

青藏高原沼泽与高寒草甸草地退化 对生长期 CO₂ 排放的影响

王俊峰 王根绪 王一博 李元寿

(兰州大学资源环境学院, 兰州 730000; 中国科学院成都山地灾害与环境研究所, 成都 610041; 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000. E-mail: wangj2008@yahoo.com.cn)

摘要 采用静态箱-便携式红外色谱法对青藏高原风火山地区沼泽草甸和高寒草甸两类生态系统CO₂ 排放通量进行了研究. 结果表明, 生长期内两类生态系统之间及同一生态系统内部不同的退化程度之间CO₂ 排放通量均存在较大差异. 沼泽草甸CO₂ 排放通量随着退化程度的加剧而逐渐降低, 而高寒草甸除5月份之外, CO₂ 排放通量随着退化程度的加剧而逐渐提高; 未退化沼泽草甸较高寒草甸CO₂ 的排放通量同比高出 65.1%~80.3%; 中度退化沼泽草甸较高寒草甸CO₂ 的排放通量同比高出 22.1%~67.5%; 然而, 严重退化的高寒草甸比沼泽草甸CO₂ 的排放通量反而高出 14.3%~29.5%. 5 cm处土壤水分、5 cm处土壤温度和地上生物量与CO₂ 排放通量显著相关, 是控制CO₂ 排放主要环境因子.

关键词 青藏高原 风火山 沼泽草甸 高寒草甸 CO₂ 排放通量 退化

CO₂ 作为引起全球气候变暖最主要的温室气体之一, 它能吸收从地球表面反射的红外线, 将能量贮存于大气中, 从而引起地球表面的温度升高. 据全球气候模型预测, 大气中CO₂ 的浓度增加1倍将导致北纬高海拔地区的地球表面温度升高 3~5 [1]. 气候变暖将导致土壤释放出大量的碳, 结果又增强了全球变暖的趋势, 从而会形成了一种恶性循环. 青藏高原作为世界的第三极和全球海拔最高的一个独特地域单元, 其生态系统和自然环境具有脆弱性和不稳定性; 另外, 青藏高原位于中纬度西风带对流层中部, 是亚洲季风区气候变化的敏感区 [2,3], 全球气候变暖必将波及到其上生态系统的演变和碳的循环过程. 沼泽与高寒草甸草地作为青藏高原上两大生态系统, 通过对1985~1987和1999~2000年的卫星和遥感图片分析发现, 在全球气候变暖和人类活动的双重影响下正逐渐开始退化, 近年来退化有加剧的趋势 [4-6]. 同时, 沼泽草甸和高寒草甸因其独特的生长环境使得其陆地表面CO₂ 排放特征也与众不同. 林青等人 [7] 对青藏高原五道梁冻土活动层表面CO₂ 排放研究结果表明: CO₂ 排放具有明显的日变化特征, 干燥寒冷的活动层表面是CO₂ 的排放源; 吴琴等人 [8] 对青藏高原海北矮蒿草草甸生态系统生长期CO₂ 排放进行了观测研究, CO₂ 排放通量高达 917.89 mg·m⁻²·h⁻¹; 赵

拥华等人 [9] 对冬春季北麓河附近沼泽草甸生态系统多年冻土活动层剖面CO₂ 浓度分布进行了研究, 结果表明: 土壤气体CO₂ 浓度呈现出上低下高的分布特征, 活动层冻结期土壤CO₂ 的闭蓄作用比较明显. 然而, 退化对青藏高原沼泽与高寒草甸草地CO₂ 排放有何影响, 目前这方面的研究尚未见报道. 青藏高原沼泽和高寒草甸草地的面积约有 700035 km², 是中国天然草地分布面积最大的一个区域, 同时也居世界之最. 因此, 对青藏高原不同退化程度沼泽与高寒草甸CO₂ 通量动态进行长期监测和研究, 对保护青藏高原土壤碳库的稳定和减缓全球气候变暖将具有十分重要的意义, 同时有助于确定青藏高原沼泽和高寒草甸生态系统碳的排放对区域甚至全球水平碳排放的贡献.

本文研究的内容主要包括以下两个方面: (1) 青藏高原不同退化程度沼泽和高寒草甸 CO₂ 的排放特征; (2) 不同退化程度沼泽和高寒草甸 CO₂ 的排放通量与环境因子之间的关系, 如大气温度、生物量、土壤温度和土壤湿度等.

1 材料和方法

1.1 研究区地理位置及环境特点

选择位于青藏高原腹地的风火山地区为研究区

域, 该区域海拔 4600~4800 m, 相对高差 200~300 m. 山顶基岩裸露, 山梁较平缓, 自然山坡上陡下缓, 山间新沟谷发育, 剥蚀作用强烈. 总的地貌特征是: 顶平坡缓, 谷宽沟短. 属于高原大陆性气候区, 气候寒冷干燥, 冻结期从 9 月至翌年 4 月. 根据 20 世纪 70 年代风火山临时气象站资料, 年平均气温 -5.3 , 极端最高气温 24.7 , 极端最低气温 -38.5 ; 年均降水量 269.7 mm, 年均蒸发量 1477.9 mm, 相对湿度平均为 55%; 最大风速 31 m·s⁻¹, 主导风向西, 平均雷暴日数年最多 47.8 d.

