

# 夏季石灰土 CO<sub>2</sub> 昼夜动态及其影响因素

付玉聪<sup>1,2,4</sup> 郎赞超<sup>1,3</sup> 王忠军<sup>1,2</sup> 李思亮<sup>1,3</sup> 丁 虎<sup>1\*</sup>

(<sup>1</sup>中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550081; <sup>2</sup>中国科学院大学, 北京 100049; <sup>3</sup>天津大学表层地球系统科学研究院, 天津 300072; <sup>4</sup>中国科学院普定喀斯特生态系统观测研究站, 贵州普定 562100)

**摘 要** 土壤呼吸是土壤释放 CO<sub>2</sub> 的过程, 土壤 CO<sub>2</sub> 动态及其控制因素的研究对于陆地生态系统碳收支核算和气候变化研究具有重要意义。本研究以喀斯特地区石灰土为对象, 利用红外传感器(Vaisala GMP252)和自动装置高频次观测手段, 测定了夏季土壤 CO<sub>2</sub> 浓度和表观土壤呼吸速率(即土壤表面 CO<sub>2</sub> 通量)的昼夜动态变化及其对集中降雨的响应特征, 并分析了土壤 CO<sub>2</sub> 浓度、表观土壤呼吸速率与土壤温度和湿度之间的关系。结果表明, 土壤 CO<sub>2</sub> 浓度的昼夜变化总体上呈现单峰变化趋势, 峰值出现在正午(12:00—13:00)。此外, 土壤 CO<sub>2</sub> 浓度在集中降雨过程中呈“V”字型快速响应特征。土壤 CO<sub>2</sub> 浓度与土壤温度呈正相关, 而与土壤湿度呈负相关, 石灰土偏碱性的环境使降雨时充填于土壤孔隙的水体中 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>、CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 及 CO<sub>2</sub> 的平衡对土壤 CO<sub>2</sub> 浓度变化具有重要影响。表观土壤呼吸速率的整体变化趋势与土壤温度和 CO<sub>2</sub> 浓度变化一致, 但前二者的变化与 CO<sub>2</sub> 浓度相比略为滞后。表观土壤呼吸速率与土壤温度呈显著相关, 而与土壤 CO<sub>2</sub> 浓度的相关性不明显。土壤温度和湿度可以解释 45% 的表观土壤呼吸速率变化。因此, 集中降雨影响下的石灰土表观土壤呼吸在短时间尺度上的变化主要受降雨、温湿度等环境因子影响下的土壤 CO<sub>2</sub> 与空气交换过程的控制。

**关键词** 喀斯特; 石灰土; 土壤 CO<sub>2</sub> 浓度; 表观土壤呼吸; 碳动态; 红外传感器

**Diurnal dynamics and constraints of soil CO<sub>2</sub> concentration in a limestone site during summer.** FU Yu-cong<sup>1,2,4</sup>, LANG Yun-chao<sup>1,3</sup>, WANG Zhong-jun<sup>1,2</sup>, LI Si-liang<sup>1,3</sup>, DING Hu<sup>1\*</sup>  
(<sup>1</sup>Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China; <sup>2</sup>University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; <sup>3</sup>Institute of Surface-Earth System Science, Tianjin University, Tianjin 300072, China; <sup>4</sup>Puding Karst Ecosystem Research Station, Chinese Academy of Sciences, Puding 562100, Guizhou, China).

**Abstract:** Soil respiration is the process of soil releasing CO<sub>2</sub>. It is important to explore the dynamics of soil CO<sub>2</sub> and its controls for mechanistic understanding of the terrestrial carbon budget and global climate change. Using infrared sensors (Vaisala GMP252) and an automatic device, we monitored CO<sub>2</sub> concentration and apparent respiration rate (*i.e.*, soil surface CO<sub>2</sub> flux) of a limestone soil profile with high frequency, aiming to capture the diurnal dynamics of soil CO<sub>2</sub> and its relationship with soil temperature, soil moisture and intense rainfall during summer. The results showed that the diurnal dynamics of soil CO<sub>2</sub> concentration generally exhibited single-peak curves, with a maximum during 12:00–13:00 each day. Moreover, soil CO<sub>2</sub> concentration showed a V-shaped response to intense rainfall. Soil CO<sub>2</sub> had a positive correlation with soil temperature, but had a negative correlation with soil moisture. The equilibrium of HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> and CO<sub>2</sub> in the water filling in soil pore-space during rainfall may have impacts on the CO<sub>2</sub> concentration dynamics in limestone soil due to its alkaline property. The apparent soil respiration rate had

国家自然科学基金项目(41571130072和41203090)和国家重大研究计划项目(2013CB956700)资助。

收稿日期: 2018-02-04 接受日期: 2018-07-02

\* 通讯作者 E-mail: hu.ding@hotmail.com

a similar diurnal variation trend as soil temperature and CO<sub>2</sub> concentration, showing significant correlation with temperature, while the poor correlation with soil CO<sub>2</sub> concentration. Soil temperature and moisture explained 45% of the variation of apparent soil respiration rate. Our results indicated that with the impacts of intense rainfall events, short-term apparent soil respiration of limestone was mainly controlled by CO<sub>2</sub> exchange between soil and atmosphere, which was largely dependent on environmental factors such as rainfall, soil temperature and moisture.

**Key words:** Karst; limestone; soil CO<sub>2</sub> concentration; apparent soil respiration; carbon dynamics; infrared sensor.

