

DOI: 10.5846/stxb201811182500

吴韦, 贾亚男, 蒋勇军, 彭学义, 段世辉, 刘九缠, 王正雄, 卫敏洁. 典型岩溶槽谷区土壤 CO₂ 浓度变化对隧道建设的响应研究——以重庆市中梁山岩溶槽谷为例. 生态学报, 2019, 39(16): - .

Wu W, Jia Y N, Jiang Y J, Peng X Y, Duan S H, Liu J C, Wang Z X, Wei M J. Change in soil CO₂ concentration due to tunnel construction in a typical karst valley: A case study of Zhongliang Mountain, Chongqing City. Acta Ecologica Sinica, 2019, 39(16): - .

典型岩溶槽谷区土壤 CO₂ 浓度变化对隧道建设的响应研究

——以重庆市中梁山岩溶槽谷为例

吴 韦^{1,2}, 贾亚男^{1,2,*}, 蒋勇军^{1,2}, 彭学义^{1,2}, 段世辉^{1,2}, 刘九缠^{1,2}, 王正雄^{1,2}, 卫敏洁^{1,2}

1 西南大学地理科学学院, 重庆 400715

2 岩溶环境重庆市重点实验室, 重庆 400715

摘要: 为了解重庆市中梁山岩溶槽谷区隧道建设对土壤 CO₂ 浓度变化特征的影响, 于 2017 年 12 月 1 日至 2018 年 11 月 25 日对中梁山岩溶槽谷区的隧道影响区和非隧道影响区典型的白蜡树林 (FC) 和于 2017 年 3 月 22 日—2018 年 1 月 18 日对耕地 (CU)、灌丛 (SH)、竹林 (BA) 下土壤 CO₂ 浓度及其相关的环境因子进行研究, 探讨了隧道影响和非隧道影响的岩溶区土壤 CO₂ 浓度变化规律及其影响因子。研究表明: 隧道影响区 (A 区) 土壤 CO₂ 浓度低于非隧道影响区 (B 区), A 区 A-CU、A-SH、A-BA 和 A-FC 土壤 CO₂ 浓度的平均值分别为 4479.26、6053.10、8152.70 mg/m³ 和 17162.47 mg/m³, B 区 B-CU、B-SH、B-BA 和 B-FC 分别为 6244.67、6647.01、9422.94 mg/m³ 和 18396.09 mg/m³。但隧道影响区和非隧道影响区的土壤 CO₂ 浓度具有相同的垂直和季节变化趋势, 在垂直方向上, 土壤 CO₂ 浓度随土壤深度的增加而增加, 在季节变化上, 雨季 (夏季和秋季) 土壤 CO₂ 浓度大于旱季 (冬季和春季)。经相关分析发现土壤温度是影响土壤 CO₂ 浓度变化的主控因子, 土壤 CO₂ 浓度随土壤温度的升高而升高, 降水较多时土壤含水率过高, 会抑制土壤 CO₂ 的生产, 同时, 土壤理化性质也对土壤 CO₂ 浓度具有一定的影响。隧道影响区土壤 CO₂ 浓度的变化受外界环境变化的影响大。

关键词: 岩溶槽谷区; 隧道建设; 土壤 CO₂ 浓度; 环境因子

Change in soil CO₂ concentration due to tunnel construction in a typical karst valley: A case study of Zhongliang Mountain, Chongqing City

WU Wei^{1,2}, JIA Yanan^{1,2,*}, JIANG Yongjun^{1,2}, PENG Xueyi^{1,2}, DUAN Shihui^{1,2}, LIU Jiuchan^{1,2}, WANG Zhengxiong^{1,2}, WEI Minjie^{1,2}

1 Chongqing Key Laboratory of Karst Environment, Chongqing 400715, China

2 School of Geographical Sciences, Southwest University, Chongqing 400715, China

Abstract: To understand the effect of tunnel construction in a karst ridge-trough area (Zhongliang Mountain, Beibei District, Chongqing) on the characteristics of the soil CO₂ concentration, we analyzed the soil CO₂ concentration and environmental factors of *Fraxinus chinensis* (FC) at 0—20 cm and 20—40 cm in tunnel affected and non-tunnel affected areas from December 1, 2017 to November 25, 2018. In addition, the soil CO₂ concentration and its related environmental

基金项目: 国家重点研发计划项目 (2016YFC0502306)

收稿日期: 2018-11-18; 网络出版日期: 2019-00-00

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: jiayanan@SWU.edu.cn

factors under cultivated land (CU), shrub (SH), and bamboo forest (BA) were studied from March 22, 2017 to January 18, 2018, to discuss the variation of the soil CO₂ concentration in karst areas affected and not affected by the tunnel. The results showed that (1) the average values for the soil CO₂ concentrations of A-CU, A-SH, A-BA, and A-FC in area A (tunnel affected area) were 4479.26 mg/m³, 6053.10 mg/m³, 8152.70 mg/m³, and 17162.47 mg/m³, respectively, and those of B-CU, B-SH, B-BA, and B-FC in area B (non-tunnel affected area) were 6244.67 mg/m³, 6647.01 mg/m³, 9422.94 mg/m³, and 18396.09 mg/m³, respectively. The soil CO₂ concentration in the tunnel affected area was lower than that in the non-tunnel affected area. (2) However, the soil CO₂ concentration in the tunnel affected and non-tunnel affected areas had the same vertical and seasonal variation trends: in the vertical change, the soil CO₂ concentration increased with increase in soil depth, and in the seasonal change, the soil CO₂ concentration in the rainy season (summer and autumn) was greater than that in the dry season (winter and spring). (3) Correlation analysis showed that the soil temperature was the main controlling factor affecting the soil CO₂ concentration. Additionally, the soil CO₂ concentration increased with the soil temperature, except during the rainy season, where the soil moisture inhibited the production of CO₂ in the soil. Moreover, the soil physical and chemical properties could also affect the soil CO₂ concentration. (4) Finally, the changes in the soil CO₂ concentration in the tunnel affected areas were more susceptible to changes in the external environment.

Key Words: karst trough; tunnel construction; soil CO₂ concentration; environmental factors

大气二氧化碳(CO₂)是主要温室气体,通过吸收地面辐射来影响气候变化^[1]。大气CO₂的增加有可能导致陆地生态系统对C的释放和吸收之间的不平衡,从而产生对大气CO₂积累和全球生态系统变化的反馈。大气中的CO₂主要受大气、海洋、陆地生物之间的碳交换过程所控制^[2]。土壤作为陆生生物的主要栖息地,在CO₂的转换过程中占重要作用,因土壤是陆地生态系统中的主要碳库,其碳含量约占生态系统总碳的三分之二^[3-5],其微小的变化可能引起大气中CO₂浓度的明显改变,加之土壤CO₂浓度可以反映和影响土壤向大气释放CO₂的通量^[6-7],同时对植物根系生长发育、土壤微生物活动和各种有机质转化也有较大影响^[8],所以提高我们对不同因素影响下土壤剖面CO₂浓度季节变化特征的理解有助于认识土壤CO₂的产生、累积、运输以及向大气排放的生物和物理过程,对于制定和实施合理的措施来减少土壤向大气排放CO₂十分有意义^[9]。当前学者们对土壤CO₂浓度的研究主要集中在森林、草原和农田生态系统,且主要关注如土壤温度、土壤含水率、植物根系和微生物活动等影响土壤CO₂浓度变化的因素^[10-11],对于岩溶地区而言,尽管也在野外或者室内进行了大量实验工作^[12-20],但是该区土壤CO₂浓度变化的驱动因素仍需要详细的报告,特别是因地下大型水文工程的建设(如隧道建设)引起CO₂的地质泄露^[21]和土壤CO₂浓度的变化关注较少。

本研究以亚热带气候区的重庆市中梁山岩溶槽谷区为研究对象,该区生态环境脆弱,地上地下双层结构易引起土壤地表漏失,养分地下流失^[22],土壤保水能力差^[23]。并且随着重庆交通的快速向西部扩展,在长约70 km的观音峡背斜中已建成十多条公路、铁路、城市轨道交通隧道,并有在建、拟建隧道数条。在11 km²的龙凤槽谷区,密集分布有3条隧道(图1)。据初步调查,上述隧道开挖以来,槽谷内原有的能满足人畜饮用、灌溉的泉水,水井水位逐渐降低甚至完全消失;原有水田全部干涸,或弃耕或改为旱地,蓄水池也大量干涸,被迫改为旱地,土壤中的水分含量日趋减少,而土壤含水率作为土壤CO₂浓度变化的主控因子之一,隧道影响区土壤含水率的变化在一定程度上也会影响其土壤CO₂浓度。因此,在该区域开展隧道建设影响下土壤CO₂浓度变化的研究具有一定的代表性。在实验过程中选择隧道影响区与非隧道影响区的竹林、灌丛、耕地和白蜡树林为研究对象,其中白蜡树林建立了长期观测的点,研究隧道建设影响下土壤CO₂浓度的变化特征及其与环境因子之间的关系,为我国乃至全球岩溶区的隧道建设提出参考性建议,以减少隧道建设对生态环境的不利影响。

