tian H, McGuire A D. Contribution of increasing CO₂ and climate to carbon storage by ecosystems in the United States. *Science*, 2000, 287: 2004~2006
- 132.Schmid H P. Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: a review and perspective. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 113: 159~183
- 133.Schuepp P H, Leclerc M Y, Desjarain R L. Footprint predictions of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Boundary-Layer Meteorology*, 1990, 50: 355~373
- 134.Schulze E D, Lloyd J, Kelliher F M et al. Productivity of forest in the Eurosiberian boreal region and their potential to act as a carbon sink-a synthesis. *Global Change Biology*, 1999, 5: 703~722
- 135.Schulze E, Wirth C, Heimann M. Managing Forests After Kyoto. *Science*, 2000, 289: 2058~2059
- 136.Segal M, Davis J. The impact of deep cumulus reflection on the ground-level global irradiance. *J. Appl. Meteorol.* 1992, 31: 217~222
- 137.Sellers P J, Hall F G, Kelly R D, Black A, Baldocchi, D. BOREAS in 1997: experiment overview, scientific results, and future directions. *J. Geophys. Res.* 1997a, 102: 28731~28769
- 138.Sellers P J, Dickinson R E, Randall D A. Modeling the exchanges of energy, water, and

- carbon between continents and the atmosphere. *Science*, 1997a, 275: 502~509
139. Seastedt T R. Canopy interception of nitrogen in bulk precipitation by annually burned and unburned tallgrass prairie. *Oecologia*, 1985, 66, 88~92
140. Sims P L, Bradford J A. Carbon dioxide fluxes in a southern plains prairie. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2001, 109: 117~134
141. Sims D A, Rahman A F, Cordova V D. Midday values of gross CO₂ flux and light use efficiency during satellite overpasses can be used to directly estimate eight-day mean flux. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2005, 131: 1~12
142. Steven E, Hollinger C J, Bernacchi T P. Carbon budget of mature no-till ecosystem in North Central Region of the United States. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2005, 130: 59~69
143. Suyker A E, Verma S B. Year-round observations of the net ecosystem exchange of carbon dioxide in a native tallgrass prairie. *Global Change Biology*, 2001, 7: 279~289
144. Suyker A E, Verma S B, Burba G G. Interannual variability in net CO₂ exchange of a native tallgrass prairie. *Global Change Biology*, 2003, 9: 255~265
145. Suyker A E, Verma S B, Burba G G. Growing season carbon dioxide exchange in irrigated and rainfed maize. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004, 124: 1~13
146. Tans P P, Fung I Y, Takahashi. Observational constraint on the global atmospheric budget. *Science*, 1990, 247: 1431~1438
147. Thornton P E, Running S W. An improved algorithm for estimating incident daily solar radiation from measurements of temperature, humidity, and precipitation. *Agric. For. Meteorol.* 1999, 93: 211~228
148. Thornton P E, Law B E, Ellsworth D S, Goldstein A. Modeling the effects of disturbance history and climate on carbon and water budgets in evergreen needleleaf forests. *Agric. For. Meteorol.* 2002, 113: 185~222
149. Twine T E, Kustas W P, Norman J M et al. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grass land. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2000, 103: 279~300
150. Valentini R, Gamon J A, Field C B. Ecosystem gas exchange in a California grassland: seasonal patterns and implications for scaling. *Ecology*, 1995, 76: 1940~1952
151. Valentini R, Matteucci G, Dolman A J. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature*, 2000, 404: 861~865
152. Verburg P S, Obrist D, Schorran D E. Net ecosystem carbon exchange in two experimental