沼泽草甸和高寒草甸两处样地的具体位置分别为: 沼泽草甸为 34°43.816'N, 92°53.506'E, 海拔 4778 m; 高寒草甸为 34°43.682'N, 92°53.697'E, 海拔 4766 m. 两种样地均属多年冻土区, 冻土平均厚度 70~120 m, 活动层平均深度 1.2~2.5 m. 高寒沼泽草甸植被群落主要以针茅(*Stipa aliena*)、藏蒿草(*Kobresia tibetica*)、羊茅(*Festucasp*)、青藏苔草(*Carex atrofusca*)和矮火绒草(*Leontopodium leontopodioides*)等高寒植物为主; 高寒草甸植被群落主要以高山蒿草(*Kobresia pygmaea*)、矮蒿草(*K.humilis*)和线叶蒿草(*K.capilifolia*)等为主.

1.2 实验设置

在沼泽草甸和高寒草甸两处样地内, 按照评价高寒生态系统不同退化程度的准则 [10], 分别选取未退化 ($S_L > 79\%$)、中度退化 ($S_L = 79\% \sim 30\%$) 和严重退化 ($S_L < 30\%$) 3 种类型进行观测研究, 每种类型各设 3 次重复.

1.3 气体样品的采集与分析

气体样品的采集采用静态箱法. 采样箱由箱体(地上部分)和箱底座(地下部分)组成, 其中箱体由有机玻璃板做成, 箱体外粘贴 1 层 3 cm 的泡沫隔热板, 外覆白色防雨布以防止太阳辐射下箱内温度的升高而影响观测结果. 根据杜睿等人 [11] 研究的结果, 采样箱选用中箱并在上午 9:00~11:00 进行实验, 以使对箱体内小环境的干扰达到最小. 中箱箱体呈正方形, 各边长均为 40 cm, 顶部有可供采集气体样品用的气管、温度计和 2 个安装在内侧由 12 VDC 供电的小风扇(箱内气体搅匀之用), 箱体底部开口(与箱底座吻合扣于底面之上); 箱底座由不锈钢片焊制而成, 呈四面体(40 cm × 40 cm × 10 cm), 上端有水槽. 在实验开始前一个月将箱底座埋入土中, 周围以湿土压实, 在实验期间固定不动, 防止土壤扰动而影响观测结果. 采样时在底座密封水槽内加水, 使底座与箱体

间的气路密封, 切断箱内外空气的自由交换.

采用美国 7001P 便携式红外 CO₂ 气体分析仪对样点陆面 CO₂ 含量进行全自动直接测定、计算. 仪器的量程范围 0~10000 μL·L⁻¹, 响应时间 1 s, 分辨率 1 μL·L⁻¹, 年度漂移 20 μL·L⁻¹. 实验前用 CO₂ 标准气体对仪器进行了严格的标定. 仪器本身具有调零功能.

在青藏高原植被生长季节(5~9 月)每 3 d 采样 1 次, 每次测定均在上午 9:00~11:00 点完成; 同时, 每月测定 1 次日变化, 每 2 h 测定 1 次. 实验前在底座水槽中注入清水, 实验时将红外 CO₂ 气体分析仪与采样管相连, 将箱体罩于底座水槽中, 每次扣箱测定 30 min, 每 10 min 读取 1 次数据. 仪器测定的 CO₂ 是以体积相对浓度(μL·L⁻¹)显示的, 测定后再用实测气压、气温资料换算成 CO₂ 的密度值.

根据实验测得的 CO₂ 排放通量的日变化, 如图 1 和 2 所示, 上午 9:00~12:00 是 CO₂ 排放的主要时段. CO₂ 排放通量基本占到全天累积排放通量的 78%~87%, 则 CO₂ 的日平均排放速率可以用方程式 (1) 进行计算:

$$Q_t = 1440 \times \frac{273.15}{T_a} \times \frac{P}{101325} \times \frac{M}{22.41} \times \frac{1000 \times V}{A} \times \frac{dC}{dt}, \quad (1)$$

式中, Q_t 为 t 时土壤 CO₂ 排放通量 (mg·m⁻²·d⁻¹); V 为箱子体积 (m³); T_a 为空气绝对温度(K); P 为大气压力 (10⁵ Pa); 22.41 为标准状况(温度 273.15 K, 气压 1.013 × 10⁵ Pa)下的摩尔体积(L·mol⁻¹); M 为被测气体的摩尔质量(g·mol⁻¹); 1000 为 m³ 转换成 L 的系数; 1440 为单位分钟转化为天的系数; dC/dt 是观测时间内 CO₂ 浓度随时间变化的直线斜率, 正值表示排放, 负值表示吸收; dC 为时间间隔 dt 箱内 CO₂ 浓度增量 (μL·L⁻¹); A 为被测土壤面积(m²).

1.4 环境因子的测定

(1) 利用地温计对活动层 5, 10, 15, 20 和 25 cm 的土壤温度进行观测, 每 3 h 进行 1 次; (2) 采用便携式 TDR 对活动层 5, 10, 15, 20 和 25 cm 的土壤水分进行观测; (3) 活动层融化深度采用插钎方法测定; (4) 利用土钻分层取土对观测点土壤剖面进行观察; (5) 每月月底分别对不同退化程度沼泽与高寒草甸草地的生物量进行测定.