土壤是陆地生态系统最大的碳库 (Schlesinger *et al.* 2000), 是连接大气圈、水圈、生物圈和岩石圈的纽带, 土壤碳库的微小变化可能引起大气 CO<sub>2</sub> 浓度的明显波动, 并改变全球碳收支以及气候系统的稳定性 (Chiodini *et al.* 2008)。土壤呼吸作用是土壤碳库与大气碳库流通的主要方式, 土壤通过植被生长的光合作用固定大气 CO<sub>2</sub> 的同时, 每年向大气释放的 CO<sub>2</sub> 高达 68~78 Pg C (Raich *et al.* 1992)。过去 20 多年, 研究者利用人工及自动通量箱法 (Bekku *et al.* 1995; Koizumi *et al.* 1999)、涡度相关法 (Falge *et al.* 2002) 等技术手段, 开展了大量不同时空尺度的土壤表面 CO<sub>2</sub> 释放通量 (即表观土壤呼吸速率指的是观测到的土壤向大气释放 CO<sub>2</sub> 的速率) 方面的研究。表观土壤呼吸速率受温度、湿度、陆地植被类型和结构、光合作用强弱等生物和非生物因素的控制, 具有显著的时空变化特征 (Rey, 2015; Oertel *et al.* 2016), 特别是对降雨等环境因子的响应较为敏感 (Birch, 1958), 雨后土壤呼吸会显著增强 (Davidson *et al.* 1998) 或减弱 (Ball *et al.* 1999)。然而, 以往的研究主要关注土壤呼吸动态及其控制因素等, 对于土壤内部 CO<sub>2</sub> 动态的研究非常有限 (Maier *et al.* 2010), 且地下和地表的同步对比观测研究较少 (Rochette *et al.* 1991; Liu *et al.* 2002), 限制了对降雨过程中土壤 CO<sub>2</sub> 动态变化及相关过程的理解。最近几年, 非色散红外传感器 (NDIR) 越来越广泛地被用于原位观测土壤 CO<sub>2</sub> 的浓度变化, 并在此基础上获得土壤呼吸/土壤碳释放通量的动态等相关研究, 具有对土壤的破坏性小、能够连续自动测量不同时空尺度下的土壤通量变化等优点 (Maier *et al.* 2014)。

我国有关土壤 CO<sub>2</sub> 方面的研究采用的技术基本与国际同步, 早期主要采用离线采集土壤空气, 室内用色谱仪测定 CO<sub>2</sub> 浓度的方法, 不能满足高频次观测的需要。随着分析技术的进步, 手工或全自动的原位野外观测 (通量箱结合红外气体分析仪) 的

应用越来越多 (董云社等 2000; 李林立等 2004; 李艳花等 2006), 但依然缺乏对土壤内部 CO<sub>2</sub> 动态过程的研究。最近几年, 我国学者逐渐开始利用红外传感器开展土壤 CO<sub>2</sub> 浓度观测研究 (Yang *et al.* 2012; 涂志华等 2015; 赵志敏等 2015), 并在此基础上进行了通量模拟的探索性研究 (杜兰兰等 2016; 郑蔚等 2017)。土壤 CO<sub>2</sub> 排放不仅与土壤内部 CO<sub>2</sub> 生成过程有关, 在极大程度上还受控于水热条件等环境因子制约的土壤气体与大气间的交换过程, 不同时间尺度 (小时、昼夜、日和季节等) 上的土壤呼吸动态与土壤 CO<sub>2</sub> 浓度及各环境因子的关系可能有不同的表现形式 (秦小光等 2005), 需要开展系统研究。

石灰土是我国西南喀斯特地区主要土壤类型, 具有富钙和无机碳、偏碱性、导气导水性强等特征, 其碳动态及控制因素研究是该地区相关研究的热点问题, 对于区域和全球陆地碳收支核算具有重要意义。目前针对石灰土中 CO<sub>2</sub> 的时空动态变化的大量研究 (郑乐平 2000; 黎廷宇等 2001; 曾艳 2003; 刘芳等 2008; 程建中等 2011), 但已有的研究主要采用野外手动采样的方法, 定时抽取土壤气体后在实验室获取 CO<sub>2</sub> 浓度结果, 缺乏高分辨率的观测研究, 并存在扰动土壤环境、采样频次低等缺点。Yang 等 (2012) 利用红外传感器对黔中石灰土 CO<sub>2</sub> 浓度动态开展了探索性的实验, 但其主要关注点在于土壤和水之间的碳关联, 没有就土壤 CO<sub>2</sub> 和土壤呼吸作用动态等方面进行探讨。本研究利用红外探头原位监测我国西南喀斯特地区黄色石灰土剖面 CO<sub>2</sub> 浓度变化, 并利用通量箱高频次测定表观土壤呼吸速率。研究的目的是获取夏季该类土壤 CO<sub>2</sub> 浓度和表观呼吸速率的昼夜动态变化及其对集中降雨的响应特征, 探讨短时间尺度上石灰土土壤 CO<sub>2</sub> 动态变化特征, 并结合土壤温湿度变化探讨其变化的主要控制过程。

## 1 研究地区与研究方法

### 1.1 研究区概况

研究区位于贵州省贵阳市观山湖区中国科学院地球化学研究所的人工草地(26°39' N, 106°36' E)。下覆土壤为黄色石灰土,已种植景观性草皮2年左右,根系在10~20 cm处比较发达。该区域海拔1285 m,属于亚热带湿润温和型气候区,受季风控制,雨热同期,雨季(4—8月)降雨量达到全年降雨量(1100~1200 mm)的70%以上。通常7月份气温最高,平均气温在22~25℃。

