

一次降水过程对青藏高原高寒草甸 CO₂ 通量和热量输送的影响*

张法伟¹ 李英年^{1**} 赵新全¹ 古松¹ 王勤学² 杜明远³ 唐艳鸿²

(¹中国科学院西北高原生物研究所, 西宁 810001; ²日本国立环境研究所, 日本筑波 3050053;

³日本农业环境技术研究所, 日本筑波 3058604)

摘要 青藏高原高寒草甸的热量输送和碳收支对气候变化的响应十分敏感,降水过程对其影响较为复杂。利用三维超声风速仪和红外 CO₂/H₂O 分析仪,以及常规微气象要素的湍度相关观测系统,分析了 2002 年 8 月 8—17 日的一次降水过程对青藏高原高寒草甸 CO₂ 通量和热量输送的影响。结果表明:降水过程使气温、地温和辐射等有所降低,大气湿度和 CO₂ 通量有所升高;气温、地温、总辐射、地表反射辐射、光合有效辐射 (PAR)、净辐射、土壤热通量、潜热通量和显热通量分别下降了 23.3%、23.1%、61.9%、58.9%、61.7%、57.9%、268.3%、61.6% 和 71.0%,大气湿度和 CO₂ 通量分别升高了 27.0% 和 38.6%;降水削弱了 PAR 对白天净生态系统 CO₂ 交换量 (NEE) 的影响,而增加了地温对夜间呼吸的控制;降水强度对白天 NEE 几乎没有影响,但能降低夜间呼吸。

关键词 降水过程; 高寒草甸; CO₂ 通量; 热量传输

中图分类号 Q146 **文献标识码** A **文章编号** 1000-4890(2008)10-1685-07

Effects of one precipitation process on CO₂ flux and thermal transportation in alpine meadow of Qinghai-Tibetan Plateau ZHANG Fa-wei¹, LI Ying-nian¹, ZHAO Xin-quan¹, GU Song¹, WANG Qin-xue², DU Ming-yuan³, TANG Yan-hong² (¹Northwest Institute of Plateau Biology, Chinese Academy of Sciences, Xining 810001, China; ²National Institute for Environmental Studies, Tsukuba 3050053, Japan; ³National Institute of Agro-environmental Sciences, Tsukuba 3058604, Japan). *Chinese Journal of Ecology*, 2008, 27(10): 1685-1691.

Abstract: The thermal transportation and carbon budget in alpine meadow of Qinghai-Tibetan Plateau are highly sensitive to climate change, but little research was made about the influence of precipitation because of its complicity. Based on the data measured by three-dimensional ultrasonic anemometer and fast-response open-path infrared CO₂/H₂O analyzer, the effects of one precipitation process from 8-17 August, 2002 on the thermal transportation and CO₂ flux in alpine meadow of northeastern Qinghai-Tibetan Plateau were analyzed. The results showed that the precipitation process decreased the air temperature, soil temperature, total radiation, surface reflected radiation, photosynthetically active radiation (PAR), net radiation, soil heat flux, latent heat flux, and sensible heat flux by 23.3%, 23.1%, 61.9%, 58.9%, 61.7%, 57.9%, 268.3%, 61.6%, and 71.0%, and increased the atmospheric humidity and CO₂ flux by 27.0% and 38.6%, respectively. Precipitation weakened the influence of PAR on the daytime net CO₂ exchange (NEE) of the alpine meadow ecosystem, but enhanced the effects of soil temperature on nighttime respiration. Precipitation intensity had no significant influence on the daytime NEE, but decreased the nighttime respiration.

Key words: precipitation process; alpine meadow; CO₂ exchange; sensible/latent heat transportation

* 中国科学院西部行动计划项目 (KZCX2-XB2-06-01)、中国科学院知识创新工程重要方向项目 (KJ921-YW-432-1)、国家科技部支撑项目 (2006BAC08B02)、中日合作“温暖化影响的早期监测网络系统建设”项目、中日合作“以 21 世纪亚洲陆地生态系统碳管理为目标的综合碳收支研究”和中国科学院百人计划资助项目。