1.5 区域植被调查

对实验样地内不同退化程度植被种类及分布面

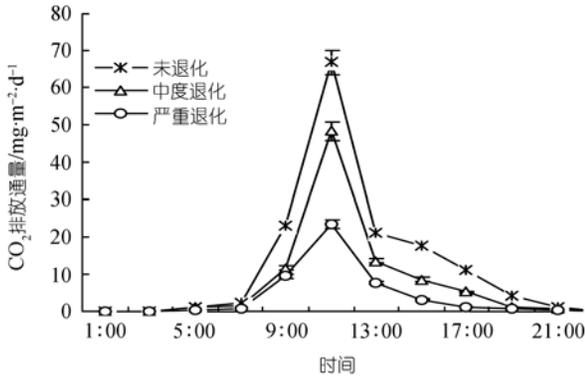


图1 生长期沼泽草甸 CO₂ 排放通量的平均日变化

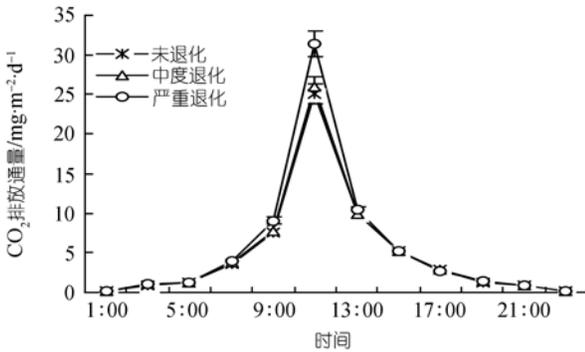


图2 生长期高寒草甸 CO₂ 排放通量的平均日变化

积进行采样和测量, 并利用 1999~2000 年遥感 TM 数据, 在 ERDAS IMAGE 和 ARC/INFO 软件支持下, 以 1:100000 地形图为依据, 对遥感数据进行处理, 结合野外区域调查所建立的 11 类 246 个标志点的遥感解译标志库, 以及以草地生态系统为核心的 8 大类 35 亚类遥感分析方案, 获得青藏高原多年冻土区高寒沼泽和高寒草甸两大生态系统不同退化程度的分布

面积及其百分比.

2 结果与讨论

实验观测在 2006 年 5~9 月青藏高原植被生长期进行, 主要观测沼泽草甸和高寒草甸两大陆地生态系统地表 CO₂ 排放通量的时空变化. 实验研究结果表明, 两大生态系统之间及同一生态系统内部不同的退化程度之间 CO₂ 排放通量均存在较大差异.

2.1 沼泽与高寒草甸生物量变化及其下垫面土壤理化性质

在整个生长期内, 每月月底分别对不同退化程度沼泽与高寒草甸草地的地下、地上生物量进行测定; 实验结束后, 对 3 种不同退化程度沼泽与高寒草甸草地下垫面土壤分层取样分析. 结果分别如表 1, 2 所示.

从表 1 可以看出, 沼泽草甸和高寒草甸不同退化程度之间生物量存在显著差异(方差分析, $p < 0.05$). 在整个生长期内, 其地上、地下生物量均表现为不断增加的趋势; 但在同一生态系统不同退化程度之间, 随着退化程度的加剧, 其生物量又呈逐步下降的趋势. 从表 2 可以看出, 不同退化程度沼泽与高寒草甸下垫面土壤性质也表现出显著的差异(方差分析, $p < 0.05$). 其中未退化沼泽与高寒草甸土壤有机质和速效氮的含量较中度退化和严重退化的均要大, 表现出很强的生物积累作用和碳沉积作用. 随着退化程度的加剧, 植被覆盖度逐步降低, 土壤理化性质发生较大改变. 在 0~30 cm 深度内, 土壤容重显著增大、有机质与全氮含量减少. 其中, 沼泽草甸有机质平均减少 64.3%~86.2%, 速效氮含量平均减少 35.7%~

表 1 不同退化程度沼泽与高寒草甸生长期内生物量的变化

月 份		5	6	7	8	9
地上生物量/ g · m ⁻²	沼泽草甸	未退化 121.63 (±8.3)	146.71 (±4.1)	178.54 (±8.4)	238.03 (±5.6)	241.13 (±3.7)
		中度退化 95.02 (±7.5)	117.13 (±10.2)	154.06 (±13.5)	201.21 (±14.7)	210.10 (±8.1)
		严重退化 64.43 (±3.2)	83.02 (±5.5)	98.31 (±6.3)	123.41 (±8.6)	128.21 (±11.2)
	高寒草甸	未退化 96.37 (±2.2)	127.70 (±11.5)	164.51 (±3.4)	204.32 (±13.7)	204.03 (±10.2)
		中度退化 71.61 (±2.5)	94.32 (±7.8)	127.38 (±12.7)	158.06 (±4.4)	164.45 (±3.2)
		严重退化 55.14 (±3.3)	73.23 (±6.1)	82.36 (±4.6)	106.18 (±9.2)	105.54 (±7.3)
地下生物量/ g · m ⁻²	沼泽草甸	未退化 1562.32 (±23.8)	1884.32 (±17.4)	2297.76 (±56.2)	3071.96 (±13.5)	3112.72 (±33.4)
		中度退化 1341.30 (±28)	1653.38 (±17.8)	2172.56 (±38.5)	2838.14 (±24.7)	2964.40 (±52.2)
		严重退化 437.72 (±10.3)	553.59 (±21)	667.54 (±16.5)	827.79 (±25.4)	862.44 (±11.1)
	高寒草甸	未退化 1231.44 (±14)	1633.03 (±22.2)	2107.96 (±33.7)	2623.56 (±47.6)	2627.56 (±23.8)
		中度退化 1074.94 (±12.6)	1423.16 (±20.4)	1922.78 (±33.7)	2392.12 (±14.2)	2482.96 (±21.5)
		严重退化 480.15 (±9.4)	637.29 (±14.2)	715.86 (±16.6)	925.38 (±31.2)	916.65 (±14.1)

