

青藏高原高寒湿地生态系统 CO₂ 通量

张法伟^{1,2}, 刘安花^{1,2}, 李英年^{1,*}, 赵 亮¹, 王勤学³, 杜明远⁴

(1. 中国科学院西北高原生物研究所, 西宁 810001; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100049;
3. 日本国立环境研究所, 日本 筑波 3050053; 4. 日本农业环境技术研究所, 日本 筑波 3058604)

摘要: 依据涡度相关系统连续观测的 2005 年 CO₂ 通量数据, 对青藏高原东北隅的高寒湿地生态系统源/汇功能及其部分环境影响因素进行了分析。结果表明, 高寒湿地生态系统为明显的碳源, 在植物生长季(5~9 月份)吸收 230.16 gCO₂·m⁻², 非生长季(1~4 月份及 10~12 月份)释放 546.18 gCO₂·m⁻², 其中净排放最高在 5 月份, 为 181.49 gCO₂·m⁻², 净吸收最高在 8 月份, 为 189.69 gCO₂·m⁻², 年释放量为 316.02 gCO₂·m⁻²。在平均日变化中, 最大吸收值出现在 7 月份 12:00, 为 (0.45 ± 0.0012) mgCO₂·m⁻²·s⁻¹, 最大排放速率出现在 8 月份 0:00, 为 (0.22 ± 0.0090) mgCO₂·m⁻²·s⁻¹。生长季中 6~9 月份表现为明显的单峰型日变化, 非生长季的变化幅度较小。净生态系统交换量(NEE)和生态系统总初级生产力(GPP)与气温、空气水汽饱和亏和地表反射率等环境因素呈现相似的相关性, 与地上生物量和群落叶面积指数则为线性负相关, 生态系统呼吸(R_e)则与上述因子的相关性呈现相反的趋势。

关键词: 青藏高原; 高寒湿地; 涡度相关; CO₂ 通量

文章编号: 1000-0933(2008)02-0453-10 中图分类号: Q14, Q178, X171.1 文献标识码: A

CO₂ flux in alpine wetland ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau

ZHANG Fa-Wei^{1,2}, LIU An-Hua^{1,2}, LI Ying-Nian^{1,*}, ZHAO Liang¹, WANG Qin-Xue³, DU Ming-Yuan⁴

1 Northwest Institute of Plateau Biology, CAS, Xining 810001, China

2 Graduate University of Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China

3 National Institute for Environmental Studies, Tsukuba 3050053, Japan

4 National Institute of Agro-environmental Sciences, Tsukuba 3058604, Japan

Acta Ecologica Sinica, 2008, 28(2): 0453 ~ 0462.

Abstract: Using the CO₂ flux data obtained by the eddy covariance method in the northeast of the Qinghai-Tibetan Plateau in 2005, we analyzed the carbon dynamics in relation to the meteorological factors. The results showed that the alpine wetland ecosystem was a carbon source, and emitted 316.02 gCO₂·m⁻² to the atmosphere in 2005 with 230.16 gCO₂·m⁻² absorbed in the growing season from May to September and 546.18 gCO₂·m⁻² released in the non-growing season from January to April and from October to December. The maximum of the averaged daily CO₂ uptake rates and release rates was (0.45 ± 0.0012) mgCO₂·m⁻²·s⁻¹ (Mean SE) in July, and (0.22 ± 0.0090) mgCO₂·m⁻²·s⁻¹ in August respectively. The averaged diurnal variation showed a single-peaked pattern in the growing season but exhibited very small fluctuation in the

基金项目: 中国科学院知识创新工程重大资助项目(KZCX1-SW-01-01A); 国家重点基础研究发展规划资助项目(2002CB412501); 中日合作“亚太地区环境创新战略计划资助项目(APEIS)”

收稿日期: 2006-11-15; **修订日期:** 2007-02-01

作者简介: 张法伟(1981~), 男, 河南义马人, 硕士生, 主要从事高寒湿地生态学研究. E-mail: mywing963@126.com

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: ynli@nwipb.ac.cn

Foundation item: The project was financially supported by the key project of Knowledge Innovation Program of CAS(No. KZCX1-SW-01-01A), State Key Basic Research and Development Plan(No. 2002CB412501), two joint Sino-Japanese project: “Research on the effects of Carbon dynamics” and “Global Warming on Temperate Highland Grasslands”

Received date: 2006-11-15; **Accepted date:** 2007-02-01

Biography: ZHANG Fa-Wei, Master candidate, mainly engaged in alpine wetland ecosystem. E-mail: mywing963@126.com

non-growing season. Net ecosystem exchange (NEE) and gross primary production (GPP) were all correlated with some meteorological factors, and showed a negative linear correlation with aboveground biomass, while a positive correlation existed between the ecosystem respiration (R_{ea}) and those factors.

Key Words: alpine wetland; CO_2 flux; eddy covariance methods; Qinghai-Tibetan Plateau

随大气 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 等温室气体浓度不断增加,及其所引发的全球变暖等一系列严重的环境问题,全球气候变化研究已成为生态、环境等科学领域的重大问题之一^[1]。而定量研究温室气体的全球碳循环,特别是全球碳收支一直是全球变化研究的重点和热点。随着“碳汇”的发现,陆地生态系统碳循环引起了高度的重视^[2]。湿地生态系统作为陆地生态系统的重要组成部分,尽管仅约占地球表面积的 1%,但其存储着地球陆地碳总量的 15%^[3],因此,研究湿地生态系统的碳循环对于深入、细致认识全球碳循环具有重要意义。

目前,关于湿地生态系统碳源/汇的问题还没有一致性结论,Bridges^[4]认为全球的大部分湿地生态系统是碳汇。Lafluer^[5]利用涡度相关法对加拿大的 Mer Bleue 湿地的研究发现也为碳汇,每年吸收 200 多 $gCO_2 \cdot m^{-2}$ 。Heinsch 等^[6]通过 2a 的研究发现,在 Texas 的湿地生态系统是碳源,而且主要受水分供应的影响。Liikanen 等^[7]利用静态箱式法对用来净化采矿废水的人工湿地进行了 10a 的研究发现, CO_2 排放从 10a 前的每天 $7.3 g \cdot m^{-2}$ 增加到 $13.6 g \cdot m^{-2}$ 。Brix 等^[8]则认为芦苇湿地生态系统为碳汇,但是由于 CH_4 气体温室效应的影响,改变了其源汇的功能。然而有关高海拔湿地的碳源/汇功能则报道较少。