** 通讯作者 E-mail: ynli@nwipb.ac.cn

收稿日期: 2008-03-26 接受日期: 2008-07-09

随着大气 CO_2 含量的持续升高,由温室效应引发气候变暖等一系列严重的全球环境问题,威胁着人类社会的生存和可持续发展。研究陆地生态系统的碳循环,分析碳源汇的时空变化特征并预测其对气候变化的响应,已广泛引起有关学者的关注 (Oechel *et al*, 2000; Schimel *et al*, 2001; 于贵瑞等, 2004; 李香华等, 2005)。青藏高原是世界上面积最大、海拔最高的高原,对东亚乃至全球的气候变化具有重要的影响。研究表明,青藏高原对气候变化的响应具有一定的超前性,是全球气候变化最为敏感的地区之一 (冯松等, 1998; Oechel *et al*, 2000)。探明青藏高原碳收支状况,以及生态系统碳源汇功能对气候变化的响应,对了解其在全球陆地生态系统过程中的作用与地位具有重要科学价值,也将对深入理解陆地生态系统碳循环的研究提供科学依据。研究其水热输送的详细特征,更加有助于理解青藏高原在东亚区域或全球气候变化中的作用。

在青藏高原,高寒草甸面积约为 $0.48 \times 10^6 \text{ km}^2$,占高原总面积的 19.3% (孙鸿烈, 1996)。其在青藏高原分布面积广泛,草质优良,不仅在草地畜牧业生产中占有重要地位,而且在水土保持、涵养水分,调节气候等起着重要的作用 (周兴民, 2000)。因此,不同学科的研究者对此给予高度的重视,就有关碳收支研究也取得了长足的进展。温度条件是影响青藏高原 CO_2 通量的主要因素,降水格局也起着重要的影响作用 (Tomomichi *et al*, 2004; 赵亮等, 2005; Zhao *et al*, 2005)。降水是普通的天气过程,其对生态系统碳循环的影响十分重要 (Chou *et al*, 2007)。但由于降水固有的内在变异性 and 生态系统对其的时滞响应 (Heisler & Weltzin, 2006),有关其对 CO_2 通量和热量输送影响的研究较少 (Dong *et al*, 2005; Plotts *et al*, 2006)。本文采用涡度相关法观测数据,探讨一次较为独立降水过程对 CO_2 通量和热量输送的影响,从而为更深入了解高寒草甸地区碳循环和能量流动等研究提供依据。

1 材料与方 法

1.1 自然概况

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。海北站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 ($37^{\circ}37' \text{ N}$, $101^{\circ}19' \text{ E}$),海拔 3 220 m,具有明显的高原大陆性气候,仅有冷暖两季之分,年平均气温 -1.7° C ,年降

水量约 580 mm,夏季温暖多雨,集中了全年降水的近 80%,最暖的 7 月平均气温 9.8° C ;冬季寒冷干燥,最冷的 1 月平均气温 -14.8° C 。研究点设在海北站西北 1.5 km 处的矮嵩草草甸实验区,该实验样地地势平坦开阔,有足够大的“风浪区”。植被群落的建群种为多年生草本植物矮嵩草 (*Kobresia humilis*),优势种有垂穗披碱草 (*Elymus nutans*)、异针茅 (*Stipa aliena*) 和麻花苳 (*Gentiana straminea*) 等。植物群落外貌整齐,植株低矮,群落平均最大高度在 30 cm 左右。土壤类型为草毡寒冻锥形土 (Mat cryo-sod soil),呈微碱性,有机质含量丰富,土壤发育年轻,土层薄,能被植物利用的速效氮含量贫乏 (周兴民, 2000; 李英年等, 2003)。

1.2 观测仪器和资料来源

涡度相关观测系统架设在实验区中央,观测数据取自涡度相关法观测系统和常规气象观测系统。涡度相关系统包括了三维超声风速仪 (CSA T3, Campbell, USA) 和开路红外 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 分析仪 (Li-7500, Li-Cor Inc, USA)。观测有 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 通量、显热通量 (H) 和潜热通量 (LE),安装高度距地表面 220 cm;辐射平衡 (R_n , CNR-1, Kipp & Zonen, Netherlands) 分别由向上、向下长、短波辐射的 4 个分表组成并计算后给出,安装高度在 150 cm 处;土壤热通量 (G , HFT-3, CSI, USA) 的观测距离地表 2 cm 下。另外还观测了 2 层空气温度和湿度 (HUMP45C, CSI, USA)、风速和风向 (014A, 034A-L, CSI, USA),安装高度为 110 cm 和 220 cm;地表温度 (107, CSI, USA) 和土壤温度 (105T, CSI, USA) 距地表分别为 0、2、5、10、20、40、60 cm。原始数据采样频率为 10 Hz,所有变量用 30 min 平均值。本文选取 2002 年 8 月 8 日—8 月 17 日降水过程的数据进行研究。