### 1.2 实验设计

根据天气预报,2017年7月19—20日期间有较为集中的降雨,因此于7月15日将土壤温湿度探头、CO<sub>2</sub>传感器以及通量箱底座提前埋入土壤,以尽可能消除对土壤的干扰。为了消除通量箱内植物光合作用的影响,于通量观测开始前对通量箱内进行除草处理。由于7月份气温较高,植物生长处于旺盛时期,前期降雨较少,开始观测时土壤湿度处于较低水平。

在7月19日00:00—21日15:00,对表层土壤温湿度、土壤剖面自地表向下5和10 cm深度CO<sub>2</sub>浓度进行自动化观测。其中温湿度测量采用针形土壤温湿度探头(MS10A,中国)测定,CO<sub>2</sub>浓度采用新型固态非色散红外传感器(VaisalaGMP252,芬兰)测定,该传感器具有温度补偿功能,在标准大气压和常温下的CO<sub>2</sub>测试精度可达±40 ppm,湿度对测试结果的影响在ppm水平上可以忽略不计。该传感器有效测试高度为4.2 cm,因此分别将其中线所在的位置(2.1 cm)埋入5和10 cm土壤深度,分别代表这两个深度的CO<sub>2</sub>的浓度。采用高精度数据记录仪对土壤CO<sub>2</sub>浓度、温湿度进行记录,记录频率为1 min·次<sup>-1</sup>。

表观土壤呼吸利用自行设计的装置进行测定(丁虎等,2017),该装置由通量箱、自动控制气路系统和CO<sub>2</sub>分析仪组成,测试时间为7月20日08:00—7月21日15:00。采用分辨率为1 ppm的CO<sub>2</sub>分析仪(LI840A,美国产),测试数据用平板电脑实时自动记录,记录间隔设定为每次1 s。采取的圆柱形通量箱有效体积为0.00397 m<sup>3</sup>,为了减少箱体对土壤温湿度的影响,将通量箱体分为上下两部分,预先将底部基座埋入土壤中(此时土壤暴露在大气中),埋深为5 cm。在实验开始时将通量箱的

两部分密封,并检查其密闭性。装置在继电器、电磁阀控制下实现自动切换,实现自动测定的目的。当管路与空气交换一定时间后( $t_1$ ),通量箱内CO<sub>2</sub>浓度与大气CO<sub>2</sub>浓度接近(气压、温度和湿度类似),电磁阀切换气路,使管路气体经过装有钠石灰的除碳/水管,当管路内CO<sub>2</sub>浓度低于设定值(380 ppm)时,记录仪发送信号,触发电磁阀,使气路切换到测试状态,此时通量箱内气体开始累积,待一定时间( $t_2$ )后气路与空气交换,进行下一个周期的测定,本次实验中的 $t_1$ 和 $t_2$ 设置时间均为15 min。数据处理前先根据CO<sub>2</sub>和H<sub>2</sub>O含量的变化判断装置的工作状态是否正常,之后选择CO<sub>2</sub>浓度大于420 ppm(分析仪测定的大气CO<sub>2</sub>浓度值)的数据,根据如下公式计算:

$$R_s = \left( \frac{\delta \text{CO}_2}{\delta t} \right) \left( \frac{V}{RTS} \right)$$

其中 $R_s$ 为表观土壤呼吸速率(以下简称土壤呼吸,单位 $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ), $\delta \text{CO}_2 / \delta t$ ( $\mu\text{atm} \cdot \text{s}^{-1}$ )为通量箱内CO<sub>2</sub>累积的斜率, $V$ 为通量箱的体积( $\text{m}^3$ ), $R$ 为气体常数( $\text{m}^3 \cdot \text{atm} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}$ ), $T$ 为气温(K), $S$ 为通量箱在土壤表面的面积( $\text{m}^2$ )。

## 2 结果与分析

### 2.1 土壤温度、湿度变化

观测期间,土壤温度昼夜变化范围在22.8~25.8℃内(表1),于每日08:00和14:00左右达到日最低值和最高值。土壤湿度变化范围15.1%~23.0%,其昼夜变化不明显,其变化主要受降雨控制(图1),特别是在7月20日土壤湿度在短时间内由17.3%升高到22.9%。土壤温度与湿度之间呈现出一个相反的变化关系( $R = -0.389$ ,  $n = 3780$ ,  $P < 0.01$ )(表2),这可能与蒸发作用及土壤热容的变化有关。

### 2.2 土壤CO<sub>2</sub>浓度变化

土壤剖面5 cm深度CO<sub>2</sub>浓度普遍低于10 cm

表1 土壤温度、湿度、CO<sub>2</sub>浓度及表观土壤呼吸速率结果统计表

Table 1 Statistical results of soil temperature, moisture, CO<sub>2</sub> concentration and apparent soil respiration rate

	温度 (℃)	湿度 (%)	CO <sub>2</sub> 浓度(ppm)		表观土壤呼吸 ( $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ )
			5 cm	10 cm	
平均值	23.9	18.6	3170	4397	2.2
中位值	23.7	17.0	3197	4370	2.3
最小值	22.8	15.1	2621	3836	1.3
最大值	25.8	23.0	3661	4925	3.4

