

青藏高原3种植被类型净生态系统CO<sub>2</sub>交换量的比较赵亮 李英年 赵新全 徐世晓 唐艳鸿 于贵瑞 古松  
杜明远 王勤学

(中国科学院西北高原生物研究所, 西宁 810001; 日本国立环境研究所, 筑波 3050053, 日本; 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101; 日本农林环境技术研究所, 筑波 3058604, 日本. E-mail: lzhaol@nwipb.ac.cn)

**摘要** 采用涡度相关观测技术系统, 于2003年7月1日~2004年6月30日对青藏高原高寒草甸3种植被类型(矮嵩草草甸、金露梅灌丛草甸和藏嵩草沼泽化草甸)生态系统CO<sub>2</sub>通量进行观测和分析。结果表明, 嵩草草甸、灌丛草甸和沼泽化草甸CO<sub>2</sub>最大吸收率分别为16.78, 10.42和16.57 μmol/m<sup>2</sup>·s; 最大CO<sub>2</sub>排放率分别为8.22, 7.73和18.67 μmol/m<sup>2</sup>·s; 嵩草草甸和灌丛草甸一年从大气中分别吸收CO<sub>2</sub> 282和53 g/m<sup>2</sup>, 而沼泽草甸一年向大气排放CO<sub>2</sub> 478 g/m<sup>2</sup>。证明青藏高原嵩草草甸和灌丛草甸比C4草原和一些低海拔草原和森林具有一个较低CO<sub>2</sub>吸收和排放量潜能, 而沼泽化草甸具有一个较高的排放潜能, 揭示了青藏高原高寒草甸生态系统不同植被类型的碳源/汇的明显差异, 主要是由植物光合能力不同和土壤呼吸差异引起的。

**关键词** 青藏高原 NEE 涡度相关法

陆地生态系统在全球变化中承担一个非常重要的角色<sup>[1,2]</sup>, 近年来对陆地生态系统碳循环问题已经进行了大量的研究<sup>[3-12]</sup>, 特别对占陆地面积1/3的草地生态系统更加青睐。Scurlock等人<sup>[2]</sup>报道温带和热带草原每年吸收碳约0.5 Pg, 认为草地生态系统是大气CO<sub>2</sub>的汇。但到目前为止, 对草地生态系统的研究多集中于海拔较低的地域, 对海拔较高、尤其是对辽阔的青藏高原的草地生态系统碳收支研究还十分不够。

青藏高原的草地生态系统多分布在海拔3000 m以上, 面积约为2.5 × 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup><sup>[13]</sup>, 其中高寒草甸、高寒灌丛草甸和高寒沼泽化草甸分别为0.48 × 10<sup>6</sup>, 0.106 × 10<sup>6</sup>和0.049 × 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup><sup>[14]</sup>, 是青藏高原分布面积最广的草地生态系统, 所以探讨这3种生态系统的碳循环对我们认识整个青藏高原草地生态系统乃至世界上高海拔草原生态系统的碳循环都具有重要的意义。

另外, 青藏高原属特殊的地理单元, 生态系统多样, 太阳辐射强度明显高于同纬度其他地区, 年总辐射在5 × 10<sup>9</sup>~8 × 10<sup>9</sup> MJ/m<sup>2</sup>·a之间<sup>[15]</sup>, 在7和8月总辐射达到22 MJ/m<sup>2</sup>·d。此外, 尽管青藏高原存在着很大的空间异质性, 但是年降水量达到400 mm, 降雨量几乎集中在生长季节(5~9月)<sup>[15]</sup>。这些自然条件似乎决定了青藏高原具有较高的植物生产量。另一方面, 由于晚间空气温度较低, 并且冬季冷而干的气候条件决定了整个系统的呼吸较低。因此通过对青藏高原高寒生态系统CO<sub>2</sub>通量变化特征的研究, 不

仅可认清青藏高原碳循环过程, 而且对评价北半球陆地生态系统的碳平稳提供重要的数据。

自2002年9月开始, 以中国生态网络研究站为基本站, 建立了中国通量观测网。中国科学院海北高寒草甸生态系统定位站运用涡度相关法技术对矮嵩草草甸, 金露梅灌丛草甸和沼泽华藏嵩草甸3种不同植被类型的CO<sub>2</sub>通量等有近2 a的大量数据观测。本文通过对这3种植被类型CO<sub>2</sub>通量观测数据等进行分析, 报道了3种植被类型CO<sub>2</sub>通量的变化特征, 以及评估3种不同植被类型在全球变化中的作用。

## 1 研究地点和方法

本研究在中国科学院海北高寒草甸生态系统定位站(海北站)进行。该地区地貌及气候状况已有大量的报道<sup>[16]</sup>。CO<sub>2</sub>通量观测塔(涡度相关观测系统)分别设置在矮嵩草草甸、金露梅灌丛草甸和藏嵩草沼泽化草甸。设置点地势平坦, 地形开阔, 具有足够大的“风浪区”(图1)。

观测项目包括能量平衡及微气象因素, 针对CO<sub>2</sub>通量的观测主要为CO<sub>2</sub>和H<sub>2</sub>O浓度(Li-7500, Li-Cor, 美国)、三维超声风速仪(CSAT3, CSI, 美国)和光量子通量(Li-190SB, Li-Cor, 美国), 测定高度因下垫面性质不同确定矮嵩草草甸为220 cm、金露梅灌丛草甸为250 cm、藏嵩草沼泽化草甸为250 cm的高度处。其他观测项目见表1。