1.3 数据处理

以 CO_2 通量 $|F_c| < 3.0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 为数据筛选标准 (Li *et al*, 2005),剔除仪器探头因结露、降水等造成“野点”数据。针对夜间通量低估的问题,以摩擦速度 $U^* = 0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 为临界值,舍去小于 0.2 的 CO_2 通量观测值。缺失的数据采用经验公式进行拟合插补。其中夜间 (总辐射值 $(1.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2})$ 通量值 (R_{eco}) 采用式 (1),以 5 cm 地温进行拟合 (Fang & Moncrieff, 2001),白天 (总辐射值 $> 1.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) 通量值 (NEE) 采用式 (2),以光合有效辐射 (PAR , $(\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1})$) 进行拟合 (Aubinet *et al*, 2001)。

$$R_{eco} = R_{eco,ref} e^{B(T_k - T_{ref})} \quad (1)$$

$$NEE = \frac{a \times PAR \times P_{max}}{a \times PAR + P_{max}} \quad (2)$$

式中, $R_{eco,ref}$ 为参考温度 T_{ref} (K) 下的生态系统呼吸 ($\text{mg CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), B 为实验常数 ($B = \ln Q_{10} / 10$, Q_{10} 为表征 R_{eco} 对温度敏感程度, 表示温度每升高 10 生态系统呼吸的相对增长量), T_k 为 5 cm 地温 (K), a 为生态系统光合作用的表观量子效率 ($\text{mg CO}_2 \cdot \mu\text{mol} \cdot \text{photon}^{-1}$), P_{max} 为生态系统最大光合速率 ($\text{mg CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), R 为白天生态系统暗呼吸速率 ($\text{mg CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), 其中 a , P_{max} , R , $R_{eco,ref}$ 和 B 为利用有效数据进行的拟合参数。进行参数拟合后再对缺失值进行插补。所有 CO₂ 通量数据均经过 WFL (Webb *et al*, 1980) 修正。

为了进一步分析 CO₂ 通量与降水过程中的环境因子之间的关系, 采用回归分析对数据进行处理。数据处理主要采用 MATLAB R2007a (MathWorks Inc, USA), 回归分析则采用 SPSS 13.0 (SPSS Inc, USA) 的 Regression 模块。

2 结果与分析

2.1 降水过程及气象要素的响应

2.1.1 降水过程 青藏高原的夏季因下垫面受热极为不均, 易触发强对流天气过程, 出现降水天气日数较多, 导致孤立的天气系统分辨性降低。普查资料发现, 2002年 8月 8—20日的一场降水过程前期和后期以晴天为主, 表明该次降水过程较为独立。本文则以这次降水天气过程为例, 进行降水天气过程对气象因子、热量输送和 CO₂ 通量等影响的分析。

表 1 2002年 8月 8—20日海北高寒矮蒿草甸的降水量、能见度和日照时数变化过程

Tab 1 Variations of precipitation, visibility and sunshine hours in alpine meadow during August 8-20, 2002

日期 (日)	降水量 (mm)	日平均总云量	日照时数 (6:00—19:00) (h)		
			6:01 - 9:00	9:01 - 16:00	16:01 - 19:00
8	0	3.3	2.4	9	2.7
9	0	4.7	2.8	9	2.6
10	1.3	10.0	0	0	0
11	22.1	10.0	0	0	0
12	5.5	10.0	0.1	4.1	1.8
13	0	5.0	1.6	8.0	3.1
14	0	0.7	2.1	9	3
15	0	1.3	2.2	8.9	2.2
16	0	1.3	3	9	2.5
17	0	1.7	3	9	3
18—19	0	4.0	2.6	8.9	2.5
20	5.3	6.0	2.3	7.2	0

从表 1 可以看出, 8月 8日和 9日日平均总云量在 5成以下, 为晴天少云天气; 8月 9日下午天空云量增多, 10—12日总云量平均为 10成, 10日下午开始产生降水, 一直持续到 12日上午, 3 d 降水量为 28.9 mm, 期间曾出现数次间歇的无降水时间, 12日午后持续到 19日为晴天少云天气, 20日出现下一个降水天气。由日照看到, 有降水的 8月 10—12日日日照时间因受 10成云系影响较少外, 其他时间日照云系大多出现在早晨或傍晚, 从 9:00 开始到 16:00 结束的 7 h 内多为晴好天气, 日照时间均达近 9 h, 此段时间也是各类气象要素、能量通量和 CO₂ 通量变化最为剧烈时段。鉴于 13—19日为晴天, 分析降水过程对有关环境要素的分析仅采用 8月 8—17日。

