

文章编号:1000-0240(2007)05-0717-05

温度对青藏高原高寒灌丛 CO₂ 通量日变化的影响

徐世晓, 赵亮, 李英年, 赵新全, 古松

(中国科学院西北高原生物研究所 高原生物适应与进化重点实验室, 青海 西宁 810001)

摘要: 应用涡度相关技术连续监测的 CO₂ 通量及温度数据(2003年1月1日至2004年12月31日), 分析了青藏高原高寒灌丛净生态系统 CO₂ 交换(NEE)日变化与温度之间的关系。结果表明: 1) 在暖季夜间(21:00至次日06:00时)温度与NEE变化呈显著正相关关联, 而白昼(07:00~20:00时)NEE变化与温度无显著关联; 2) 在冷季不论夜间还是白昼, NEE变化均与温度密切相关, 温度是决定冷季高寒灌丛生态系统 CO₂ 交换的主要因素。在全球气候变暖背景下, 青藏高原气候变化呈现出冬季增温率明显高于春、夏季特征, 未来气候变暖导致的增温效应可能会加速青藏高原高寒灌丛生态系统 CO₂ 排放, 使其作为碳汇的能力而减弱。

关键词: 温度; CO₂ 通量; 高寒灌丛

中图分类号: Q945.1 **文献标识码:** A

0 引言

全球气候变化问题已成为影响国家可持续发展的核心问题之一^[1], 气候变化已经影响到世界上许多地域的各种自然和生物系统, 如冰川退缩、多年冻土融化、中高纬度地区生长季延长等。20多年以上的长期研究揭示, 生物和自然系统变化与区域气温变化相关, 气温变化是全球气候变化首要的焦点问题^[2]。青藏高原的隆起对高原及其毗邻地区自然环境的演化影响深刻, 其气候变化与全球环境变化密切相关, 被认为是影响全球变化的一个关键区域^[3-4], 被认为是全球气候变化的驱动机与放大器^[5]。

研究表明, 最近几十年来青藏高原地区气温变化的总趋势是上升^[2]。IPCC第三次评估报告指出^[6], 如果大气 CO₂ 浓度以 0.1%·a⁻¹ 的速度增加, 与 1961—1990 年相比, 2071—2100 年夏季(6~8月)青藏高原年平均气温将增加 3.3~8.4℃, 而冬季(12月至翌年2月)将增加 3.2~10.9℃。从近 30 a 青藏高原及邻近地区平均增温率来看, 同一海拔高度范围各季节相比, 从春、夏到秋、冬,

增温率依次递增, 冬季增温幅度最大; 同时, 增温率随海拔高度升高而具有线性增加的趋势, 且冬季更显著^[7]。近年来在青藏高原开展了一系列的全球变化的研究, 集中研究历史时期气候变化的自然过程、现代气候变化及其环境效应以及未来气候变化趋势与对策等。本研究的重点在于通过涡度相关技术连续监测得到的 CO₂ 通量数据以及 5 cm 土壤温度, 分析温度变化对青藏高原高寒灌丛生态系统 CO₂ 通量的影响及其季节差异, 为青藏高原高寒草地的气候变暖的响应研究提供科学例证。

1 材料与方法

1.1 研究区自然概况

通量观测样地设在中国科学院海北高寒草甸生态系统定位站(海北站)试验区, 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河谷(37°37'N、101°19'E), 海拔3200 m。气候以东南季风和西伯利亚高压为主, 属于大陆性季风气候, 无明显的四季之分, 冷季寒冷漫长(10月至翌年4月), 暖季短暂凉爽(5~9月)。年平均气温 -1.7℃, 极端高温 27.6℃, 极端低温 -37.1℃; 最暖(7月)

收稿日期: 2006-12-10; 修订日期: 2007-04-25

基金项目: 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-432-1); 国家自然科学基金项目(30500080); 中国科学院“百人计划”项目(0429091211); 国家科技支撑计划项目(2006BAC01A02)资助

作者简介: 徐世晓(1973—), 男, 青海乐都人, 助理研究员, 2006年在中国科学院西北高原生物研究所获博士学位, 主要从事草地生态学方面研究。E-mail: xushixiaoqh@126.com

