

青藏高原高寒灌丛生长季和非生长季 CO₂ 通量分析*

徐世晓^{①③} 赵新全^{①**} 李英年^① 赵亮^① 曹广民^①
唐艳鸿^④ 古松^① 王勤学^④ 杜明远^⑤

(① 中国科学院西北高原生物研究所, 西宁 810001; ② 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101; ③ 中国科学院研究生院, 北京 100136; ④ 日本国立环境研究所, 筑波 305-8659, 日本; ⑤ 日本农业环境研究所, 筑波 305-8604, 日本)

摘要 采用涡度相关法对青藏高原高寒灌丛 CO₂ 通量的观测表明, 青藏高原高寒灌丛生长季和非生长季节 CO₂ 通量变化特征差异极为显著. 生长季节(5 ~ 9 月)08:00~19:00 为 CO₂ 净吸收, 19:00~08:00 为 CO₂ 净排放, CO₂ 通量峰值一般出现在 12:00 左右, 6~9 月 CO₂ 净吸收峰值分别为 0.71, 1.19, 1.46, 0.67 g CO₂ · m⁻² · h⁻¹; 相对于温度, 生长季 CO₂ 通量振幅更受光合有效辐射变化的影响; 就月变化模式而言, 8 月是生长季 CO₂ 净吸收最高月份, 月净吸收量达到 247 g CO₂ · m⁻², 整个生长季 CO₂ 净吸收的总量达 583 g CO₂ · m⁻². 非生长季节(1~4 月及 10~12 月)CO₂ 通量变化振幅极小, 最大 CO₂ 净排放通量为 0.30 g CO₂ · m⁻² · h⁻¹ (4 月), 除 11:00~18:00 左右少量的 CO₂ 净排放以外, 其余时段 CO₂ 通量均接近于零; 非生长季 CO₂ 通量日变化规律, 尤其是白昼 CO₂ 通量与土壤温度变化呈显著的正相关关联; 4 月是全年 CO₂ 净排放的最高月份, 全月净排放量为 105 g CO₂ · m⁻², 整个非生长季 CO₂ 净排放为 356 g CO₂ · m⁻².

关键词 高寒灌丛 CO₂ 通量 生长季 非生长季

当前, 大多数的长期碳通量监测都集中在对各种类型的温带、热带和北方森林生态系统碳收支的研究; 尽管, 草地是全球四种主要自然群系中面积最大的一类, 尤其是温带草原生态系统占全球自然植被

的 32%^[1~3], 但是着眼于草地生态系统碳通量的长期监测较少^[1,4]. 不少学者认为草地是全球陆地生态系统中极其重要的碳汇^[5~8]; 但也有不少研究表明草地生态系统的碳收支核算近乎于平衡^[9~11], Kim 等^[10]报

2004-07-14 收稿, 2004-10-14 收修稿

* 中国科学院知识创新工程重大项目(批准号: KZCX1-SW-01-01A, KZCX1-09-01)、国家重点基础研究发展规划项目(编号: 2002CB412501)、中日合作温带高山草原生态系统碳素动态和温暖化影响研究项目(批准号: 13575035 and B13)和亚太地区环境创新战略计划(APEIS)共同资助

** E-mail: xqzhao@public.xn.qh.cn

道以高秆草为优势种的温带草地生态系统(堪萨斯州)在其生长季节的碳净固定量是 750 g CO₂ · m⁻²,但是在非生长季节该草地生态系统每天的碳净排放量达到 3 g CO₂ · m⁻². Dugas 等^[12]对德克萨斯州以大须芒草和小须芒草为主要牧草的草原生态系统进行的研究表明,其年 CO₂ 净吸收为零.