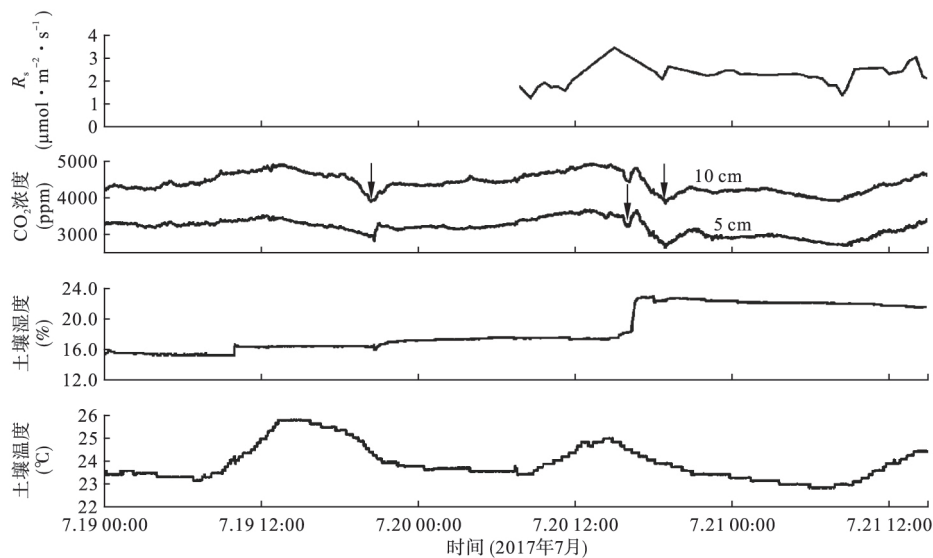


图1 土壤温湿度、CO<sub>2</sub>浓度和表观土壤呼吸( $R_s$ )日变化特征

Fig.1 Diurnal variation of soil temperature, moisture, CO<sub>2</sub> concentration, apparent soil respiration rate ( $R_s$ )

图中 CO<sub>2</sub> 浓度为 5cm 土壤的结果, 箭头指示集中降雨导致 CO<sub>2</sub> 浓度快速降低。

处 CO<sub>2</sub> 浓度变化范围分别为 2621~3661 和 3836~4925 ppm, 随深度增加 CO<sub>2</sub> 浓度逐渐升高。两个层位的 CO<sub>2</sub> 浓度相关性较强, 相关系数为 0.897 ( $n=3780$ ,  $P<0.01$ ), 具有相同的变化趋势, 总体上均呈现出单峰变化趋势(图1), 在 04:00—06:00 最低, 之后逐渐上升, 在 12:00—13:00 左右达到最大值, 因此非特别说明, 下文主要以 5 cm 深度 CO<sub>2</sub> 进行讨论。

土壤 CO<sub>2</sub> 浓度在集中降雨时快速下降, 之后迅速恢复或略高于雨前水平, 呈“V”字型快速响应特征(图1)。如在 7 月 19 日发生的集中降雨中, 土壤 CO<sub>2</sub> 浓度由降雨前的 3257 ppm 下降至 2797 ppm, 而后上升至 3287 ppm; 在 7 月 20 日两次集中降雨影响下, 土壤 CO<sub>2</sub> 浓度在降雨中出现了双“V”字型波动, 分别由雨前的 3525 和 3644 ppm 下降至 3189 和 2621 ppm, 随后恢复到正常浓度水平。

表2 土壤温度、湿度、CO<sub>2</sub>浓度及表观土壤呼吸速率之间的相关性分析

Table 2 Correlation analysis of soil temperature, moisture, CO<sub>2</sub> concentration and apparent soil respiration rate

	温度	湿度	CO <sub>2</sub> 浓度 <sup>a</sup>
温度			
湿度	-0.389**		
CO <sub>2</sub> 浓度 <sup>a</sup>	0.526**	-0.665**	
表观土壤呼吸 <sup>b</sup>	0.454**	0.198	0.017

<sup>a</sup>5 cm 深度 CO<sub>2</sub> 浓度; <sup>b</sup>土壤呼吸有关的分析时采用的温度、湿度和 CO<sub>2</sub> 浓度为通量测试期间的平均值; \*\* 显著性水平  $P<0.01$ 。

### 2.3 表观土壤呼吸速率变化

观测期间表观土壤呼吸速率在 1.3~3.4  $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  范围内变化(表1), 也有单峰变化规律, 与其他地区的研究结果一致(Grahammer *et al.*, 1991; 董云社等, 2000; 周洪华等, 2011), 日最低值和最高值分别出现在 08:30 和 15:00 左右(图1), 比 CO<sub>2</sub> 的最低和最高值出现时间略为滞后。集中降雨影响下的表观土壤呼吸速率也具有先降低后升高的趋势, 如在 7 月 20 日 15:00 出现日最高值(3.4  $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 后, 受下午两次降雨事件的影响, 在 18:30 左右达到一个低值(2.1  $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ), 之后在 19:00 迅速升高到 2.6  $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ , 然后再次降低至 2.2  $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ , 之后呈缓慢下降趋势, 直至 21 日 08:30 左右降到 1.4  $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。表观土壤呼吸速率与土壤温度表现出了较好的相关性( $R=0.454$ ,  $P<0.01$ ), 但与土壤 CO<sub>2</sub> 浓度的相关性不明显(表2)。