1 试验材料与方法

1.1 研究区域概况

研究区(图 1)位于重庆市中梁山(106°18′14″—106°56′53″E, 29°39′10″—30°03′53″N),该区为岩溶区,土层薄且不连续,地上地下二元结构发育。海拔 400—700 m。属于中亚热带季风性湿润气候,具有春早、夏长、秋短、冬迟的特点,年均温度 18℃,多年平均降水量 1000 mm 左右,降水量年内变化大,多集中在 5—10 月。重庆市中梁山是观音峡背斜的一部分,其地貌特征受地质构造和岩性的强烈控制:坚硬的黄色砂岩形成陡峻的两翼,紫色页岩组成的轴部构成波状起伏的丘陵地形,二者之间的灰岩经岩溶作用形成岩溶槽谷,地貌上表现为“一山两槽三岭”的格局。研究区土壤为嘉陵江组灰岩发育而来的石灰土。在 11 km² 的龙凤槽谷区(命名为 A 区,即隧道影响区),密集分布有 3 条隧道分别是龙凤绕城高速公路隧道、兰海高速公路隧道和轨道交通 6 号线隧道,隧道在穿越背斜时,揭露大量岩溶地下水的可行性极大,因此不可避免破坏地下水环境和土壤水环境及生态,从而影响土壤 CO₂ 浓度;而在龙凤槽谷南部,从龙车寺至中梁镇上形成一个相对独立的水文地质单元,即龙车槽谷(命名为 B 区,即非隧道影响区),该区未修建隧道作为对比区,面积 27.5 km²。

1.2 实验设计和土壤 CO₂ 浓度测定方法

在 A 区和 B 区分别选择耕地(3 个重复),竹林地(3 个重复)和灌丛地(2 个重复),分别命名为 A-CU、A-BA、A-SH 和 B-CU、B-BA、B-SH,虽已有文章证明土壤 CO₂ 浓度的空间变异性与微地形差异无关^[24],但在本研究中基本保证相同的土地利用方式的微地形相似,安装自制简易装置收集土壤气体。挖出土壤剖面,将 PVC 管的 C 部分完全插入 0—20 cm 和 20—40 cm 土壤深度的侧壁中(图 2)。安装完成后,将凹坑回填,注意采样器 C 和 D 部分连接处未松动。为使扰动土壤恢复,2016 年 12 月 26 日完成野外选点和仪器安装直至 2017 年 3 月 22 日开始采集土壤气体样品。

在 A 区和 B 区选择同一坡向的白蜡树林(*Fraxinus chinensis*)作为仪器连续监测的点,分别命名为 A-FC 和 B-FC, A-FC 样地的基本特征:经纬度为 106°26′44″E, 29°46′48″N, 海拔 577 m, 坡向东偏南, 坡度 20°; B-FC 样地的基本特征:经纬度为 106°26′14″E, 29°45′1″N, 海拔 531 m, 坡向东偏南, 坡度 20°。为使扰动的土壤恢复,2017 年 4 月 10 日完成各类型传感器的安装,直至 2017 年 12 月 1 日开始使用其监测数据。

本研究中 A-CU、A-BA、A-SH 和 B-CU、B-BA、B-SH 样地,于 2017 年 3 月 22 日—2018 年 1 月 18 日期间,大约在 9:00—11:00 之间按月采集土壤气体样品。气体样品送回实验室并用气相色谱仪(Agilent 7890A, 配微池 TCD 和 FID 检测器)在 3 天内测定土壤 CO₂ 浓度。土壤温度使用便携式温度测定仪(FLUKE 51 II)测定,土壤含水率采集土壤样品带回实验室用烘干法测定。

1-FC 和 B-FC 样地土壤 CO₂ 浓度、水分和温度采用北京雨根科技有限公司 RR-1016 型数据采集器,分别在 0—20 cm 和 20—40 cm 土壤深度处安装相应的传感器,其中各土层及各类型的传感器安装数量均为 1。监测土壤温度和水分传感器型号分别为 AV-10T 和 AV-EC5,量程和精度分别为 40—140℃ 和 ±0.1℃、0—

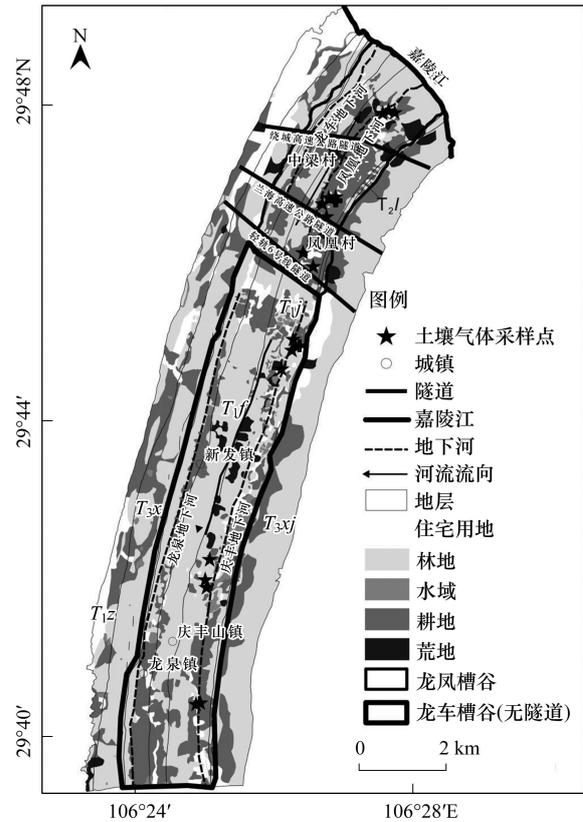


图 1 研究区示意图

Fig.1 Sketch map showing the location of the study plots

100%和 $\pm 0.1\%$;土壤 CO_2 浓度传感器使用芬兰 Vaisala 公司的 GMM221 型气体 CO_2 传感器,量程为 0—20000 ppmv,精度为 $\pm 1\%$ 。于 2017 年 12 月 1 日至 2018 年 11 月 25 日监测 0—20 cm 和 20—40 cm 土层深度的 CO_2 浓度、水分和温度,期间仪器故障,某些数据中断。

同时使用天津气象仪器厂有限公司生产的 DAVIS Vantage Pro2 型自动气象监测站对降水量进行实时监测,雨量检测下限为 0.2 mm,使用美国 Davis 公司生产的 VantagePro 野外气象站自动监测气温数据,其精度为 0.1°C ,所有仪器采样间隔为 15 分钟,均安装于凤凰村村委会楼顶。

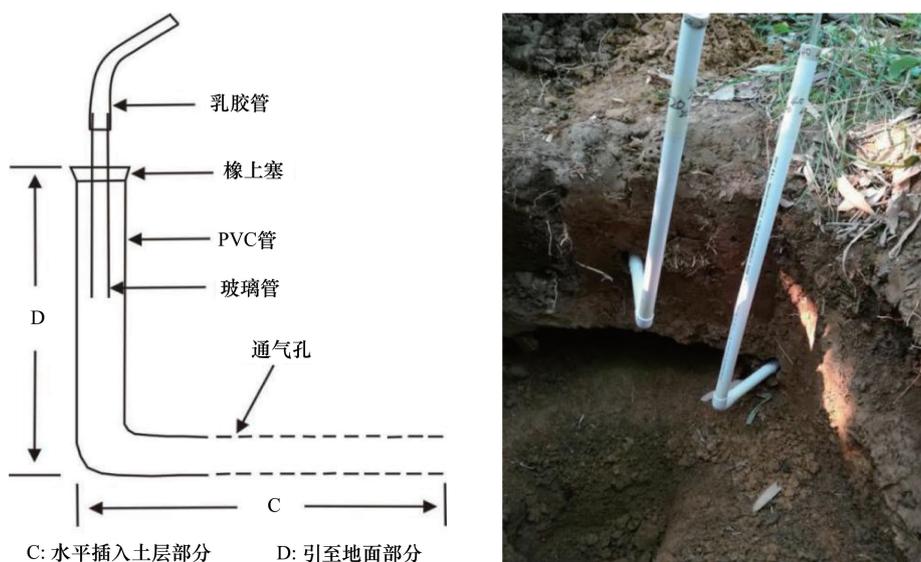


图 2 实验装置简图和野外安置设备图

Fig.2 Experimental device diagram and field placement equipment map

1.3 土壤样品的采集及分析

在监测土壤 CO_2 浓度、水分和温度的同时,在安置传感器或简易气体收集装置周围采集 0—20 cm 和 20—40 cm 土壤样品,每层样品采集 3 个混合土样,将土壤样品带回实验室,风干、磨碎、过筛、待测。另外在每层用环刀采集 3 个土样测定土壤容重。具体测定方法为:土壤 pH 值用计酸度计测定,土壤有机碳用重铬酸钾容量法-外加热法测定,全氮用半微量凯氏法测定,粒径分析用简易比重计法测定。