青藏高原这一独特的地理单元,是世界上海拔最高、面积最大、形成最晚的高原,也是我国天然草地分布面积最大的一个区域. 受高海拔环境条件的影响,青藏高原年气候变化无明显的四季之分,呈现显著的冷、暖两季差异. 非生长季寒冷漫长,而生长季相对气温较高、降水充足,水热同期的典型特征,非常有利于牧草营养物质合成和积累^[13]. 青藏高原草地生态系统在区域生态系统碳动态平衡中起着极为重要的作用,也许对区域甚至全球水平的植被和大气界面间的 CO₂ 交换有显著贡献,但一直缺乏足够的数据来验证. 由于青藏高原特殊的气候变化特征,尽管牧草生长季较短,但生长季水热同期的有利条件使其草地植物具有很高的初级生产能力,而且由于相对较低的温度,尤其是较低的夜间温度,牧草物质呼吸分解率很低,所以青藏高原草地生态系统可能成为一个明显的碳汇^[14]. 但是没有长期监测的实验证据来验证这一独特生态系统的植被和大气间在生长和非生长季节的 CO₂ 交换动态差异.

高寒灌丛是由耐寒的中生或旱生灌木为优势种而形成的一类植被,是青藏高原植被类型的重要组成部分,也是当地的优势植被之一,常呈大面积连续分布于高山和高原林线之上向高寒植被的过渡地带. 由于我国青藏高原和其它高大山系的分布,高寒灌丛的面积约有 116400 km²,居世界之最^[15]. 对青藏高原高寒草灌丛生长季和非生长季 CO₂ 通量变化特征的分析,无疑将有助于青藏高原草地生态系统碳收支的核算.

1 研究方法

1.1 研究区概况

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,非生长季寒冷漫长(11月~次年4月),生长季短暂凉爽(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)和最冷(1月)月平均气温分别为 9.8℃和-14.8℃. 多年均降水量约 580 mm,主要集中于 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^[13]. 土壤类型为暗沃寒冻锥形土,有机质含量丰富(189.5 t · hm⁻², 0~10 cm),土壤层较薄. 主要以有机状态存在的氮、磷矿化过程缓慢. 土壤有机氮含量为 10.63 t · hm⁻²,矿化氮积累量仅占土壤全氮含量的 1.59%,土壤中氮素营养表现为总量丰富,而能被植物吸收利用的速效氮含量贫乏.

1.2 研究方法

选择广泛分布于青藏高原的高寒灌丛为观测点,植被以金露梅(*Potentilla fruticosa*)灌丛为主要建群种,草本以线叶嵩草(*Kobresia capillifolia*)、矮嵩草(*Kobresia humilis*)、美丽风毛菊(*Saussurea superba*)等为主,地表通常具有较厚的苔鲜层和枯枝落叶层. 从 2003 年 1 月 1 日至 2003 年 12 月 31 日间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:

$$F_{\text{CO}_2} = \overline{w's'} = \frac{1}{T} \int_0^T w's' dt \approx \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N w_i's'_i, \quad (1)$$

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(CSAT3, 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^[16]. 传感器高度为距地面 2.20 m, $T = 30 \text{ min}$, 数据采样频率为 10 Hz. 同时对光合有效辐射(Li-190SB, Li-Cor, USA), 土壤温度(105T, CSI, USA)及土壤湿度(TDR, CS615, 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较大“野点”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 $u_* \leq 0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时段和缺失的流量数据:

$$F_{\text{CO}_2} = b_0 \exp(b_1 T_{\text{soil}}), \quad (2)$$

白天的缺失流量数据利用流量(F_{CO_2})与光合有效辐射(PPFD)拟合得到的方程(3)式来插补:

$$F_{\text{CO}_2} = a_1 \cdot \text{PPFD} / (a_2 + \text{PPFD}) + a_0. \quad (3)$$

2 研究结果

2.1 生长季和非生长季 CO_2 通量日变化特征

根据全年观测结果, 分别将生长季和非生长季每月每天从 0:00 到 23:00 之间每小时的 CO_2 通量平均, 得到生长季和非生长季各月 CO_2 通量的日变化特征. 生长季青藏高原高寒灌丛 CO_2 通量日变化振幅较大, 6, 7, 8, 9 月最大 CO_2 通量均出现在 12:00 时左右, 最大值分别为 $0.71, 1.19, 1.46, 0.67 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$; 白昼(08:00~19:00)为 CO_2 吸收, 而夜间(19:00~23:00, 00:00~08:00)为 CO_2 净排放时段(图 1). 5 月 CO_2 通量日动态主要呈现为 CO_2 净排放, 最大值为 $0.23 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$, 出现在 15:00 左右.

