

代林玉,肖时珍,曾成,等.湿润亚热带典型白云岩区不同土地利用的土壤CO₂浓度特征及其影响因素[J].中国岩溶,2021,40(4):617-624.

DOI:10.11932/karst2021y10

湿润亚热带典型白云岩区不同土地利用的土壤CO₂浓度特征及其影响因素

代林玉^{1,2},肖时珍¹,曾成²,闫伟¹,肖华¹,邵治钦^{1,2}

(1. 贵州师范大学喀斯特研究院/国家喀斯特石漠化防治工程技术研究中心, 贵州 贵阳 550001; 2. 中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550081)

摘要:以中国南方岩溶施秉世界自然遗产地杉木河流域的子流域——黄洲河岩溶小流域为研究区,对3种不同利用方式土地(林地、旱地、水田)中的土壤CO₂浓度进行为期一年的观测,并采集土壤样品,分析其理化性质。结果显示:(1)不同土地利用方式下土壤CO₂的年平均浓度为:水田($21\ 008\times 10^{-6}$)>林地($9\ 038\times 10^{-6}$)>旱地($5\ 660\times 10^{-6}$);(2)一年中林地与旱地的土壤CO₂月浓度曲线与月均气温曲线的变化形态具有相似性,年变化规律总体上表现一致:1—7月土壤CO₂浓度逐渐升高,8月浓度达到峰值,分别为 $16\ 157\times 10^{-6}$ 和 $13\ 458\times 10^{-6}$;(3)水田土壤CO₂浓度在1—3月逐渐下降,3月出现最低值 $11\ 727\times 10^{-6}$,3—12月逐渐升高,8月开始波动升高,在10月达到峰值($29\ 993\times 10^{-6}$);(4)白云岩区土壤CO₂浓度有显著的季节变化规律(夏秋高、冬春低);(5)气温、降雨对林地和旱地土壤CO₂浓度有显著影响,而对水田土壤CO₂浓度影响不显著;(6)土壤有机碳含量的差异对土壤CO₂浓度有一定影响,且土壤pH增高,其土壤CO₂浓度也随之增大。

关键词:白云岩;土壤CO₂浓度;岩溶碳汇;碳循环;施秉

中图分类号:X144;X16 文献标识码:A

文章编号:1001-4810(2021)04-0617-08 开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

地球系统的碳循环,是指碳在岩石圈、水圈、大气圈和生物圈之间,以有机碳、无机化合物、离子等形式相互转换和运移的过程^[1]。碳酸盐岩的岩溶作用从大气中消耗大量CO₂,因此岩溶作用是地球系统碳循环的一个重要环节。据国际地质对比项目(IGCP379)的相关研究报告,全球岩溶碳汇可达 $6.08\times 10^8\text{ t CO}_2\cdot\text{a}^{-1}$,约占全球遗漏汇的三分之一^[2]。

中国碳酸盐岩分布面积达344.3万km²,占全球总分布面积的15.6%,其中碳酸盐岩出露面积为90.7万km²^[3],岩溶碳汇不容忽视。近年来,关于岩溶作用对全球陆地碳循环及大气汇的贡献的研究日益活跃,刘再华^[4]、邱冬生^[5]、徐胜友^[6]、蒋忠诚^[7]等提出了中国岩溶作用与大气温室气体CO₂源汇关系的初步估算,潘根兴等^[8]的研究则表明岩溶溶蚀及其对空气CO₂的汇效应受土壤地球化学条件与陆地系统土壤碳转移的制约,土壤是岩溶地区各个圈层相互作用

基金项目:国家自然科学基金“施秉典型白云岩流域的岩溶碳汇通量及其土地利用控制”(41673129);国家重点研发计划项目子课题“喀斯特石漠化防治与世界遗产保护及山地旅游产业技术与示范”[2016YFC0502606-01];贵州师范大学资助博士科研项目“贵州施秉白云岩喀斯特石漠化地区土壤侵蚀机理研究”(GZNUD[2017]12号)

第一作者简介:代林玉(1996—),女,硕士研究生,主要从事地理学与遗产研究。E-mail:dailinyu2019@qq.com。

通信作者:肖时珍(1981—),女,博士,副教授,主要从事岩溶环境与世界遗产研究。E-mail:349871690@qq.com;曾成(1979—),男,博士,副研究员,主要从事岩溶水文地质研究。E-mail:zcchampion@qq.com。