青藏高原高寒湿地是长期适应高寒气候环境所特有的生态类型,主要分布在土壤通透性差的河畔、湖滨、盆地,以及坡麓潜水溢出和高山冰雪下缘等地带,亦多分布在岛状冻土的边缘地带。其面积约为 $0.049 \times 10^6 km^2$,是青藏高原分布最为广泛的生态系统类型之一^[9]。研究该生态系统 CO_2 通量的特征,不仅有助于深入理解青藏高原生态系统的碳收支,而且在全球变化的情况下为预测不同地区湿地的源/汇变化提供最直接的依据。中国陆地生态系统通量观测研究网络(ChinaFLUX)在中国科学院海北高寒草甸生态系统定位站(海北站)的 3 种不同植被类型分布区分别架设了微气象-涡度相关法观测系统,进行碳通量的连续观测,并取得了一系列有意义的成果^[10~13]。本文利用 2005 年观测数据,分析了距离海北站东南 2km 处高寒湿地生态系统碳通量的日变化和季节变化规律,以及主要环境、生物因素对 CO_2 通量的影响。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

本研究的实验地设在海北站附近。海北站($37^{\circ}37'N, 101^{\circ}19'E$)地处青藏高原东北隅,祁连山北支冷龙岭东段南麓的大通河谷,海拔 3200m。具有明显的高原大陆性季风气候,温度条件的限制,区域仅有冷暖两季之分,年平均气温 $-1.7^{\circ}C$,夏季温暖多雨,最暖的 7 月平均气温 $9.8^{\circ}C$;冬季寒冷干燥,最冷的 1 月平均气温 $-14.8^{\circ}C$ 。年降水约 580mm,植物生长季集中了全年降水的近 80%。在长期的生物、气候综合作用下,实验地发育着典型的沼泽土,其泥炭层厚度在 0.2~2.0m。土壤呈微碱性,有机质含量丰富,土壤发育年轻。

涡度相关系统设在湿地中央部,该地地势平坦,植物群落生长茂盛,植被高度在 25~50cm,分布均匀,外貌整齐,总盖度达 98% 左右。植被组成较为贫乏,以寒冷湿生、多年生地下芽、具有发达通气组织的草本植物莎草科、毛茛科为主,湿地中央以帕米尔苔草(*Carex pamirensis* Marsh)为建群种,边缘为藏嵩草(*Kobresia tibetica*)草甸为建群种。植物种类同时包括黑褐苔草(*Carexa trofusca*)、华扁穗草(*Blysmus sinocompressus*)、祁连獐芽菜(*Swertia przewalskii* pissjauk)、线叶龙胆(*Gentiana farreri*)、美丽凤毛菊(*Saussurea superba*)、黄帚橐吾(*Ligularia virgaurea*)等。

1.2 研究方法

1.2.1 试验观测项目

涡度相关系统观测系统包括了三维超声风速仪(CSAT3, Campbell, USA),开路红外 CO_2/H_2O 分析仪

(LI-7500, LI-Cor, USA) 和光量子通量密度 (LI-190SB, LI-Cor, USA)。微气象观测包括风向和风速 (150cm 和 250cm)、空气温度和湿度 (150cm 和 250cm)、净辐射 (150cm)、土壤温度 (0, 5, 10, 20, 40cm) 和雨量传感器 (50cm)。因湿地多为地表积水, 未测量土壤含水量、土壤热通量等。原始数据采样频率为 10Hz, 所有变量为 30min 平均值。

1.2.2 数据处理方法

受电力、仪器故障、天气突变等原因, 观测数据不可避免的出现缺失或“野点”。首先, 采用净生态系统交换量 (NEE) 的绝对值 $|NEE| < 1.0 \text{ mg CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 进行预处理, 并对数据进行 WPL^[14] 校正。其次, 对于缺失或“野点”的 NEE , 白天 (总辐射 $> 1.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) 数据采用 Michaelis-Menten 方法^[15] (见 (1)) 形式, 用光曲线模型模拟; 夜晚数据则先利用摩擦速度 U_* 为阈值筛选, 而后采用方程 Van't Hoff^[16] (见 (2)) 模型模拟插补。

$$F_{NEE} = \frac{a \times PPFD \times P_{\max}}{a \times PPFD + P_{\max}} - R \quad (1)$$

$$R_{\text{eco}} = R_{\text{eco}, \text{ref}} e^{B(T_k - T_{\text{ref}})} \quad (2)$$

式中, F_{NEE} 为白天净生态系统交换量 ($\text{mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), a 为生态系统光合作用的表观量子效率 ($\text{mgCO}_2 \cdot \mu\text{mol photon}^{-1}$), $PPFD$ 为光合光量子通量密度 ($\mu\text{mol photon} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), $P_{\max}$ 为生态系统最大光合速率 ($\text{mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), R 为白天生态系统暗呼吸速率 ($\text{mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), R_{eco} 为夜晚生态系统呼吸速率 ($\text{mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), $R_{\text{eco}, \text{ref}}$ 为参考温度 T_{ref} (K) 下的生态系统呼吸 ($\text{mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), B 为实验常数 ($B = \ln(Q_{10})/10$, Q_{10} 是表征 R_{eco} 的温度敏感性因子, 表示温度每升高 10°C 生态系统呼吸的相对增长量), T_k 为 5cm 地温 (K)。其中 a 、 $P_{\max}$ 、 R 、 $R_{\text{eco}, \text{ref}}$ 和 B 为利用有效数据进行拟和的参数。数据处理的软件为 Origin 7.5 (OriginLab Corporation, USA)

1.2.3 生态系统呼吸与总生态系统生产力

总生态系统的 CO₂ 交换量 (GEE) 为 NEE 与生态系统呼吸 (R_{es} , 白天呼吸 (R) 与夜间呼吸 (R_{eco}) 之和) 之差, 用方程 (3) 来表示。白天生态系统呼吸是依据夜间生态系统呼吸与土壤温度的函数关系外延的方法来估算。 GEE 与总生态系统生产力 (GEP) 在数值上相等, 但是符号相反, 即 GEE 为负值, GEP 为正值。在生态系统的尺度上, GEP 与生态系统总初级生产力 (GPP) 相等。

$$GPP = NEE - R_{\text{es}} \quad (3)$$

2 结果与分析

2.1 环境因子和生物因子的基本状况

海北高寒湿地生态系统的环境因子和生物因子的动态变化分别见图 1 和图 2。2005 年平均气温为 -1.05°C , 月平均气温最高在 8 月份, 最低在 1 月份, 日平均气温最高和最低出现在 8 月 9 日和 1 月 10 日, 分别为 14.30°C 和 -18.37°C 。5cm 地温年平均为 2.98°C , 与气温相比明显偏高, 最高最低出现时间表现出一定的时间滞后性。光合光量子通量密度年均均为 $296 \mu\text{mol photon} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 日均波动范围为 $54 \sim 593 \mu\text{mol photon} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。年降水总和为 475mm, 植物生长季集中了 414mm, 占全年的 87%。生长季内的水深变化与降雨有着密切关系, 其均值为 20cm。地上生物量和群落叶面积指数在植物生长季中均表现为单峰式的季节变化, 二者在生长季开始的时候最小, 随着湿地生态系统水热条件的改善、协调, 而逐渐增大。其中, 群落叶面积指数在 7 月中旬达到最大值, 为 $(3.88 \pm 0.44) \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$ 。而地上生物量则在 8 月中旬升至最高 (331.33 ± 19.98) $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$, 表现有一定的差异 (图 2)。而后, 两者开始下降。