非生长季青藏高原高寒灌丛 CO_2 通量日变化特征与生长季差异很大, CO_2 通量变化振幅极小, 一般在 11:00~18:00 为净排放, 其余大部时段 CO_2 通量均接近于零, CO_2 通量峰值通常出现在 14:00~16:00 左右, 10~12, 1~4 月峰值分别为 $0.18, 0.19, 0.03, 0.10, 0.12, 0.16$ 和 $0.30 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ (图 2).

2.2 生长季和非生长季 CO_2 净排放和净吸收量

从生长季和非生长季 CO_2 净排放和净吸收分析来看, 生长季青藏高原高寒灌丛 CO_2 净吸收量远远超过了非生长季 CO_2 净排放(图 3). 在为期五个月的生长季中(5~9 月)青藏高原高寒灌丛只有 5 月为 CO_2 净排放, 而其余 4 个月均为 CO_2 净吸收; 7, 8 月是全年 CO_2 净吸收的最高的两个月, 分别达到 229 和 $247 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 6~9 四个月的总净吸收量为 $673 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$. 青藏高原高寒灌丛在整个生长季 CO_2 净吸收的量为 $583 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$. 在为期 7 月的非生长季节青藏高原高寒灌丛 1~4 月及 10~12 月均为 CO_2 净排放, 其中 1 月和 12 月 CO_2 净排放量较小, 而 4 月 CO_2 净排放量最高($105 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$), 整个非生长季高寒灌丛净排放的 CO_2 总量为 $356 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$.

2.3 生长季和非生长季 CO_2 通量日变化特征与环境因子

分别将生长季(共 153 d)和非生长季节(共 212 d)每天每小时的 CO_2 通量值求平均, 作为整个生长季和非生长季节青藏高原高寒灌丛 CO_2 通量日变化动态; 同时, 将相应的土壤温度、土壤湿度及光合有效辐射值做同样处理; 然后, 分别就生长季和非生长季节的白昼(08:00~19:00)和夜间(00:00~07:00, 20:00~23:00) CO_2 通量与土壤温度变化进行相关关联分析, 同时就生长季 08:00~19:00 CO_2 通量与相应时段光合有效辐