收稿日期:2020-08-10

体系中的一个重要环节^[9],因此,岩溶作用对大气CO₂的汇效应必须考虑岩溶土壤系统中CO₂的浓度特征及其影响因素。

土壤与岩石、水、大气一样,参与岩溶作用过程,表层岩溶系统中碳的稳定同位素分析结果表明:表层岩溶动力系统侵蚀动力主要来源于大气降水溶解土壤中的CO₂^[10],湿热环境下,土壤CO₂是岩溶作用的重要驱动力。土壤有机碳构成系统中最大的碳库,土壤呼吸排碳表现为该系统中最重要的碳流通途径,而土地利用变化对土壤有机碳含量和稳定性等会产生重要影响,并进一步影响土壤CO₂^[11]。近年来,诸多学者对岩溶区土壤CO₂释放的时空分布特征与影响因素有过大量研究:夏青等^[12]对桂林峰丛洼地岩溶动力系统CO₂特征研究得到土壤CO₂季节性变化表现为:春夏季活跃,秋冬季沉寂;蓝芙宁等^[13]对湘西大龙洞地下河流域4种不同土地利用方式下土壤CO₂释放的时空分布特征进行研究,土壤CO₂表现为:草地>林地>烟叶地>玉米地,并讨论土地利用和覆被变化对岩溶区土壤CO₂浓度的影响;殷超^[14]以贵州双河洞为例分析岩溶地区土壤CO₂迁移变化过程及其环境响应;赵瑞一等^[15]探讨不同土地利用类型下岩溶泉域土壤CO₂时空变化特征及来源,有助于准确揭示岩溶碳循环规律。但前人的研究主要集中于以石灰岩为主的岩溶流域,或石灰岩与白云岩的混合流域。然而,中国白云岩、白云岩—石灰岩互层岩性占碳酸盐岩分布面积的25.7%^[16],且主要出露于贵

州、河北和新疆^[2],因此,对典型白云岩流域的土壤CO₂浓度特征及其影响因素的研究具显著意义。

本文以典型白云岩岩溶流域——黄洲河小流域为研究对象,对不同土地利用方式下土壤CO₂浓度开展为期一年的观测,进而探讨湿润亚热带典型白云岩区不同土地利用方式土壤CO₂的浓度特征及其影响因素,以期为准评估白云岩岩溶碳汇效应提供科学依据。

1 研究区概况

研究区位于贵州省施秉县黄洲河小流域,是中国南方岩溶施秉自然遗产地杉木河的子流域,是全球热带、亚热带白云岩岩溶最为典型的范例,以峰丛峡谷岩溶最为典型。其海拔在600~1250 m之间,平均海拔为912 m^[17],属长江流域沅江水系舞阳河中游杉木河水系,流域面积为49.19 km²,区内沉积岩厚度达2520 m^[18],基本为寒武系地层,区内岩性绝大部分(45.27 km²,92%)为寒武系娄山关组、石冷水组和高台组白云岩,以及少量清虚洞组上段细粒白云岩或灰质白云岩^[19-20](图1,表1);属亚热带湿润季风气候,年均气温为16℃,年均降雨量为1220 mm,降雨集中在4-10月。土地利用类型以林地为主,发育和保存了大面积原生林,有以马尾松为主的针叶林以及以木兰科、樟科为主的阔叶林;耕地以水田和种植玉米、烟叶的旱地为主(表2)。

表1 黄洲河流域地层及白云岩分布统计表

Table 1 Statistics of strata and dolomite distribution in Huangzhouhe basin

名称	代号	厚度/m	岩性	面积/hm ²	地层分布/%	白云岩分布/%
大湾组	O _{1-2d}	222~228	砂质泥质灰岩、生物碎屑瘤状灰岩	27.38	0.56	/
红花园组	O _{1h}	30~65	灰岩	119.53	2.43	/
桐梓组	O _{1t}	107~207	下部生物碎屑灰岩、上部白云岩	230.82	4.69	2.85
娄山关组	Є ₃₋₄ O _{1l}	528~1141	白云岩	1744.61	35.47	35.47
石冷水组	Є ₃ sh	200~438	白云岩	2481.82	50.46	50.46
高台组	Є ₃ g	2~12	白云质黏土岩	77.97	1.59	/
清虚洞组	Є ₂ q	28~398	下部以灰岩为主,上部以白云岩为主	236.48	4.81	3.23
合计				4918.62	100.00	92.01

注:地层分类来源于《中国地层表》(2014)。

2 研究方法

2.1 样品采集与测定

土壤CO₂浓度测定参照何师意等^[21]设计,在流域

内选择3种典型土地利用方式(林地、旱地、水田)设定固定试验样地(图1,表2),土壤CO₂浓度观测孔使用土钻钻孔,孔内安放PVC管,水田与旱地PVC管平均深度为55 cm,因林地土层薄(<30 cm)、平均深度