和最冷(1月)月平均气温分别为 9.8 和 -14.8^[8]。多年均降水量约 580 mm, 主要集中在 5~9 月, 约占年总降水量的 80%, 10 月至翌年 4 月仅为年降水量的 20% 左右^[9]。主要植被类型为高寒灌丛草甸和嵩草草甸, 在滩地、山地阳坡分布着嵩草草甸, 而在山地阴坡、偏阴坡广泛分布有高寒灌丛草甸。

其中高寒灌丛草甸类型较少, 仅有金露梅(*Potentilla fruticosa*)灌丛、山生柳(*Salix oritrepha*)灌丛和鲜卑花(*Sibiraea oritrepha*)灌丛等。金露梅属北温带寒温性落叶灌木, 以它为建群种形成的高寒灌丛是青藏高原广泛分布的类型之一, 广布于海北站的山地阴坡、地形开阔的潮湿滩地、河流两岸的低阶地以及山麓洪积扇。群落结构简单, 一般分为灌木和草本两层。灌木层以金露梅为单优势种群或与山生柳为共优势种, 灌木层的覆盖度一般在 60%~70%, 伴生种有窄叶鲜卑花(*Sibiraea angustata*)、高山绣线菊(*Spiraea alpina*)、鬼箭锦鸡儿(*Garagana jubata*)等。组成草本层的植物种类较少, 样地内平均有 15~25 种·m⁻², 以寒冷中生草甸植物为主; 草本层覆盖度一般在 60%~80%, 常见伴生种有珠芽蓼(*Polygonum viviparum*)、草地早熟禾(*Poa pratensis*)、钉柱委陵菜(*Potentilla saundersiana*)、圆叶毛茛(*Ranunculus indivisus*)。其土壤为高山灌丛草甸土, 土层较厚, 有机质含量丰富。

1.2 研究方法

对青藏高原高寒灌丛 CO₂ 通量进行连续观测, 并利用以下公式计算高寒灌丛 CO₂ 通量:

$$F_{CO_2} = \overline{ws} = \frac{1}{T} \int_0^T ws dt = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N ws \quad (1)$$

式中: F_{CO_2} 为生态系统 CO₂ 通量; w 为空气瞬时垂直速度脉动量, 用三维超声风速计(CSA T3, CSI, USA)测定; s 为空气 CO₂ 的脉动量, 用红外线分析仪(Li-7500, Li-Cor, USA)测定, 上横线表示在某一时间段的平均^[10]。传感器高度为距地面 2.20 m, $T=30$ min, 数据采样频率为 10 Hz。同时对土壤温度(105T, CSI, USA)等进行连续监测。所有的数据由 CR5000 数据采集器(CSI)采集并计算。

由于电力及仪器故障等原因, 在长期连续的野外监测试验中不可避免出现数据缺失或异常值被剔除等问题。用摩擦速度阈值 $u_* > 0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的通量值(F_{CO_2})与 5 cm 土壤温度(T_{soil})拟合得到的指数方程(2)式来插补夜间 $u_* < 0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时段和缺失

的通量数据:

$$F_{CO_2} = b_0 \exp(b_1 T_{soil}) \quad (2)$$

白天的缺失通量数据利用通量(F_{CO_2})与光合有效辐射($PPFD$)拟合得到的式(3)来插补^[9]:

$$F_{CO_2} = a_1 \times PPFD / (a_2 + PPFD) + a_0 \quad (3)$$

2 结果与分析

2.1 暖季 NEE 日变化与温度

将暖季(5~9月)各月每天每小时的净生态系统 CO₂ 交换(NEE)值进行平均, 作为整个暖季节高寒金露梅灌丛草甸生态系统净 CO₂ 交换日变化动态; 同时, 将相应时段的土壤温度值做同样处理; 然后, 就暖季节的白昼(07:00~20:00 时)和夜间(21:00 至次日 06:00 时) CO₂ 净生态系统交换与土壤温度变化进行相关关联分析。2003 年暖季白昼($P > 0.5$, $R = 0.3760$)NEE 与土壤温度变化的关联没有达到显著水平, 而夜间($P < 0.5$, $R = 0.7781$)NEE 与土壤温度变化的正相关达到显著水平(图 1); 同样, 2004 年暖季白昼($P > 0.5$, $R = 0.2702$)NEE 与土壤温度变化的关联没有达到显著水平, 而夜间($P < 0.01$, $R = 0.8108$)NEE 与土壤温度变化的正相关达到极显著水平(图 2)。