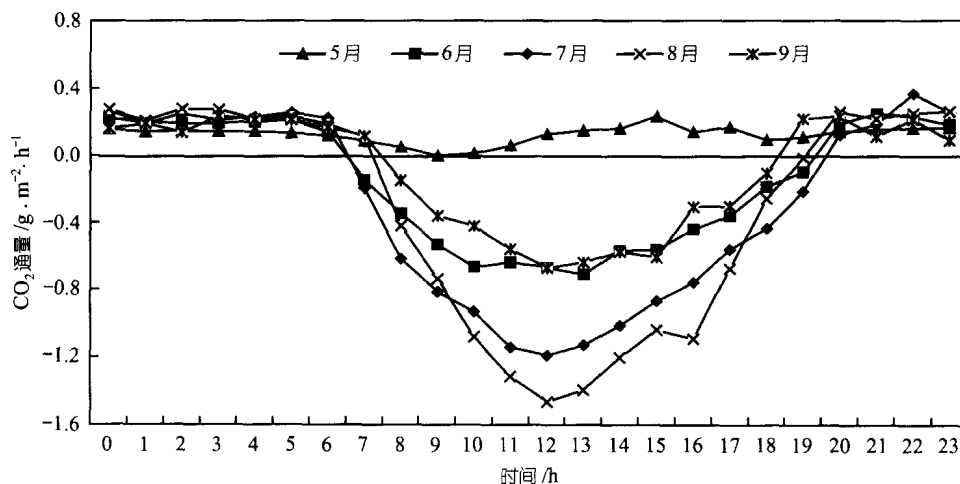
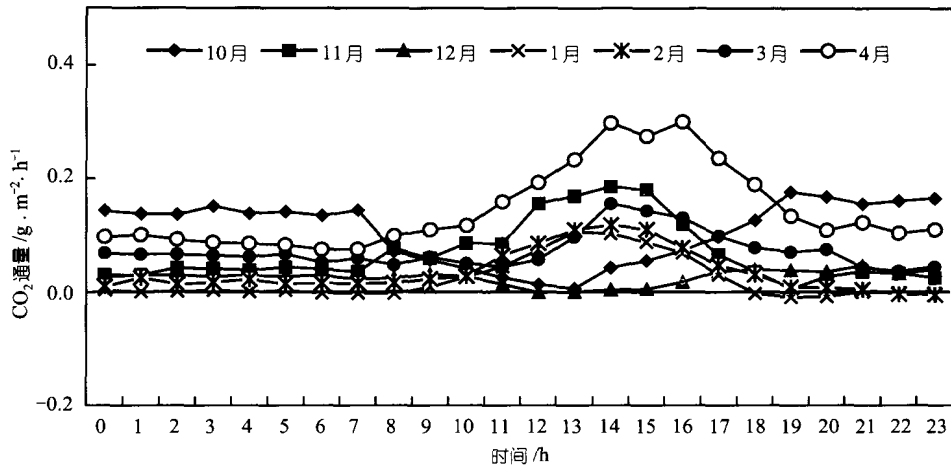
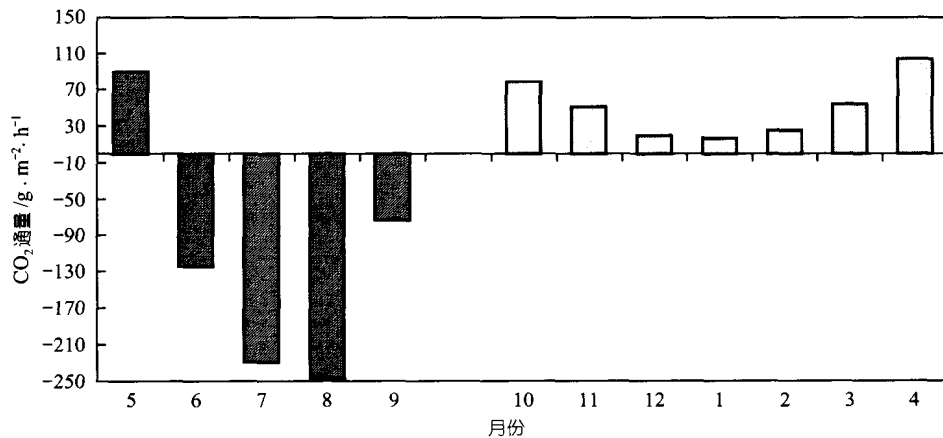


图 1 青藏高原高寒灌丛生长季 CO_2 通量日动态特征(5~9 月)

图2 青藏高原高寒灌丛非生长季 CO_2 通量日动态特征(1~4月及10~12月)图3 青藏高原高寒灌丛生长季与非生长季 CO_2 月净吸收和净排放

射变化以及生长季 00:00~23:00 CO_2 通量与土壤湿度变化的相关性进行分析。生长季白昼($P > 0.5$, $R = -0.2689$, $n = 11$)和夜间($P > 0.5$, $R = -0.1405$, $n = 11$) CO_2 通量与温度变化的负相关均没有达到显著水平; 生长季 00:00~23:00 CO_2 通量与土壤湿度变化的相关达不到显著水平($P > 0.5$, $R = -0.2462$, $n = 23$); 而 08:00~19:00 CO_2 通量与光合有效辐射变化的关联达到显著水平($P < 0.01$, $R = -0.9674$, $n = 12$)。从 CO_2 日通量变化模式来看, 凌晨 00:00~08:00, 高寒灌丛生长季 CO_2 通量稳定在 $0.20 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 左右的净排放, 08:00 时以后, 随着光合有效辐射的增加, 灌丛