2.2 摩擦速度 (U_*) 选择

涡度相关系统是通过测定大气中湍流运动所产生的风速脉动和物理量的脉动, 直接求算出能量和物质的通量。但由于夜晚常出现大范围的逆温层, 抑制湍流发展, 导致涡度相关系统夜间观测的通量值偏低。而摩擦速度 (U_*) 经常用于评价湍流强度, 即当 U_* 大于某个阈值时, 该时段测定的 CO₂ 通量数据为可信的。以往 U_* 阈值的选择一般采用经验法。本文依据朱治林等^[17] 提供的方法对海北高寒湿地 U_* 提供一个较客观的

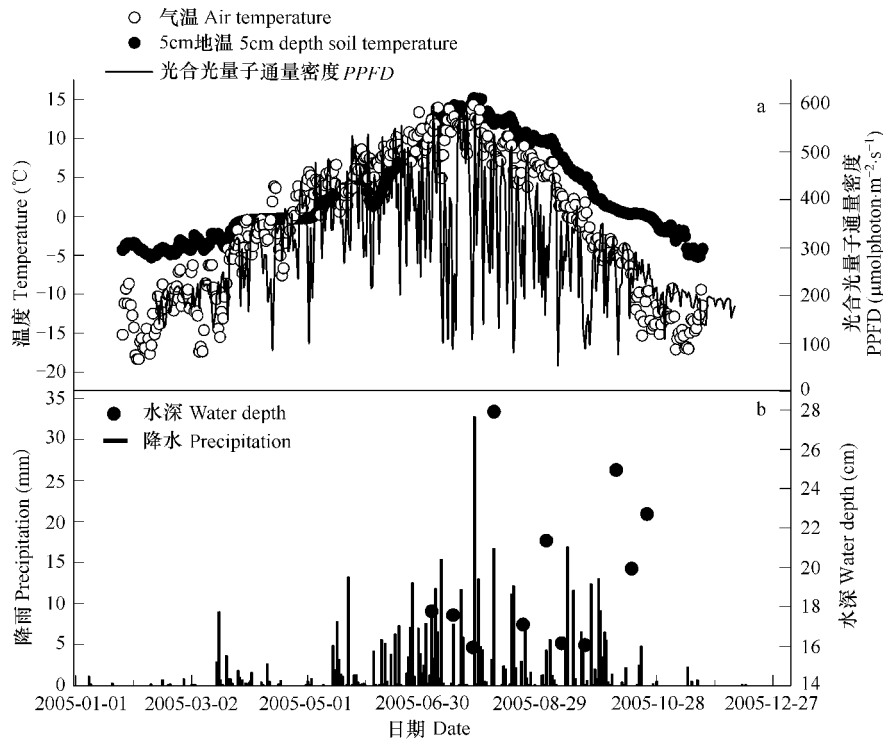


图1 海北高寒湿地生态系统2005年气温、5cm地温、光子通量密度、降雨和水深的变化

Fig. 1 The variations of air temperature, 5cm-depth soil temperature, PPFD, precipitation and water depth in 2005 in alpine wetland ecosystem

阈值。

首先,将 U_* 以 $0.01\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 为步长,计算相应范围内夜间有效通量数据的平均值 (F_{cl}),然后再计算大于某一 U_* 的 F_{cl} 的累计平均值 (F_{c2}),进而通过 t 检验比较 F_{cl} 和 F_{c2} 。如果两者差异不显著,即 F_{c2} 是 F_{cl} 的整体中的一个样本,则对应的 U_* 就为所求的阈值。

分析发现, U_* 在低于 $0.05\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的时候, F_{cl} 与 U_* 基本成线性增长速率,说明 U_* 对夜间通量的观测影响较大,在 $0.1\sim0.2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时 F_{cl} 比较稳定,在 $0.2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之后, F_{cl} 则表现出相对大的离散。通过 t 检验,参考图3中两条线的具体情况,海北高寒湿地的 U_* 的阈值取为 $0.15\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 较为合理。对于 U_* 小于阈值的夜间通量数据或大于阈值,而且通量数据明显不合理(夜间通量出现负值,或大于 $1.0\text{mgCO}_2\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) 的,采用 Van't Hoff 模型插补。

2.3 生长季与非生长季 CO_2 通量日变化特征

依据2005年全年观测数据,分别将植物生长季(5~9月份)与非生长季(1~4月份,10~12月份)每月每天从0:00到23:00(北京时,下同)之间的每小时 CO_2 通量进行平均,得到植物生长季与非生长季 CO_2 通量日变化的特征(图4)。

图4a看到,在植物生长季的6、7、8月份和9月份 CO_2 通量日变化幅度较大,7月和8月份可分别达 $0.64\text{mgCO}_2\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $0.65\text{mgCO}_2\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 。夜间(总辐射 $< 1.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) CO_2 基本保持净排放状态,而排放高峰

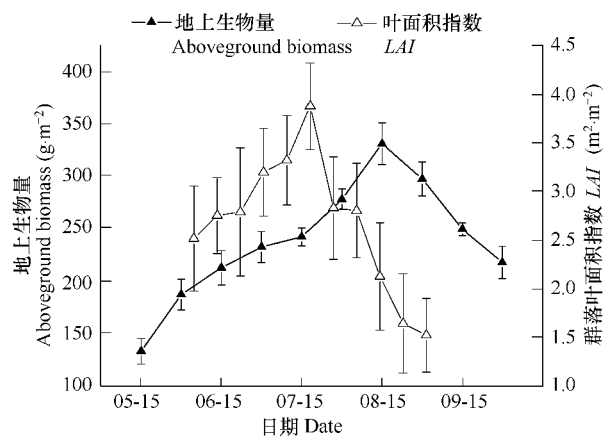


图2 海北高寒湿地生态系统地上生物量和群落叶面积指数的动态变化

Fig. 2 The seasonal dynamics of the aboveground biomass and leaf area index in 2005 on the alpine wetland ecosystem