2.1.2 降水过程中温度、空气湿度和辐射的响应 就温度和湿度日平均变化来看, 在 8日和 9日 2 d 平均气温为 10.5。降水过程中气温下降, 10—12日 3 d 日均气温为 6.5, 13—17日日均气温逐渐升高, 13—15日 3 d 平均为 7.2, 16和 17日 2 d 平均 8.3, 比 13—15日升高 1.1。地表温度同气温一样具有相同的变化趋势 (图 1a), 只是日平均地表温度普遍比日平均气温高 6 左右。空气相对湿度在 8日和 9日 2 d 平均为 65%, 10—12日 3 d

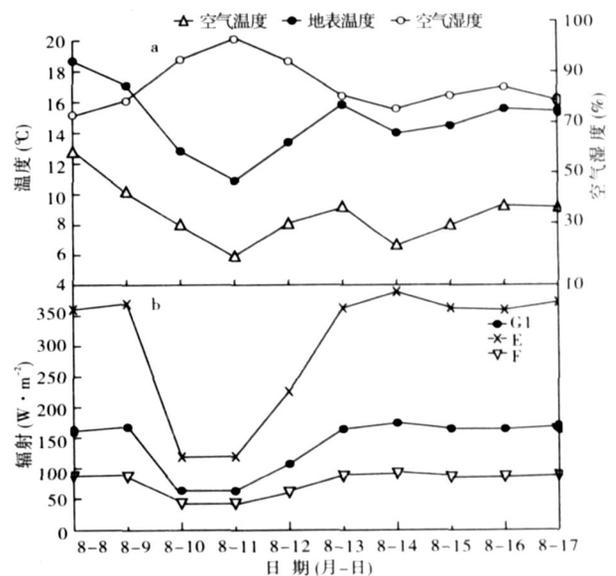


图 1 降水过程对温度 (气温、地温)、空气湿度和辐射 (总辐射、反射辐射和 PAR) 日均值的影响

Fig 1 Effects on average of temperature (air temperature, soil surface temperature), humidity and radiation (total radiation, reflection, PAR) during the precipitation process

日均在 88%, 13—17 日在 66% ~ 75%。这些说明, 降水天气过程, 使气温和地表温度日均值下降, 空气湿度上升。这主要与阴雨天气中天空云量降低下垫面冷却辐射, 近地表散热损失降低有关, 同时水气具有较大的热容量。

降水过程使太阳总辐射 (E_g)、下垫面反射辐射 (E_r) 和光合有效辐射 (PAR) 出现十分明显的下降 (图 1b)。 E_g 、 E_r 和 PAR 在降水过程前后的晴天或晴天少云天平均日最高分别为 1 036.8、174.8 和 429.6 $W \cdot m^{-2}$, 降水过程中的平均日最高分别为 533.9、102.8 和 221.1 $W \cdot m^{-2}$, 分别降低了 502.9、72.0 和 208.5 $W \cdot m^{-2}$ 。 E_r 更大程度上还依下垫面性质而变化, 发生降水时太阳直接辐射不仅大大降低, 同时下垫面受降水影响很潮湿, 与降水过程前后的晴天或晴天少云天相比, E_r 降低明显。降水过程主要通过影响大气透明度和下垫面状况来作用于辐射平衡。

2.2 降水过程对热量输送影响

图 2a 给出了能量通量各分量在 8—17 日的变化情况。可以看到能量通量与其他要素一样对降水的响应趋势是一致的, R_n 、 G 、 H 和 LE 8—17 日均表现明显的日变化。在降水过程前后晴天或晴天少云天, R_n 日最高出现在 13:00, 日平均最高值在 650 $W \cdot m^{-2}$ 以上。发生降水过程的 10 日和 11 日降低明显, 日最高在 250 $W \cdot m^{-2}$ 以下, 12 日虽仍有降水产生, 但 R_n 比前 2 日提高明显, 到达 497 $W \cdot m^{-2}$, 这可能与降水之后降低了地表温度导致大气温度相对较高有关。同样看出, 受前期降水影响, 使大气中的悬浮物显著降低, 提高了大气的透明度。在 13 日, E_g 强烈, 同时地表潮湿导致 E_r 和地面长波辐射降低, 提高了 R_n 。