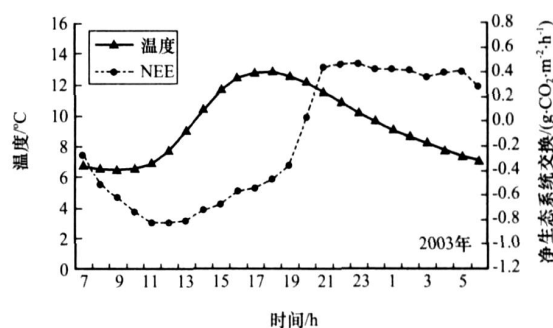


图 1 暖季净生态系统 CO₂ 交换量(NEE)与温度的日变化进程(2003)

Fig. 1 Diurnal variations of mean net ecosystem exchange(NEE) and temperature over an alpine shrub during the warm season(2003)

暖季白昼草地生态系统 CO₂ 通量主要由通过光合作用固定 CO₂ 的吸收过程和生态系统呼吸释放 CO₂ 的过程构成, 净生态系统 CO₂ 交换这两个生态过程的动态平衡。白昼青藏高原气温较高(>20), 加之青藏高原降水也多集中在 5~9 月的暖季, 高寒灌丛在水、热同期的有利条件下, 通过光合作用固定的 CO₂ 量明显超过呼吸排放的 CO₂ 量, 高寒灌丛草地生态系统呈现为明显的 CO₂ 净吸收; 相对于温度而言, 在这一时段光合有效辐射可能更

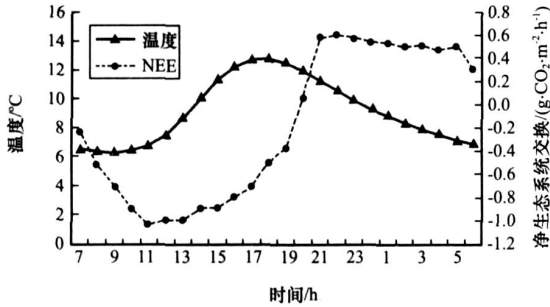


图 2 暖季净生态系统 CO₂ 交换量 (NEE) 与温度的日变化进程 (2004)

Fig. 2 Diurnal variations of mean net ecosystem exchange and temperature over an alpine shrub during the warm season (2004)

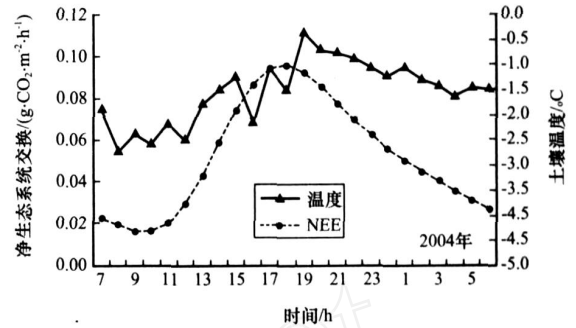


图 4 冷季净生态系统 CO₂ 交换量 (NEE) 与温度的日变化进程 (2004)

Fig. 4 Diurnal variation of mean net ecosystem exchange and soil temperature over an alpine shrub during the cold season (2004)

是影响光合作用的主导因子^[11]。然而，夜间没有光合作用，草地生态系统 CO₂ 通量主要由生态系统呼吸释放 CO₂ 的过程构成，生态系统呈现为净 CO₂ 排放；夜间生态系统呼吸主要受温度因素的影响，温度升高有利于促进包括土壤呼吸在内的生态系统呼吸过程释放 CO₂。2003 年和 2004 年这两年的通量和温度数据分析也表明，夜间温度因素是影响青藏高原高寒灌丛 CO₂ 通量的主因子。