CO_2 通量逐步从净排放(正值)转变为净吸收(负值), 12:00 左右 CO_2 通量达到最大净吸收值($-0.77 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$), 之后逐步回落, 19:00 之后又从净吸收(负值)转变为净排放(正值), 在 20:00~23:00 CO_2 通量值又在 $0.20 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 左右波动(图 4)。

非生长季节青藏高原高寒灌丛白昼 CO_2 通量与土壤温度变化呈极显著的正相关关系($P < 0.01$, $R = 0.8575$, $n = 11$), 夜间 CO_2 通量与温度变化的正相关也达到显著水平($P < 0.5$, $R = 0.6629$, $n = 11$)。从日变化模式来看, 00:00~08:00 CO_2 通量接近于 $-0.03 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 左右, 白昼 09:00 以后 CO_2 通量逐步增

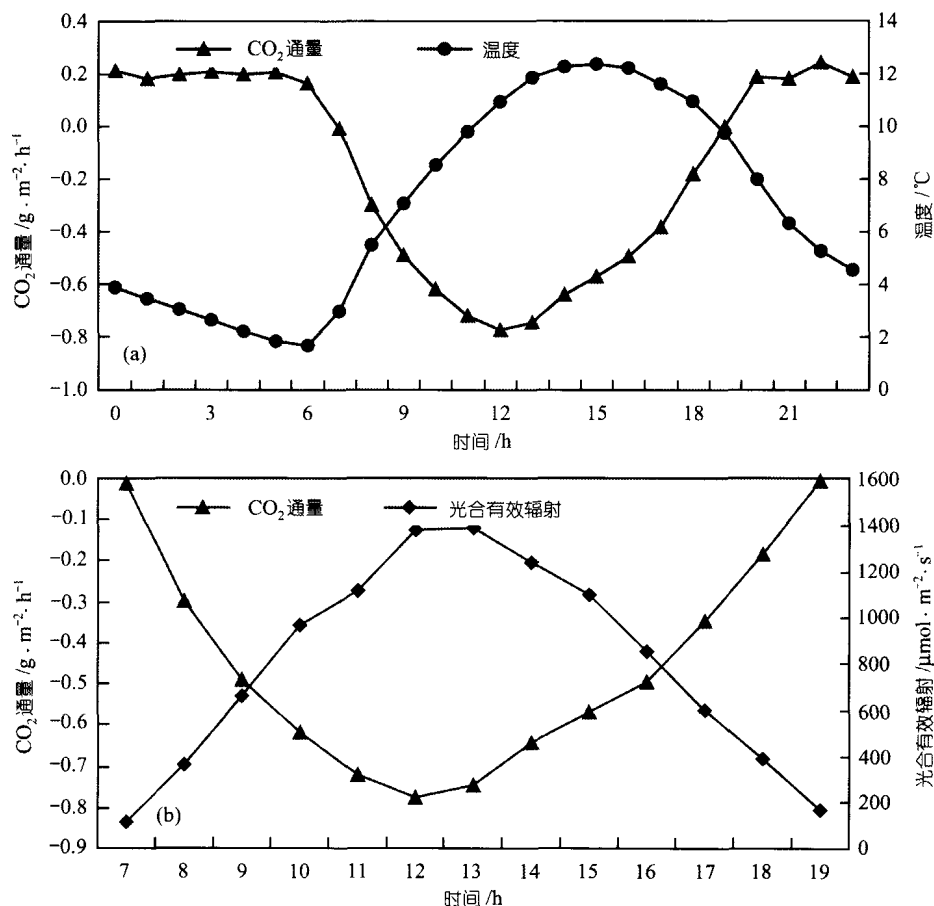


图 4 高寒灌丛生长季每小时平均 CO₂ 通量与平均温度((a))及光合有效辐射((b))

加, 15:00 左右达到最高值($0.12 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$), 然后逐步减少直至 19:00 以后, 又在 $0.03 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 左右波动(图 5)。