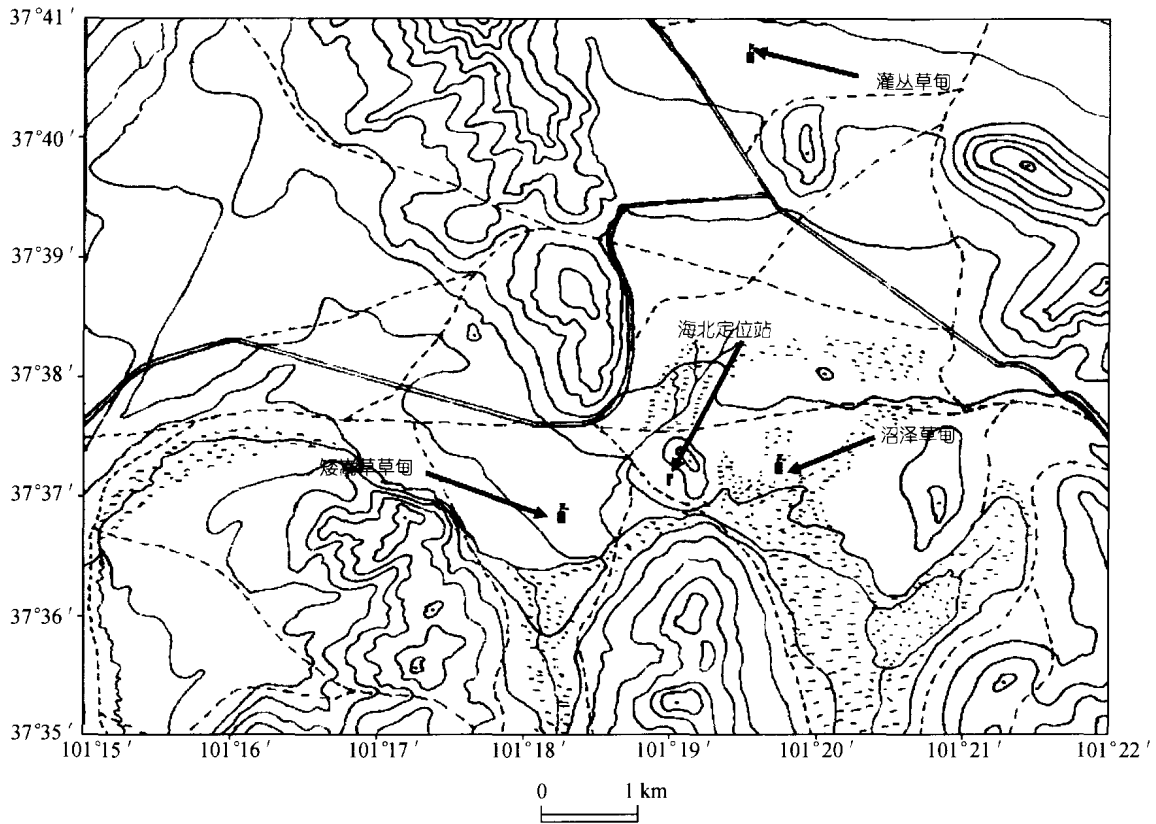


图1 观测塔分布示意图

表1 观测要素及安装高度

观察要素	仪器介绍	设置高度/cm
CO <sub>2</sub> 和 H <sub>2</sub> O 浓度	Li-7500, Li-Cor, 美国	220 或 250
三维风速和空气	CSAT3, CSI, 美国	220 或 250
净辐射	CNR-1, Kipp 和 Zonen, 荷兰	150
光量子通量	Li-190SB, Li-Cor, 美国	150
风速和风向	014A 和 034A-L, CSI, 美国	110, 220
空气温度和湿度	HUMP45C, CSI, 美国	110, 220
地表面温度	107, CSI, 美国	0
土壤热通量	HFT-3, CSI, 美国	-2
土壤温度	105T, CSI, 美国	-2, -5, -10, -20, -30, -40, -50, -60, -70
土壤含水量	TDR, CS615, CSI, 美国	-5, -20, -50
降雨量	TE525MM, CSI, 美国	50

在 8 月 30 日测定了地上与地下生物量、叶面积指数、土壤有机质等。地上生物量采用收割法，在两种不同植被类型随机选择 6 个 50 cm × 50 cm 的样方，用剪刀齐地面剪下装入纸袋。地下生物量在取过地上生物量的样方内再随机选择 3 个 25 cm × 25 cm 的二级样方，垂直分 0~10, 10~20 和 20~40 cm 共 3 个层次，用铁铲和切刀分层取出，并及时用筛子挑选出草

根装入袋，再到河边分样冲洗至干净。然后在 65 °C 恒温控制的烘箱内烘干至恒重后称重，单位为 g/m<sup>2</sup>。土壤有机质测定是在取地下生物量的同时，分层收回少量土壤样品，送至中国科学院西北高原生物研究所测试中心分析，采用重铬酸钾氧化-外加加热方法。CO<sub>2</sub> 通量观测站附近植被特征见表 2。