- [grassland ecosystems. Global and Planetary Change, 2004, 10: 498~508](#)
153. [Verma S B, Baldocchi D D, Anderson D E et al. Eddy fluxes of CO₂, water vapour, and sensible heat over a deciduous forest. Boundary-Layer Meteorology, 1986, 36: 71~91](#)
154. [Verma S B, Kim J, Clement R J. Momentum, water vapor, and carbon dioxide exchange at a centrally located prairie site during FIFE. Journal of Geophysical Research, 1992, 97 \(D17\): 18 629~18639](#)
155. [Vickers D, Mahrt L, 1997. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 14: 512~526](#)
156. [Watson R T, Verardo D J. Land-use change and forestry . Cambridge University Press, Cambridge. 2000, 25~51](#)
157. [Wang J, Cai Y. Studies of genesis, types and characteristics of the soils of the Xilin river basin. In: Inner Mongolia Grassland Ecosystem Research Station \(Ed.\). Research on Grassland Ecosystem, 1988, 3: 23~83](#)
158. [Webb E K, Pearman G I, Leuning R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer. Quart J R Met Soc, 1980, 106: 85~100](#)
159. [Welker J M, Brown K B, Fahnestock J T. CO₂ flux in Arctic and alpine dry tundra: Comparative field responses under ambient and experimentally warmed conditions. Arctic Antarctic and Alpine Research, 1999, 31: 272~277](#)
160. [Wever L A, Flanagan L B, Carlson P J. Seasonal and interannual variation in evapotranspiration, energy balance, and surface conductance in northern temperate grassland. Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 112: 31~49](#)
161. [Weltzin J F, Michael E I, Susanne S, et al. Assessing the response of terrestrial ecosystems to potential changes in precipitation. Bioscience, 2003, 53: 941~952](#)
162. [Williams M, Rastetter E B, Fernandes D N. Predicting gross primary productivity in terrestrial ecosystems. Ecol. Appl. 1997, 7: 882~894](#)
163. [Williams M, Law B E, Anthoni P M, Unsworth M H. Use of a simulation model and ecosystem flux data to examine carbon–water interactions in ponderosa pine. Tree Physiol. 2001, 21, 287~298](#)
164. [Wilczak J M, Onclev S P, Stage S A. Sonic anemometer tilt correction algorithms. Boundary-Layer Meteorology, 2001, 99: 127~150](#)
165. [Wilson K, Goldstein A, Falge E et al. Energy balance closure at FLUXNET sites.](#)

- Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 113: 223~243
166. 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
167. Wohlfahrt G, Bahn M, Haslwanter A. Estimation of daytime ecosystem respiration to determine gross primary production of a mountain meadow. Agricultural and Forest Meteorology, 2005, 130: 13~25
168. Wohlfahrt G, Anfang C, Bahn M. Quantifying nighttime ecosystem respiration of a meadow using eddy covariance, chambers and modeling. Agricultural and Forest Meteorology, 2005, 141~162
169. Xiao X M, Jiang S, Wang Y F, Ojima D S, Bonham C D. Temporal variation in aboveground biomass of *Leymus Chinense* steppe from species to community levels in Xilin River Basin, Inner Mongolia, China. Vegetatio, 1996, 123: 1~12
170. Xie Z B, Cadisch G, Edwards G. Carbon dynamics in a temperate grassland soil after 9 years exposure to elevated CO₂ (Swiss FACE). Soil Biol. Biochem. 2005, 37: 1387~1395
171. XU L K, Dennis D, Baldocchi D D. Seasonal variation in carbon dioxide exchange over a Mediterranean annual grassland in California. Agricultural and Forest Meteorology, 2004, 123: 79~96
172. Yi C X, Li R Z, Bakwin P S. A nonparametric method for separating photosynthesis and respiration components in CO₂ flux measurements. Geophysical Research Letters, 2004, 31: 125~135
173. Yukihiro Y, Shigeru M, Hiroshi K. Carbon dynamics and budget in a *Miscanthus sinensis* grassland in Japan. Ecological Research, 2004, 19: 511~520
174. Zamolodchikov D G, Karelin D V, Ivaschenko A I, et al. CO₂ flux measurements in Russian Far East tundra using eddy covariance and closed *Tellus*. 2003. **55B**: 879~892
175. 陈全胜, 李凌浩, 韩兴国, 阎志丹, 董云社. 土壤呼吸对全球温暖化的响应. 植物生态学报, 2003, 10 (4): 506-510
176. 陈四清, 崔晓勇, 周光胜. 内蒙古锡林河流域大针茅草原土壤呼吸和凋落物分解的CO₂排放速率研究. 植物学报, 1999, 41 (6): 645~650
177. 陈佐忠, 黄德华. 内蒙古锡林河流域羊草草原与大针茅草原地下部分生产力和周转值的测定. 草原生态系统, 第2集. 北京: 科学出版社. 1988. 132~138
178. 陈佐忠, 汪诗平等. 中国典型草原生态系统. 北京: 科学出版社, 2000. 51~52
179. 崔晓勇, 陈佐忠, 陈四清. 草地土壤呼吸研究进展. 生态学报, 2001, 21: 315~325
180. 崔晓勇, 陈四清, 陈佐忠. 大针茅典型草原土壤CO₂排放规律的研究. 应用生态学报,