本次研究所测得的土壤呼吸速率的平均值与其他非石灰土母质土壤夏季观测的结果大体接近, 如华北平原林下草地(3.6  $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ , 高东等, 2010)、新疆绿洲农田(3.2  $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ , 谢静霞等, 2008)、东北半干旱草地(2.5  $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ , Wang *et al.*, 2006)、珠江三角洲人工林(4.0  $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ , 陈进等, 2011)、青藏高原高寒草甸(2.3  $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ , 白炜等, 2011), 但与长白山阔叶林(最高值 7.6  $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ , 蒋延玲等, 2005) 及新

疆盐生荒漠( 通量最高值  $0.1 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ , 谢静霞等, 2008) 同期的结果相比差别较大。可见, 除土壤类型外, 植被类型等也是影响土壤呼吸的重要因子。

### 3 讨论

#### 3.1 土壤温度对土壤 CO<sub>2</sub> 浓度变化的影响

土壤温度是影响 CO<sub>2</sub> 浓度变化的主要因素之一, 直接关系到土壤中有机质的分解速率以及微生物活性的高低 (Freeman *et al.*, 2004; 郎红东等, 2004; 蒲晓婷等, 2017)。本研究中, 土壤温度与 5 cm 深度土壤 CO<sub>2</sub> 浓度的相关系数为 0.526, 达到显著相关 ( $n=3780$ ,  $P<0.01$ , 表 2)。因此, 土壤温度是 CO<sub>2</sub> 浓度变化的主要控制因子之一, 这与前人的研究结果一致 (刘芳等, 2008; 程建中等, 2011)。然而, 土壤 CO<sub>2</sub> 浓度与温度的变化并不完全同步, 土壤温度每日的最低值和最高值出现的时间均滞后于 CO<sub>2</sub> 浓度每日的最低值和最高值的时间, 存在迟滞效应, 与前人的研究一致 (Philip *et al.*, 2005; O' Kane *et al.*, 2007; Phillips *et al.*, 2011), 气温峰值与土壤 CO<sub>2</sub> 浓度峰值相比也有一定迟滞。土壤 CO<sub>2</sub> 浓度与土壤温度之间迟滞效应的程度因环境因子的改变而发生变化, 7 月 19 日的土壤温度和 CO<sub>2</sub> 浓度的迟滞效应略强于 7 月 20 日, 可能与土壤湿度大小导致的 CO<sub>2</sub> 扩散率和热扩散率存在差异有关 (Riveros-Iregui *et al.*, 2007)。

#### 3.2 土壤湿度对石灰土 CO<sub>2</sub> 浓度动态的影响

土壤湿度与 CO<sub>2</sub> 浓度之间的关系复杂, 土壤湿度一般不会达到土壤生物萎蔫点或者超过田间持水量, 因此在通常情况下, 土壤湿度小范围的波动, 不会对土壤 CO<sub>2</sub> 浓度和释放速率产生显著的影响 (Fang *et al.*, 2001; Kiefer, 2010)。然而, 降雨会使土壤湿度发生较大变幅, 可能引起土壤 CO<sub>2</sub> 浓度发生明显变化 (郎红东等, 2004; Suseela *et al.*, 2015)。研究期间发生多次降雨, 土壤湿度由观测初期的 15.4% 上升至观测结束时的 21.5%, 因此其对土壤 CO<sub>2</sub> 的影响不可忽略。统计结果表明, 二者之间显著相关, 相关系数为  $-0.665$  ( $n=3780$ ,  $P<0.01$ , 表 2), 因此土壤湿度可能是影响土壤 CO<sub>2</sub> 浓度和呼吸作用结果的一个关键因素。

受降雨影响, 土壤湿度逐渐增加, 土壤气孔则逐渐被土壤水填充, 从而降低了 CO<sub>2</sub> 向大气的扩散速率, 土壤 CO<sub>2</sub> 浓度因此会上升。另外, 降雨能够促

进微生物活动, 强烈激发土壤 CO<sub>2</sub> 的产生, 导致土壤 CO<sub>2</sub> 浓度升高, 被称为“激发效应” (Chen *et al.*, 2005; Saetre *et al.*, 2005; Shi *et al.*, 2014)。然而, 本研究中几次集中降雨后土壤 CO<sub>2</sub> 浓度的升高并不明显。与之相反, 在集中降雨发生时具有明显的降低趋势, 这可能由以下几方面的原因导致: (1) 土壤水中 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>、CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 及 CO<sub>2</sub> 的平衡过程有关 (Maier *et al.*, 2010): 由于石灰土孔隙度较大, 并且偏碱性, 雨水进入土壤孔隙后溶解大量 CO<sub>2</sub>, 并与土壤中的碳酸盐矿物发生反应, 水体中无机碳的形态主要以 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 为主, 游离态 CO<sub>2</sub> 浓度含量较低, 使土壤 CO<sub>2</sub> 浓度降低。而降雨停止后, 土壤水快速下渗, 土壤气孔重新被填满 CO<sub>2</sub> 气体, CO<sub>2</sub> 浓度逐渐恢复到正常水平; (2) 土壤水向下迁移时可能对土壤气体造成“压迫”, 使土壤空气向下迁移, 前已述及, 土壤 CO<sub>2</sub> 浓度随深度增加而升高, 因此向下迁移会使相应层位的气体浓度降低。由于疏松的结构, 随着降雨的停止, 土壤水向下的迁移过程逐渐消失, 土壤空气恢复其向上扩散的过程。这种过程在喀斯特地区是可能存在的, 由于土壤浅薄, 石灰土与其下覆岩石之间普遍存在导水导气性较强的一个过渡层 (刘丛强, 2009), 也可能是土壤空气扩散的一个通道 (Tsy-pin *et al.*, 2012), 然而, 由于所设置的观测层位有限, 无法就具体的过程进行深入探讨。但毋庸置疑的是, 除了影响土壤气体的扩散速率外, 还可能因为化学过程等引起土壤 CO<sub>2</sub> 动态的改变。有别于其他地区, 土壤湿度对石灰土的 CO<sub>2</sub> 动态的影响可能比其他类型土壤起更为关键的作用。