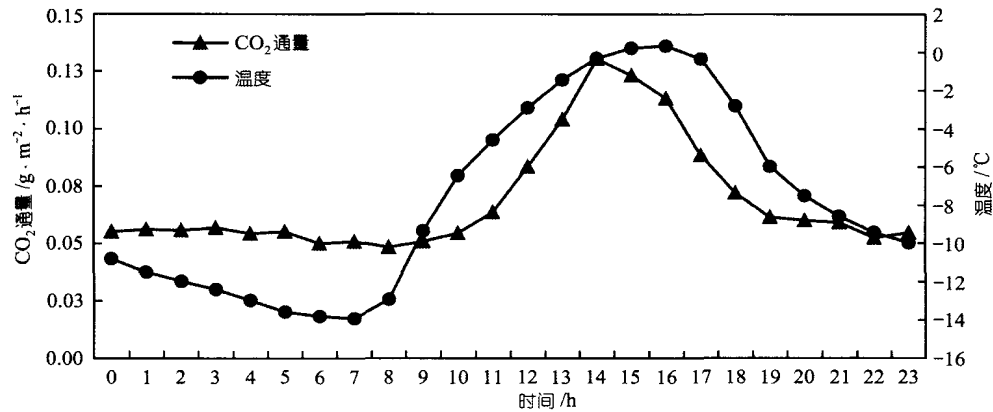
3 讨论与结论

3.1 讨论

董云社等^[17]对内蒙羊草草地 1998 年 7 月 22~23 日不同时间段(09:00~次日 09:35)CO₂ 通量的测定表明, 羊草草原 CO₂ 通量存在明显的日变化规律, 09:00 以后 CO₂ 通量开始逐步增加, 12:00 达到峰值, 然后逐渐减小, 而夜间较为稳定。青藏高原高寒灌丛生长季 CO₂ 通量也呈现类似的变化规律, 6~9 四个月的 CO₂ 通量日动态均为 08:00 时以后逐步增加, 12:00 时左右达到峰值, 夜间稳定在一定量的净排放。在生长季青藏高原白昼日照充足、温度适宜, 植物光合作用吸收

的 CO₂ 量明显高于土壤和植物呼吸释放的 CO₂ 量, 高寒灌丛生态系统表现为显著的 CO₂ 净吸收; 而夜间主要是土壤呼吸释放 CO₂。非生长季海北站温度较低, 1 月平均气温更是下降到 -14.8°C , 低温抑制了土壤微生物活动, 从非生长季节 CO₂ 通量日动态来看, 一般仅在 11:00~18:00 左右经过日照后的土壤温度稍有回升时有少量的土壤呼吸释放 CO₂, 其余时段 CO₂ 通量接近于零。

Frank 和 Dugas^[9]对位于美国曼丹(Mandan)北部大草原的混合型禾草草原进行的为期 4 年的 CO₂ 通量研究表明, 该草地类型生长季节(1996~1999 年)的平均 CO₂ 净吸收为 $345 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$; 其生长季 CO₂ 净吸收值低于青藏高原高寒灌丛($583 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$)。Kim 等^[10]对以高秆草为优势种的温带大草原的研究表明, 生长季该类草地的日平均 CO₂ 通量为 -4.1

图5 高寒灌丛非生长季节每小时平均 CO₂ 通量与温度

g CO₂ · m⁻² · d⁻¹ (净吸收), 在牧草枯萎期 CO₂ 净吸收为零, 而在旱季和牧草枯黄期该类草地日平均 CO₂ 通量为 3 g CO₂ · m⁻² · d⁻¹ (净排放)。青藏高原高寒灌丛生长季日均 CO₂ 净吸收通量为 3.81 g CO₂ · m⁻² · d⁻¹; 而非生长季节日平均 CO₂ 净排放的通量为 1.68 g CO₂ · m⁻² · d⁻¹。青藏高原高寒灌丛生长季节日平均 CO₂ 净吸收略低于以高杆草为优势种的温带大草原, 但非生长季节高寒灌丛日平均 CO₂ 净排放明显低于以高杆草为优势种的温带大草原。青藏高原高寒季节性气候变化特征, 决定了高寒灌丛 CO₂ 通量季节变化模式。海北站年降水量的 80% 集中于生长季节, 期间水分充足、气温较高, 水热同期, 同时, 夜间低温可以抑制土壤呼吸作用, 非常有利于牧草营养物质的积累; 由于较高的光能利用率以及较低的自养和异养呼吸导致青藏高原高寒灌丛相对较高的净光合作用, 从而达到较高的净生态系统生产力^[14]。非生长季节中 12 月至翌年 2 月间是青藏高原气候较为寒冷的时段, 低温抑制土壤微生物的代谢活动, 土壤有机质分解缓慢, 故这一阶段高寒灌丛 CO₂ 通量较小。2 月下旬开始气温逐渐回升, 土壤微生物代谢活动逐步增强, 土壤呼吸排放 CO₂ 增加; 从 4 月下旬牧草返青开始, 植物光合作用逐渐增强, 光合作用吸收 CO₂ 量逐步超过土壤和根呼吸释放 CO₂ 量, 6~9 月下旬高寒灌丛表现为明显的碳汇。10 月初牧草开始枯萎, 光合作用减弱, 从大气中吸收的 CO₂ 量不抵土壤和根呼吸释放的 CO₂ 量, 生态系统表现为 CO₂ 净排放, 直到