图 2b 可知, G 、 H 和 LE 在降水过程前的 8 日, 其值分别为 -38 ~ 91.9、-15.7 ~ 120.5 和 -2.7 ~ 245.9 $W \cdot m^{-2}$, 日平均值为 6.1、26.5 和 75.6 $W \cdot m^{-2}$; 降水过程中的 11 日其值分别为 -24.3 ~ 21.1、-65.0 ~ 63.0 和 -98.9 ~ 119.2 $W \cdot m^{-2}$, 日平均分别为 -6.3、8.8 和 8.7 $W \cdot m^{-2}$, 降水过程后的 13 日, 其值分别为 -43.3 ~ 113.0、-41.0 ~ 151.3 和 -14.5 ~ 305.4 $W \cdot m^{-2}$, 日平均分别为 6.1、39.1 和 77.8 $W \cdot m^{-2}$ 。降水过程使温度降低、土壤含水量大幅度提高, 进一步影响到 G 、 H 、 LE 的分配及变化。但在降水过程的 2 d 后, 日间温度升

高明显, 下垫面也因降水作用潮湿, 增大了温湿度和物质梯度, 湍流作用得以加强, 使 H 、 LE 很快得到恢复, 甚至比降水前提高明显。表明海北高寒草甸生态系统对降水只发生了明显的辐射效应, 而其后的增湿、恢复、平衡效应则没有明显的区分, 这与戈壁的研究结果差异较大 (张强等, 1997)。与 H 、 LE 不同的是, 土壤湿度增加增强了土壤的储存热量的能力, 在降水过程后的短时间内土壤的含水量难以较快地恢复到降水前的状态, 导致 G 恢复能力变差, 在降水过后的数几日内仍保持较低的水平。

2.3 降水过程对 CO_2 通量的胁迫影响

图 3 表明了 8 月 8 日—17 日 CO_2 通量的日变化及平均日变化, 其 CO_2 交换量呈现明显的单峰日变化, 生态系统白天通过植物光合作用吸收的 CO_2 大于生态系统的呼吸量, 表现为碳吸收, 而且随着光合有效辐射的增强, 植物的光合作用升高速率大于呼吸作用的, 净交换量得以提高, 其绝对值在中午左右达到最大。夜晚由于光合作用停止, 土壤温度变化相对较小, 生态系统 CO_2 通量比较稳定。同时可以看到, 在降水过程前的 8 日、降水过程中的 11 日、降水过程后的 13 日, CO_2 通量最小值分别为 -0.52、-0.32 和 -0.42 $mg CO_2 \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ 。降水过程中光合有效辐射下降了 61.7%, 导致生态系统 CO_2 的净吸收量降低了 38.6%。但降水过程前后 CO_2 净吸收量变化不是很明显, 因为 8 月海北矮嵩草草甸地区仍温暖而多雨, 绿色植物的生长处于生长旺盛期, 生态系统 CO_2 通量对短期的水热变化的不是很敏感。在降水过程中, 降水对生态系统呼吸量的影响较小, 尽管夜间的地温有所升高, 能提高生态系统的呼吸量 (Fang & Moncrieff, 2001), 但降水提高了土壤和大气湿度, 致使探头至地表之间的 CO_2 的储存量增加, 仪器测定值可能小于生态系统夜间的实际呼吸量。而且, 由于土壤含水量的增高, 抑制了土壤中部分微生物的活动, 也影响了生态系统的呼吸量 (Rey *et al*, 2002), 但从图 3 可看出降水之后的土壤呼吸有所提高, 这与大部分研究结果相似 (Dong *et al*, 2005; Plotts *et al*, 2006; Chou *et al*, 2007)。

为了进一步了解降水过程对高寒矮嵩草草甸 CO_2 通量的影响, 将各个环境因子按照降水 (10—12 日) 与非降水 (14—17 日) 过程分别对白天、夜间 CO_2 通量的影响进行了 Stepwise 回归分析 (表 2)。