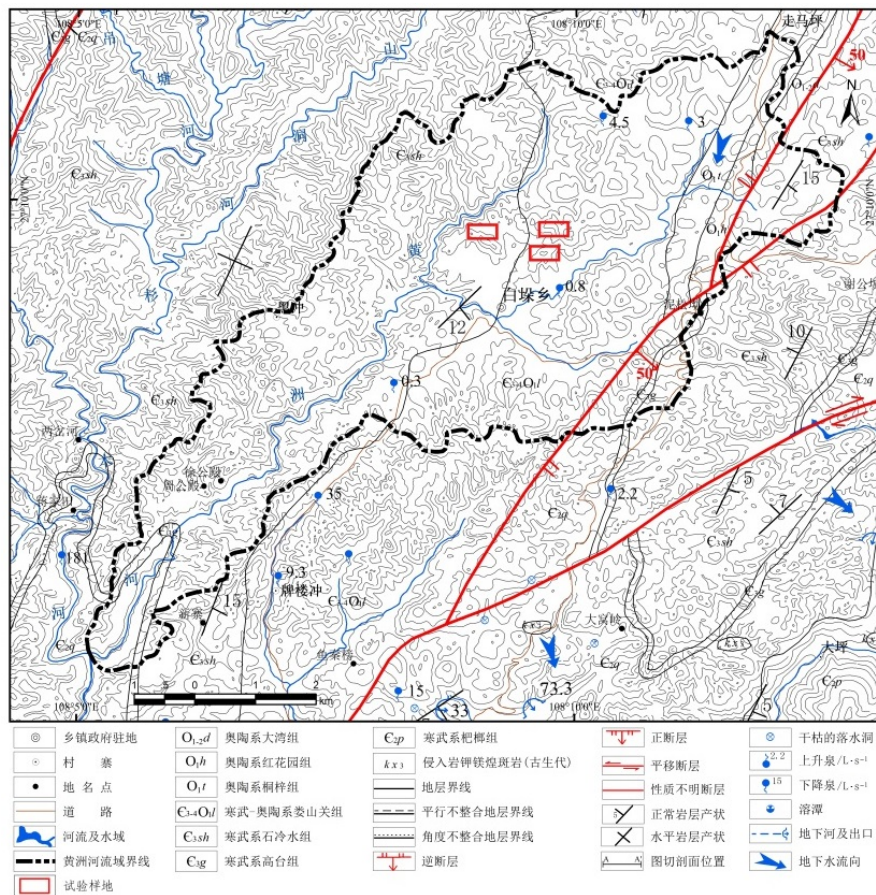


图 1 黄洲河流域水文地质图及试验样地位置图^[19-20]

Fig. 1 Hydrogeological map of the Huangzhouhe basin and locations of the sampling points^[19-20]

表 2 黄洲河流域土地利用类型

Table 2 Types of the land use in the Huangzhouhe basin

利用方式	海拔/m	植被	覆盖度	特征描述
旱地	1 043	玉米、烟叶	0	利用地膜覆盖种植烟叶,无杂草
林地	990	柏树、马尾松为主	0.85	凋落物层厚度为 3 cm,土层厚度为 20 cm,沙砾含量高,土壤干燥
水田	972	水稻	0.90	每年 4 月种植水稻,9-10 月收割,土壤湿润

为 15 cm,均靠近基岩;利用 VAISALA MI70 手持式 CO₂测试仪直接在野外现场测定土壤 CO₂浓度分压 (P_{CO₂}),监测时间为 2018 年 8 月-2019 年 7 月,频率为每月 1 次。

土壤有机碳与 pH 在贵州省林业科学研究院实验室测定。土壤有机碳与 pH 分析参考鲍士旦^[22]的方法,土壤 pH 使用电极法,土壤有机碳(SOC)使用重铬酸钾氧化-外加加热法。在安放土壤 CO₂浓度观测管的同时采用“Z”字取样法,水田与旱地取分别 0~30 cm 和 30~60 cm 土壤,林地采集基岩以上土壤,每个样品约 1 kg 混合装入自封袋中密封保存,带回实验室剔除根系、砂砾等杂物,自然风干,研磨过 2 mm 和 0.15 mm 筛后待用。

2.2 数据处理

采用 Microsoft Excel 2010 进行计算。土壤 CO₂浓度与气温、降雨量、有机碳、pH 的相关分析采用 person 相关系数和 two-tailed 显著性检验。

3 结果与分析

3.1 土壤 CO₂浓度月变化特征

基于一年的监测数据分析发现:研究区土壤 CO₂浓度随时间呈周期性的变化(图 2)。林地与旱地平均土壤 CO₂浓度月变化规律总体上表现一致,1-7 月土壤 CO₂浓度逐渐升高,8 月浓度最大,达到 16 157×10⁻⁶、

$13\ 485 \times 10^{-6}$,其中林地土壤 CO_2 浓度4-6月增幅较快;林地与旱地8月至次年1月土壤 CO_2 浓度逐渐降低,1月浓度最低,仅为 $3\ 526 \times 10^{-6}$ 、 $1\ 763 \times 10^{-6}$,其中林地土壤 CO_2 浓度降幅较缓。水田土壤 CO_2 浓度8月至次年1月波动式增长,1-3月逐渐下降,3月土壤 CO_2 浓度

最低,达到 $11\ 727 \times 10^{-6}$;3-7月逐渐升高,在10月达到峰值($29\ 993 \times 10^{-6}$)。3种土地利用类型土壤 CO_2 浓度峰值为:水田>林地>旱地,这是由于旱地长期人为翻土,不利于土壤 CO_2 的保存;而最低值表现为:水田>林地>旱地。