2.2 冷季 NEE 日变化与温度

分别对 2003 和 2004 年冷季 (1~4 月、10~12 月) 高寒灌丛白昼 (07:00~20:00 时) 和夜间 (21:00 至次日 06:00 时) 净生态系统 CO₂ 交换与土壤温度变化进行的相关分析。结果表明：2003 年冷季白昼 ($P < 0.5$, $R = 0.7468$) 和夜间 ($P < 0.5$, $R = 0.7767$) NEE 与土壤温度变化的正相关关联均达到显著水平 (图 3)；同样，2004 年冷季白昼 ($P < 0.5$, $R = 0.7997$) 和夜间 ($P < 0.01$, $R = 0.9272$) NEE 与土壤温度变化的正相关关联均达到显著水平 (图 4)。

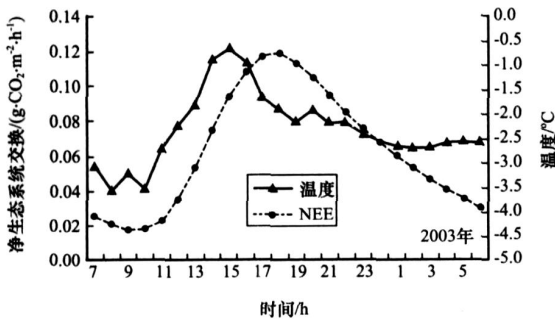


图 3 冷季净生态系统 CO₂ 交换量 (NEE) 与温度的日变化进程 (2003)

Fig. 3 Diurnal variations of mean net ecosystem exchange and soil temperature over an alpine shrub during the cold season (2003)

在青藏高原相对漫长的冷季植物处于休眠期，光合作用产生的 CO₂ 吸收通量几乎为零，整个生态系统表现为 CO₂ 释放，净生态系统 CO₂ 交换 (NEE) 的主体就是土壤呼吸释放的 CO₂ 量。土壤呼吸主要包括土壤微生物呼吸、活根系呼吸和土壤动物呼吸等 3 个生物学过程；因此，凡能影响它们生命活动和土壤气体扩散的因素都能导致土壤呼吸强度的改变。影响草原群落土壤呼吸作用的主要气象因素是温度、水分及二者间的配置^[12]。然而，热量条件是强化高原地区土壤中生命活动的重要因素^[13]，尤其是在冷季，温度通过影响土壤生物新陈代谢速率而影响土壤 CO₂ 的释放，是影响土壤 CO₂ 释放强度最主要的因素^[14]。

Zhang *et al.*^[15] 的研究也表明，土壤温度是影响青藏高原高寒草原土壤 CO₂ 释放的重要因素；青藏高原主要生态系统土壤呼吸速率与表层地温，尤其是 5 cm 地温表现出较好的相关性^[4]。海北地区高寒灌丛生态系统在 2003 年和 2004 年冷季 NEE 日变化也与 5 cm 土壤温度呈现出极显著正相关关联 (图 3, 4)。在青藏高原，土壤微生物活动是在长期适应高寒环境下进行的，但温度稍微升高时，微生物代谢活动便会急剧加强^[4]。冷季青藏高原夜间温度很低，1 月的夜间温度甚至低于 -30，低温抑制土壤生物代谢活动，CO₂ 通量很小。白昼随着日照增强，土壤温度上升，土壤微生物活性可能会随之增强，土壤 CO₂ 的释放速率也相应增加，加之白昼增温后逐步加强的蒸发过程对 CO₂ 的携带，生态系统 CO₂ 通量也逐步增加，直至 19:00 时后，随着土壤温度开始回落，CO₂ 通量也随之降低。在青藏高原相对漫长的冷季土壤温度可能是更能决定生态系统 CO₂ 通量大小的主导环境因子。此外，冻融