1.4 数据分析

采用 SPSS 24.0 和 Excel 2010 进行数据统计和描述,采用独立样本 T-检验 (one-way ANOVA) 比较不同数据组间的差异,采用相关性分析比较土壤 CO_2 浓度与环境因子之间的相关关系。

2 结果

2.1 A 区和 B 区土壤理化性质的变化

如表 1 所示,A-FC 和 B-FC 的全氮和总有机碳含量较高,但各样本点之间并无显著差异。A 区和 B 区 0—20 cm 和 20—40 cm 土壤的 pH 值相差不大,整体上 A 区土壤 pH 值大于 B 区对应土地利用类型的土壤 pH 值,在 A 区中 FC 和 SH 的 pH 值略高,B 区中 CU 的 pH 值低于其他土地利用类型的 pH 值。A 区和 B 区全氮和有机质的含量均表现为 0—20 cm 高于 20—40 cm,整体上 A 区的全氮、总有机碳含量大于 B 区,其中 A 区和 B 区总有机碳含量均表现为 FC 最大,其次为 BA, CU 和 SH 含量小。A 区和 B 区中相同土地利用方式下对应层次的土壤容重接近,但 A-FC 略高于 B-FC 对应层次的土壤容重。土壤的机械组成上:两区土壤的细粘粒 (< 0.001 mm) 所占百分比上层小于下层,粗粉粒 (0.01—0.05 mm) 上层所占比例大于下层 (个别样本点除外),砂粒 (0.05—1 mm) 各层相差不大,其中 A 区 CU 和 FC 的细粘粒所占比例大于 B 区, BA 和 SH 相反。

表 1 不同土地利用类型土壤理化性质

Table 1 Soil physiochemical characteristics of different sample points

| 样本点 sample points | 土壤层 Soil level/cm | 各级粒径的重量百分比 Weight percentage of particle size at each level/% | | | pH | 总有机碳 Total organic carbon/(g/kg) | 容重 Bulk density/ (g/cm) | 全氮 Total nitrogen/ (g/kg) |
|---|----------------------|--|--------------|-------------|------------|--|-------------------------------|---------------------------------|
| | | <0.001 mm | 0.01—0.05 mm | 0.05—1 mm | | | | |
| | | A-FC;隧道影响区白蜡树林 Fraxinus chinensis in the tunnel affected area | 0—20 | 44.30±6.22A | | | | |
| A-CU;隧道影响区耕地 Cultivated land in the tunnel affected area | 20—40 | 45.00±5.36A | 18.00±2.14A | 2.00±1.12A | 7.88±0.04A | 24.77±1.42A | 1.39±0.06A | 2.43±0.16A |
| A-BA;隧道影响区竹林 Bamboo forest in the tunnel affected area | 0—20 | 37.33±4.62A | 22.53±4.50A | 3.00±1.00A | 7.04±0.12A | 11.26±3.65A | 1.23±0.22A | 1.61±0.48A |
| A-SH;隧道影响区灌丛 Shrub in the tunnel affected area | 20—40 | 41.80±10.67A | 19.53±8.66A | 3.33±1.15A | 7.63±0.17A | 6.59±2.65A | 1.37±0.11A | 1.10±0.31A |
| B-FC;非隧道影响区白蜡树林 Fraxinus chinensis in the non-tunnel affected area | 0—20 | 34.40±5.96A | 23.13±1.29A | 2.67±0.58A | 7.74±0.10A | 13.90±5.89A | 1.24±0.19A | 1.74±0.64A |
| B-CU;非隧道影响区耕地 Cultivated land in the non-tunnel affected area | 20—40 | 34.87±4.87A | 23.53±3.01A | 3.67±1.53A | 7.79±0.12A | 10.85±3.72A | 1.38±0.04A | 1.39±0.39A |
| B-BA;非隧道影响区竹林 Bamboo forest in non-the tunnel affected area | 0—20 | 33.20±1.70A | 22.40±2.26A | 4.50±2.12A | 7.76±0.45A | 14.89±1.53A | 1.28±0.06A | 1.77±0.09A |
| B-SH;非隧道影响区灌丛 Shrub in the non-tunnel affected area | 20—40 | 38.70±1.84A | 17.30±0.99A | 2.00±1.41A | 8.07±0.02A | 6.27±0.82A | 1.41±0.08A | 0.98±0.10A |
| | 0—20 | 33.6±1.59A | 27.00±1.12A | 4.00±0.14A | 7.5±0.11A | 33.54±4.37A | 1.16±0.06A | 3.11±0.36A |
| | 20—40 | 38.00±1.47A | 24.00±1.28A | 4.00±0.02A | 7.44±0.09A | 26.05±1.73A | 1.29±0.07A | 2.55±0.19A |
| | 0—20 | 36.27±1.67A | 18.60±3.52A | 7.67±2.52A | 6.77±1.04A | 16.44±1.10A | 1.23±0.13A | 1.74±0.03A |
| | 20—40 | 42.13±6.86A | 18.67±5.41A | 2.33±0.58A | 7.38±0.35A | 7.58±4.66A | 1.36±0.10A | 1.10±0.28A |
| | 0—20 | 42.53±5.94A | 19.53±4.88A | 6.00±3.46A | 7.38±0.09A | 18.65±9.78A | 1.22±0.10A | 2.13±0.83A |
| | 20—40 | 43.00±1.41A | 15.30±0.42A | 6.00±0.00A | 7.73±0.21A | 10.31±0.98A | 1.37±0.01A | 1.21±0.06A |
| | 0—20 | 44.90±0.14A | 19.10±2.12A | 4.00±2.83A | 7.30±1.19A | 15.22±5.44A | 1.27±0.12A | 1.75±0.40A |
| | 20—40 | 48.60±1.21A | 15.60±0.83A | 2.00±0.22A | 7.75±0.38A | 6.10±3.23A | 1.44±0.05A | 0.83±0.32A |

同一列数据后不同大写字母代表不同土地利用类型之间的差异显著($P<0.05$)

2.2 土壤 CO₂ 浓度的垂直剖面 and 季节变化特征

A 区和 B 区各样本点地质背景一致,但土壤 CO₂ 浓度变化较大,A 区 A-CU、A-SH、A-BA 和 A-FC 的变化范围分别为 648.65—13152.68、1109.53—21305.20、1414.66—23613.89 mg/m³ 和 4133.7—35860.43 mg/m³,B 区 B-CU、B-SH、B-BA 和 B-FC 分别为 1126.60—17701.35、1269.56—18627.38、1175.68—34248.36 mg/m³ 和 722.80—42131.70 mg/m³,A 区土壤 CO₂ 浓度低于 B 区对应土地利用方式及对应土层深度的 CO₂ 浓度(个别季节除外),其中 FC 的土壤 CO₂ 浓度处于四种土壤利用方式的最高值。A 区和 B 区相同土地利用类型之间土壤 CO₂ 浓度无显著性差异 $P>0.05$,不同土地利于方式之间存在显著性差异 $P<0.05$ (除去 CU 与 SH、SH 与 BA),文章中未展示。在垂直方向上,A 区和 B 区土壤 CO₂ 浓度基本表现为 0—20 cm 低于 20—40 cm(图 4),可能因该研究区上层土壤容重小(表 1),表明土壤孔隙度大,土壤中的空气易向外扩散,从土壤样品的采集来看,植物根系在 20—40 cm 分布较上层多,根系呼吸可能也增加了下层 CO₂ 浓度。在季节变化上,不同土地利用方式具有相同的季节变化趋势:夏季土壤 CO₂ 浓度最高,冬季或春季最低(图 3)。