期则不尽相同。5 月排放最高出现在 12:00 左右;6 月和 9 月份基本在 7:00 左右,分别为 (0.14 ± 0.00833) 和 (0.16 ± 0.0075) $\text{mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (平均值 $\pm$ 标准误);7 月和 8 月份则在 22:00 左右,分别为 (0.19 ± 0.0086) 和 (0.22 ± 0.0090) $\text{mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$;白天,6、7、8 月份和 9 月份为高寒湿地生态系统通过植被光合作用从大气吸收 CO₂,4 个月的最大吸收值出现时间基本在 12:00 左右,分别为 (0.23 ± 0.0008) , (0.45 ± 0.0012) , (0.42 ± 0.0010) , (0.29 ± 0.0006) $\text{mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,而 5 月的最大吸收值较小,仅为 (-0.02 ± 0.0005) $\text{mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。这与湿地生态系统的植被在 5 月上中旬才进入生长期有关。

在植物生长季中,夜晚生态系统保持排放,而白天则吸收,因此变化幅度较大。5 月份植被开始返青,为植物初期营养生长阶段,其光合作用强度较低,湿地的呼吸作用由于生态系统温度的升高而较强,表现为明显的碳排放,排放高峰期出现在温度较高的 12:00 左右。而在 6~9 月份,植被处在旺盛生长期,碳排放高峰期出现在光合作用尚未开始,而温度也较高的拂晓或傍晚。随着光合强度的增大,吸收高峰期出现在 12:00。

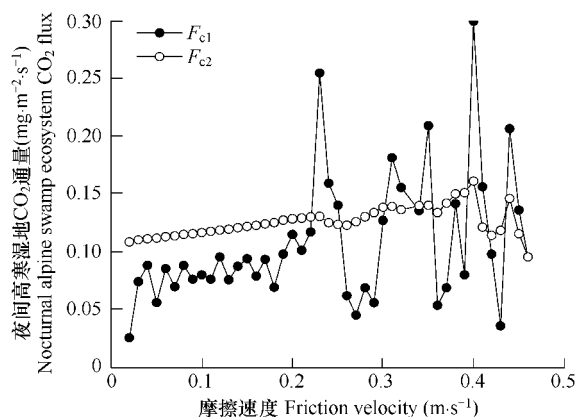


图3 高寒湿地生态系统夜间 CO₂ 通量与摩擦速度 U 。平均值之间的关系

Fig. 3 The relationship between alpine swamp nocturnal CO₂ flux and friction velocity

F_{c1} 是分段平均, F_{c2} 是累计平均 F_{c1} and F_{c2} were subsection average value and accumulative average value, respectively

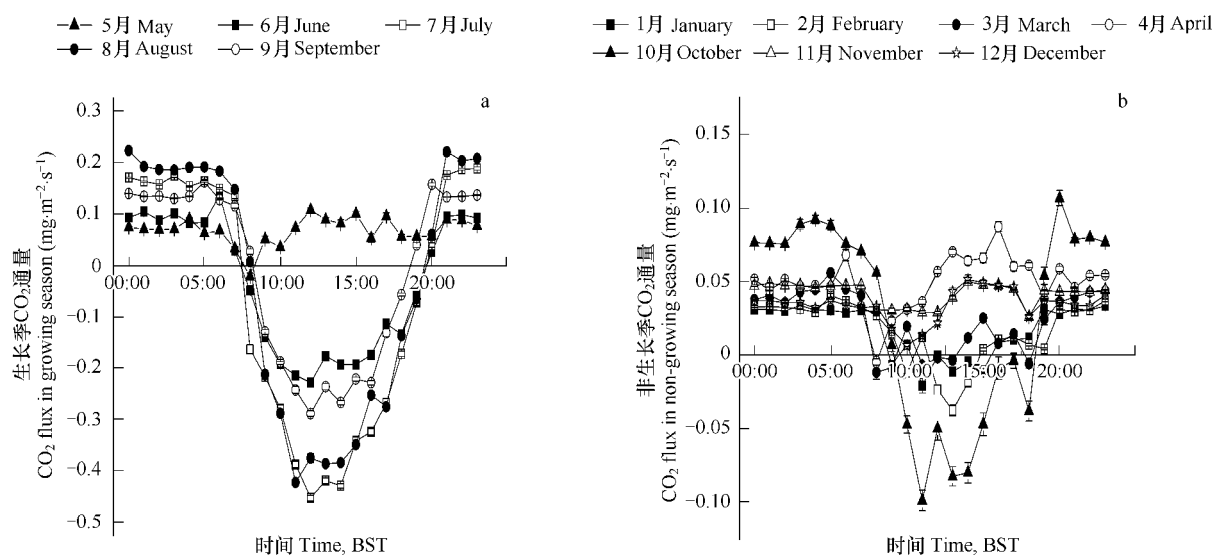


图4 海北高寒湿地生态系统 NEE 在植物生长季(a)与非生长季(b)的平均日变化

Fig. 4 Mean diurnal dynamics of alpine wetland NEE in growing season and non-growing season in Haibei Station

在植物非生长季,高寒湿地 CO₂ 通量日变化特征与生长季比较差异显著,CO₂ 通量日变化幅度较小,仅 10 月份到达了 $0.21 \text{ mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,其余月份不足 $0.1 \text{ mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 4b)。非生长季的夜间,基本保持 CO₂ 净排放状态,但由于温度较低,明显小于生长季的排放量;白天则比较紊乱,10 月份表现为吸收,其余月份则波动较大。10~12 月份,1~4 月份的排放峰值分别为 (0.11 ± 0.0077) , (0.05 ± 0.0014) , (0.05 ± 0.0030) , (0.03 ± 0.0051) , (0.04 ± 0.0036) , (0.06 ± 0.0048) , (0.09 ± 0.0039) $\text{mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。由于高寒湿地生态系统在非生长季中,温度较低,植被业已进入枯黄期,故排放量较小。仅在 10 月份,由于湿地生态系统下垫面

积水以及土壤温度相对较高,部分植被未完全枯黄,尚可进行光合作用,而且该生态系统的地表多为苔藓覆盖,而苔藓也可进行光合作用,故白天表现为一定的碳吸收。当然该时期夜间植被与土壤的呼吸也较大。以后随温度迅速下降,地表积水逐渐结冰,植被枯死,生态系统的呼吸也急剧减少。