#### 3.3 表观土壤呼吸速率的影响因素

表观土壤呼吸速率与土壤 CO<sub>2</sub> 浓度的昼夜变化类似, 这是由于土壤剖面产生的 CO<sub>2</sub> 主要通过分子扩散和压力梯度两种途径释放到大气中, 土壤 CO<sub>2</sub> 浓度高低和压力差的大小影响地表 CO<sub>2</sub> 的释放通量 (Pingintha *et al.*, 2010)。然而, 二者的变化并非完全同步, 表观土壤呼吸速率较土壤 CO<sub>2</sub> 浓度的变化略为滞后, 且变化更为复杂 (图 1)。统计结果表明, 二者的相关性不明显 (表 2), 不同于喀斯特地区的其他研究结果 (程建中等, 2011)。可能的原因是, 本次实验期间有降雨发生, 土壤气体与大气的交换过程因此发生显著改变 (Harper *et al.*, 2005)。当然, 本次观测过程中土壤 CO<sub>2</sub> 浓度探头并非与通量箱所在的位置完全相同, 加之通量箱设置条件的限制, 使 CO<sub>2</sub> 浓度和表观土壤呼吸作用对外界条件

(上覆草的生长及降水等)的响应敏感性也有所不同,这也可能是导致二者相关性较差的一个原因。从长时间尺度来看,土壤内部过程导致的土壤 CO<sub>2</sub> 浓度及其梯度高低可能是土壤 CO<sub>2</sub> 通量的首要决定因素(Maier *et al.*, 2014),但石灰土土壤的情况有待于更多长期系统对比研究。

表观土壤呼吸速率与土壤温度的相关性较好,与前人的研究相同(Londo *et al.*, 1999; Fang *et al.*, 2001; Huang *et al.*, 2017),表明温度是影响土壤呼吸作用的主要因子。除了前已述及的土壤温度对有机质分解速率及微生物活性的影响外,土壤温度升高还可能使气体扩散系数变大(秦小光等, 2005),因此土壤温度对表观土壤呼吸速率具有正效应。尽管表观土壤呼吸速率与土壤湿度的相关性不明显,但线性回归模型结果表明,将土壤温度和湿度作为变量的多元线性回归分析所得到的表观土壤呼吸速率结果( $R_s = -13.95 + 0.56 \times T + 0.14 \times W$ ,  $R^2 = 0.45$ ,  $P < 0.001$ ,  $T$  和  $W$  分别表示土壤温度和湿度)优于将土壤温度作为单变量分析的结果,可以解释 45% 的表观土壤呼吸变化,但加入土壤 CO<sub>2</sub> 浓度作为变量时,回归方程的相关系数并没有明显改善。因此,集中降雨影响下的石灰土土壤的表观土壤呼吸在短时间尺度上主要受控于降雨、温湿度等环境因子影响下的土壤 CO<sub>2</sub> 与大气的交换过程,土壤内部过程的影响相对较小。

#### 4 结 论

夏季石灰土土壤 CO<sub>2</sub> 浓度和表观土壤呼吸速率具有明显的昼夜变化规律,均与土壤温度呈显著正相关关系,但三者变化并不同步,土壤温度、土壤呼吸的变化略滞后于土壤 CO<sub>2</sub> 浓度。土壤 CO<sub>2</sub> 浓度在集中降雨时会降低并快速恢复/超过雨前水平,呈“V”字形响应特征,有别于前人对其他类型土壤的研究结果,石灰土土壤湿度对 CO<sub>2</sub> 动态变化的影响具有特殊性。降雨影响下的石灰土表观土壤呼吸速率大小,在短时间尺度上主要受控于土壤温湿度等环境因子影响下土壤 CO<sub>2</sub> 与大气的交换过程。

今后的研究应充分利用新技术手段,针对自然条件下的石灰土以及土壤水中的 CO<sub>2</sub> 动态开展长期高分辨率同步观测研究,揭示土壤内部产生 CO<sub>2</sub> 以及与空气交换的动态过程,探索土壤呼吸的影响控制机制,为喀斯特地区土壤呼吸动态模型的建立提供理论依据和基础数据。