2.3 A 区和 B 区环境因子的变化特征

A 区和 B 区各土地利用类型土壤温度具有相同的季节变化趋势(图 5)。CU、BA 和 SH 从 2017 年 3 月递增至 2017 年 6 月,从 2017 年 9 月至 2018 年 1 月呈波动递减的趋势,其中 2017 年 12 月表现小幅度波动上升趋势,FC 土壤温度从 2017 年 12 月逐渐递减至 2018 年 2 月后逐渐递增至 2018 年 8 月并在该月达到峰值,随后逐渐递减。在垂直方向上,CU、SH、BA 和 B-FC 样本点土壤温度变化规律主要表现为 20—40 cm 高于 0—20 cm,A-FC 相反。对 A 区和 B 区不同土地利用方式土壤温度进行对比研究发现,SH 和 FC 在 A 区的土壤温度高于 B 区(A 区 SH 和 FC 平均值分别为:17.47℃ 和 18.62℃,B 区平均值分别为 17.28℃ 和 17.35℃),CU 和 BA 相反(A 区 CU 和 BA 平均值分别为:17.19℃ 和 15.97℃,B 区平均值分别为 17.32℃ 和 16.77℃)。总体上,土壤温度的季节变化明显,CU、SH 和 BA 在 2017 年 9 月到达峰值,最小值出现在 2018 年 1 月,FC 在 2018 年 8 月到达峰值,最小值出现在 2018 年 2 月,BA 土壤温度低于其他土地利用类型,可能与 BA 高植被覆盖度有关。CU、BA、SH 与 FC 土壤温度的峰值和谷值出现的月份不一致的原因可能在于缺乏或丢失数据。

A 区和 B 区因受降水的影响,CU、SH 和 BA 土壤含水率时间变化趋势相似(图 6)。从 2017 年 3 月逐渐

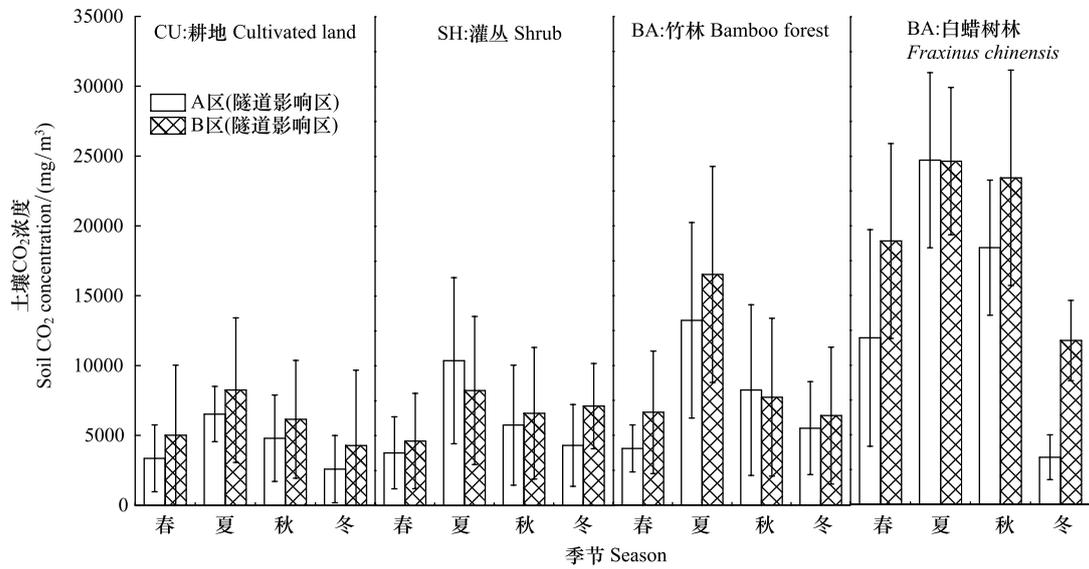


图3 土壤 CO₂ 浓度的季节变化特征

Fig.3 Seasonal variation characteristics of soil CO₂ concentration

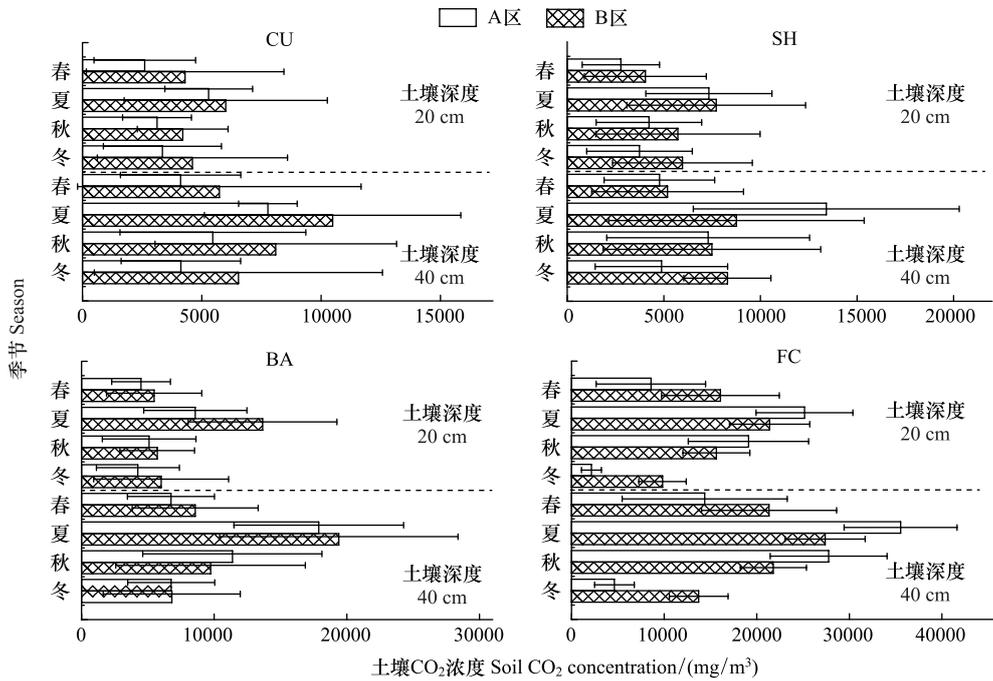


图4 土壤 CO₂ 浓度的垂直变化特征

Fig.4 Vertical variation characteristics of soil CO₂ concentration

递增至6月,随后从2017年9月至2018年1月土壤含水率呈现先递增后波动性递减的趋势;FC土壤含水率在2018年8月达到峰值,谷值出现在2018年1月。在垂直方向上,CU、SH、BA均表现为上层土壤含水率低于下层,上层的变幅均大于下层(CU、SH、BA中0—20 cm和20—40 cm土壤含水率的变幅分别为12.39%和9.63%、15.16%和13.33%、12.42%和9.19%),加之从FC土壤含水率的变化特征来看,下层土壤含水率的最大值(平均值)相对于上层要延迟1—2 h,说明上层土壤水更易受到降水和蒸发的影响。总体上,土壤含水率的历月变化较明显,时间变化趋势与降水变化趋势相似,A区土壤含水率均低于B区对应土地利用方式的土壤