2.4 高寒湿地生态系统 CO_2 净交换量

图 5 给出了海北高寒湿地生态系统 CO_2 净交换量、生态系统呼吸量和生态系统总初级生产力的季节动态。将高寒湿地生态系统 CO_2 净交换量的数据分植物生长季与非生长季二个阶段,并由图 3 来看,在植物生长季的 5~9 月份, CO_2 吸收量月平均吸收为 $0.017 \text{ mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 小于在植物非生长季(1~4 月份, 10~12 月份) CO_2 排放量(7 个月月平均排放为 $0.030 \text{ mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)。在生长季中, 5 月份表现为碳排放, 日平均排放 $5.85 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 是全年的排放高峰。而 6、7、8、9 等 4 个月中, 日平均吸收量分别为 3.05 、 6.12 、 $3.30 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $0.94 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 只有 7 月份生态系统表现为较大的吸收, 整个生长季吸收 $230.16 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$ 。而在非生长季的 7 个月中, 10~12 月份, 1~4 月份日平均排放值依次为 2.46 、 3.62 、 3.00 、 1.54 、 1.38 、 $1.91 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $4.08 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 均表现较高的排放过程, 只是在 1~3 月份温度更低, 土壤冻结深厚, 地表完全被冰雪覆盖所影响, 略有降低。植物非生长季高寒湿地生态系统共释放 $546.18 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$ 。就全年来看, 海北高寒湿地生态系统 2005 年年释放量为 $316.02 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 总体表现为碳源。

2.5 生态系统总呼吸 R_{es} 和生态系统总初级生产力 (GPP)

生态系统总呼吸 (R_{es}) 和生态系统总初级生产力 (GPP) 年内表现出明显的呈单峰式季节变化(图 5)。 R_{es} 在土壤温度最高的 8 月份达到最高, 月合计为 $504.78 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, GPP 则在 7 月份达到高峰值, 月合计为 $641.63 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 在 8 月份也高达 $607.18 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 仅次于 7 月份。在植物生长季的 5~9 月份, R_{es} 日平均为 $11.31 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 总 CO_2 释放量高达 $1734.69 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$ 。 GPP 日平均为 $12.82 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 总 CO_2 吸收量高达 $1964.85 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$ 。植物非生长季中, CO_2 释放量明显减少, R_{es} 日平均仅为 $3.95 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 但由于非生长季持续时间长, 总 CO_2 释放量也较高, 达到了 $839.08 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$ 。 GPP 在非生长季节中较低, 尤其是冬季, 如 12 月份日平均仅为 $0.69 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 非生长季内 GPP 日均每天仅为 $1.38 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 总 CO_2 吸收量为 $292.89 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$ 。全年 R_{es} 和 GPP 分别为 $2573.76 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $2257.74 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$ 。

2.6 CO_2 通量与主要环境、生物因子的关系

对高寒湿地生态系统的 NEE 、 R_{es} 和 GPP 的通量值, 以及空气温度、水汽饱和亏和地表反射率进行日平均处理, 分析其对生态系统碳收支的影响(图 6)。发现环境因素对 NEE 和 GPP 的影响相似, 气温与 NEE 、 GPP 呈现线性指数相关($NEE = 0.0346 - 0.195e^{x/3.01 - 5.12}$, $R^2 = 0.34$; $GPP = 0.00155 - 0.242e^{x/1.85 - 6.29}$, $R^2 = 0.70$)(图 6)。当日均气温增加到 $1 \sim 3^\circ\text{C}$, NEE 、 GPP 与其呈现线性正相关关系; 随日平均气温增加且 $< 5^\circ\text{C}$ 时, 由于高寒湿地生态系统进入营养生长初期, 植被开始同化大气中的 CO_2 , 其增长速率小于生态系统呼吸增长释放速率, 生态系统仍然处于碳排放状态, 并在 4~5 月份 NEE 和 GPP 到达正的最大值。以后, 随着温度不断增加, NEE 、 GPP 开始降低, 与温度呈现负的指数关系。 R_{es} 由于是夜间与 5cm 地温指数相关, 白天是由夜间指数关系外延而来, 尽管 5cm 地温与气温存在一定差异, 但 R_{es} 与气温也呈现出一定的指数关系($Res =$

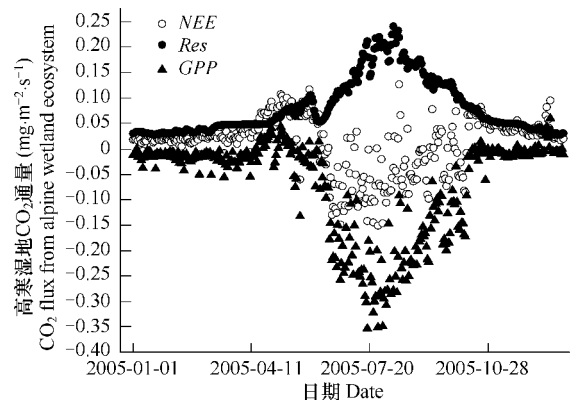


图 5 海北高寒湿地生态系统 CO_2 净交换量、生态系统呼吸量和生态系统总初级生产力的季节动态变化

Fig. 5 The seasonal variations of net alpine wetland ecosystem CO_2 exchange (NEE), ecosystem respiration (Res) and gross primary production (GPP) in Haibei Station