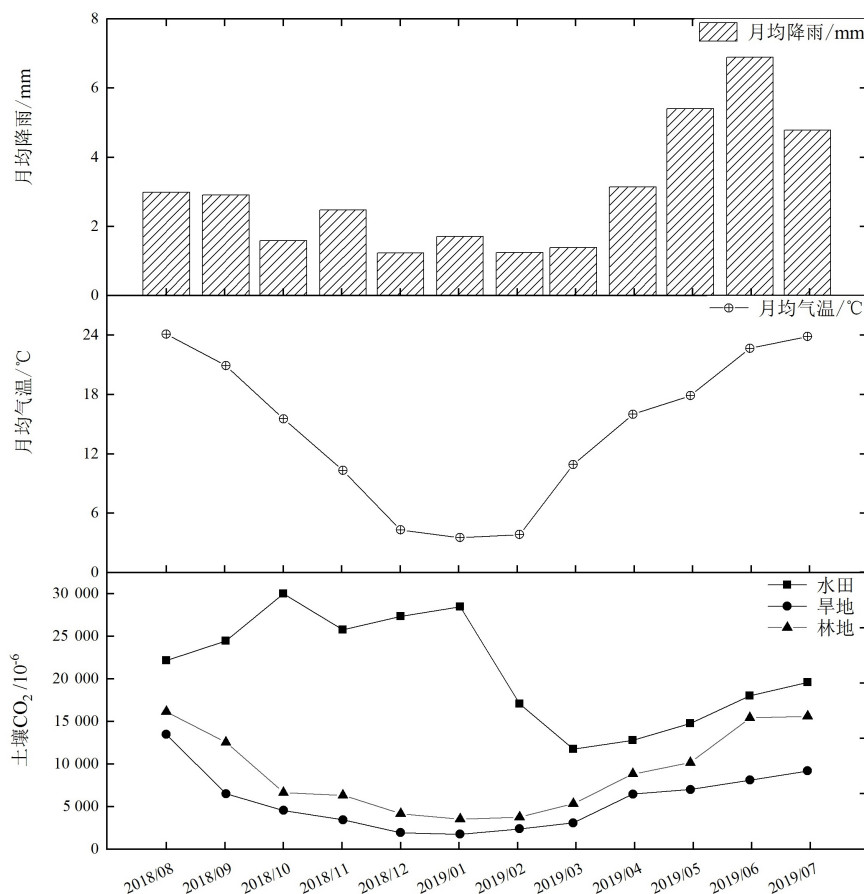


图2 研究区平均气温、降雨和不同土地利用下土壤 CO_2 浓度月变化图

Fig. 2 Monthly variations of soil CO_2 concentration under average temperature, rainfall and different land use types in the study area

3.2 土壤 CO_2 浓度季节变化特征

从季节变化来说,3种土地利用方式总体上表现为夏秋高、冬春低,这与前人研究成果相同^[23],林地与旱地两种土地利用方式土壤 CO_2 浓度季节变化表现一致(图3),春季土壤 CO_2 浓度逐渐升高,夏季浓度达到峰值,秋季逐渐降低,冬季达到最低;水田土壤 CO_2 浓度则是春季至秋季逐渐升高,秋季达到峰值,秋季至冬季逐渐降低,春季最低。

3.3 不同土地利用方式下土壤 CO_2 浓度比较

以上对土壤 CO_2 浓度月变化与季节变化的分析中包含了不同土地利用方式土壤 CO_2 浓度差异的阐述。总体上,不同土地利用方式土壤 CO_2 年平均浓度

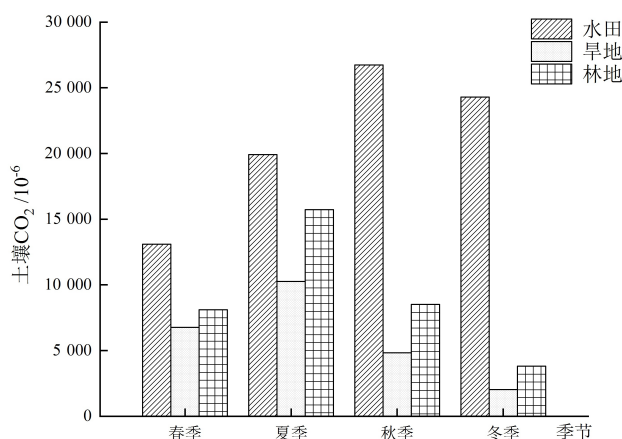


图3 不同土地利用下土壤 CO_2 浓度季节变化图

Fig. 3 Seasonal variations of soil CO_2 concentration under different land use types

见表3,表现为:水田>林地>旱地,水田土壤CO₂浓度远高于林地与旱地土壤CO₂浓度。对3种土地利用方式土壤CO₂浓度进行显著性分析,相关分析结果表明:水田与林地、水田与旱地之间的差异性不显著,旱地与林地之间存在显著差异。

表3 不同土地利用方式土壤CO₂平均浓度(×10⁻⁶)
Table 3 Average soil CO₂ concentration under different land use types(×10⁻⁶)

土地利用方式	月最高浓度	月最低浓度	年平均浓度
水田	29 993	11 727	21 008
旱地	13 458	1 763	5 660
林地	16 157	3 526	9 038