含水率。

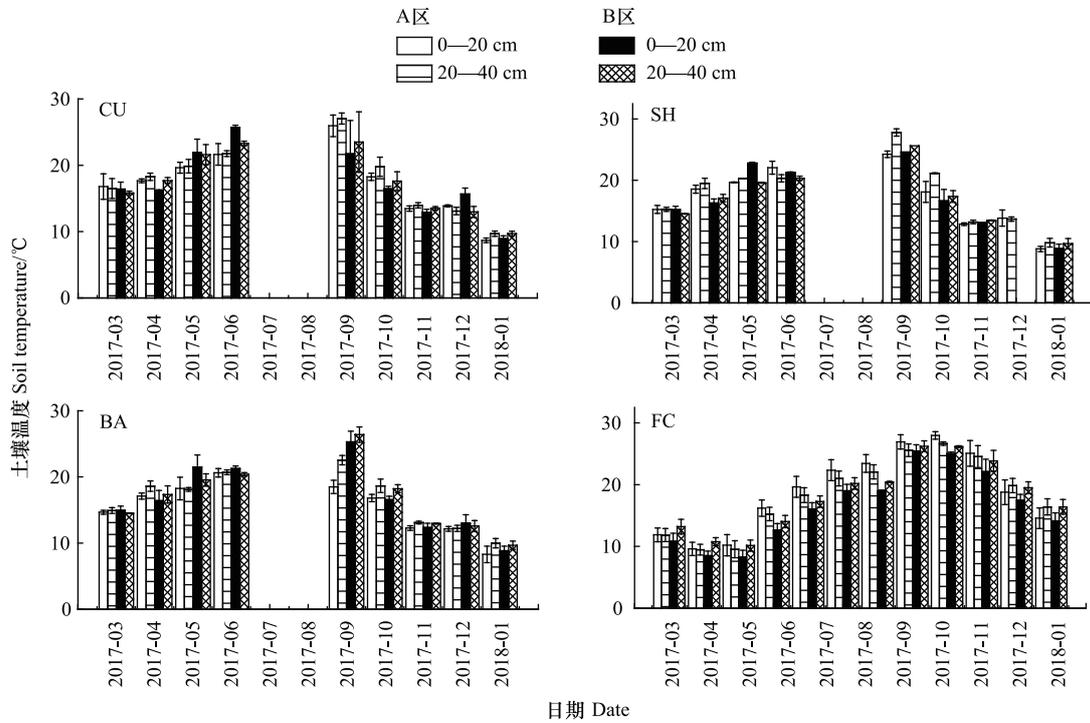


图 5 土壤温度的季节变化特征

Fig.5 Seasonal variation characteristics of soil temperature

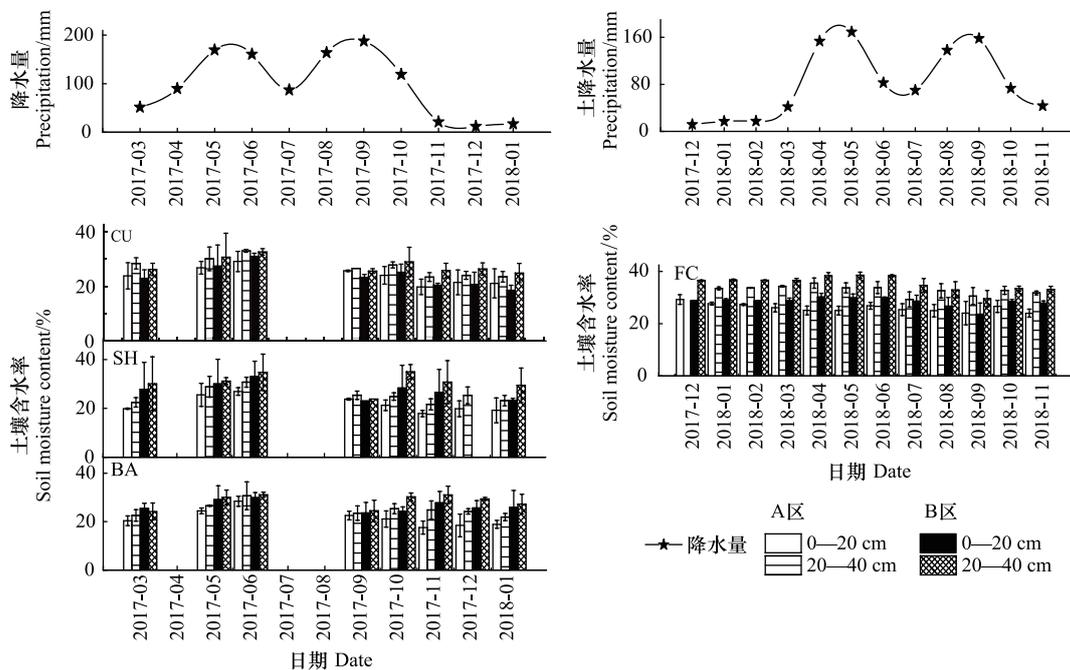


图 6 土壤含水率的季节变化特征

Fig.6 Seasonal variation characteristics of soil water content

2.4 土壤 CO₂浓度与环境因子之间的关系

2.4.1 土壤温度和含水率对土壤 CO₂浓度的影响

表 2 和表 3 总结了 A 区和 B 区不同土地利用方式以及不同层次土壤 CO₂浓度与土壤含水率和土壤温度

的相关关系结果。由表可知,不同土地利用类型土壤 CO₂浓度主要受土壤温度的影响,研究区不同土地利用方式土壤 CO₂浓度与土壤温度的相关系数高且显著,但 A 区较 B 区显著。与土壤温度相比,土壤含水率对土壤 CO₂浓度影响较小,但 A 区土壤 CO₂浓度受土壤含水率的影响较 B 区大,A 区 0—20 cm 土壤 CO₂浓度受土壤含水率的影响顺序为 A-BA>A-SH>A-CU>A-FC,B 区为 B-CU>B-BA>B-SH>B-FC,值得注意的是 FC 土壤 CO₂浓度与土壤含水率之间存在负相关关系,可能是由于连续监测数据而产生的差异。在研究区以 20 cm 为分界线,当深度超过该界限时,土壤水分的影响开始下降(除去 FC)。

对土壤 CO₂浓度与土壤温度和土壤含水率进行单因子多种回归分析后,选择 R²值最高的回归方式(图 7 和图 8),结果表明土壤温度对土壤 CO₂浓度的影响高于土壤含水率,但在不同研究区其影响程度有所差异。土壤 CO₂浓度与土壤含水率之间存二项式回归或三项式回归关系(图 7),A 区各土地利用方式回归后 R²值的变化范围为 0.07—0.82,其中 A-BA 和 A-SH 拟合的 R²值较高,B 区 R²值的变化范围为 0.07—0.46。在 FC 进行连续监测发现(图 9,为清晰表示土壤 CO₂浓度与土壤含水率之间的关系,仅选择 2017 年 12 月—2018 年 6 月这个时段进行分析),土壤 CO₂浓度与土壤含水率关系复杂,但可分为两个时段。第一时段为降水少的时段:A-FC 和 B-FC 土壤含水率变幅小或基本无波动,各层土壤 CO₂浓度缓慢上升,但 B-FC 土壤 CO₂浓度具有随着土壤含水率下降而升高的趋势;第二时段为降水多的时段:A-FC 降水初期土壤 CO₂浓度随着土壤含水率缓慢上升而上升,这一过程大概持续了 13 天左右,B-FC 中 20—40 cm 处有此现象,这一过程仅持续了 5 d,可能是由于 B-FC 在降水前期的土壤含水率高,降水补给后的土壤含水率超过了植物根系呼吸和微生物活动所需水量或多余水分阻塞土壤空隙,抑制土壤 CO₂浓度的升高;当降水持续进行时 A-FC 和 B-FC 土壤 CO₂浓度具有随土壤含水率的上升而下降的趋势。可见,在亚热带岩溶槽谷区高土壤水分抑制土壤 CO₂浓度的生产。

研究发现,土壤 CO₂浓度与土壤温度之间存在二项式回归或三项式回归关系(图 8),A 区各土地利用方式回归后 R²值的变化范围为 0.54—0.70,拟合的 R²值均较高,B 区回归后 R²值的变化范围为 0.41—0.67。对比研究发现,A 区各土地利用方式土壤 CO₂浓度与土壤温度拟合的 R²值均高于 B 区对应土地类型的 R²值,与相关性分析的结果一致,说明 A 区土壤 CO₂浓度对土壤温度反应敏感。

表 2 土壤 CO₂与土壤含水率之间的相关系数

Table 2 Correlation coefficient between soil CO₂ and soil moisture content

| 土壤深度/cm Soil depth | A 区 Area A | | | | B 区 Area B | | | |
|-----------------------|------------|--------|---------|----------|------------|--------|-------|----------|
| | A-CU | A-SH | A-BA | A-FC | B-CU | B-SH | B-BA | B-FC |
| 0—20 | 0.539* | 0.627* | 0.654** | -0.258** | 0.513* | 0.139 | 0.167 | -0.079** |
| 20—40 | 0.456 | 0.610* | 0.562* | -0.356** | 0.116 | -0.013 | 0.151 | -0.185** |

**表示相关性水平在 0.01 水平上显著,*表示相关性水平在 0.05 水平上显著

表 3 土壤 CO₂与土壤温度之间的相关系数

Table 3 Correlation coefficient between soil CO₂ and soil temperature

| 土壤深度/cm Soil depth | A 区 Area A | | | | B 区 Area B | | | |
|-----------------------|------------|---------|---------|---------|------------|--------|---------|---------|
| | A-CU | A-SH | A-BA | A-FC | B-CU | B-SH | B-BA | B-FC |
| 0—20 | 0.566* | 0.744** | 0.756** | 0.848** | 0.523* | 0.578* | 0.596** | 0.714** |
| 20—40 | 0.696** | 0.649* | 0.721** | 0.861** | 0.656** | 0.588 | 0.617** | 0.761** |