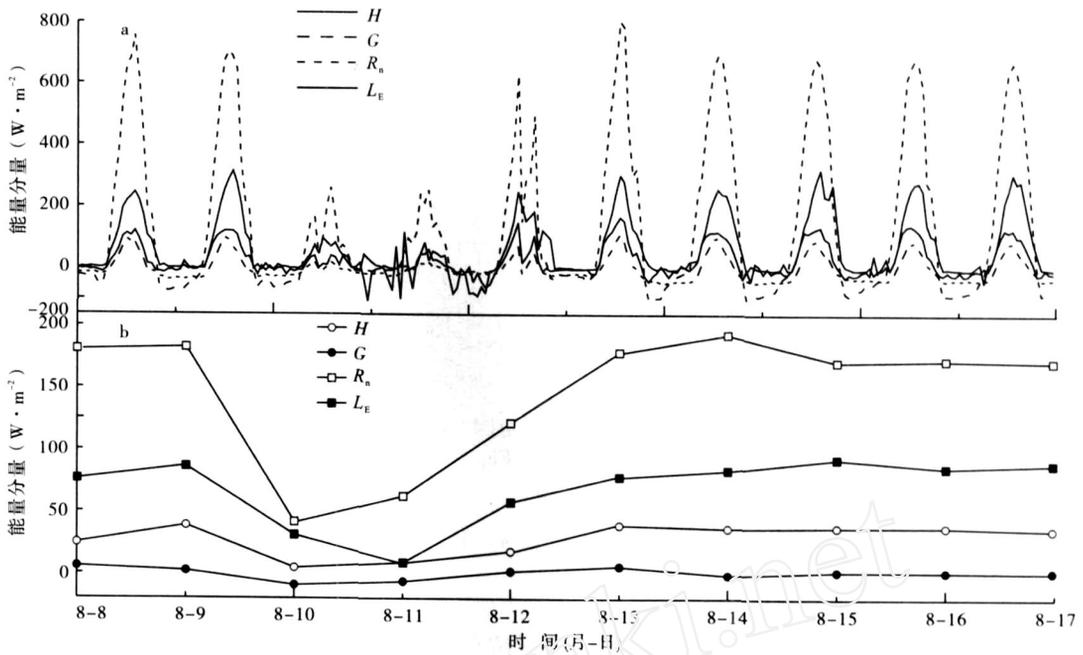


图2 降水过程对能量通量的影响
 Fig.2 Effects on energy flux during the precipitation process
 a 为日变化, b 为日平均变化。

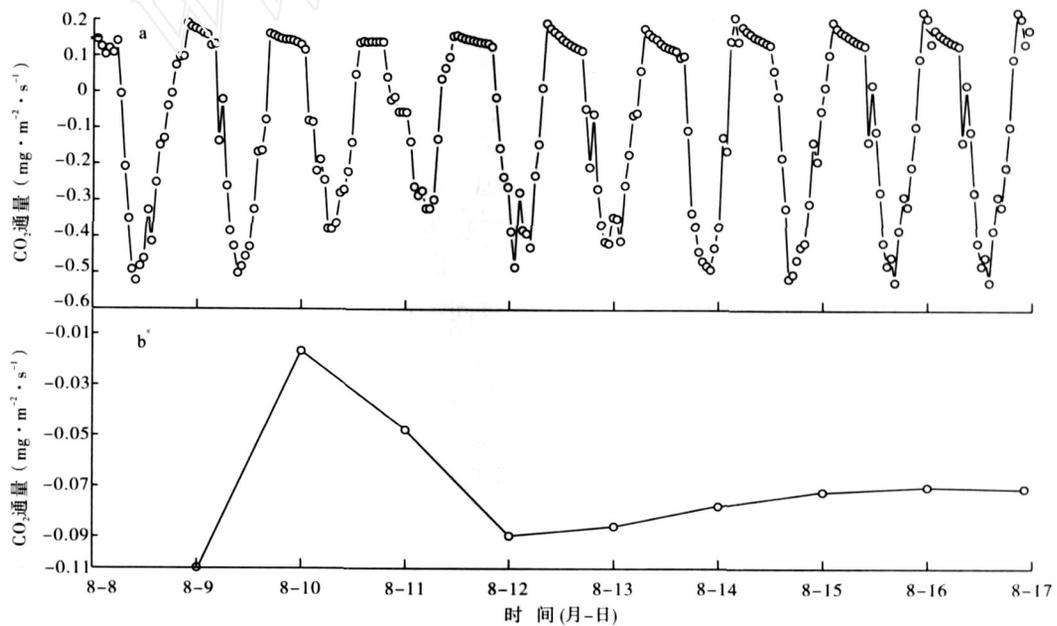


图3 降水过程对 CO₂ 通量的影响
 Fig.3 Effects on the CO₂ flux of the precipitation process
 a 为日变化, b 为日平均变化。

降水期间,白天 NEE 主要受 PAR 的控制 ($P < 0.001$), 而夜间呼吸则主要受控于地温, 地表温度可以解释其变异的 48% ($P < 0.001$), 从方程发现其与 5 cm 地温负相关, 这可能只是统计上的现象。如果单独考虑其与 5 cm 地温的关系, 回归可知两者正

相关 ($R^2 = 0.14, P = 0.046$)。非降水期间, 白天 NEE 主要受 PAR 和地表温度两者影响, 而单独用 PAR 也可解释其 83% 的变异程度 ($P < 0.001$)。因此, 降水过程削弱了 PAR 对白天 NEE 的影响程度, 而增加了其他因素的作用。比如, 土壤含水量的