3.4 土壤有机碳与pH特征

土壤有机碳是进入土壤的有机质与土壤损失有机碳之间平衡后的结果,其含量和动态在土壤演变及全球碳循环中起到了十分重要的作用^[8]。由表4可知,研究区土壤有机碳的变化规律为:林地>水田1>旱地1>旱地2>水田2,林地土壤有机碳含量最高,水田与旱地上层(0~30 cm)土壤有机碳含量均比下层(30~60 cm)高,这与岩溶地区土壤有机质含量随剖面深度加深而下降的规律相符^[11],充分体现出土壤有机碳分布的表聚性。水田土壤有机碳上、下层差异显著($P<0.05$),而旱地土壤有机质上、下层差异不显著($P>0.05$)。土壤pH的变化规律为:水田2>水田1>林地>旱地1>旱地2,水田土壤pH最高,且水田土壤上层(0~30 cm)pH比下层土壤(30~60 cm)高出0.14,旱地上、下层土壤pH相差较小,仅为0.05。

表4 不同土地利用方式土壤pH与有机碳变化
Table 4 Soil SOC and pH properties under different land use types

土地利用方式	土层深度/cm	pH	SOC/g·kg ⁻¹
水田1	0~30	7.78	35.69
水田2	30~60	7.92	6.45
旱地1	0~30	5.09	9.27
旱地2	30~60	5.04	7.31
林地	0~20	6.88	48.68

4 影响土壤CO₂浓度的因素

4.1 不同土地利用方式

植被是生态系统的重要组成部分,陆地生态系

统碳循环的主要形式是通过绿色植物的光合作用固定大气中的CO₂、植被凋落物不断补充土壤有机质,而大气不断得到土壤有机质分解及植物体呼吸释放出的CO₂的补充^[23]。因此不同土地利用方式,如水田灌溉和旱地耕作等,不仅直接改变地表植被和植被凋落物,也间接改变土壤有机质含量^[24],同时,不同植被覆盖下土壤的pH、温度、湿度等因素也大不相同,土壤呼吸随着发生变化,土壤CO₂浓度也随之变化。

岩溶区的土壤为CO₂提供了储存空间,使其能够溶于下渗水并与底部碳酸盐岩发生反应,反之,在土壤翻耕的情况下,土壤中的CO₂更容易返回到大气中。本研究发现,水田土壤CO₂浓度远高于林地与旱地,旱地土壤CO₂浓度远低于水田和林地(图2)。一般来说,CO₂在土壤中的含量主要取决于两个方面:一是CO₂生产量的多少;二是CO₂的传输状况。当土层中CO₂生产量大而且不容易向大气扩散时,则土层CO₂含量较高;当土层中CO₂生产量小而且容易向大气扩散时,则土层CO₂含量较低。水田土壤长期灌水,土壤紧实,加上犁底层的阻隔,透气性差,土壤CO₂难以排到大气中,同时也阻碍大气中的氧气进入土壤,使好氧微生物活性降低,厌氧微生物活性增强,从而导致土壤中CO₂浓度高。

水田样地3月进行犁地翻耕,从而促使土层中的CO₂向大气扩散,土壤CO₂浓度达到全年最低值;犁地后4月进行灌水,随着气温升高,土壤微生物生理活动加强所产生的CO₂也随之升高,注水使得大气与土壤空气阻隔,土壤中的CO₂难以扩散,因此4~10月土壤CO₂浓度持续增高;10月收割水稻后基本无水,土层中的CO₂向大气扩散,10~11月土壤CO₂浓度降低。林地土壤受到的人为扰动很少甚至没有扰动,植物根系发达,且表层土壤植被凋落物覆盖,透气性较差,地表蒸发、土壤水分少,土壤CO₂也较难排到大气中。

而旱地有别于水田与林地,其土壤CO₂浓度更大程度上取决于种植作物的品种和农田的耕作管理措施,玉米地或烟叶地因为人类高频度耕作和翻耕的原因,土壤扰动性很大,土壤透气性良好,土壤CO₂更容易释放到大气中,从而造成较林地与水田土壤低的CO₂浓度;旱地样地8月秋收玉米和辣椒作物后,拔出作物根部和秸秆,人为扰动了土壤,8~9月土壤CO₂浓度突然减小。

另外,植物根系呼吸也是土壤呼吸的一个重要

部分,它所占比重随环境的不同而有很大的差异,根系呼吸也是影响土壤CO₂的一个重要因素。植物根系的呼吸强度直接影响土壤CO₂释放的不同。土壤微生物的活动也依赖于植物地上部分和根系输入的有机物,植物根部不仅仅直接通过呼吸作用向土壤中释放CO₂,根系的密度、分布深度也会影响根系的呼吸强度,而且根部产生的分泌物使根际环境非常有利于微生物生存^[25],根系的生物量越大,其呼吸强度也就越大。