**表示相关性水平在 0.01 水平上显著,*表示相关性水平在 0.05 水平上显著

3 讨论

土壤 CO₂浓度提供了有关生物 CO₂生产的综合结果^[25]。而不同土地利用类型,由于其土壤中水热组合条件、微生物活动、植物根系呼吸等环境条件的差异^[10-11],导致土壤 CO₂浓度存在差异。在该研究中,对岩溶槽谷区主要土地利用类型土壤 CO₂浓度的时空动态及驱动因子进行了广泛的研究。在季节变化上,各土地利用方式上层土壤 CO₂浓度低于下层,由于运输和生产因素的相对强度不同,排水良好土壤 CO₂浓度通常会随

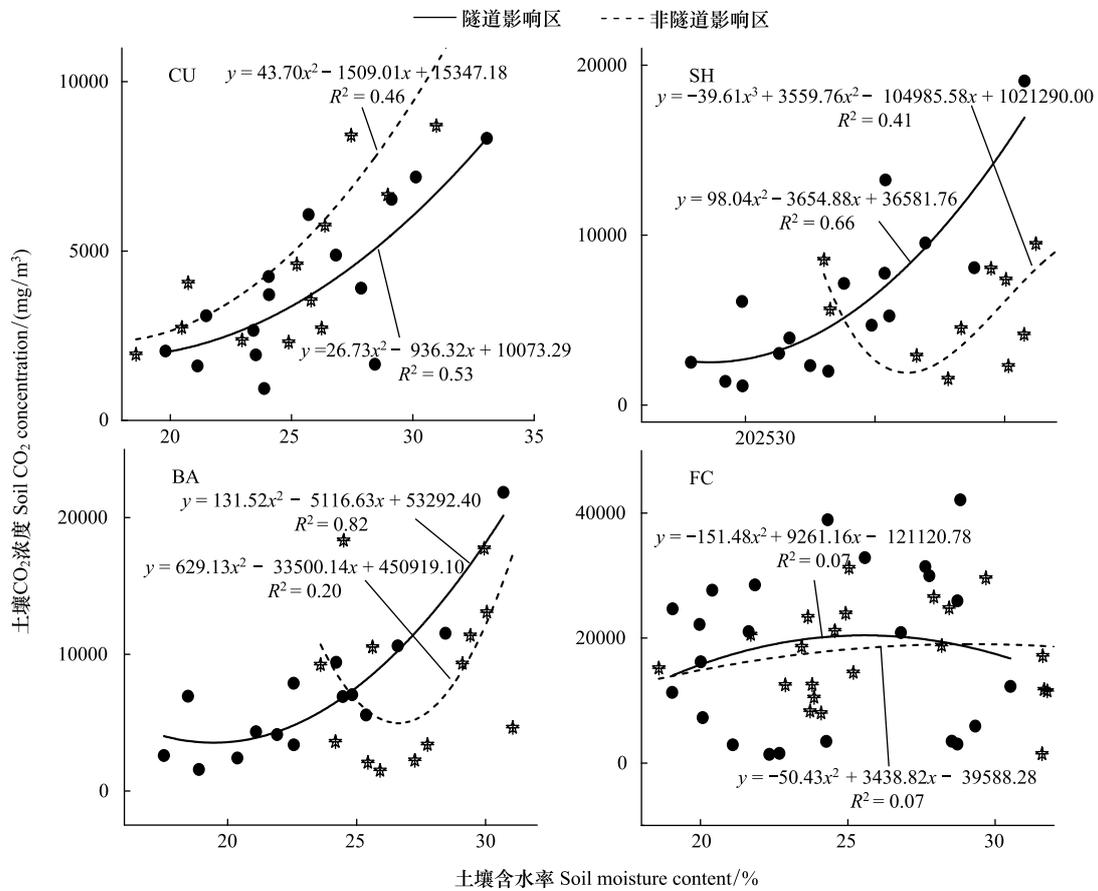
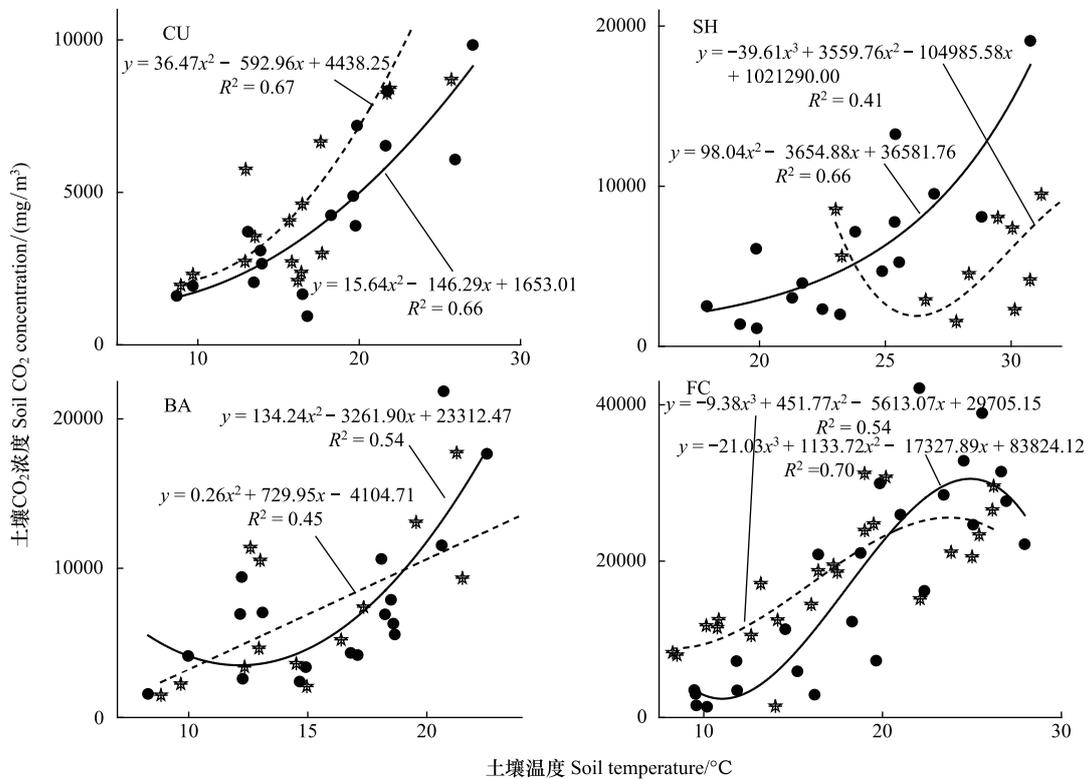


图7 土壤 CO₂浓度与土壤含水率的关系

Fig.7 Map of relationship between soil CO₂ concentration and soil moisture content

着深度的增加而增加^[26-27]。上层富含有机物质的土壤通常具有高孔隙率,导致土壤空气与大气能快速交换,而在有机层以下,由于微生物和根系生成 CO₂引起的 CO₂积累,CO₂浓度通常会增加,底土与大气之间的气体交换速度要慢得多^[28-29]。隧道影响区各个土地利用类型土壤 CO₂浓度变化范围为 648.05—35860.43 mg/m³,非隧道影响区为 722.80—42131.70 mg/m³,A 区土壤 CO₂浓度均低于 B 区对应土地利用类型及对应层次的土壤 CO₂浓度,这种差异存在于整个研究期间。目前尚没有前人对隧道影响下岩溶区的土壤 CO₂浓度进行研究,本研究得出的初步结果为隧道影响区土壤 CO₂浓度低于非隧道影响区。