- 2000, 11 (3): 390~394
- 181.樊江文, 员旭疆. 50 年来我国草地开垦状况及其生态影响. 中国草地, 2002, 24 (5): 69~72
- 182.蒋高明. 陆地生态系统净第一性生产力对全球变化的响应. 植物与资源环境, 1995, 4 (4): 53~59
- 183.方精云. 中国森林生产力及其对全球气候变化的响应.植物生态学报, 2000, 24 (5): 513~517
- 184.纪宝明, 王艳芬, 李香真,等. 内蒙古锡林河流域主要类型草原土壤中CH₄和CO₂浓度的变化. 植物生态学报, 2001, 25: 371~374
- 185.李凌浩, 陈佐钟. 草地生态系统碳循环及其对全球变化的相应 I. 碳循环的分室模型、碳输入与储量. 植物学通报, 1998b, 15 (2): 14~22.
- 186.李凌浩, 王其兵, 白永飞,等. 锡林河流域羊草草原群落土呼吸及其影响因子的研究. 植物生态学报, 2000, 24 (6): 680~686
- 187.李凌浩, 韩兴国, 王其兵等. 锡林河流域羊草草原群落土壤呼吸及其影响因子的研究. 植物生态学报, 2002, 26 (1): 29~32
- 188.李毓堂. 草地资源开发与21世纪中国可持续发展战略. 中国土地科学, 2001, 15 (1): 14~15
- 189.孙儒泳, 李博, 诸葛阳, 等主编. 普通生态学. 北京高等教育出版社, 1993: 215~221
- 190.王艳芬,陈佐忠,Larry, T T. 人类活动对锡林郭勒地区主要草原土壤有机碳分布的影响. 植物生态学报, 1998, 6: 545~551
- 191.王明星. 中国稻田甲烷排放. 北京: 科学出版社, 2001. 165~172
- 192.徐世晓,赵新全,李英年,等. 青藏高原高寒灌丛生长季和非生长季 CO₂ 通量分析. 中国科学. D 辑. 2004, 34(增刊 II): 118~124
- 193.陈泮勤. 第一章: 绪论. 见地球系统碳循环(陈泮勤编). 科学出版社, 2004, 3~42
- 194.于贵瑞, 温学发, 王秋凤, 牛栋, 李海涛. 第二章: 全球气候变化与陆地生态系统碳循环. 见全球变化与陆地生态系统碳循环和碳蓄积(于贵瑞编). 气象出版社, 2003, 43~96
- 195.戚秋慧, 盛修武, 李济尚. 内蒙古乌兰察布盟四子王旗羊草草原群落光合速率的比较研究. 草原生态系统, 第2集. 北京: 科学出版社. 1988. 75~81
- 196.戚秋慧, 盛修武, 姜恕. 内蒙古羊草草原群落光合与环境条件之间的关系模型. 生态学报, 1990, 17 (2): 170~175
- 197.王妮, 郭继勋. 东北松嫩平原羊草群落的土壤呼吸与枯枝落叶分解释放CO₂贡献量. 生态学报, 2002, 22 (5): 655~660
- 198.徐 柱. 面向21世纪的中国草地资源. 中国草地, 1998, 5, 1~8
- 199.张金霞, 曹广民, 周党卫. 退化草地暗沃寒冻锥形土CO₂释放的日变化河季节变化动态. 土壤学报, 2001b, 38 (1): 31~40
- 200.朱治林, 孙晓敏, 袁国富, 等. 非平坦下垫面涡度相关通量的校正方法及其在 ChinaFlux 中的应用. 中国科学 D 辑, 2004, 34 (增刊 II): 37~45