#### 参考文献

- 白 炜,王根绪,刘光生. 2011. 青藏高原高寒草甸生长期 CO<sub>2</sub> 排放对气温升高的响应. 生态学杂志, **30**(6): 1045-1051.
- 陈 进,肖以华,陈步峰,等. 2011. 珠江三角洲四种森林类型土壤 CO<sub>2</sub> 通量特征研究. 生态环境学报, **20**(5): 860-864.
- 程建中,李心清,周志红,等. 2011. 土壤 CO<sub>2</sub> 浓度与地表 CO<sub>2</sub> 通量的季节变化及其相互关系. 地球与环境, **39**(2): 196-202.
- 丁 虎,付玉聪. 2017. 一种界面二氧化碳交换通量连续自动测定装置: 中国, ZL201720012955.8. 2017-08-22.
- 董云社,章 申,齐玉春,等. 2000. 内蒙古典型草地 CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub> 通量的同时观测及其日变化. 科学通报, **45**(3): 318-322.
- 杜兰兰,王志齐,王 蕊,等. 2016. 模拟条件下侵蚀-沉积部位土壤 CO<sub>2</sub> 通量变化及其影响因素. 环境科学, **37**(9): 3616-3624.
- 高 东,鲁绍伟,饶良懿,等. 2010. 华北平原杨树人工林 5 种植被类型土壤 CO<sub>2</sub> 通量研究. 水土保持学报, **24**(4): 203-207.
- 蒋延玲,周广胜,赵 敏,等. 2005. 长白山阔叶红松林生态系统土壤呼吸作用研究. 植物生态学报, **29**(3): 411-414.
- 郎红东,杨剑虹. 2004. 土壤 CO<sub>2</sub> 浓度变化及其影响因素的研究. 西南大学学报, **26**(6): 731-734.
- 黎廷宇,王世杰,郑乐平. 2001. 黔中碳酸盐岩和非碳酸盐岩上覆土壤 CO<sub>2</sub> 来源的对比研究. 中国科学: 地球科学, **31**(9): 777-782.
- 李林立,高 波,蒋勇军,等. 2004. 重庆金佛山岩溶区表层岩溶生态系统 CO<sub>2</sub> 浓度分析. 热带地理, **24**(4): 326-331.
- 李艳花,赵景波. 2006. 西安南郊不同深度土壤 CO<sub>2</sub> 浓度变化研究. 干旱区资源与环境, **20**(2): 124-128.
- 刘 芳,刘丛强,王仕禄,等. 2008. 黔中土壤 CO<sub>2</sub> 的释放特征及其影响因素. 生态环境, **17**(3): 1120-1124.
- 刘丛强. 2009. 生物地球化学过程与地表物质循环: 西南喀斯特土壤-植被系统生源要素循环. 北京: 科学出版社.
- 蒲晓婷,林伟盛,杨玉盛,等. 2017. 杉木幼林土壤垂直剖面 CO<sub>2</sub> 通量对土壤增温的响应. 环境科学学报, **37**(1): 288-297.
- 秦小光,蔡炳贵,吴金水,等. 2005. 土壤温室气体昼夜变化及其环境影响因素研究. 第四纪研究, **25**(3): 376-388.
- 涂志华,赵 阳,郑力文,等. 2015. 基于非分散红外 (NDIR) 技术的土壤剖面二氧化碳浓度的测定. 光谱学与光谱分析, **35**(4): 997-1000.
- 谢静霞,翟翠霞,李 彦. 2008. 盐生荒漠与绿洲农田土壤 CO<sub>2</sub> 通量的对比研究. 自然科学进展, **18**(3): 262-268.
- 曾 艳. 2003. 亚热带岩溶山区夏季土壤 CO<sub>2</sub> 浓度的分布状况与变化规律(硕士学位论文). 重庆: 西南师范大学.
- 赵志敏,施风霞. 2015. 温湿度对绿洲棉田土壤 CO<sub>2</sub> 通量的