数据取自 2003 年 7 月 1 日~2004 年 6 月 30 日。当有降水或清晨有露水时，在 CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O 分析仪的探头上常存在水珠，水汽对通量有一定的影响，从而对出现类似想象的数据以及出现较大“野点”的数据在统计时剔除，并运用 WPL 方法<sup>[17]</sup>对通量值进行修正。修正方法用摩擦速度阈值  $U_* > 0.2$  m/s 的通量值( $F_c$ )与 5 cm 土壤温度( $T_s$ )拟合得到的指数方程式(1)来插补夜间  $U_* < 0.2$  m/s 的和丢失的通量数据，利用  $F_c$  与光合有效辐射( $PPFD$ )拟合得到的方程式(2)来插补白天丢失的通量数据。

$$F_c = R_{10} Q_{10}^{(T_s - 10)/10}, \quad (1)$$

式中， $R_{10}$  是温度在 10 °C 时的系统呼吸量； $Q_{10}$  是温度每升高 10 °C 的系统呼吸量。

表2 3种草甸类型植被特征

测定要素	高寒灌丛草甸	高寒沼泽草甸	高寒嵩草草甸
建群种	金露梅	藏嵩草	矮嵩草
植被高度/cm	60~70	25~50	25~30
土壤类型	暗沃寒冻锥形土	有机寒冻潜育土	草毡寒冻锥形土
地上生物量/g · m <sup>-2</sup>	278.29	339.358	339.59
地下生物量/g · m <sup>-2</sup>	1467.56	4205.466	1276.06
土壤有机质/g · kg <sup>-1</sup>	0~10 cm	7.54	28.06
	10~20 cm	5.71	28.10
	20~40 cm	3.68	31.31
			5.19
			5.01
			3.04

$$F_c = \frac{a_1 \cdot PPFD}{a_2 + PPFD} + a_3, \quad (2)$$

式中,  $a_1, a_2$  的  $a_3$  是拟合常数.

## 2 结果与分析

### 2.1 不同植被类型 NEE(净生态系统 CO<sub>2</sub> 交换量)的日变化

图2给出了3种草甸类型生长季节与非生长季节的 NEE 日变化. 从图2可以看出, 在植物非生长期3种草甸类型的 NEE 的日变化相似, 日变化均不明显, 波动多且变化幅度小, 表现为向大气中释放 CO<sub>2</sub>. 从3种植被类型在非生长季节的释放速率来看, 表现有高寒沼泽化草甸 > 高寒矮嵩草草甸 > 高寒金露梅灌丛草甸. 在植物生长期, 3种植被类型区的 NEE 日变化与常见的情形一致, 日变化规律明显, 表现为白天吸收, 夜间排放, 凌晨 NEE 由正值(释放)转换为负值(吸收), 中午前后吸收量达到最大, 然后吸收量开始减少, 傍晚 NEE 由负值转换为正值, 这种变化过程

与太阳高度角在一日中变化所引起的太阳总辐射以及光合有效辐射的日变化相联系. 日间最大吸收率和最大排放率分别出现在 11:00~12:00 和 4:00~5:00(北京时间, 下同), 但正负转换时间随月际变化明显(表3), 基本上依据植物生长期太阳高度角的变化而引起白昼时间长短的变化. 在太阳高度角高, 光合有效辐射强的6~7月, 正值时间缩短, 负值维持时间长; 在太阳高度角相对较低, 光合有效辐射下降, 植物生长前期和后期的5或9月, 正值出现时间延长, 负值维持时间缩短. 既表明在不同月份因日照时间的缩短和延长, 晚间的正值向白昼负值转换时间因季节变化的不同出现时间不一致, 如在5月份高草草甸由正转换为负的时间大致在9:00~10:00, 由负转换为正的时间大致在17:00~18:00, NEE 为负的时间只有8h左右; 在7月份由正转换为负的时间在7:00~8:00, 由负转换为正的时间在19:00~20:00, NEE 为负的时间约12h左右. 9月份开始,