交替对土壤温室气体释放有显著影响,尤其是 N_2O 释放量在很大程度上受控于土壤冻融与土壤干湿交替,在这个过程中融化的冻土可导致 N_2O 释放量的增加。内蒙古羊草草原也观察到春季 N_2O 的爆发排放;有研究表明,早春 N_2O 排放主要是由于冻土融化过程造成的^[16]。对于土壤 CO_2 释放而言,在冰冻条件下,土壤酶并不完全钝化,一旦冰冻土壤融化,各种酶促作用明显加快,增强有机质矿化作用速度,从而提供较多的可利用无机化合物或土壤矿物;通常冰冻融解之后,能够观察到土壤所排放的 CO_2 的峰值,说明土壤矿化作用增强。Schimel *et al.*^[17] 研究发现,苔原土与泰加森林土在融化时会导致微生物呼吸的增加。青藏高原高寒草地生态系统一年当中,绝大多数时间处于冻融交替之中^[18],冻融交替过程势必对青藏高原高寒灌丛生态系统 CO_2 通量生产影响,尤其是在每年 4 月中、下旬生态系统 CO_2 释放量显著增加。

3 结论

以上分析的青藏高原高寒灌丛净生态系统 CO_2 交换(NEE)日变化与温度之间的关系表明,在暖季夜间(21:00 至次日 06:00 时)温度与 NEE 变化呈显著正相关关联,而白昼(07:00 ~ 20:00 时)NEE 变化与温度无显著关联;在冷季不论夜间还是白昼,NEE 变化均与温度密切相关,温度是决定冷季高寒灌丛生态系统 CO_2 交换的主要因素。在全球气候变暖背景下,青藏高原气候变化呈现出冬季增温率明显高于春、夏季特征,就温度这一重要气象因子而言,未来气候变暖环境下的青藏高原高寒灌丛生态系统冷季 CO_2 释放量增加,从而使青藏高原高寒草地净生态系统 CO_2 固定量减少,使其作为碳汇的能力而减弱。

参考文献(References):

- [1] Zhang Yingjuan, Dong Wenjie, Yu Yongqiang, *et al.* A Prediction of trend of the future climate change in the Western China[J]. Climatic and Environmental Research, 2004, 9(2): 342 - 349. [张英娟,董文杰,俞永强,等. 中国西部地区未来气候变化趋势预测[J]. 气候与环境研究, 2004, 9(2): 342 - 349.]
- [2] Wu Shaohong, Yin Yunhe, Zheng Du, *et al.* Climate changes in Qinghai-Tibetan Plateau during the last three decades[J]. Acta Geographica Sinica, 2005, 60(1): 3 - 11. [吴绍洪,尹云鹤,郑度,等. 青藏高原近 30 年气候变化趋势[J]. 地理学报, 2005, 60(1): 3 - 11.]
- [3] Zheng Du, Li Bingyuan. Progress in studies on geographical environments of the Tibetan Plateau[J]. Scientia Geographica Sinica, 1999, 19(4): 295 - 302. [郑度,李炳元. 青藏高原地理环境研究进展[J]. 地理科学, 1999, 19(4): 295 - 302.]
- [4] Zheng Du, Yao Tandong. Uplifting of Tibetan Plateau with its environmental effects[J]. Advances in Earth Science, 2006, 21(5): 451 - 457. [郑度,姚檀栋. 青藏高原隆升及其环境效应[J]. 地球科学进展, 2006, 21(5): 451 - 457.]
- [5] Pan Baotian, Li Jijun. Qinghai-Tibetan Plateau driver and amplifier of the global climatic change[J]. Journal of Lanzhou University (Natural Sciences), 1996, 32(1): 108 - 115. [潘保田,李吉均. 青藏高原——全球气候变化的驱动与放大器[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 1996, 32(1): 108 - 115.]
- [6] Houghton T, Ding Y, Griggs D, *et al.* Climate Change 2001: The Scientific Basis[M]. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2001.
- [7] Yao T D, Wang N L, Shi Y F, *et al.* Amplitude of climatic changes in Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 2000, 45(13): 1236 - 1243.
- [8] Zhao X Q, Zhou X M. Ecological basis of alpine meadow ecosystem management in Tibet: Haibei Alpine Meadow Ecosystem Research Station[J]. Ambio, 1999, 28(8): 642 - 647.
- [9] 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[J]. Journal of Integrative Plant Biology, 2005, 47(3): 271 - 282.
- [10] Zhu Zhilin, Sun Xiaomin, Zhang Renhua. The estimate of energy and mass exchanges in Inner Mongolia semi-arid grassland using micrometeorological methods[J]. Climatic and Environmental Research, 2002, 7(3): 351 - 358. [朱治林,孙晓敏,张仁华. 内蒙古半干旱草原能量物质交换的微小气象方法估算[J]. 气候与环境变化研究, 2002, 7(3): 351 - 358.]
- [11] Xu S X, Zhao X Q, Fu Y L, *et al.* Characterizing CO_2 fluxes for growing and non-growing seasons in a shrub ecosystem on the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Science in China, Series D: Earth Science, 2005, 48(Suppl.): 133 - 140.
- [12] Geng Yuanbo, Dong Yunshe, Meng Weiqi. Progresses of terrestrial carbon cycle studies[J]. Progress in Geography, 2000, 19(4): 297 - 306. [耿元波,董云社,孟维奇. 陆地碳循环研究进展[J]. 地理科学进展, 2000, 19(4): 297 - 306.]
- [13] Zhou Xingming. Kobresia Meadow in China[M]. Beijing: Science Press, 2001. [周兴民. 中国高草草甸[M]. 北京: 科学出版社, 2001.]
- [14] Cao Guangmin, Li Yingnian, Zhang Jinxia, *et al.* Effect of soil circum stances biogeochemical factors on carbon dioxide emission from Mollic-Gryic Cambisols[J]. Acta Agrestia Sinica, 2001, 19(4): 307 - 313. [曹广民,李英年,张金霞,等. 环境因子对暗沃寒冻雏形土土壤 CO_2 释放速率的影响[J]. 草地学报, 2001, 19(4): 307 - 313.]
- [15] Zhang X Z, Shi P L, Liu Y F, *et al.* Experimental study on soil CO_2 emission in the alpine grassland ecosystem on Tibetan Plateau[J]. Science in China, Series D Earth Sciences, 2005, 48(Suppl.): 218 - 224.
- [16] Wang Yiyong, Zheng Xunhua, Song Changchun, *et al.* Characteristics of CH_4 , N_2O exchange between wetland and atmosphere in the Sanjiang Plain[J]. Geography Research, 2006, 25(3): 457 - 367. [王毅勇,郑循华,宋长春,等. 三江平原湿地 CH_4 、 N_2O 的地-气交换特征[J]. 地理研究, 2006, 25(3): 457 - 367.]