- 影响. 新疆环境保护, **37**(3): 21–26.
- 郑蔚, 李超, 元晓春, 等. 2017. 皆伐火烧对亚热带森林不同深度土壤 CO<sub>2</sub> 通量的影响. 生态学报, **37**(4): 1221–1231.
- 郑乐平. 2000. 黔中岩溶地区草地下土壤 CO<sub>2</sub> 含量的变化特征. 上海环境科学, (7): 333–335.
- 周洪华, 李卫红, 杨余辉, 等. 2011. 干旱区不同土地利用方式下土壤呼吸日变化差异及影响因素. 地理科学, **31**(2): 190–196.
- Ball BC, Scott A, Parker JP. 1999. Field N<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes in relation to tillage, compaction and soil quality in Scotland. *Soil & Tillage Research*, **53**: 29–39.
- Bekku Y, Koizumi H, Nakadai T, et al. 1995. Measurement of soil respiration using closed chamber method: An IRGA technique. *Ecological Research*, **10**: 369–373.
- Birch HF. 1958. The effect of soil drying on humus decomposition and nitrogen availability. *Plant and Soil*, **10**: 9–31.
- Chen D, Molina JAE, Clapp CE, et al. 2005. Corn root influence on automated measurement of soil carbon dioxide concentrations. *Soil Science*, **170**: 779–787.
- Chiodini G, Caliro S, Cardellini C, et al. 2008. Carbon isotopic composition of soil CO<sub>2</sub> efflux, a powerful method to discriminate different sources feeding soil CO<sub>2</sub> degassing in volcanic-hydrothermal areas. *Earth & Planetary Science Letters*, **274**: 372–379.
- Davidson EA, Belk E, Boone RD. 1998. Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Global Change Biology*, **4**: 217–227.
- Falge E, Tenhunen J, Baldocchi D, et al. 2002. Phase and amplitude of ecosystem carbon release and uptake potentials as derived from FLUXNET measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, **113**: 75–95.
- Fang C, Moncrieff JB. 2001. The dependence of soil CO<sub>2</sub> efflux on temperature. *Soil Biology & Biochemistry*, **33**: 155–165.
- Freeman C, Kim SY, Lee SH, et al. 2004. Effects of elevated atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations on soil microorganisms. *Journal of Microbiology*, **42**: 267–277.
- Grahammer K, Jawson MD, Skopp J. 1991. Day and night soil respiration from a grassland. *Soil Biology & Biochemistry*, **23**: 77–81.
- Harper CW, Blair JM, Fay PA, et al. 2005. Increased rainfall variability and reduced rainfall amount decreases soil CO<sub>2</sub> flux in a grassland ecosystem. *Global Change Biology*, **11**: 322–334.
- Huang YH, Hung CY, Lin IR, et al. 2017. Soil respiration patterns and rates at three Taiwanese forest plantations: dependence on elevation, temperature, precipitation, and litterfall. *Botanical Studies*, **58**: 49.
- Kiefer RH. 2010. Soil carbon dioxide concentrations and climate in a humid subtropical environment. *Professional Geographer*, **42**: 182–194.
- Koizumi H, Kontturi M, Mariko S, et al. 1999. Soil respiration in three soil types in agricultural ecosystems in Finland. *Acta Agriculturae Scandinavica, Section B: Plant & Soil Science*, **49**: 65–74.
- Liu X, Wan S, Su B, et al. 2002. Response of soil CO<sub>2</sub> efflux to water manipulation in a tallgrass prairie ecosystem. *Plant and Soil*, **240**: 213–223.
- Londo AJ, Messina MG, Schoenholtz SH. 1999. Forest harvesting effects on soil temperature, moisture, and respiration in a bottomland hardwood forest. *Soil Science Society of America Journal*, **63**: 637–644.
- Maier M, Schack-Kirchner H, Hildebrand EE, et al. 2010. Pore-space CO<sub>2</sub>, dynamics in a deep, well-aerated soil. *European Journal of Soil Science*, **61**: 877–887.
- Maier M, Schack-Kirchner H. 2014. Using the gradient method to determine soil gas flux: A review. *Agricultural and Forest Meteorology*, **192–193**: 78–95.
- Oertel C, Matschullat J, Zurba K, et al. 2016. Greenhouse gas emissions from soils: A review. *Chemie der Erde: Geochemistry*, **76**: 327–352.
- O’Kane JP, Flynn D. 2007. Thresholds, switches and hysteresis in hydrology from the pedon to the catchment scale: Anon-linear systems theory. *Hydrology & Earth System Sciences*, **11**: 443–459.
- Philip J, Kane O. 2005. Hysteresis in hydrology. *Acta Geophysica Polonica*, **4**: 373–383.
- Phillips CL, Nickerson N, Risk D, et al. 2011. Interpreting diel hysteresis between soil respiration and temperature. *Global Change Biology*, **17**: 515–527.
- Pingthina N, Leclerc MY, Beasley Jr J, et al. 2010. Assessment of the soil CO<sub>2</sub> gradient method for soil CO<sub>2</sub> efflux measurements: Comparison of six models in the calculation of the relative gas diffusion coefficient. *Tellus Series B: Chemical & Physical Meteorology*, **62**: 47–58.
- Raich JW, Schlesinger WH. 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus Series B: Chemical & Physical Meteorology*, **44**: 81–99.
- Rey A. 2015. Mind the gap: Non-biological processes contributing to soil CO<sub>2</sub> efflux. *Global Change Biology*, **21**: 1752–1761.
- Riveros-Iregui DA, Emanuel RE, Muth DJ, et al. 2007. Diurnal hysteresis between soil CO<sub>2</sub> and soil temperature is controlled by soil water content. *Geophysical Research Letters*, **34**: 138–138.
- Rochette P, Desjardins RL, Pattey E. 1991. Spatial and temporal variability of soil respiration in agricultural fields. *Canadian Journal of Soil Science*, **71**: 189–196.
- Saetre P, Stark JM. 2005. Microbial dynamics and carbon and nitrogen cycling following re-wetting of soils beneath two semi-arid plant species. *Oecologia*, **142**: 247–260.
- Schlesinger WH, Andrews JA. 2000. Soil respiration and the global carbon cycle. *Biogeochemistry*, **48**: 7–20.
- Shi A, Marschner P. 2014. Drying and rewetting frequency influences cumulative respiration and its distribution over

- time in two soils with contrasting management. *Soil Biology & Biochemistry*, **72**: 172–179.
- Suseela V, Conant RT, Wallenstein MD, et al. 2015. Effects of soil moisture on the temperature sensitivity of heterotrophic respiration vary seasonally in an old-field climate change experiment. *Global Change Biology*, **18**: 336–348.
- Tsypin M, Macpherson GL. 2012. The effect of precipitation events on inorganic carbon in soil and shallow groundwater, Konza Prairie LTER Site, NE Kansas, USA. *Applied Geochemistry*, **27**: 2356–2369.
- Wang W, Guo J. 2006. The contribution of root respiration to soil CO<sub>2</sub> efflux in *Puccinellia tenuiflora* dominated community in a semi-arid meadow steppe. *Chinese Science Bulletin*, **51**: 697–703.
- Yang R, Liu Z, Zeng C, et al. 2012. Response of epikarst hydrochemical changes to soil CO<sub>2</sub> and weather conditions at Chenqi, Puding, SW China. *Journal of Hydrology*, **468**: 151–158.
- 
- 作者简介 付玉聪, 1992年生, 硕士研究生, 主要从事土壤二氧化碳动态变化及其控制机制的研究。E-mail: fuyucong@mail.gyig.ac.cn
- 责任编辑 魏中青
-