表 2 不同退化程度沼泽与高寒草甸土壤理化性质

类型	退化程度	深度/cm	有机质(%)	容重/g · m ⁻³	速效 N/g · kg ⁻¹
沼泽草甸	未退化	0~10	8.75 (±2.2)	0.83 (±0.11)	112 (±7.6)
		10~20	4.32 (±1.3)	0.94 (±0.21)	97 (±4.4)
		20~30	2.46 (±2.1)	1.19 (±0.12)	23 (±5.3)
	中度退化	0~10	6.63 (±0.8)	0.89(±0.14)	94 (±2.5)
		10~20	3.78 (±1.2)	0.97 (±0.2)	53 (±3.4)
		20~30	1.24 (±0.7)	1.21 (±0.13)	21 (±1.1)
	严重退化	0~10	3.12 (±1.9)	1.18(±0.12)	72 (±6.3)
		10~20	1.08 (±0.4)	1.21 (±0.13)	32 (±4.1)
		20~30	0.34 (±0.12)	1.24 (±0.11)	13 (±2.2)
高寒草甸	未退化	0~10	6.92 (±2.4)	0.86(±0.21)	97.4 (±8.6)
		10~20	4.17 (±1.7)	0.92 (±0.14)	83.2 (±3.3)
		20~30	2.13 (±1.3)	1.13 (±0.17)	19.3 (±2.5)
	中度退化	0~10	6.21 (±1.5)	1.20(±0.11)	90.5 (±7.2)
		10~20	3.38 (±1.2)	1.26 (±0.15)	47.6 (±2.1)
		20~30	2.21 (±0.4)	1.37 (±0.17)	18.4 (±1.4)
	严重退化	0~10	2.42 (±1.1)	1.32(±0.22)	69.6 (±2.6)
		10~20	1.38 (±0.6)	1.35(±0.16)	27.3 (±2.2)
		20~30	0.47 (±0.3)	1.38 (±0.13)	12.1 (±1.8)

43.5%; 高寒草甸有机质平均减少 185.9%~353.2%, 速效氮含量平均减少 39.9%~204.7%.

2.2 不同退化程度高寒沼泽草甸 CO₂ 的排放

青藏高原沼泽草甸主要分布在海拔 3200~4800 m 的河畔、湖滨、排水不畅的平缓滩地、山间盆地、蝶形洼地、高山鞍部、山麓潜水溢出带和高山冰雪带下缘等部位. 分布地区气候寒冷, 地形平缓, 地下埋藏着多年冻土, 成为不透水层, 使降水、地表径流和冰雪消融水不能下渗而聚集在地表, 造成土壤过湿, 甚至形成地表终年积水和季节性积水的沮洳地. 植被主要由湿中生、湿生多年草本植物群落构成, 群落覆盖度大、物种组成丰富, 主要以针茅(*Stipa aliena*)、藏蒿草(*Kobresia tibetica*)、羊茅(*Festucasp*)、青藏苔草(*Carex atrofusca*)和矮火绒草(*Leontopodium leontopodioides*)等高寒植物为主要建群种类.

由于近年来气候变化和人为活动的影响, 打破了土壤和植被之间生态系统的平衡, 沼泽草甸开始出现不同程度的退化现象. 这种破坏直接影响到沼泽草甸 CO₂ 排放通量的改变. 观测发现, 在整个生长期中, 沼泽草甸不同退化程度之间 CO₂ 排放通量存在较大的差异未退化沼泽草甸 CO₂ 的月平均排放通量较中度退化和严重退化的排放通量均要大, 三者 CO₂ 的排放高峰主要集中在 8 月份, 最大日平均排放通量分别达到 111.48, 77.27 和 33.31 mg·m⁻²·d⁻¹, 结果如图 3 所示.

沼泽草甸 CO₂ 排放通量的这种变化特征与大气温度、土壤温湿度、生物量以及植被类型均有很大的关系. 沼泽草甸植物属高寒植被, 由于低温的影响返青较晚, 一般从 4 月 21 日左右, 日均温在 3 °C 开始萌