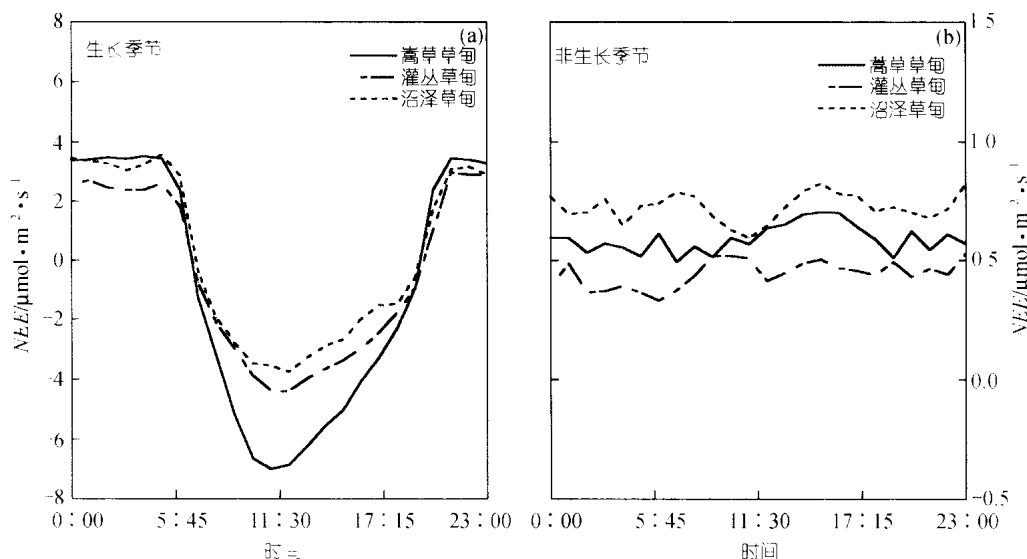


图2 不同草甸类型生长季节(a)和非生长季节(b)的 NEE 的日变化

表 3 在不同生长季节草甸类型 NEE 正负转换时间的月际变化

		5月	6月	7月	8月	9月
高寒嵩草草甸	正 负	9:00~10:00	7:00~8:00	7:00~8:00	7:00~8:00	8:00~9:00
	负 正	17:00~18:00	20:00~21:00	20:00~21:00	19:00~20:00	18:00~19:00
高寒灌丛草甸	正 负	-	7:00~8:00	7:00~8:00	7:00~8:00	8:00~9:00
	负 正	-	19:00~20:00	19:00~20:00	19:00~20:00	18:00~19:00
高寒沼泽化草甸	正 负	-	7:00~8:00	7:00~8:00	7:00~8:00	8:00~9:00
	负 正	-	19:00~20:00	19:00~20:00	19:00~20:00	18:00~19:00

正值转换为负值时间逐渐推后, 而由负转换为正的时间逐渐提前. NEE 正负值转换变化特征不仅在不同月份不同, 而且在同月份不同草甸类型之间也有较大的差异. 如在 5 月份, 嵩草草甸 NEE 有正负变化过程, 而灌丛草甸和沼泽草甸不存在正负变化过程, 同样在 6 月份, 这 3 种草甸 NEE 变化过程也存在明显差异.

2.2 不同植被类型 NEE 的季节变化

图 3 给出了 3 种植被类型 NEE 的季节变化. 可以看出, 青藏高原高寒草甸生态系统 NEE 的月际变化非常显著, 在一年内在存在两个(4 和 10 月)释放 CO<sub>2</sub> 高峰期. 1~4 月日释放量(NEE > 0)为年内的第一个高峰, 在 5 或 6 月份由释放 CO<sub>2</sub>(NEE > 0)逐渐变为吸收 CO<sub>2</sub>(NEE < 0), 尔后吸收量逐渐达到最大值, 在 9 或 10 月份从吸收 CO<sub>2</sub> 逐渐变为释放 CO<sub>2</sub>, 释放量很快达到全年的第二个高峰, 最后释放量达到全年的最低水平. 比较 3 种植被类型区 NEE 由正值转化为负值或由负值转化为正值时间(表 4)发现, NEE 由负 正时间是藏嵩草沼泽草甸最早, 金露梅灌丛草甸次之, 矮嵩草草甸最晚, 相差时间约 15 d 左右; 而 NEE 由正 负时间恰与由负 正时间相反, 矮嵩草草甸最早, 金露梅灌丛草甸次之, 藏嵩草沼泽草甸最晚, 相差时间约 20~30 d. 一年内, CO<sub>2</sub> 吸收维持时间(矮嵩草草甸、金露梅灌丛草甸和藏嵩草沼泽化草甸分别约 133, 106 和 74 d)小于释放 CO<sub>2</sub> 的时间(矮嵩草草甸、金露梅灌丛草甸和藏嵩草沼泽化草甸分别约 232, 249 和 291 d), 但是单位时间的吸收量大于单位时间的释放量. 从矮嵩草草甸、金露梅灌丛草甸和藏嵩草沼泽化草甸日最大吸收量和最大排放量出现时间(表 4)发现, 金露梅灌丛草甸最大吸收量出现时间比矮嵩草草甸和藏嵩草沼泽化草甸提早, 矮嵩草草甸和藏嵩草沼泽化草甸最大吸收量出现时间基本上同步.

矮嵩草草甸和金露梅灌丛草甸的 NEE 在 6, 7, 8 和 9 月总量均小于零, 均为吸收, 其余月为释放(图 4).

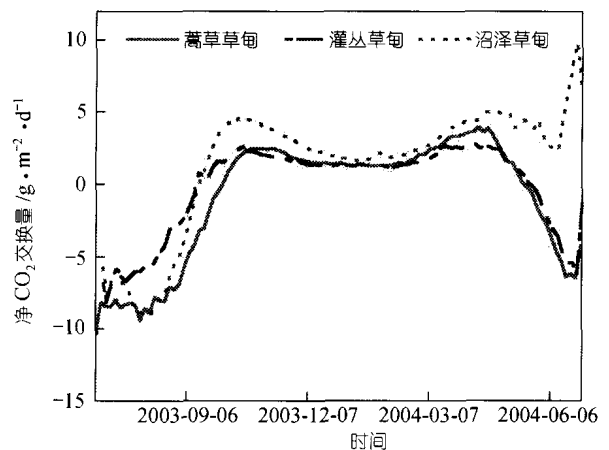


图 3 不同草甸类型 NEE 的季节变化

表 4 不同草甸类型 NEE 正负转化日期、最大排放量出现日期和最大吸收量出现日期

		高寒嵩草草甸	高寒灌丛草甸	高寒沼泽化草甸
NEE: 负	正日期	9月下旬	9月中旬	9月上旬
NEE: 正	负日期	5月中旬	6月上旬	7月上旬
最大排放量出现	日期	2004年4月12日	2004年5月29日	2004年6月28日
最大吸收量出现	日期	2003年8月4日	2003年7月14日	2003年8月2日