$0.0680 e^{0.0810 x}, R^2 = 0.81$ 。

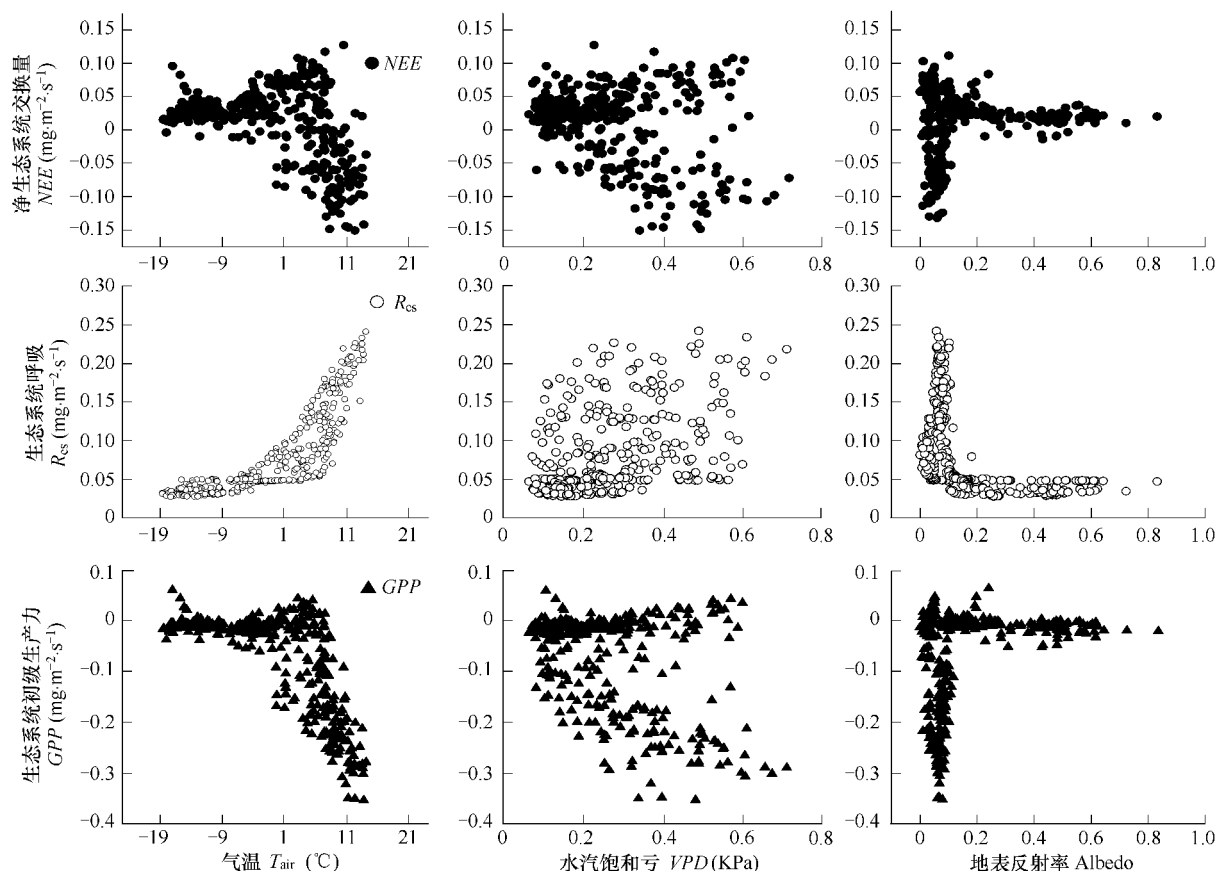


图6 气温、水汽饱和亏和地表反射率对高寒湿地生态系统净 CO₂ 交换量、呼吸量和总初级生产力的影响

Fig. 6 The relationship between some meteorological factors and NEE , R_{cs} , and GPP in alpine wetlands

水汽饱和亏 (VPD) 与 NEE 、 GPP 关系不甚明显。当水汽饱和亏较小时, NEE 、 GPP 基本维持较低水平, 在 0 值左右, 随着水汽饱和亏的增大, NEE 、 GPP 都表现出两种趋势, 一分支慢慢增大, 另一分支则快速降低, 这在水汽饱和亏的单峰式季节变化趋势有关。在 1~5 月份和 11~12 月份中, 水汽饱和亏升高和降低的趋势和 NEE 、 GPP 大致相同, 反映为正相关的一分支 ($NEE = 0.137x + 0.0051, R^2 = 0.42$; $GPP = 0.0686x - 0.026, R^2 = 0.18$), 在 6~10 月份中, 水汽饱和亏也表现出与 NEE 、 GPP 相似的变化, 即反映为负相关的一分支 ($NEE = -0.203x + 0.0040, R^2 = 0.22$; $GPP = -0.310x - 0.057, R^2 = 0.22$)。 R_{cs} 与水汽饱和亏呈现出更加离散的关系。在 VPD 较小时, 生态系统呼吸值大部分较小, 但其中由于 VPD 受降雨等天气状况的影响较大, 在温度较高时, 也可较低; 反之, 依然。所以 R_{cs} 与水汽饱和亏很难呈现出明显的相关关系。

地表反射率是反映下垫面状况的基本物理参数。在植物非生长季由于植被枯黄, 吸收太阳辐射的能力较差, 或者下垫面被冰雪覆盖, 其反射率一般较大。反之, 在生长季中, 植被旺盛生长, 生态系统下垫面基本被绿色植物所覆盖, 反射辐射较低, 从而将低了反射率, 而且变化较小。因此, NEE 、 GPP 在地表反射率为 0.1 左右时, 呈现快速垂直增加趋势, 一直到非生长季开始。当地表反射率超过 0.2 时, 两者在最大值附近, 基本保持恒定。 R_{cs} 也呈现出相似的变化, 不同的是在地表反射率超过 0.2 时, R_{cs} 基本恒定与最小值附近。

在植物生长季节中, 地上生物量和群落叶面积指数与 NEE 、 R_{cs} 和 GPP 均有一定线性关系 (图 7)。其中, 与 NEE 和 GPP 成线性负相关, 而与 R_{cs} 则成线性正相关, 即地上生物量和群落叶面积指数的增加虽然增加了生态系统的固碳能力, 但也在一定程度上增加了生态系统的呼吸量。地上生物量对 NEE 和 GPP 的影响较叶面积指数显著, 其相关系数均较大, 而对 R_{cs} 的影响较群落叶面积指数稍小。由于湿地生态系统分解较慢, R_{cs}