4.2 气温和降雨

由图2可知,土壤CO₂月平均浓度与月平均气温总体变化趋于一致,尤其是2019年3-7月土壤CO₂浓度随气温升高而增大,2018年8月-2019年1月土壤CO₂浓度随气温降低而减小。对土壤CO₂月均浓度与月均气温进行相关分析(表5),林地和旱地土壤CO₂浓度和气温相关系数为0.90、0.96,相关性极为显著($P<0.01$),水田相关性则不显著($P>0.05$)。温度在影响植物地上部分生理活动的同时,一方面也影响着植物根部的呼吸作用,温度升高植物呼吸作用加强,向土壤中释放CO₂浓度增加;另一方面则直接影响土壤微生物的生长繁殖,温度升高增强微生物活性,呼吸加快,微生物对土壤中有有机质及凋落物的分

解速率加强,从而增加土壤CO₂浓度^[26]。

除气温对土壤CO₂的影响外,降雨影响土壤水分从而对土壤CO₂也有重要影响(图2,表5)。林地土壤CO₂浓度与降雨量相关系数为0.77,相关性极为显著($P<0.01$),旱地为0.78($P<0.05$),而水田土壤CO₂浓度和降雨量相关性不显著($P>0.05$)。有相关研究发现,降水使土壤湿度突然增高,土壤中微生物活性也升高,从而导致土壤CO₂浓度明显升高^[27];降水可使气温和土壤温度降低,使微生物数量和活性受到抑制;降水也可使土壤空隙减少,降低土壤透气性,土壤气体不易产生,同时阻碍土壤气体与大气进行交换^[14]。同时,下渗水会导致土下溶蚀速率改变,促进岩土界面碳酸盐岩的溶蚀,同时也加速了土壤CO₂的消耗,在西南岩溶区,降雨对土下溶蚀速率的贡献甚至要比气温更为重要,旱季土壤的供水强度可能是控制土下溶蚀速率的关键因素^[25]。

分别对旱地与林地土壤CO₂月均浓度与月均气温和降雨进行二元回归拟合分析,得到回归方程(表5)。旱地与林地土壤CO₂月均浓度与月均气温、降雨的二元回归分析相关系数为0.91、0.96,相关性极为显著($P<0.01$),表明白云岩区旱地与林地土壤CO₂浓度受到气温与降雨的共同影响,此外,气温对土壤CO₂浓度的贡献大于降雨,这与之前相关分析结果相符。

表5 土壤CO₂浓度与月均气温和月均降雨量相关分析(r)及其回归方程

Table 5 Correlation analysis of soil CO₂ concentration with monthly average temperature and monthly rainfall (r) and its regression equation

土地利用方式	月均气温/°C	月均降雨量/mm	二元回归
水田	$P>0.05, R=0.49$	$P>0.05, R=0.26$	/
旱地	$y=1389.17e^{0.08x},$ $P<0.01, R=0.90^{**}$	$y=2093x^{0.87}$ $P<0.05, R=0.78^*$	$y=-136.748+432.575x_1-158.561x_2$ $P<0.01, R=0.91^{**}$
林地	$y=3094.45+193.50x-4.14x^2+0.79x^3,$ $P<0.01, R=0.96^{**}$	$y=3679.4x^{0.82},$ $P<0.01, R=0.77^{**}$	$y=250.412+519.940x_1-420.227x_2$ $P<0.01, R=0.96^{**}$

注: * 相关性在0.05水平显著; ** 相关性在0.01水平上显著。

4.3 土壤pH与有机碳

有研究发现,在温度和土壤水分相对稳定的情况下,土壤有机碳含量是决定土壤CO₂浓度变化的重要因素^[28],岩溶区土壤有机碳通过分解有机物产生CO₂和促进土壤微生物生长来加速岩溶作用^[24],主要来自于土壤腐殖质、动植物残体、部分分解物,不同土地利用方式的植物根系、凋落物和人类活动程度不同,对土壤有机碳产生不同的影响^[29]。土壤中的有

机物越多,形成的有机质就越多,土壤CO₂浓度也随之增大,对研究区土壤CO₂与土壤有机质含量进行相关分析发现,相关系数 $R=0.70(P=0.03)$,说明有机质含量与土壤CO₂浓度极为相关,水田与林地有机碳含量高,旱地含量低,与其土壤CO₂浓度大小对应(表3,表4)。旱地有机质含量低的原因主要是耕地人为干扰较为严重,传统的耕作方式破坏土壤的团聚体结构,使土壤有机碳失去保护暴露出来,收割又使得

以地面凋落物形式进入土壤的有机碳含量下降,土地翻耕还增加了土壤的易受侵蚀性,也导致了土壤有机碳含量的下降。此外,土壤呼吸产生的土壤CO₂一部分扩散到大气中,另一部分与土壤水形成侵蚀性CO₂,与碳酸盐岩反应^[30]。一般来说,土壤有机碳较多,可以产生较多的CO₂和有机酸,降低pH^[31]。研究区不同土地利用方式下土壤pH(表4)平均值大小顺序为:水田>林地>旱地,旱地土壤pH最小,可能的原因是受人为施用有机肥、氮肥等肥料的影响,土壤产生的酸性物质较多^[32],水田土壤pH最高,对应其土壤CO₂浓度也最高。有研究发现,土壤pH只是影响CO₂排放的间接原因,其主要原因是因为随着土壤酸碱程度的变化,土壤中微生物生存环境和其他矿物质元素的构成方式受到影响,从而影响了CO₂的排放^[33]。