藏嵩草沼泽化草甸只有 6, 7 和 8 月为吸收, 其他月为释放. 金露梅灌丛草甸在 7 月份 CO<sub>2</sub> 吸收量最大, 为 204 g/m<sup>2</sup>, 而矮嵩草草甸和藏嵩草沼泽化草甸出现在 8 月, 分别为 281 和 260 g/m<sup>2</sup>; 矮嵩草草甸和金露梅灌丛草甸在 4 月份的 CO<sub>2</sub> 释放量最大, 分别为 121, 96 g/m<sup>2</sup>, 而藏嵩草沼泽化草甸出现在 5 月, 为 171 g/m<sup>2</sup>. 比较这 3 种植被类型月最大释放量(NEE > 0), 藏嵩草沼泽化草甸最大, 其次为矮嵩草草甸, 金露梅灌丛草甸最小. 月最大吸收量(NEE < 0), 矮嵩草草甸最大, 其次为藏嵩草沼泽化草甸, 金露梅灌丛草甸最小.

2.3 不同草甸类型的 CO<sub>2</sub> 最大交换量

矮嵩草草甸、金露梅灌丛草甸和藏嵩草沼泽化草甸 CO<sub>2</sub> 最大吸收率分别为 16.78, 10.42 和 16.57 μmol/m<sup>2</sup>·s, CO<sub>2</sub> 最大排放率分别为 8.22, 7.73 和

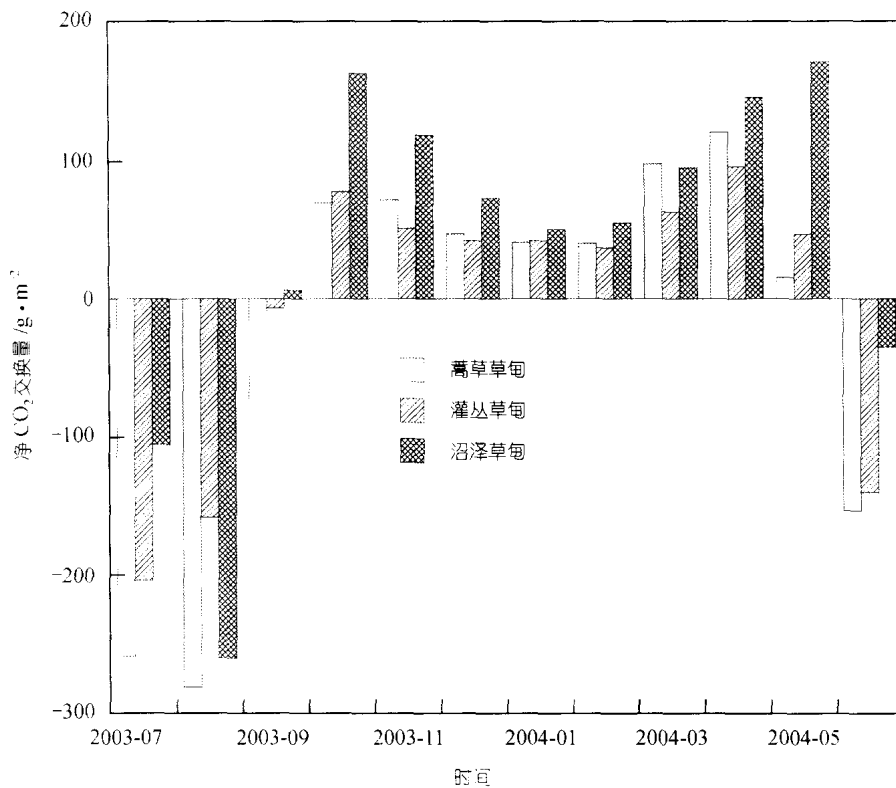


图4 不同草甸类型净生态系统 CO<sub>2</sub>月交换量

18.67  $\mu\text{mol}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$ 。表明青藏高原同一地区不同植被类型之间的 CO<sub>2</sub> 最大交换量存在着较大差异, CO<sub>2</sub> 最大吸收表现有高寒矮高草草甸和藏高草沼泽化草甸基本相同, 金露梅灌丛草甸最小; CO<sub>2</sub> 最大排放率由大到小依次为: 藏高草沼泽化草甸 > 矮高草草甸 > 金露梅灌丛草甸。比较这3个类型 CO<sub>2</sub> 最大吸收率与排放率的比值, 发现藏高草沼泽化草甸为 0.88, 小于 1, 而矮高草草甸和金露梅灌丛草甸分别为 2.04 和 1.35, 均大于 1, 从而说明藏高草沼泽化草甸具有较高的排放潜能。

比较发现, 青藏高原矮高草草甸和藏高草沼泽化草甸的 CO<sub>2</sub> 吸收量最大值与俄克拉荷马州 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub> 草原<sup>[18]</sup>(15.5  $\mu\text{mol}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$ ) 和美国科罗拉多州森林<sup>[19]</sup>(15.5  $\mu\text{mol}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$ ) 的最大值基本相同, 而金露梅灌丛草甸的 CO<sub>2</sub> 吸收量最大值是这两地区的 2/3; 与其他一些 C<sub>4</sub> 草原(25<sup>[20]</sup>, -31.8<sup>[6]</sup>和-56.7<sup>[1]</sup>)  $\mu\text{mol}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$ ) 相比, 青藏高原3种植被类型的最大值较小, 甚至只是上述地区的 20%~25%。青藏高原矮高草草甸和金露梅灌