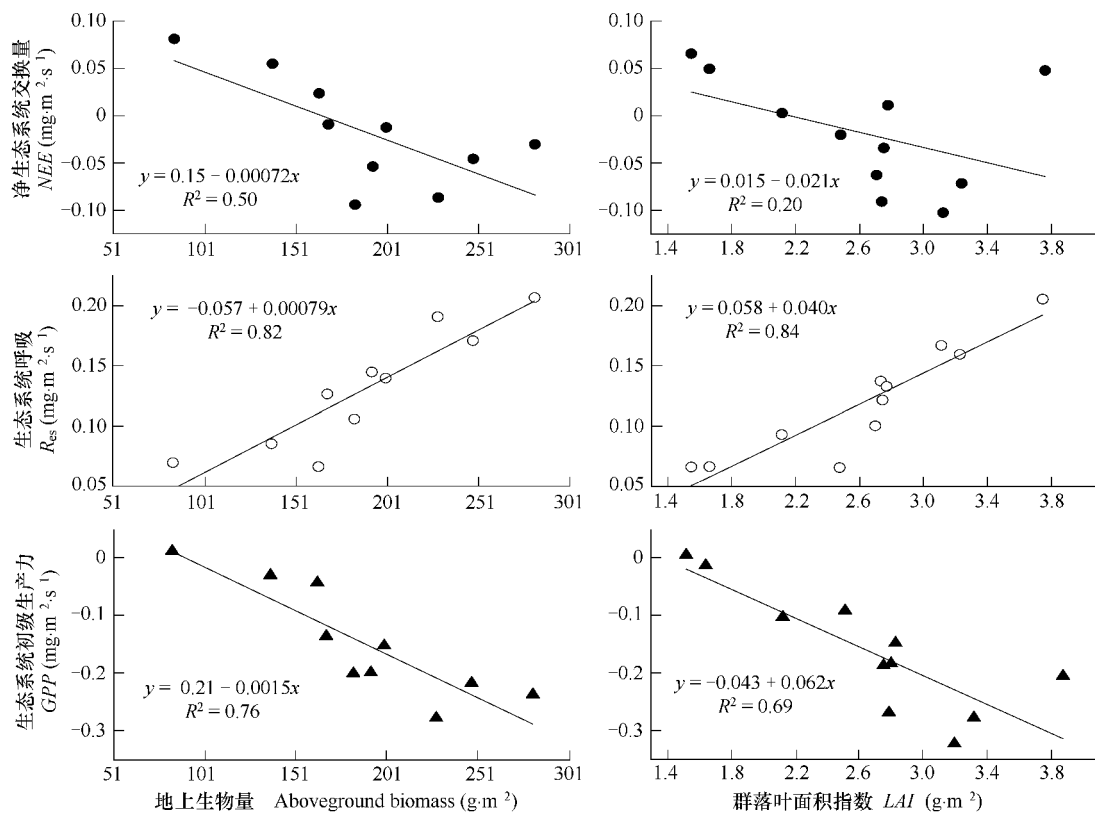


图7 地上生物量和群落叶面积指数对高寒湿地生态系统 CO₂交换量、呼吸量和总初级生产力的影响

Fig. 7 The relationship between some biotic factors and NEE, R_{es}, and GPP in alpine wetlands

主要由植物地上部分的呼吸组成,故与地上生物量和群落叶面积指数成正相关而且 R^2 较大,平均到达 0.83。在同等因素下,NEE 和 GPP 的影响因子较为复杂,故生物因子对其的影响较小。

3 讨论与结论

针对涡度相关系统夜间低估生态系统呼吸的问题,选用合理的摩擦速度 U_* 的阈值,可以显著改善此问题。本文通过滑动平均和 t -检验得出海北高寒湿地生态系统夜间摩擦速度 U_* 的阈值为 $0.15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,小于 Zhao 等^[11] 对 2003 ~ 2004 年海北高寒湿地研究时采用的 $0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。Saleska 等^[18] 对 Amazon 流域热带雨林的 CO₂ 通量进行研究发现,随着摩擦速度 U_* 阈值的提高,估计的生态系统呼吸总量显著增加而削弱了生态系统的年吸收量。同样,Zhao 等研究得出高寒湿地 2003-07 ~ 2004-07 共释放 $478 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$,高于本文的研究结果 $316.02 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$ 。

湿地生态系统的日均最大吸收值出现在 7 月份,为 $(0.45 \pm 0.0012) \text{ mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,最大排放速率出现在 8 月份,为 $(0.22 \pm 0.0090) \text{ mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,两者均小于 Zhao 等^[11] 研究的结果(最大吸收速率和排放速率分别为 0.73 和 $0.82 \text{ mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)。同时由于海北高寒湿地植被群落较为单一,且地上生物量最大值仅为 $331 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ (干物质),明显低于丹麦的芦苇湿地 $6222 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ (干物质),故小于 Brix 等^[8] 对丹麦芦苇湿地研究所得的最大吸收速率 $0.51 \text{ mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。徐玲玲等^[19] 对 2003 年西藏当雄高寒草甸的研究发现其最大吸收值仅为 $0.27 \text{ mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,远低于海北高寒湿地,这与当雄的群落叶面积较低,最大值只有 $1.86 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$,低于本研究点的 $3.88 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$ 。海北高寒湿地在 2003-07 ~ 2004-07 的降水为 524 mm ,而在 2005 年为 475 mm ,明显有所下降。降雨的减少影响了湿地水位,进而影响了 CO₂ 通量,以 7 月 26 日的降水过程为例,24、25 日两日的 NEE 分别为 $-0.006 \text{ mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $-0.07 \text{ mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,但经过 26 日 32.8 mm 的降水,27 日的 NEE 则增加到 $-0.15 \text{ mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,而 NEE 的峰值也由前 2 日的 $0.49 \text{ mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $0.59 \text{ mgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 升至

0.64 mgCO₂·m⁻²·s⁻¹。这与 Texas 的湿地的研究结果相似^[6],即水深与 *NEE* 密切相关,在于旱季节的 *NEE* 峰值仅为 0.22 mgCO₂·m⁻²·s⁻¹,而 26.7mm 的降雨将峰值提高到 0.44mgCO₂·m⁻²·s⁻¹。这可能也是本文的研究结果较 Zhao 等低的原因之一。

海北高寒湿地生态系统在植物生长季,从大气吸收 230.16gCO₂·m⁻²,植物非生长季向大气释放 546.18 gCO₂·m⁻²,总体作为一个碳源,全年释放 316.02 gCO₂·m⁻²。Shurpali 等^[20]用微气象方法研究发现 Minnesota 湿地在 1991 年(旱季)5~10 月份共释放 260.3 gCO₂·m⁻²,但在 1992 年(雨季)成为碳汇,共吸收 117.3 gCO₂·m⁻²,这与湿地水文条件密切相关。Suyker, 等^[21]用涡度相关法在加拿大的 Saskatchewan 湿地也发现了相似的现象,其在生长季吸收了 322.7 gCO₂·m⁻²,较高于海北的生长季吸收总量。表明湿地生态系统的 CO₂ 交换和水位的变化相符。根据 CH₄ 释放速率与 C 固定速率的比值对气候变化的响应^[8],Hirtoa 等^[22]研究发现高寒湿地生态系统的 CH₄ 释放速率最大值为 214 mgCH₄·m⁻²·s⁻¹,结合本文的研究结果,其比值为 0.09,和丹麦芦苇湿地相似。但是由于高寒湿地本身为碳源,在未来气候变暖的情况下,其碳源作用将会加强。而海北高寒湿地生态系统较高的 $Q_{10}=2.64\pm0.12$,也表明了该生态系统具有较高的排放潜力。