5 结 论

(1)贵州省施秉县黄洲河流域3种土地利用方式的土壤CO₂浓度随时间变化显著。林地与旱地平均土壤CO₂浓度月变化规律总体上表现一致,1-7月土壤CO₂浓度逐渐升高,8月浓度最大;水田土壤CO₂浓度1-3月逐渐下降,3-12月逐渐升高,8月开始波动升高。3种土地利用类型土壤CO₂浓度峰值为:水田(29 993×10⁻⁶)>林地(16 157×10⁻⁶)>旱地(13 485×10⁻⁶),最低值表现为:水田(11 727×10⁻⁶)>林地(3 526×10⁻⁶)>旱地(1 763×10⁻⁶);

(2)白云岩区土壤CO₂浓度受气温与降雨的影响。林地和旱地土壤CO₂浓度和气温相关系数为0.90、0.96,相关性极为显著($P<0.01$),气温对土壤CO₂浓度的贡献大于降雨;

(3)白云岩区土壤CO₂浓度受有机碳含量与pH影响。土壤CO₂年平均浓度为:水田(21 008×10⁻⁶)>林地(9 038×10⁻⁶)>旱地(5 660×10⁻⁶),对应其有机碳含量的差异,土壤CO₂浓度与有机碳含量极为相关,相关系数 $R=0.70$ ($P=0.03$);同样的,不同土地利用方式的土壤pH越高,其土壤CO₂浓度也随之增大。

参考文献

- [1] 袁道先. 地球系统的碳循环和资源环境效应[J]. 第四纪研究, 2001, 21(3): 223-232.
- [2] 袁道先, 章程. 岩溶作用与碳循环国际IGCP 379项目最终报告[M]. 北京: 地质出版社, 2002.
- [3] 李大通, 罗雁. 中国碳酸盐岩分布面积测量[J]. 中国岩溶, 1983, 10(2): 147-150.
- [4] 刘再华. 碳酸盐岩岩溶作用对大气CO₂沉降的贡献[J]. 中国岩溶, 2000, 19(4): 293-300.
- [5] 邱冬生, 庄大方, 胡云锋, 等. 中国岩石风化作用所致的碳汇能力估算[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2004, 29(2): 177-182.
- [6] 徐胜友, 蒋忠诚. 我国岩溶作用与大气温室气体CO₂源汇关系的初步估算[J]. 科学通报, 1997, 42(9): 953-956.
- [7] 蒋忠诚, 覃小群, 曹建华, 等. 中国岩溶作用产生的大气CO₂碳汇的分区计算[J]. 中国岩溶, 2011, 30(4): 363-367.
- [8] 潘根兴, 曹建华, 何师意, 等. 岩溶土壤系统对空气CO₂的吸收及其对陆地系统碳汇的意义:以桂林丫吉村岩溶试验场的野外观测和模拟实验为例[J]. 地学前缘, 2000, 7(4): 580-587.
- [9] 王世杰, 刘再华, 倪健, 等. 中国南方喀斯特地区碳循环研究进展[J]. 地球与环境, 2017, 45(1): 2-9.
- [10] 刘再华, 袁道先, 何师意. 不同岩溶动力系统的碳稳定同位素和地球化学特征及其意义[J]. 地质学报, 1991, 71(3): 281-288.
- [11] 蓝家程, 肖时珍. 岩溶区土地利用变化对土壤有机碳与岩溶碳汇的影响研究进展[J]. 生态学杂志, 2017, 36(9): 2633-2640.
- [12] 夏青, 姜光辉, 李科, 等. 桂林峰丛洼地岩溶动力系统CO₂特征及变化规律[J]. 地质科技情报, 2007, 26(5): 79-82.
- [13] 蓝美宁, 王文娟, 蒋忠诚, 等. 不同土地利用方式下土壤CO₂时空分布特征及其影响因素:以湘西大龙洞地下河流域为例[J]. 中国岩溶, 2017, 36(4): 427-432.
- [14] 殷超. 喀斯特地区土壤CO₂迁移变化过程及其环境响应分析[D]. 贵阳: 贵州师范大学, 2018.
- [15] 赵瑞一, 李建鸿, 董莉莉, 等. 不同土地利用类型下岩溶泉域土壤CO₂时空变化特征及来源分析[J]. 生态环境学报, 2020, 29(1): 81-87.
- [16] 肖时珍. 亚热带典型白云岩流域化学剥蚀速率及碳汇潜力:以贵州施秉杉木河流域为例[D]. 重庆: 西南大学, 2017.
- [17] 李世奇, 熊康宁, 苏孝良, 等. 世界自然遗产提名地施秉喀斯特地貌及其演化[J]. 贵州师范大学学报(自然科学版), 2012, 30(3): 12-17.
- [18] 张乾柱, 刘子琦, 罗井升, 等. 岩石地球化学特征对喀斯特峡谷形态与分布影响分析:以贵州施秉喀斯特世界自然遗产预选地为例[J]. 西南大学学报(自然科学版), 2012, 34(6): 114-120.
- [19] 贵州省地质调查院. 贵州1/25万铜仁市幅(g49c001001)区域地质调查(修测)报告[R]. 2006.
- [20] 贵州省地质调查院. 贵州省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 2013:147-248.
- [21] 何师意, 徐胜友, 张美良. 岩溶土壤中CO₂浓度、水化学观测及其与岩溶作用关系[J]. 中国岩溶, 1997, 16(4): 319-323.
- [22] 鲍士旦. 土壤农化分析[M]. 北京: 中国农业出版社, 2000.
- [23] 赵瑞一, 吕现福, 蒋建建, 等. 土壤CO₂及岩溶碳循环影响因素综述[J]. 生态学报, 2015, 35(13): 4257-4264.
- [24] 章程. 不同土地利用土下溶蚀速率季节差异及其影响因素:以重庆金佛山为例[J]. 地质评论, 2010, 56(1): 136-140.