丛草甸 CO<sub>2</sub> 最大排放量小于其他草地的最大值 (8~9<sup>[18]</sup>, 10<sup>[19]</sup>, 11.4<sup>[6]</sup>和 21.6  $\mu\text{mol}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$ <sup>[20]</sup>), 而沼泽化草甸的最大 CO<sub>2</sub> 排放量与美国科罗拉多州森林<sup>[18]</sup>、堪萨斯州 C<sub>4</sub> 草原<sup>[19]</sup>和俄克拉荷马州高草草原<sup>[6]</sup>相比要高 1/3, 比日本的 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub> 草原<sup>[1]</sup>低 1/3。因此认为, 青藏高原矮高草草甸和金露梅灌丛草甸比 C<sub>4</sub> 草原和一些低海拔草原和森林具有较低的 CO<sub>2</sub> 吸收和排放潜能, 而藏高草沼泽化草甸具有较高的排放潜能。

#### 2.4 不同植被类型的 NEE 年总量

下垫面与大气间 CO<sub>2</sub> 的全年交换量因植被类型的不同而不同, 对 2003 年 7 月 1 日~2004 年 6 月 30 日一周年 CO<sub>2</sub> 的全年交换量观测结果比较发现, 矮高草草甸和金露梅灌丛草甸的全年 NEE 分别为 -282 和 -53 g/m<sup>2</sup>, 都小于零, 而藏高草沼泽化草甸的全年 NEE 表现为正值, 为释放, 达 478 g/m<sup>2</sup>。下面分析导致这3种植被类型的 NEE 具有巨大差异的原因。

一是在非生长季节由于土壤有机质含量不同, 导致土壤呼吸存在差异。土壤有机质的损失主要取

1) Li S G, Oikawa T. Energy budget and canopy carbon dioxide flux over a humid C3 and C4 co-existing grassland. Proceedings of the International Workshop for Advanced Flux Network and Flux Evaluation, 2001. 23~28

决于土壤有机质的氧化及土壤侵蚀的程度. 因而, 土壤有机质的输入和损失之间的平衡决定了土壤有机质碳蓄积的潜力. 由表 2 可知, 土壤有机质含量藏嵩草沼泽化草甸>金露梅灌丛草甸>矮嵩草草甸, 证明藏嵩草沼泽化草甸土壤碳储量较高, 在适宜的温度下, 具有在较高 CO<sub>2</sub> 排放潜力, 图 5 验证了这一点. 在同一温度水平下, CO<sub>2</sub> 排放速率藏嵩草沼泽化草甸>矮嵩草草甸>金露梅灌丛草甸. 在非生长季节, 藏嵩草沼泽化草甸生长系统具有一个较高的 Q<sub>10</sub>(4.6), 意味着该系统具有一个较高土壤呼吸排放率, 是矮嵩草草甸(Q<sub>10</sub>为 2.9)和金露梅灌丛草甸(Q<sub>10</sub>为 2.3)的 1.5~2 倍. 另外, 青藏高原高寒草甸生态系统的非生长季节时间长. 这两方面原因导致藏嵩草沼泽化草甸非生长季节具有一个非常高的排放量, 约 701 g/m<sup>2</sup>, 而矮嵩草草甸和金露梅灌丛草甸分别约 488 和 409 g/m<sup>2</sup>.

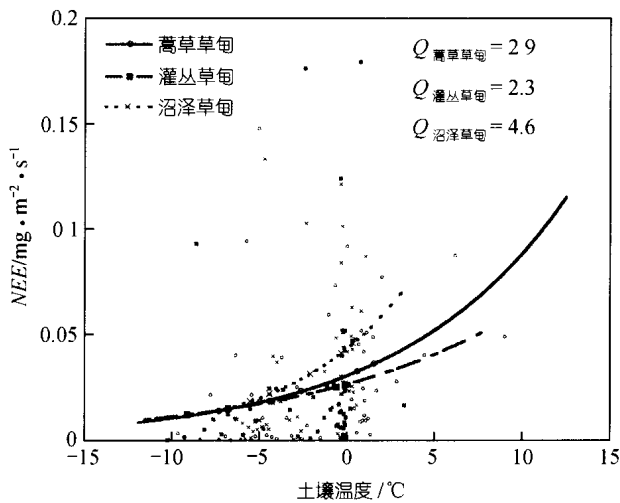


图 5 不同草甸类型在非生长季节 NEE 与 5 cm 土壤温度的关系

二是在生长季节, 由于光合能力和土壤呼吸的差别的引起的. 陆地生态系统通过植被光合作途径固定有机碳, 形成光合产物, 即总碳吸收量(GPP). 这是进入生态系统的初始物质和能量, 是碳循环的基础. 本文 GPP 由测定的 CO<sub>2</sub> 通量和估计的生态系统排放量(R<sub>e</sub>)求和得到, 即:  $GPP = F_c + R_e$ . 其中 R<sub>e</sub> 通过可由(1)式求得. 不同植被类型的 PPFD 与 GPP 之间关系如图 6 所示. 由图 6 可见, 矮嵩草草甸、金露梅灌丛草甸和藏嵩草沼泽化草甸的 GPP 对 PPFD 响应趋势是一致, 均随 PPFD 的升高而增大. 在较低