*P*值从 0.8 降低到 0.09。夜间呼吸主要受控于地温,而降水似乎增加了地温对夜间呼吸的影响程度,能解释其 63% 的变异,明显高于非降水期间的。从剔除因素的 *P* 值可以得出一些可能的解释,非降水期间,5 cm 土壤含水量、气温对夜间呼吸的 *P* 分别为 0.054 和 0.27,5 cm 土壤含水量影响较大,而降水期间,其 *P* 值分别为 0.15 和 0.068,温度的作用增加。即通过降水作用,使 5 cm 土壤含水量的影响作用一部分转移到温度因子上,增加了温度解释生态系统呼吸变异的程度。降水削弱了 *PAR* 对白天 *NEE* 的影响,而增加了地温对夜间呼吸的控制。这与 (Dong *et al*, 2005) 对内蒙古草原的研究结果不同,内蒙草原属于半干旱地区,其生态系统呼吸主要受控于土壤含水量 ($0.70 < R^2 < 0.94$),而高寒草甸则主要对温度因子敏感。

2.4 降水强度对 CO₂ 通量的影响

由于白天和夜晚的 CO₂ 通量的影响因素差别较大,故分别讨论。图 4 给出了降水强度对 CO₂ 通量的影响。由图 4 可知,降水强度对白天 *NEE* 几乎没有什么影响。降水期间白天 *NEE* 受 *PAR* 控制,但高原降水强度普遍较低,持续时间也较短。在该期降水过程中,日降水量最大的 11 日,其降水强度仅为 1.31 mm · h⁻¹,比中国东部地区均很低。统计降水强度 (*x*) 与 *PAR* 的回归关系有: $PAR = 169.94x + 290.91$ ($R^2 = 0.014, P = 0.64$),表明降水强度对 *PAR* 影响十分微小。但降水强度对夜间呼吸则有较大影响,随着强度的增大,呼吸明显降低。降水期间夜间呼吸的主要影响因素为地温,而降水强度的增大均与温度等因素(地表温度、5 cm 地温和空气温度与降水强度的回归方程的 $R^2 = 0.47, P = 0.02$; $R^2 = 0.17, P = 0.21$ 和 $R^2 = 0.38, P = 0.04$) 呈负相关。降水强度大时能降低夜间呼吸。

表 2 降水与非降水期间部分环境因子对 CO₂ 通量影响的多元回归分析

Tab 2 Multiple regression equations of CO₂ flux and some correlative meteorological factors during rainfall and sunny days

		回归方程	<i>F</i>	<i>P</i> 值	<i>R</i> ²
降水期间	白天	$Y = -0.001x_5 - 0.033$	52.51	0.00	0.56
	夜间	$Y = 0.061x_3 - 0.00036x_4 - 0.00044$	22.30	0.00	0.63
非降水期间	白天	$Y = 0.0074x_3 - 0.00036x_5 + 0.0018$	208.65	0.00	0.89
	夜间	$Y = 0.011x_3 + 0.061$	24.71	0.00	0.39

*x*₁, 气温; *x*₂, 空气湿度; *x*₃, 地表温度; *x*₄, 5 cm 地温; *x*₅, *PAR*; *x*₆, 5 cm 土壤含水量; *Y*: CO₂

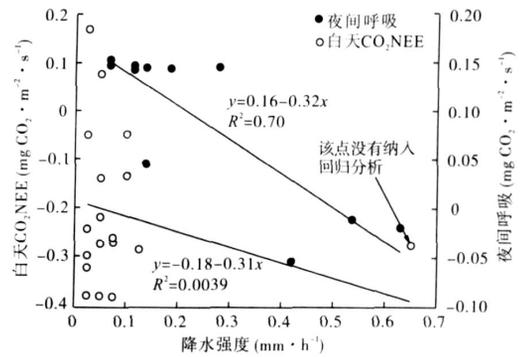


图 4 降水强度对 CO₂ 通量的影响

Fig 4 Effects of precipitation intensity on CO₂ flux

3 结论

降水天气过程使气温、地温等气象因素均有所降低,大气湿度有所升高。其中,气温、地温、总辐射、地表反射辐射和光合有效辐射分别下降了 23.3%、23.1%、61.9%、58.9% 和 61.7%,大气湿度上升了 27.0%。