NEE 和 *GPP* 与部分环境因素呈现相似的相关性, R_{es} 则与其相关性则呈现相反的趋势。关德新等^[23]对长白山阔叶红松林 2003 年 CO₂ 通量数据研究表明 *NEE* 和日平均气温也存在类似的指数关系,只是在影响的程度上有所差异。通过对海北高寒灌丛的两年通量数据的研究,李英年等^[12]也发现了相似的变化趋势,而且和高寒湿地的变化更为相似。表明在温度是主要驱动因素的生态系统中,其对 *NEE*、 R_{es} 和 *GPP* 也影响也较为明显。而地上生物量和群落叶面积指数等生物因子与 *NEE*、*GPP* 则具有一定的线性负关系,与 R_{es} 成正相关。

References:

- [1] IGBP. The terrestrial carbon working group. The terrestrial carbon cycle: implications for the Kyoto Protocol. Science, 1998, 280: 1393—1394.
- [2] Tans P P, Fung I Y, Takahashi T. Observational constraints on the global atmospheric budget. Science, 1990, 247: 1413—1438.
- [3] Zhang Y, Li C, Trettin C C. Modelling soil carbon dynamics of forested wetlands, Symposium 43, Carbon balance of peatlands sponsor, International peat society, 1999.
- [4] Bridges E M. Word soils. Cambridge University Press Cambridge, New York, Melbourne. 1978.
- [5] Lafleur P. Annual net ecosystem exchange of CO₂ at a boreal bog, Symposium 43, Carbon balance of peatlands sponsor; International peat socitey, 1999.
- [6] Heinsch F A, Heilman J L, McInnes K J, et al. Carbon dioxide exchange in a high marsh on the Texas Gulf Coast: effects of fresh water availability. Agric For Meteorol, 2004, 125: 159—172.
- [7] Liikannen A, Huttunen J T, Karjalainen S M, et al. Temporal and seasonal changes in greenhouse gas emissions from a constructed wetland purifying peat mining runoff waters. Ecol Engin, 2005, 26: 241—251.
- [8] Brix H, Sorrel B K, Lorenzen B. Are Phragmites-dominated wetlands a net source or net sink of green gases? Aq Bot, 2001, 69: 313—324.
- [9] Sun H. Formation and evolution of Qinghai-Tibetan Plateau. Shanghai: Shanghai Science and Technology, 1996.
- [10] Zhao L, Li Y N, Gu S, et al. Carbon dioxide exchange between the atmosphere and an alpine shrubland meadow during the growing season on the Qinghai-Tibetan Plateau. Journal Integrative plant biology, 2005, 47(3): 271—282.
- [11] Zhao L, Li Y N, Zhao X Q, et al. Comparative study of the net exchange of CO₂ in 3 types of vegetation ecosystems in the Qinghai-Tibetan Plateau. Chin Sci Bull, 2005, 50: 1767—1774.
- [12] Li Y N, Sun X M, Zhao X Q, et al. Seasonal Variations and Mechanism for Environmental Control of *NEE* Concerning the *Potentilla Fruticosa* in Alpine Shrub Meadow of Qinghai-Tibet Plateau. Science in China, Series D, 2006, 36 (Supp. 1): 163—173.
- [13] Xu S X, Zhao X Q, Fung I Y, et al. Characterizing CO₂ fluxes for growing and non-growing seasons in a shrub ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau. Science in China, Series D, 2005, 34 (Supp. 1): 118—124.
- [14] Webb E K, Pearman G, Leuning R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water transfer. Q J Roy Meteorol Soc, 1980, 106: 85—100.

- [15] Aubinet M, Chermanne B, Vandenhaute M, *et al.* Longtime carbon dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes. *Agric For Meteorol*, 2001, 108: 293—315.
- [16] Fang C, Moncrieff J B. The dependence of soil CO₂ efflux on temperature. *Soil Biology & Biochemistry*, 2001, 33: 155—165.
- [17] Zhu Z L, Sun X M, Wen X F, *et al.* Methods on nocturnal CO₂ flux data in China FLUX. *Science in China, Series D*, 2006, 36(Supp. 1): 34—44.
- [18] Saleska S R, Miller S D, Matross D M, *et al.* Carbon in Amazon forests: unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. *Science*, 2000, 302: 1554—1557.
- [19] Xu L L, Zhang X Z, Shi P L, *et al.* Net ecosystem carbon dioxide exchange of alpine meadow in the Tibetan Plateau from August to October. *Acta Ecologica Sinica*, 2005, 25(8): 1948—1952.
- [20] Shurpali N J, Verma S B, Kim J, *et al.* Carbon dioxide exchange in a peatland ecosystem. *J Geophys Res*, 1997, 100: 14319—14326.
- [21] Suyker A E, Verma S B, Arkebauer T J. Season-long measurement of carbon dioxide exchange in a boreal fen. *J Geophys Res*, 1997, 102: 29021—29028.
- [22] Hirota M, Tang Y H, Hu Q W, *et al.* Methane emissions from different vegetation zones in a Qinghai-Tibetan Plateau wetland. *Soil Biol & Biochem*, 2004, 36: 737—748.
- [23] Guan D X, Wu J B, Yu G R, *et al.* Meteorological control on CO₂ flux above broad-leaved Korean pine mixed forest in Changbai Mountains. *Science in China, Series D*, 2004, 34 (Supp. 1): 103—108.

参考文献:

- [9] 孙鸿烈. 青藏高原形成演化与发展. 上海科学技术出版社, 上海, 1996.
- [11] 赵亮, 李英年, 赵新全, 等. 青藏高原3种植被类型净生态系统 CO₂ 交换量的比较. *科学通报*, 2005, 50: 1767~1774.
- [12] 李英年, 孙晓敏, 赵新全, 等. 青藏高原金露梅灌丛草甸净生态系统 CO₂ 交换量随季节变异及其环境控制机制. *中国科学, D 辑: 地球科学*, 2006, 36 (增刊1): 163~173.
- [13] 徐世晓, 赵新全, 李英年, 等. 青藏高原高寒灌丛生长季与非生长季 CO₂ 通量分析. *中国科学, D 辑: 地球科学*, 2004, 34 (增刊1): 118~124.
- [17] 朱治林, 孙晓敏, 温学发, 等. 中国通量网(ChinaFLUX)夜间 CO₂ 涡度相关通量数据处理方法研究. *中国科学, D 辑: 地球科学*, 2006, 36(增刊1): 34~44.
- [19] 徐玲玲, 张宪洲, 石培礼, 等. 青藏高原高寒草甸生态系统二氧化碳交换量特征. *生态学报*, 2005, 25(8): 1949~1952.
- [23] 关德新, 吴家兵, 于贵瑞, 等. 气象条件对长白山阔叶红松林 CO₂ 通量影响. *中国科学, D 辑: 地球科学*, 2004, 34 (增刊1): 103~108.