- [25] Liu Y, Han S J, Li X F. The contribution of root respiration of Pinus koraiensis to total soil respiration under elevated CO₂ concentrations [J]. Journal of Forest Research, 2004, 15(3): 287-191.
- [26] Jassal R, Black A, Novak M, et al. Relationship between soil CO₂ concentrations and forest-floor CO₂ effluxes [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2005, 130(3): 176-192.
- [27] 蓝美宁, 王文娟, 覃小群, 等. 土地利用和覆被变化对岩溶区土壤CO₂浓度的影响[J]. 中国岩溶, 2011, 30(4): 449-455.
- [28] 赵宁伟, 郜春花, 李建华. 土壤呼吸研究进展及其测定方法概述[J]. 山西农业科学, 2011, 39(1): 91-94.
- [29] Rodeghiero M, Cescatti A. Main determinants of forest soil respiration along an elevation/temperature gradient in the Italian Alps [J]. Global Change Biology, 2010, 11(7): 1024-1041.
- [30] 蓝家程, 傅瓦利, 彭景涛, 等. 不同土地利用方式下岩溶溶蚀速率及影响因素[J]. 生态学报, 2013, 33(10): 3205-3212.
- [31] 曾思博, 蒋勇军. 土地利用对岩溶作用碳汇的影响研究综述[J]. 中国岩溶, 2016, 35(2): 153-163.
- [32] 蓝家程, 傅瓦利, 甄晓君, 等. 岩溶山区土壤性质对其土下溶蚀速率的影响[J]. 水土保持学报, 2011, 25(2): 58-62.
- [33] 于伟家, 李雪松, 陈竹君, 等. 氮肥对不同无机碳含量土壤二氧化碳释放的影响[J]. 应用生态学报, 2018, 29(8): 2493-2500.

Characteristics and influencing factors of soil CO₂ release under different land use types in the typical dolomite area of humid subtropical regions

DAI Linyu^{1,2}, XIAO Shizhen¹, ZENG Cheng², YAN Wei¹, XIAO Hua¹, TAI Zhiqin^{1,2}

(1. School of Karst Science, Guizhou Normal University / State Engineering Technology Institute for Karst Desertification Control, Guiyang, Guizhou 550001, China; 2. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, CAS, Guiyang, Guizhou 550081, China)

Abstract To further reveal the law of karst carbon cycle, as well as understand the characteristics and influencing factors of soil CO₂ release in different land use types in the dolomites in the Huangzhouhe basin, which is the sub-basin of the Shanmuhe basin, a world natural heritage site in karst area, Shibing, southern China, in this study, the soil CO₂ concentration in three different land use types (forest land, dryland, paddy field) were measured for one year. Soil samples were collected to analyze their physical and chemical properties. The results show that, (1) The annual average soil CO₂ concentration in different land use types is, paddy field ($21,008 \times 10^{-6}$) > forest land ($9,038 \times 10^{-6}$) > dryland ($5,660 \times 10^{-6}$); (2) The variation patterns of monthly soil CO₂ concentration curve and monthly mean air temperature change curve of forestland and dryland in a year were similar, and annual variation law was generally consistent. The soil CO₂ concentration gradually increased from January to July, and reached the peak value in August, which was $16,157 \times 10^{-6}$ and $13,458 \times 10^{-6}$, respectively; (3) The CO₂ concentration in paddy soil gradually decreased from January to March, and the lowest value in March is $11,727 \times 10^{-6}$, it gradually increased from March to December, and began to fluctuating increase in August, and reached a peak of $29,993 \times 10^{-6}$ in October; (4) The soil CO₂ concentration in dolomite area has a significant seasonal variation law of high in summer and autumn and low in spring; (5) Air temperature and rainfall have significant effects on CO₂ concentration of forest land and dryland soil, but have no significant effect on the CO₂ concentration of paddy field; (6) The correlation coefficient of soil CO₂ concentration corresponding to the difference of its organic carbon content is $R=0.70$ ($P=0.03$), indicating that the difference of soil organic carbon has certain impacts on soil CO₂ concentration, and the soil CO₂ concentration increases with the increase of soil pH value.

Key words dolomite, soil CO₂ concentration, karst carbon sink, carbon cycle, Shibing

(编辑 黄晨晖)