11 月下旬低温抑制土壤微生物代谢活动, 生态系统 CO₂ 通量逐步减少。

生长季高寒灌丛白昼和夜间 CO₂ 通量变化与温度变化的负相关关联均未达到显著水平, 而其通量振幅的变化更受光合有效辐射变化的影响。可能是由于生长季青藏高原白昼气温较高 (>20°C), 相对于温度和土壤湿度而言, 在这一时段光合有效辐射可能更是影响光合作用的主导因子, 加之青藏高原降水也多集中在 5~9 月的生长季, 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 量明显超过土壤呼吸排放的 CO₂ 量, 高寒灌丛草地生态系统呈现为明显的 CO₂ 净吸收, 正午时分左右高寒灌丛 CO₂ 净吸收值达到最高; 而夜间没有光合作用后高寒灌丛 CO₂ 通量呈现为较为稳定的净排放。然而, 非生长季节青藏高原高寒灌丛白昼和夜间 CO₂ 通量与土壤温度变化的正相关关系更为显著 (相关系数 *R* 值分别为 0.8575 和 0.6629)。从 9 月下旬开始, 随着青藏高原平均温度的不断降低, 植物开始枯黄, 光合作用能力下降, 高寒灌丛从生态系统土壤呼吸成为 CO₂ 通量的主体, 生态系统表现为 CO₂ 净排放。土壤呼吸主要是微生物活动及植物根系、土壤动物、土壤昆虫等呼吸作用的产物。因此, 凡能影响它们的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。温度是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^[18,19], 所以在非生长季节, 相对于光合有效辐射、土壤湿度

等其他环境因子, 温度可能更是影响 CO_2 通量的主导因子. 在青藏高原, 土壤微生物活动是在长期适应高寒、土壤潮湿等环境下进行的, 但温度稍微升高时, 微生物代谢活动便会急剧加强^[19]. 非生长季青藏高原夜间温度很低, 1 月的夜间温度甚至低于 -30°C , 低温抑制土壤生物代谢活动, CO_2 通量接近于零. 白昼 09:00 时以后日照增强, 土壤温度上升, 土壤微生物活性随之增强, 土壤 CO_2 的释放速率相应增加(图 5), CO_2 通量也逐步增加, 直至 15:00 时后, 随着土壤温度开始回落, CO_2 通量也随之降低.

3.2 结论

(1) 生长季青藏高原高寒灌丛 CO_2 通量日变化振幅大, 白昼为 CO_2 净吸收, 最大值出现在在 12:00 时左右, 而夜间为较为稳定 CO_2 净排放; 非生长季节 CO_2 通量日变化振幅极小, 11:00~18:00 时左右为少量 CO_2 净排放外, 其余时段通量大部接近于零.

(2) 在短暂的生长季青藏高原高寒灌丛 CO_2 净吸收量为 $583 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 7, 8 月是全年 CO_2 净吸收较高峰月份, 月净吸收量分别达到 $229 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $247 \text{ gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$. 4 月是全年 CO_2 净排放的最高月, 全月净排放量为 $105 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 整个非生长季净排放 CO_2 为 $356 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 青藏高原高寒灌丛 CO_2 年净吸收量为 $227 \text{ g CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, 是显著的 CO_2 汇.