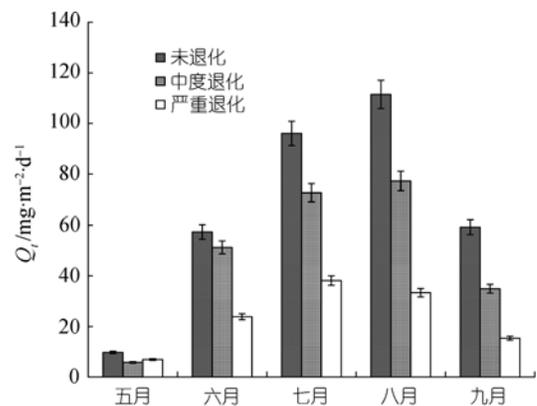


图 3 不同退化程度沼泽草甸 CO₂ 排放通量的月均变化

动发芽, 其生物量从植物返青开始积累, 并随植物生长发育节律、气温的升高和降水量的增加而逐渐增大, 其峰值出现在 8 月底或 9 月初 [12], CO₂ 的排放通量也随着生物量、气温和土壤含水量的提高开始增加并在 8 月底达到最大; 从 9 月份开始, 气温、降水、土壤温湿度等又开始大幅度地降低, 土壤微生物活动开始减弱, CO₂ 的排放通量也随之下降. 但是, 沼泽草甸不同退化程度之间, 随着退化程度的加剧, 其地上和地下生物量逐步降低(表 1), 由于土壤呼吸速率与根生物量呈显著正比关系 [13~18], 因此, CO₂ 排放通量随着生物量的下降也逐步减小. 统计分析发现, 未退化沼泽草甸和轻度退化沼泽 CO₂ 排放通量与气温显著正相关($r > 0.61$, 回归分析, $p < 0.05$), 严重退化沼泽草甸 CO₂ 排放通量与气温弱正相关, 但它们均随着气温的升高而增大, 这与裴志永等人 [19] 在青藏高原五道梁地区研究的结果相类似, 结果如图 4 所示, 3 种不同退化程度沼泽草甸 CO₂ 的排放通量与 5 cm 处

土壤温度也显著相关($r>0.68$, 回归分析, $p<0.01$). 在相同土壤温度下, 未退化沼泽CO₂的排放通量明显高于中度退化和严重退化沼泽, 结果如图5所示, 未退化沼泽草甸比中度退化和严重退化的CO₂排放通量分别高出11.8%~69.8%和41%~286%; 3种不同退化程度沼泽草甸CO₂排放通量与5 cm处土壤水分也显著相关($r>0.42$, 回归分析, $p<0.05$), 随着土壤含水量的增加, CO₂的排放通量也随之增大, 结果如图6所示. 这种现象产生的原因在于, 沼泽草甸的植被多以针茅(*Stipa aliena*)和藏蒿草(*Kobresia tibetica*)等管束植物为主, 可以将空气中的O₂通过管腔输送到根系周围, 提高了微生物的活性, 将不稳定有机碳氧化成CO₂, 同时又作为传输渠道将产生的CO₂排出土壤系统 [20], 沼泽草甸这种输送O₂和排出CO₂的能力随着生物量增加而提高; 同时, 土壤含水量的增加导致更多的有机碳从土壤中释放出来, 温度的升高又进一步加强了土壤微生物的活性. 因此, 在整个生长期, 高寒沼泽草甸CO₂的排放通量随着生物量、土壤温度和土壤含水量的增加而逐渐提高; 但不同退化程度之间, CO₂的排放通量又随着生物量的下降而逐渐降低.

将不同退化程度 CO₂ 的排放通量与土壤温度、土壤含水量、地上生物量和地下生物量进行回归分析, 可分别得出相应的回归方程, 结果如表3所示. 其中, Q_i 为 CO₂ 的排放通量($\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$); $H_{5\text{ cm}}$ 代表5 cm处的土壤含水量(%); $T_{5\text{ cm}}$ 代表5 cm处的土壤温度($^{\circ}\text{C}$); B_{abv} 代表地上生物量($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$). 从回归方程可以看出, 5 cm处土壤水分、5 cm处土壤温度和地上生物量是影响沼泽草甸 CO₂ 排放主要环境因子.

2.3 不同退化程度高寒草甸 CO₂ 的排放

高寒草甸生态系统是江河源最重要的草地类型之一. 主要分布于山地的阳坡、阴坡、圆顶山、滩地和河谷阶地, 海拔在3200~4800 m之间, 其分布上限最高可达5200 m左右. 植被多以寒冷中生、湿中生的多年生密丛短根茎蒿草植物为建群种, 草丛低矮, 层次结构简单, 覆盖度较高且有较厚的草结皮层.

由于气候变化和人为活动的影响, 近年来高寒草甸生态系统开始出现不同程度的退化现象. 地表CO₂的排放通量也因此发生较大的变化. 如图7所示, 在整个生长期, 3种不同退化程度高寒草甸CO₂的排放通量均表现出类似的特征: 排放速率的季节动态近似呈一个梯形. 自5月份开始, 地表CO₂的排放