域代码已更改

带格式的: 无下划线

致 谢

我首先衷心的感谢我的王艳芬老师，使您给了我这次研究和学习的珍贵机会。这篇论文的每个实验细节和每个数据，都离不开您的细心指导。而您开朗、自信的个性和宽容的态度，帮助我能够很快的转入新的知识领域当中；使我在这三年的学习当中获益匪浅，学生值此论文完成之际向老师致以最诚挚的谢意！

感谢我的导师蒋高明研究员，他严谨细致、一丝不苟的作风一直是我工作、学习的榜样；他循循善诱的教导和不拘一格的思路给予我无尽的启迪。

感谢陈佐忠研究员、汪诗平研究员、李镇清研究员、董鸣研究员、杨宗贵副研究员、崔晓勇副教授、牛海山副教授对论文的选题和试验设计给予的建议和指导。特别感谢我的师妹黄祥忠，无论是在野外取样还是室内的数据分析，都离不开她的帮助。感谢同实验组的周小奇、王金枝、田建卿、王永芬、蒋娜、康晓明诸师弟、师妹们对我工作的支持；感谢张震博士、王永新博士、马秀枝博士、赵威博士给予的帮助。

特别感谢地理所的于贵瑞研究员、孙晓敏研究员、莫兴国研究员、张雷明博士、付玉玲博士、李正泉博士、温学发博士在数据处理方面给予的帮助和指导。

感谢中国科学院研究生院生物系的刘斌老师、吴璇老师、韩乃立老师、刘占良老师、丁文军老师、李宝和老师及黄莉莉老师在学习和生活上给予的帮助。

中国科学院内蒙古草原生态系统定位站的全体工作人员对我试验的完成给予了最大的帮助，在此我谨向他们表示衷心的感谢！

感谢研究生处的张慧苗老师和吴海燕老师给予的关心和帮助！

最后，我要感谢我的爸爸妈妈，焉得谖草，言树之背，养育之恩，无以回报，你们永远健康快乐是我最大的心愿。感谢我的爱人王秀敏对我的工作的理解和支持。在论文即将完成之际，我的心情无法平静，从开始进入课题到论文的顺利完成，有多少可敬的师长、同学、朋友给了我无言的帮助，在这里请接受我诚挚的谢意！

郝彦宾
2006-5-29

个人简历

本科:

1996-2000 年河北科技师范学院农学系, 农业艺术教育专业;

硕士:

2000-2003 年西北农林科技大学农学系, 农学专业;

博士:

2003-2006 年中国科学院植物研究所植被数量学重点实验室, 生态学专业

发表的学术论文与研究成果

Hao Yanbin, Wang Yanfen, Sun Xiaomin, Huang Xiangzhong. 2006. Seasonal variation in carbon exchange and its ecological analysis over *Leymus chinensis* steppe in Inner Mongolia. Science in China Series D-Earth Sciences. (accepted).

Yanbin Hao, Yanfen Wang, Xiangzhong Huang, Gaoming Jiang. The variation in evapotranspiration and CO₂ flux from a typical steppe between the wet year and drought year. Global Change Biology (in review)

页 1: [1] 删除的内容	Hao Yanbin	2006-6-29 14:27:00
----------------	------------	--------------------

第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

页 1: [2] 带格式的	Hao Yanbin	2006-6-30 8:27:00
---------------	------------	-------------------

右侧: 0.63 厘米

页 1: [3] 带格式的	Hao Yanbin	2006-6-29 14:35:00
---------------	------------	--------------------

缩进: 首行缩进: 0 厘米

页 1: [4] 删除的内容	Hao Yanbin	2006-6-29 14:27:00
----------------	------------	--------------------

第一章 全球陆地生态系统碳循环与草地碳通量研究进展

页 1: [5] 带格式的	Hao Yanbin	2006-6-30 8:27:00
---------------	------------	-------------------

右侧: 0.63 厘米

页 1: [6] 带格式的	Hao Yanbin	2006-6-29 14:35:00
---------------	------------	--------------------

缩进: 首行缩进: 0 厘米