(3) 生长季高寒灌丛白昼 CO_2 净吸收变化及夜间 CO_2 净排放变化与土壤温度变化间没有呈现显著的相关关联, 而白昼 CO_2 通量振幅的变化更受光合有效辐射变化的影响. 然而, 非生长季节青藏高原高寒灌丛白昼和夜间 CO_2 通量与土壤温度变化的正相关关系更为显著, 表明在非生长季节温度是影响青藏高原高寒灌丛 CO_2 通量的重要环境因子.

参 考 文 献

- 于贵瑞. 全球变化与陆地生态系统碳循环和碳蓄积. 北京: 气象出版社, 2003. 180~201
- Flanagan L B, Wever A, Carlson P J. Seasonal and interannual variation in dioxide exchange and carbon balance in a northern temperature grassland. *Global Change Biology*, 2002, 8(7): 599~615
- Adams J M, Faire H, Faire R L, et al. Increases in terrestrial carbon storage from the last glacial maximum to the present. *Nature*, 1990, 348: 711~714
- Suyker A E, Verma S B, Burba G G. Interannual variability in net CO_2 exchange of a active tallgrass prairie. *Global Change Biology*, 2003, 9: 255~265
- Batjes N H. Mitigation of atmospheric CO_2 concentrations by increased carbon sequestration in the soil. *Biological Fertilization and Soils*, 1998, 27: 230~235
- Frank A B. Carbon dioxide fluxes over a grazed prairie and seeded pasture in the Northern Great Plains. *Environmental Pollution*, 2002, 116: 397~403
- Janzen H H, Campbell C A, Izaurralde R C, et al. Management effects on soil C storage on the Canadian prairies. *Soil and Tillage Research*, 1998, 47: 181~195
- Sims P L, Bradford J A. Carbon dioxide fluxes in a southern plains prairie. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2001, 109: 117~134
- Frank A B, Dugas W A. Carbon dioxide fluxes over a northern semiarid, mixed-grass prairie. *Agricultural Forest and Meteorology*, 2001, 108: 317~326
- Kim J, Verma S B, Clement R J. Carbon dioxide budget in temperate grassland ecosystem. *Journal of Geophysical Research*, 1992, 97: 6057~6063
- Xu L K, Dennis D B. Seasonal variation in carbon dioxide exchange over a Mediterranean annual grassland in California. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004, 123: 79~96
- Dugas, W A, Heuer M L, Mayeux H S. Carbon dioxide fluxes over Bermuda grass, native prairie, and sorghum. *Agriculture and Forest Meteorology* 1999, 93: 121~139
- Zhao X Q, Zhou X M. Ecological basis of alpine meadow ecosystem management in Tibet: Haibei Alpine Meadow Ecosystem Research Station. *Ambio*, 1999, 28 (8): 642~647
- Gu S, Tang Y H, Du M Y, et al. Short-term variation of CO_2 flux in relation to environmental controls in an alpine meadow on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*. 2004, 108: 4670~4679
- 于应文, 胡自治, 徐长林, 等. 东祁连山高寒灌丛植被类型与分布特征. 甘肃农业大学学报, 1999, 34(1): 12~17
- 朱治林, 孙晓敏, 张仁华, 等. 内蒙古半干旱草原能量物质交换的微气象方法估算. 气候与环境变化研究, 2002, 7(3): 351~358
- 董云社, 章 申, 齐玉春, 等. 内蒙古典型草地 CO_2 , N_2O , CH_4 通量的同时观测及其日变化. 科学通报, 2000, 45(3): 318~322
- 裴志永, 欧阳华, 周才平. 青藏高原高寒草原碳排放及其迁移过程研究. 生态学报, 2003, 23(2): 231~236
- 曹广民, 李英年, 张金霞, 等. 环境因子对暗沃寒冻锥形土壤 CO_2 释放速率的影响. 草地学报, 2001, 19(4): 307~313