- [17] Schimel J, Clein J. Microbial response to freeze-thaw cycles in tundra and taiga soils [J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 1996, **28**(8): 1061 - 1066.
- [18] Yang Fuyu, Zhang Yunwei, Miao Yanjun, *et al.* Main limiting factors for deteriorated grasslands vegetation restoration of Northern Tibet Plateau[J]. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 2003, **23**(4): 17 - 20 [杨富裕, 张蕴薇, 苗彦军, 等. 藏北高寒退化草地植被恢复过程的障碍因子初探[J]. *水土保持通报*, 2003, **23**(4): 17 - 20.]

The Correlation between CO₂ Flux and Temperature of the Alpine Shrub Meadow on the Tibetan Plateau

XU Shi-xiao, ZHAO Liang, LI Ying-nian, ZHAO Xin-quan, GU Song

(Key Laboratory of Adaptation and Evolution of Plateau Biota, Northwest Institute of Plateau Biology, Chinese Academy of Sciences, Xining Qinghai 810001, China)

Abstract: Based on the continuous CO₂ flux observation with eddy covariance method conducted in the alpine shrub on the Tibetan Plateau from 1 January to 31 December in 2003 and 2004, the relationship between CO₂ flux and temperature is analyzed. The following results are obtained: 1) during the warm season, net ecosystem CO₂ exchange (NEE) is significantly correlated to the temperature in night (21:00 ~ 06:00), but there is no significant correlation in daytime (07:00 ~ 20:00); 2)

as for cold season, NEE has significant correlation with temperature both in daytime and night. Temperature increasing ratio in winter is higher than that in spring or summer over the Tibetan Plateau under the background of global warming. Consequently, owing to the future warming of climate, CO₂ efflux over the ecosystem will speed up, and then, the carbon converge capability of alpine shrub meadow on the Tibetan Plateau will be weakened.

Key words: temperature; CO₂ flux; alpine shrub