降水天气过程使能量通量有所降低,CO₂ 通量有所升高。*R_n*、*G*、*H* 和 *LE* 分别降低了 57.9%、268.3%、61.6% 和 71.0%; CO₂ 通量升高了 38.6%,降低了生态系统的碳汇功能;降水削弱了 *PAR* 对白天 *NEE* 的影响,而增加了地温对夜间呼吸的控制。

降水强度对白天 *NEE* 几乎没有影响,但能降低夜间呼吸。

由于本文采用的资料有限,结果较难具有足够的代表性,需要在以后的研究中进行更加系统的研究,而研究降水对其胁迫的内在机理以及量化胁迫的指标则更需要深入的研究。

参考文献

冯松, 汤懋苍, 王冬梅. 1998. 青藏高原是我国气候变化启动区的新证据. 科学通报, 43(6): 633-636
 李香华, 胡维平, 杨龙元, 等. 2005. 太湖梅梁湾冬季水-气界面二氧化碳通量日变化观测研究. 生态学杂志, 24(12): 1425-1429.
 李英年, 赵亮, 古松, 等. 2003. 海北地区高寒草甸能量平衡特征. 草地学报, 11(4): 289-295.
 孙鸿烈. 1996. 青藏高原形成演化与发展. 上海: 上海科学技术出版社.
 于贵瑞, 张雷明, 孙晓敏, 等. 2004. 亚洲区域陆地生态系统碳通量观测研究进展. 中国科学 D 辑 (地球科学),

- 34 (Suppl 1): 15- 29.
- 张 强, 胡隐樵, 赵 鸣. 1997. 降水强迫对戈壁局地气候系统水热输送的影响. *气象学报*, **55** (4): 492- 496
- 赵 亮, 徐世晓, 付玉玲, 等. 2005. 积雪对藏北高寒草甸 CO₂ 和水汽通量的影响. *草地学报*, **13** (3): 242- 247.
- 周兴民. 2000. 中国嵩草草甸. 北京: 科学出版社.
- Aubinet M, Chemanne B, Vandenhaute M, *et al* 2001. Long-time carbon dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes *Agricultural and Forest Meteorology*, **108**: 293- 315.
- Chou WW, Silver WL, Jackson RD, *et al* 2007. The sensitivity of annual grassland carbon cycling to the quantity and timing of rainfall *Global Change Biology*, **14**: 1382 - 1394.
- Dong YS, Qi YC, Liu JY, *et al* 2005. Variation characteristics of soil respiration fluxes in four types of grassland communities under different precipitation intensity. *Chinese Science Bulletin*, **50**: 583- 591.
- Fang C, Moncrieff JB. 2001. The dependence of soil CO₂ efflux on temperature *Soil Biology and Biochemistry*, **33**: 155- 165.
- Heisler JL, Weltzin JF. 2006. Variability matters: Towards a perspective on the influence of precipitation on the terrestrial ecosystems *New Phytologist*, **172**: 189- 192.
- Li ZQ, Yu GR, Wen XF, *et al* 2005. Energy balance closure at ChinaFLUX sites *Science in China Series D*, **48** (Suppl 1): 46- 56
- Oechel WC, Vourlitis GL, Hastings SJ, *et al* 2000. Acclimation of ecosystem CO₂ exchange in the Alaskan Arctic in the response to decadal climate warming *Nature*, **406**: 879- 891.
- Plotts DL, Huxman TE, Cable JM, *et al* 2006. Antecedent moisture and seasonal precipitation influence the response of canopy-scale carbon and water exchange to rainfall pulses in a semi-arid grassland *New Phytologist*, **170**: 849- 860.
- Rey A, Pegoraro E, Tedeschi V. 2002. Annual variation in soil respiration and its components in a coppice oak forest in Central Italy *Global Change Biology*, **8**: 851- 866
- Schimel D, House J, Hibbard K, *et al* 2001. Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems *Nature*, **414**: 169- 172
- Tomonichi K, Tang Y, Gu S, *et al* 2004. Carbon dioxide exchange between the atmosphere and an alpine meadow ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau, China *Agricultural and Forest Meteorology*, **124**: 121- 134
- Webb EK, Peaman GI, Leuning R. 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transport *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **106**: 85- 100.
- Zhao L, Li YN, Zhao XQ, *et al* 2005. Comparative study of the net exchange of CO₂ in 3 types of vegetation ecosystems on the Qinghai-Tibetan Plateau *Chinese Science Bulletin*, **50**: 1767- 1774.

作者简介 张法伟,男,1981年生,硕士,工程师。主要从事草地碳循环及其全球变化的响应和适应研究。E-mail: fling-zhang@gmail.com
责任编辑 李凤芹