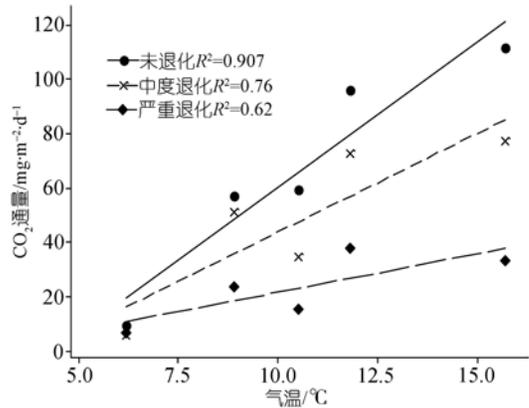


图4 CO₂ 排放通量与气温的关系

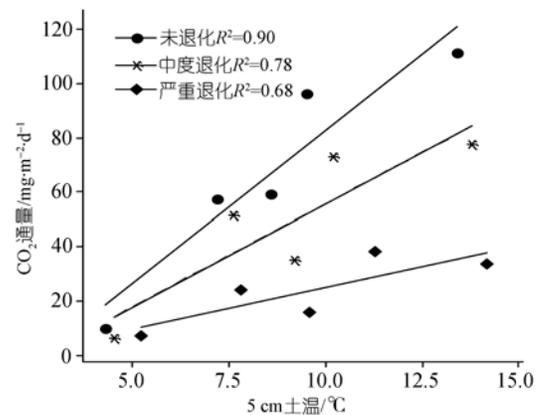


图5 CO₂ 排放通量与5 cm土壤温度的关系

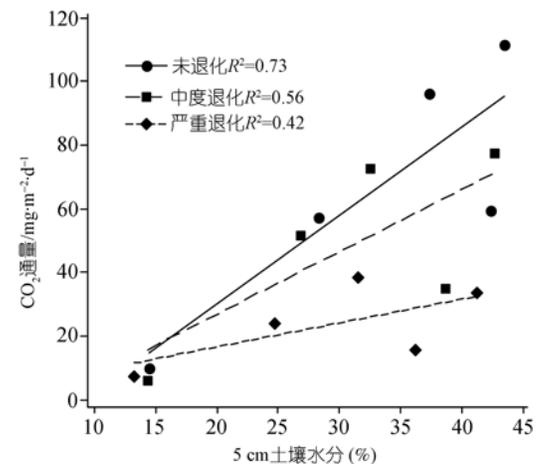


图6 CO₂ 排放通量与5 cm土壤水分的关系

表3 不同退化程度沼泽草甸 CO₂ 排放通量回归模型

退化程度	回归模型	相关系数(R^2)
未退化	$Q_i = -3.2 + 2.91H_{5\text{ cm}} + 9.93T_{5\text{ cm}} - 0.607B_{\text{abv}}$	0.993
中度退化	$Q_i = 4.2 + 3.80H_{5\text{ cm}} + 5.63T_{5\text{ cm}} - 0.802B_{\text{abv}}$	0.950
严重退化	$Q_i = 34.3 + 3.33H_{5\text{ cm}} + 0.18T_{5\text{ cm}} - 1.11B_{\text{abv}}$	0.914

通量随着生物量、土壤温度和土壤含水量的增加而逐渐提高,至 8 月达到最大值,之后随着气温、土壤温度和土壤湿度的下降而逐渐回落。CO₂ 排放量的季节动态从总体上呈现出先上升后下降的趋势。统计分析发现,不同退化程度高寒草甸 CO₂ 排放通量与环境因子之间的关系与沼泽草甸的相类似。3 种不同退化程度高寒草甸 CO₂ 排放通量与气温显著正相关 ($r>0.80$, 回归分析, $p<0.05$), 它们均随着气温的升高而增大; 与 5 cm 处土壤温度正相关 ($r>0.47$, 回归分析, $p<0.05$), 随着土壤温度的升高, CO₂ 的排放通量也逐渐增大; 与 5 cm 处土壤水分显著相关 ($r>0.32$, 回归分析, $p<0.05$), 随着土壤含水量的增加, CO₂ 的排放通量也随之增大。

高寒草甸 CO₂ 的这种排放特征主要是由于随着活动层的融化, 气温、土壤水分、土壤温度以及生物量的上升, 土壤呼吸和凋落物分解速率迅速加强, 同时, 冬季产生的 CO₂ 因冻结作用而固定于冻土层中, 融冻期随着活动层的融化又使得这部分 CO₂ 被释放出来 [21], 直到 8 月, 气温、土壤温度和生物量升到最大值, 活动层融化深度也达到最大 (2.18 m), 从而 CO₂ 的排放速率也达到最大值。进入 9 月份, 气温、降水、土壤温湿度等又开始大幅度地降低, 土壤微生物活动开始减弱, 从而 CO₂ 排放速率又呈下降趋势。3 种不同退化程度高寒草甸 CO₂ 的排放通量虽然在整个生长期表现出类似的特征, 但它们之间又存在显著的差异。从图 7 可以看出, 除 5 月份植被萌发生期之外, 严重退化草甸均表现出较高的 CO₂ 排放通量, 比未退化和中度退化草甸排放通量分别高出 27.7%~147% 和 6.4%~78.9%。造成这种差异的原因在于, 5 月份正值青藏高原植被的萌发生期, 随着气温的上升、活动层的融化和土壤含水量的增加, 土壤呼吸和凋落物分解速率迅速开始加强, 同时, 冬季被封存在土壤当中的 CO₂ 随着活动层的融化又被释放出来。未退化高寒草甸土壤水分含量高, 对土壤冻结过程中产生的 CO₂ 的封存量要比中度退化和严重退化土壤封存量大, 从而使 5 月份未退化高寒草甸表现出较高的 CO₂ 的排放通量。然而, 6~9 月正值植被生长期, 气温较高, 严重退化草甸土壤由于植被盖度低, 土壤温度对气温变化反应较为敏感, 升温速度比未退化和中度退化的速度要快, 从而使土壤呼吸强度和碳的矿化速率比未退化和中度退化草甸土壤的要高, 宏观上就表现为严重退化草甸具有较高的 CO₂ 排放通量。