土壤温度和土壤含水率是影响土壤孔隙中 CO₂浓度变化的两个关键参数^[30-31]。一般来说,土壤水分和土壤温度的升高会增加微生物活动,加速土壤中有机的分解,从而增加土壤 CO₂浓度^[24,32]。对隧道影响区和非隧道影响区土壤 CO₂浓度的变化规律的研究发现,土壤温度是土壤 CO₂浓度变化的主控因子,土壤 CO₂浓度与土壤温度的季节变化相似,经分析发现土壤温度可解释研究期间土壤 CO₂浓度 41%—70%的变化,其中隧道影响区对温度的敏感性高于非隧道影响区。但在研究期间土壤 CO₂浓度升高的幅度低于土壤温度升高的幅度,也就是土壤 CO₂浓度并未随着温度的升高而显著上升,该现象在较干旱的冬末春初季节最为明显,期间土壤 CO₂浓度与土壤含水率的变化幅度相一致。进而对土壤含水率和土壤 CO₂浓度进行相关性和回归分析,发现隧道影响区对土壤含水率的变化反应敏感。而在连续监测中发现,在降雨前期隧道影响区土壤含水率基本保持不变,非隧道影响区有略微的变化,土壤 CO₂浓度处于缓慢上升的趋势,降雨初期,土壤 CO₂浓度随土壤含水率的增加而增加,降雨时,土壤 CO₂浓度和土壤含水率之间具有相反的变化趋势,即土壤 CO₂浓度随土壤含水率的升高而降低,但土壤 CO₂浓度整体上处于上升趋势。这说明在亚热带岩溶槽谷区,土壤 CO₂浓度的变化主要受土壤温度的控制,但当土壤含水率过高时,土壤含水率成为限制土壤 CO₂浓度变化的主要

图8 土壤 CO₂ 浓度与土壤温度的关系Fig.8 Map of relationship between soil CO₂ concentration and soil temperature

因子。因在土壤环境中过低的土壤含水率会抑制微生物的活动,甚至造成微生物死亡而影响土壤中 CO₂ 浓度^[33]。土壤水分适中增加时,土壤 CO₂ 浓度会显著上升,这不仅是由于微生物活性增加,而且还归因于土壤团聚体的稳定性和结构以及微生物群落结构的变化所致^[34];土壤水分大幅度增加时,土壤 CO₂ 浓度反而会降低,因过多的水分会溶解或替代 CO₂ 导致土壤 CO₂ 浓度的大幅度下降^[35]。

该研究中各土地利用方式地质背景一致,土壤类型相同,以及土壤养分含量、pH 值和土壤容重无显著差异。一般来说,土壤中养分含量高,植物营养充分生长速度快,呼吸作用增强会增加土壤 CO₂ 浓度,但是在该研究中各土地利用类型土壤中养分含量差异并不显著,因此,忽略其对土壤 CO₂ 浓度的影响。研究发现岩溶区的土壤因受石灰岩作用土壤 pH 值一般较高,但土壤 pH 值越高反而会抑制微生物的活动和植物的呼吸^[20],从而降低土壤 CO₂ 浓度,研究中隧道影响区土壤的 pH 值高于非隧道影响区(除去 BA),过高的 pH 值可能会影响土壤 CO₂ 的生产,但因研究区土壤均呈中性至弱碱性且土壤 pH 值并无显著性差异,土壤 CO₂ 浓度的变化可能受土壤 pH 值的影响而产生的差异小^[36]。土壤容重是衡量土壤颗粒间排列的紧实度和土壤孔隙状况(土壤的透气状况)的物理指标,土壤容重的增加会降低空气向土壤中的扩散,降低土壤中的含氧量,抑制植物和微生物呼吸从而降低土壤中 CO₂ 的浓度^[37],A 区与 B 区相同土地利用方式下对应层次的土壤容重相差小,但 A-FC 上下两层土壤容重均大于 B-FC,可能对土壤 CO₂ 浓度的变化具有一定的影响,但不是主要因子。

通过对隧道影响区与非隧道影响区土壤 CO₂ 浓度和影响因子进行研究和分析发现,土壤 CO₂ 浓度的变化主要受土壤温度控制,但当土壤含水率过高时,土壤 CO₂ 浓度的变化主要受土壤水分的控制,但持续的时间短。土壤含水量较低的隧道影响区土壤 CO₂ 浓度与土壤温度和土壤含水率的相关性均高于非隧道影响区,说明隧道影响区土壤 CO₂ 浓度更易受到外部环境的影响,在一定程度上会影响土壤向大气释放 CO₂ 的通量,影响陆地生态系统对 C 的释放和吸收之间的平衡关系,进一步影响生态环境。

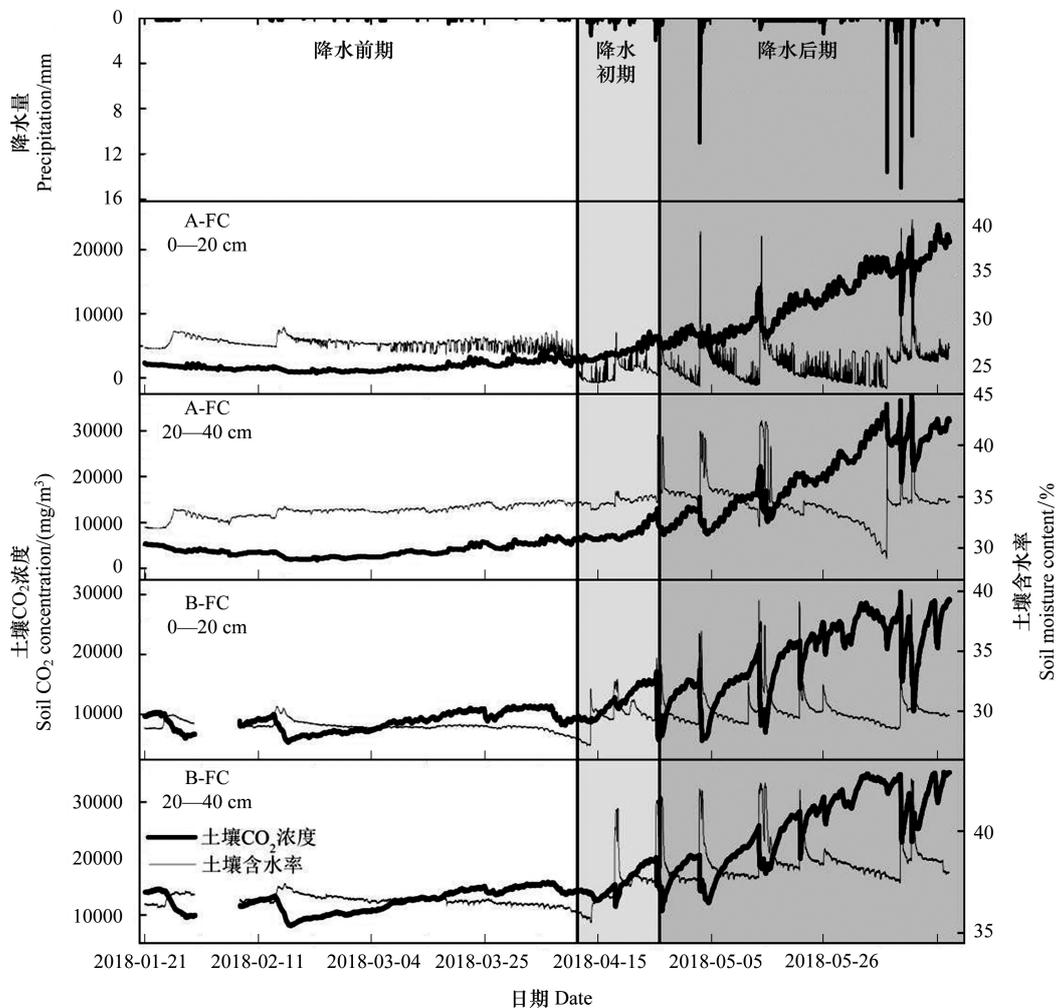


图9 FC样本点土壤 CO₂浓度与土壤含水率关系

Fig.9 Relationship between soil CO₂ concentration and soil water content in FC sample point

4 结论

通过对岩溶区隧道影响区与非隧道影响区土壤 CO₂浓度及环境因子进行监测,研究结论如下:

(1)隧道影响区与非隧道影响区土壤 CO₂浓度存在差异,非隧道影响区土壤 CO₂浓度高。但研究区各土地利用类型土壤 CO₂浓度具有随土壤深度的增加而增加的垂直变化特征和雨季(夏季和秋季)土壤 CO₂浓度大于旱季(冬季和春季)的季节变化特征。

(2)土壤温度是影响土壤 CO₂浓度变化的主要环境因子,但当降水较多时土壤含水率过高会抑制土壤 CO₂的生产,此时土壤水分对土壤 CO₂生产起主控作用。隧道影响区土壤 CO₂浓度变化更易受到外界环境的影响。

(3)土壤理化性质对土壤 CO₂浓度具有一定的影响,如 A-FC 的土壤容重高于 B-FC,可能因 A 区(隧道影响区)的透气性低于 B 区(非隧道影响区)而导致土壤 CO₂浓度低,具体需要进一步研究。

参考文献 (References):

- [1] Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, Noguer M, van der Linden P J, Dai X, Maskell K, Johnson C A. IPCC Third Assessment Report: Climate Change 2001: the Scientific Basis. Cambridge: Cambridge University Press, 2001: 994-994.