PPFD 条件下, GPP 随着 PPFD 迅速增大. 然而, 在较高的 PPFD 条件下, GPP 几乎不随 PPFD 增大而增大, 二者相互独立. 在相同的 PPFD 条件下, 3 种草甸的 GPP 大小顺序为: 矮嵩草草甸>金露梅灌丛草甸>藏嵩草沼泽化草甸. 因而, 从光合能力来看, 矮嵩草草甸最强, 金露梅灌丛草甸居中, 藏嵩草沼泽化草甸最弱, 决定了在生长季节这 3 种生态系统对 CO<sub>2</sub> 固定能力的差异, 导致 NEE 年总是存在差异. 另一方面, 矮嵩草草甸和藏嵩草沼泽化草甸的 Q<sub>10</sub> 一样, 约 2.5, 比金露梅灌丛草甸(2.9)的略低(图 7), 因而这 3 种生态系统的 CO<sub>2</sub> 排放量对温度响应基本相同. 但是, 在温度低于 10 时, 3 种生态系统的 CO<sub>2</sub> 排放量之间略有差异, 藏嵩草沼泽化草甸>矮嵩草草甸>金露梅灌丛草甸, 由于青藏高原高寒草甸地区低于 10 的温度时间较多, 这决定了藏嵩草沼泽化草甸在生长季节有一个较高的排放量, 从而导致藏嵩草沼泽化草甸在生长季节有一较低的吸收量(223 g/m<sup>2</sup>).

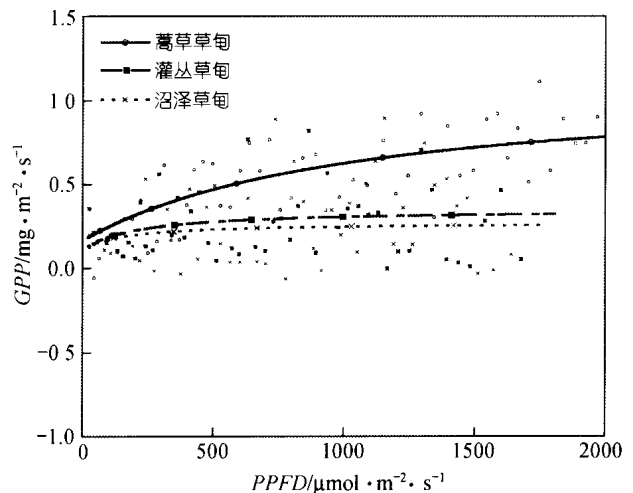


图 6 在生长季节不同草甸类型的 GPP 与 PPFD 之间的关系

综上所述, 藏嵩草沼泽化草甸具有一个较高的 CO<sub>2</sub> 排放率(图 5, 7), 一个较高土壤有机质含量(表 2)和弱的光合能力(图 6), 导致该生态系统年 NEE > 0, 并且较大; 而金露梅灌丛草甸光合能力与藏嵩草沼泽化草甸的一样(图 6), 但是该系统具有一个较低的 CO<sub>2</sub> 排放率(图 5, 7). 矮嵩草草甸、藏嵩草沼泽化草甸和金露梅灌丛草甸相比, 具有很强的光合能力(图 6), 低的 CO<sub>2</sub> 排放率(图 5, 7), 并且土壤有机质含量低(表 2). 由于这些原因的存在, 导致这 3 种植被类型 NEE 存在巨大差异.

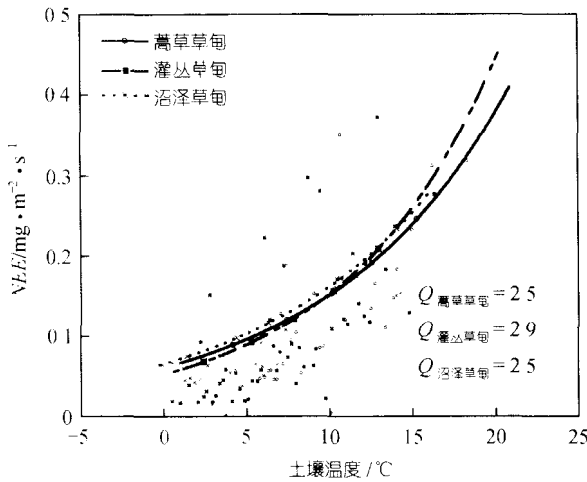


图7 不同草甸类型在生长季节晚间的 NEE 与 5 cm 土壤温度的关系

### 3 结论

综合以上分析结果, 可以获得如下几点认识:

( ) 青藏高原高寒草甸生态系统不同生长季节的 NEE 日变化存在有显著的差异, 在植物非生长季节日变化微弱, 甚至不出现, 基本为向大气释放 CO<sub>2</sub>。在植物生长季节 3 种植被类型日变化明显, 表现有白天吸收, 夜间排放, 且吸收和排放相互转化时间月际变化明显。