将不同退化程度 CO₂ 的排放通量与土壤温

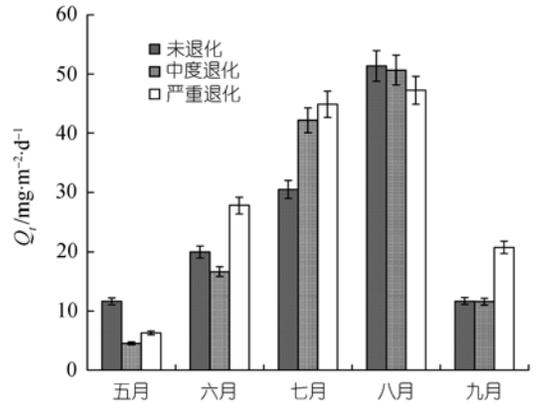


图 7 不同退化程度高寒草甸 CO₂ 排放通量的月均变化度、土壤含水量、地上生物量和地下生物量进行回归分析, 结果如表 4 所示。其中, Q_i 为 CO₂ 的排放通量 ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$); $H_{5\text{ cm}}$ 代表 5 cm 处的土壤含水量(%); $T_{5\text{ cm}}$ 代表 5 cm 处的土壤温度($^{\circ}\text{C}$); B_{abv} 代表地上生物量($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$)。从回归方程可以看出, 5 cm 处土壤水分、5 cm 处土壤温度和地上生物量也是影响高寒草甸 CO₂ 排放主要环境因子。

表 4 不同退化程度高寒草甸 CO₂ 排放通量回归模型

退化程度	回归模型	相关系数(R^2)
未退化	$Q_i=21.8-1.50H_{5\text{ cm}}+5.30T_{5\text{ cm}}-0.01B_{\text{abv}}$	0.830
中度退化	$Q_i=41.7-13.9H_{5\text{ cm}}+26.5T_{5\text{ cm}}+0.459B_{\text{abv}}$	0.862
严重退化	$Q_i=-29.5-5.55H_{5\text{ cm}}+13.1T_{5\text{ cm}}+0.62B_{\text{abv}}$	0.747

2.4 沼泽草甸和高寒草甸 CO₂ 排放通量之间的差异

如图 8 所示, 同一退化程度沼泽草甸和高寒草甸之间 CO₂ 的排放通量之间存在较大差异(方差分析, $p<0.05$)。在相同的气候背景条件下, 未退化沼泽草甸较高寒草甸 CO₂ 的排放通量同比高出 65.1%~

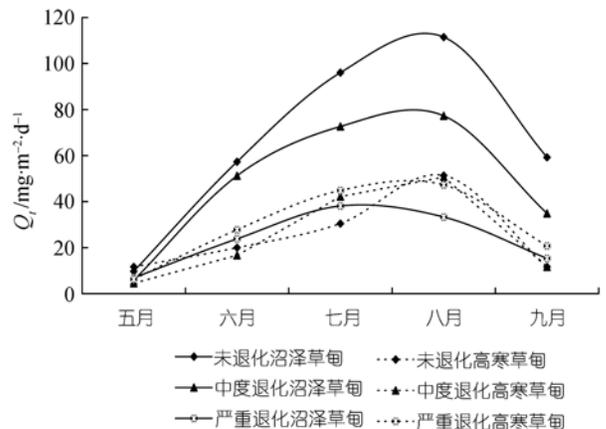


图 8 相同退化程度高寒草甸和沼泽草甸 CO₂ 排放通量的月均变化

80.3%; 中度退化沼泽草甸较高寒草甸 CO₂ 的排放通量同比高出 22.1%~67.5%; 然而, 严重退化的高寒草甸比沼泽化草甸 CO₂ 的排放通量反而要高, 同比高出 14.3%~29.5%。

这说明相同的气候背景和降雨条件对两种生态系统 CO₂ 排放通量的影响程度是不同的。产生这种差异的内在因素主要是生态系统内部各自的性质不同, 因而对环境因子变化的敏感性不同。土壤水分作为维持生态系统的必要条件, 同时也是影响植物生产力和凋落物分解的关键环境因子。有研究表明, 沼泽化草甸有机碳矿化的速率受土壤含水量的影响较大, 在含水量达到 66% 时, 有机碳的矿化速率达到最大^[22]。土壤温度是影响土壤系统中微生物活性和土壤呼吸最直接的因子, 从而决定着地表 CO₂ 排放通量的大小^[23]。由于沼泽化草甸具有较厚的草根层(15~25 cm)和凋落物层可隔离极低气温的大气与土壤的接触, 起到保温保湿的效果, 使得土壤温度高于高寒草甸, 同时水分条件要比高寒草甸好。但是, 对于严重退化沼泽草甸, 由于其前期具有较高的土壤温度和土壤含水量, 使得土壤养分的流失速度要比高寒草甸快, 从而造成土壤有机质含量和土壤孔隙度下降的速度均比高寒草甸高。据刘伟等人^[24]研究, 高寒草甸退化实际上是杂草类由伴生种逐渐成为优势种的过程, 退化愈严重, 杂类草所占比例越大。相比之下, 严重退化的高寒草甸土壤较沼泽草甸有着较大的地下生物量和较好的通气状况和微生物活性。从而造成未退化和中度退化沼泽草甸 CO₂ 的排放通量比高寒草甸高, 而严重退化沼泽草甸反而比高寒草甸低。