- [2] Schimel D S, Braswell B H, Holland E A, McKeown R, Ojima D S, Painter T H, Parton W J, Townsend A R. Climatic, edaphic, and biotic controls over storage and turnover of carbon in soils. *Global Biogeochemical Cycles*, 1994, 8(3) : 279-293.
- [3] Schlesinger W H. Carbon balance in terrestrial detritus. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 1977, 8: 51-81.
- [4] Lin G H, Ehleringer J R, Rygielwicz P T, Johnson M G, Tingey D T. Elevated CO₂ and temperature impacts on different components of soil CO₂ efflux in Douglas-fir terracosms. *Global Change Biology*, 1999, 5(2) : 157-168.
- [5] Bajracharya R M, Lai R, Kimble J M. Erosion effects on carbon dioxide concentration and carbon flux from an Ohio Alfisol. *Soil Science Society of America Journal*, 2000, 64(2) : 694-700.
- [6] Jong E D, Schappert H J V. Calculation of soil respiration and activity from CO₂ profiles in the soil. *Soil Science*, 1972, 113(5) : 328-333.
- [7] 贝费尔. 土壤物理学. 周传槐, 译. 北京: 农业出版社, 1983: 234-240.
- [8] 戴万宏, 王益权, 黄耀, 刘军, 赵磊. 土剖面 CO₂ 浓度的动态变化及其受环境因素的影响. *土壤学报*, 2004, 41(5) : 827-831.
- [9] Amundson R G, Davidson E A. Carbon dioxide and nitrogenous gases in the soil atmosphere. *Journal of Geochemical Exploration*, 1990, 38(1/2) : 13-41.
- [10] Buyanovsky G A, Wagner G H. Annual cycles of carbon dioxide level in soil air. *Soil Science Society of America Journal*, 1983, 47(6) : 1139-1145.
- [11] 俞锦标, 李春华, 赵培道, 胡兴华, 袁东风. 贵州普定县岩溶地区土壤空气中 CO₂ 含量分布及溶蚀作用的研究. *中国岩溶*, 1985(4) : 31-37.
- [12] 唐灿, 周平根. 北京典型溶洞区土壤中的 CO₂ 及其对岩溶作用的驱动. *中国岩溶*, 1999(3) : 18-22.
- [13] 梁福源, 宋林华, 王富昌, 郑炳元, 张丽萍. 路南石林地区土壤空气中 CO₂ 浓度分布规律与土下溶蚀形态研究. *中国岩溶*, 2000, 19(2) : 180-187.
- [14] 李林立, 况明生, 张远瞩, 蒋勇军, 沈立成, 李元庆. 重庆金佛山岩溶区不同植被条件下土壤-植被系统 CO₂ 浓度日变化. *农村生态环境*, 2005, 21(3) : 67-70.
- [15] Liu Z H, Li Q, Sun H L, Wang J L. Seasonal, diurnal and storm-scale hydrochemical variations of typical epikarst springs in subtropical karst areas of SW China; Soil CO₂ and dilution effects. *Journal of Hydrology*, 2007, 337(1/2) : 207-223.
- [16] 苏春田, 单海平, 唐健生, 夏日元, 关碧珠, 邓志勇, 龙强. 湘西洛塔不同深度土壤 CO₂ 浓度变化研究. *河南农业科学*, 2007, (12) : 72-75.
- [17] 李涛, 曹建华, 张美良, 黄艳梅, 陈家瑞, 严毅萍, 李光超, 朱晓燕. 桂林盘龙洞岩溶表层带土壤 CO₂ 浓度的季节变化研究. *中国岩溶*, 2011, 30(3) : 348-353.
- [18] 蓝芙宁, 王文娟, 覃小群, 黄奇波, 刘朋雨, 安树青, 唐绍政. 土地利用和覆被变化对岩溶区土壤 CO₂ 浓度的影响. *中国岩溶*, 2011, 30(4) : 449-455.
- [19] 李光超, 曹建华. 岩溶区板栗树下旱季和雨季土壤 CO₂ 浓度的研究. *中国农学通报*, 2012, 28(1) : 39-43.
- [20] 关笑坤, 王蓉. 影响土壤中二氧化碳浓度分布的因素分析. *地下水*, 2014, 36(3) : 18-20, 23-23.
- [21] 袁道先. 全球岩溶生态系统对比: 科学目标和执行计划. *地球科学进展*, 2001, 16(4) : 461-466.
- [22] 陈洪松, 王克林. 西南喀斯特山区土壤水分研究. *农业现代化研究*, 2008, 29(6) : 734-738.
- [23] Jassal R, Black A, Novak M, Morgenstern K, Nesic Z, Gaumont-Guay D. Relationship between soil CO₂ concentrations and forest-floor CO₂ effluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2005, 130(3/4) : 176-192.
- [24] Bekele A, Kellman L, Beltrami H. Soil Profile CO₂ concentrations in forested and clear cut sites in Nova Scotia, Canada. *Forest Ecology and Management*, 2007, 242(2/3) : 587-597.
- [25] Vargas R, Baldocchi D D, Allen M F, Bahn M, Black TA, Collins S L, Curiel Yuste J, Hirano T, Jassal R S, Pumpanen J, Tang J. Looking deeper into the soil: biophysical controls and seasonal lags of soil CO₂ production and efflux. *Ecological Applications*, 2010, 20(6) : 1569-1582.
- [26] Magnusson T. Studies of the soil atmosphere and related physical site characteristics in mineral forest soils. *Journal of Soil Science*, 1992, 43(4) : 767-790.
- [27] Oh N H, Kim H S, Richter D D Jr. What regulates soil CO₂ concentrations? A modeling approach to CO₂ diffusion in deep soil profiles. *Environmental Engineering Science*, 2005, 22(1) : 38-45.
- [28] Fernandez I J, Son Y W, Kraske C R, Rustad L E, David M B. Soil carbon dioxide characteristics under different forest types and after harvest. *Soil Science Society of America Journal*, 1993, 57(4) : 1115-1121.
- [29] Jassal R S, Black T A, Drewitt G B, Novak M D, Gaumont-Guay D, Nesic Z. A model of the production and transport of CO₂ in soil: predicting soil CO₂ concentrations and CO₂ efflux from a forest floor. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004, 124(3/4) : 219-236.
- [30] Hamada Y, Tanaka T. Dynamics of carbon dioxide in soil profiles based on long-term field observation. *Hydrological Process*, 2001, 15(10) : 1829-1845.

- [31] Rustad L E, Fernandez I J. Experimental soil warming effects on CO₂ and CH₄ flux from a low elevation spruce-fir forest soil in Maine, USA. *Global Change Biology*, 1998, 4(6): 597-605.
- [32] Zhang Z S, Li X R, Nowak R S, Wu P, Gao Y H, Zhao Y, Huang L, Hu Y G, Jia R L. Effect of sand-stabilizing shrubs on soil respiration in a temperate desert. *Plant and Soil*, 2013, 367(1/2): 449-463.
- [33] De Nobili M, Contin M, Brookes P C. Microbial biomass dynamics in recently air-dried and rewetted soils compared to others stored air-dry for up to 103 years. *Soil Biology and Biochemistry*, 2006, 38(9): 2871-2881.
- [34] Fierer N, Schimel J P, Holden P A. Influence of drying-rewetting frequency on soil bacterial community structure. *Microbial Ecology*, 2003, 45(1): 63-71.
- [35] 吴威, 况明生, 魏秉铎, 孙艳丽, 张远瞩. 亚热带岩溶山区植被演替和夏季土壤 CO₂浓度动态关系. *西南师范大学学报: 自然科学版*, 2004, 29(2): 289-293.
- [36] Rayment M B, Jarvis P G. Temporal and spatial variation of soil CO₂ efflux in a Canadian boreal forest. *Soil Biology and Biochemistry*, 2000, 32(1): 35-45.
- [37] 吴雅琼, 刘国华, 傅伯杰, 郭玉华, 胡婵娟. 森林生态系统土壤 CO₂释放随海拔梯度的变化及其影响因子. *生态学报*, 2007, 27(11): 4678-4685.