( ) 矮嵩草草甸、金露梅灌丛草甸和藏嵩草沼泽化草甸 CO<sub>2</sub> 最大吸收率分别为 16.78, 10.42 和 16.57 μmol/m<sup>2</sup>·s, CO<sub>2</sub> 最大排放率分别为 8.22, 7.73 和 18.67 μmol/m<sup>2</sup>·s。研究表明青藏高原矮嵩草草甸和金露梅灌丛草甸比 C<sub>4</sub> 草原区和一些低海拔草原和森林具有较低 CO<sub>2</sub> 吸收和排放量潜能, 而藏嵩草沼泽化草甸具有较高的排放潜能。

( ) 青藏高原高寒草甸生态系统 NEE 的月际变化显著, 年内存在两个释放 CO<sub>2</sub> 高峰期, 即 4 和 10 月。但 3 种植被类型其 NEE 由正值转化为负值或由负值转化为正值时间有较大的差异, 而且维持时间不一致。全年内吸收 CO<sub>2</sub> 的时间少于释放 CO<sub>2</sub> 的时间。

( ) 青藏高原高寒草甸生态系统在碳的生物地球化学循环方面具有低强度高循环的特点, 同时也表现明显不同的碳源/汇特征, 不同植被类型的碳源/汇差异明显。监测分析发现矮嵩草草甸存在较强的 CO<sub>2</sub> 吸收潜力, 而藏嵩草沼泽草甸存在较强的 CO<sub>2</sub> 排放潜力。矮嵩草草甸和金露梅灌丛草甸一年内从大气中分别吸收 CO<sub>2</sub> 282 和 53 g/m<sup>2</sup>, 而藏嵩草沼泽草甸年内向大气排放 478 g/m<sup>2</sup>。

致谢 本工作受中国科学院知识创新工程项目(编号: KZCX1-SW-01-01A5)、国家重点基础研究发展规划项目(编号: 2002cb412501)、中日合作“亚太地区环境创新战略计划(APEIS)”和“温带高山草原生态系统碳素动态和温暖化影响研究”资助。

### 参 考 文 献

- Hall D O, Scurlock J M O. Climate change and productivity of natural grasslands. *Ann Bot*, 1991, 67(suppl): 49~55
- Scurlock J M O, Hall D O. The global carbon sink: A grassland perspective. *Glob Change Biol*, 1998, 4: 229~233
- Kim J, Verma S B, Clement R J. Carbon dioxide budget in a temperate grassland ecosystem. *J Geophys Res*, 1992, 97(D5): 6057~6063
- Hum J M, Knapp A K. Fluxes of CO<sub>2</sub>, water vapor, and energy from a prairie ecosystem during the seasonal transition from carbon sink to carbon source. *Agric For Meteorol*, 1998, 89: 1~14
- Sims P, Bradford J A. Carbon dioxide fluxes in a southern plains prairie. *Agric For Meteorol*, 2001, 109: 117~134
- Suyker A E, Verma S B. Year-round observations of the net ecosystem exchange of carbon dioxide in a native tallgrass prairie. *Glob Change Biol*, 2001, 7: 279~289
- Suyker A E, Verma S B, Burba G G. Interannual variability in net CO<sub>2</sub> exchange of a native tallgrass prairie. *Global Change Biology*, 2003, 9: 255~265
- Monson R K, Turnipseed A A, Sparks J P, et al. Carbon sequestration in a high-elevation subalpine forest. *Glob Change Biol*, 2002, 8: 459~478
- Gu S, Tang Y H, Du M Y, et al. Short-term variation of CO<sub>2</sub> flux in relation to environmental controls in an alpine meadow on the Qinghai-Tibetan plateau. *J Geophys Res*, 2003, 108(D21): 4670
- Gilmanov T G, Verma S B, Sims P L, et al. Gross primary production and light response parameters of four Southern Plains ecosystems estimated using long-term CO<sub>2</sub>-flux tower measurements. *Glob. Biogeochem Cycles*, 2003, 17: 1071
- Xu L K, Baldocchi D D. Seasonal variation in carbon dioxide exchange over a mediterranean annual grassland in California. *Agric For Meteorol*, 2004, 1232: 79~96
- 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. *Agric For Meteorol*, 2004, 124: 121~134
- Zheng D, Zhang Q S, WU S H. Mountain Geocology and Sustainable Development of the Tibetan Plateau. Boston: Kluwer Academic Publishers, 2000. 1~10
- Sun H. Formation and Evolution of Qinghai-Tibetan Plateau. Shanghai: Shanghai Science and Technology Press, 1996. 1~383
- 周兴民. 中国嵩草草甸. 北京: 气象出版社, 2001. 297
- 李英年, 王勤学, 古松, 等. 高寒植被类型及其植物生产力的监测. *地理学报*, 2004, 59: 40~48
- Webb E K, Pearman G I, Leuning R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1980, 106: 85~100
- Sims P, Bradford J A. Carbon dioxide fluxes in a southern plains prairie. *Agric For Meteorol*, 2001, 109: 117~134
- Monson R K, Turnipseed A A, Sparks J P, et al. Carbon sequestration in a high-elevation subalpine forest. *Glob Change Biol*, 2002, 8: 459~478
- Ham J M, Knapp A K. Fluxes of CO<sub>2</sub>, water vapor, and energy from a prairie ecosystem during the seasonal transition from carbon sink to carbon source. *Agric For Meteorol*, 1998, 89: 1~14

(2004-07-14 收稿, 2005-02-23 收修改稿)