3 结论

() 在整个生长期内, 沼泽草甸不同退化程度之间 CO₂ 排放通量存在很大差异。未退化沼泽草甸同比中度退化和严重退化的 CO₂ 排放通量分别高出 11.8%~67.7% 和 41.1%~234.7%。退化越严重, CO₂ 的排放强度越低。

() 在整个生长期内, 高寒草甸不同退化程度之间 CO₂ 的排放通量表现出类似的特征, 但除 5 月份植被萌发期之外, 严重退化高寒草甸表现出较高的 CO₂ 排放通量, 比未退化和中度退化的排放通量分别高出 27.7%~147% 和 6.4%~78.9%。基本表现为退化越严重, CO₂ 的排放强度也越大。

() 5 cm 处土壤水分、5 cm 处土壤温度和地上

生物量均与 CO₂ 排放通量显著相关, 是控制沼泽与高寒草甸 CO₂ 排放的主要环境因子。

参 考 文 献

- 1 Verville J H, Hobbie S E, Chapin III F S, et al. Response of tundra CH₄ and CO₂ flux to manipulation of temperature and vegetation. *Biogeochemistry*, 1998, 41: 215—235 [DOI]
- 2 Piao S L, Fang J Y, He J S. Variations in vegetation net primary production in the Qinghai-Tibetan Plateau, China, from 1982 to 1999. *Clim Change*, 2006, 74: 253—267 [DOI]
- 3 Xu L L, Zhang X Z, Shi P L, et al. Characteristics of net ecosystem carbon dioxide exchange (NEE) from August to October of alpine meadow on the Tibetan Plateau, China. *Front Biol China*, 2006, 1(4): 418—422 [DOI]
- 4 周华坤, 赵新全, 周立, 等. 青藏高原高寒草甸的植被退化与土壤退化特征研究. *草业学报*, 2005, 14 (3): 31—40
- 5 汪诗平. 青海省“三江源”地区植被退化原因及其保护策略. *草业学报*, 2003, 12 (6): 1—9
- 6 罗磊. 青藏高原湿地退化的气候背景分析. *湿地科学*, 2005, 3(3): 1990—1999
- 7 林青, 金会军, 程国栋, 等. 青藏高原五道梁冻土活动层表面二氧化碳和甲烷的排放. *冰川冻土*, 1996, 18(4): 325—330
- 8 吴琴, 曹广民, 胡启武, 等. 矮嵩草甸植被-土壤系统 CO₂ 的释放特征. *资源科学*, 2005, 27(2): 96—102
- 9 赵拥华, 赵林, 武天云, 等. 冬春季青藏高原北麓河多年冻土活动层中气体 CO₂ 浓度分布特征. *冰川冻土*, 2006, 28(2): 183—190
- 10 王一博, 王根绪, 程玉菲, 等. 青藏高原典型寒冻土壤对高寒生态系统变化得响应. *冰川冻土*, 2006, 28(5): 633—641
- 11 杜睿, 王庚辰, 吕达仁, 等. 静态箱原位观测草原 CO₂ 通量的探讨. *生态学报*, 2001, 25(1): 61—70
- 12 陈四清, 崔晓勇, 周广胜, 等. 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
- 13 齐玉春, 董云社, 刘纪远, 等. 内蒙古半干旱草原 CO₂ 排放通量日变化特征及环境因子的贡献. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2005, 35(6): 493—501
- 14 王妮, 郭继勋. 松嫩草甸草地碱茅群落根呼吸对土壤呼吸的贡献. *科学通报*, 2006, 51(5): 559—564
- 15 同小娟, 陶波, 曹明奎. 陆地生态系统土壤呼吸、氮矿化对气候变暖的响应. *地理科学进展*, 2005, 24(4): 84—96
- 16 贾丙瑞, 周广胜, 王凤玉, 等. 土壤微生物与根系呼吸作用影响因子分析. *应用生态学报*, 2005, 16(8): 1547—1552
- 17 张东秋, 石培礼, 张宪洲. 土壤呼吸主要影响因素的研究进展. *地球科学进展*, 2005, 20(7): 778—785
- 18 刘立新, 董云社, 齐玉春. 草地生态系统土壤呼吸研究进展. *地理科学进展*, 2004, 23(4): 35—42
- 19 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
- 20 Frans-Jacow A, Jack J. Effects of two common macrophytes on methane dynamics in freshwater sediments. *Biogeochemistry*, 1998, 43: 79—104 [DOI]
- 21 宋长春, 王毅勇, 王跃思, 等. 季节性冻融期沼泽湿地 CO₂、CH₄ 和 N₂O 排放动态. *环境科学*, 2005, 26(4): 7—12
- 22 张文菊, 董成立, 杨钙仁, 等. 水分对湿地沉积物有机碳矿化的影响. *生态学报*, 2005, 25(2): 249—253
- 23 李世朋, 汪景宽. 温室气体排放与土壤理化性质的关系研究进展. *沈阳农业大学学报*, 2003, 34(2): 155—159

- 24 刘伟, 周华坤, 周立. 不同程度退化草地生物量的分布模式. 中国草地, 2005, 27(2): 9—15