

西南喀斯特地区几种主要土地覆被下 土壤 CO₂-C 通量研究

程建中^{1,2}, 李心清^{1*}, 周志红^{1,2}, 王 兵^{1,2}, 邢 英^{1,2}, 彭 艳^{1,2},
程红光¹, 闫 慧^{1,2}, 庞小兵¹, 黄代宽^{1,2}, 章炎麟^{1,2}

(1. 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 550002; 2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049)

摘 要: 中国西南喀斯特地区土壤营养元素流失形势严峻, 揭示不同土地覆被下土壤 CO₂-C 的释放规律, 是认识喀斯特这一特殊环境诸多营养元素循环问题的一个重要途径。采用静态箱 - 气相色谱法对贵州喀斯特地区 4 种不同土地覆被下的土壤 CO₂-C 释放通量进行观测研究。结果表明, (1) 不同的土地覆被下土壤 CO₂-C 释放通量有显著的差别, 其释放顺序为: 森林 ((134.1 ± 78.8) mg/(m² · h)) > 次生林 ((70.8 ± 122.3) mg/(m² · h)) > 玉米地 ((55.5 ± 78.0) mg/(m² · h)) > 烧荒地 ((35.5 ± 91.4) mg/(m² · h))。各样点季节变化都比较明显, 夏季平均排放量最高, 冬季最低。(2) 凋落物对森林土壤 CO₂-C 释放的影响较大, 有凋落物覆盖的土壤 CO₂-C 释放量 ((134.1 ± 78.8) mg/(m² · h)) 高于无凋落物覆盖的林地土壤 ((111.2 ± 80.3) mg/(m² · h)), 凋落物分解对森林土壤 CO₂-C 释放总量的贡献约占 17%。基于地面气温, 计算得出森林和森林(无凋落物)的 Q₁₀ 分别为 1.92、2.10。(3) 除次生林和烧荒地外, 其余各样地 CO₂-C 释放通量均与土壤各层温度呈显著正相关关系, 但绝大多数样地与土壤湿度(WFPS)之间相关性不显著。

关键词: 土壤 CO₂-C 通量; 土地覆被; 季节变化; 温度; 湿度; 喀斯特地区

中图分类号: P595; S154.4; S161 文献标识码: A 文章编号: 0379 - 1726(2010)03 - 0258 - 08

Studies on soil CO₂-C fluxes of several major types of land covers in the karst region of southwestern China

CHENG Jian-zhong^{1,2}, LEE Xin-qing^{1*}, ZHOU Zhi-hong^{1,2}, WANG Bing^{1,2}, XING Ying^{1,2}, PENG Yan^{1,2},
CHENG Hong-guang¹, YAN Hui^{1,2}, PANG Xiao-bing¹, HUANG Dai-kuang^{1,2} and ZHANG Yan-lin^{1,2}

1. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;
2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: The eco-environmental problems characterized by the loss of soil nutrition elements in the karst regions of southwestern China are severe due to the increasing conflicts between land and population. Studies on the mechanisms of soil CO₂-C emission in different land covers may be an important way to understand many of the problems about the nutrition elements cycles in this special ecosystem. The released soil CO₂-C flux of four different land covers was studied in Guizhou karst region by static close chamber coupled with GC technique. The results showed that: 1. the released CO₂-C flux of the four different land covers are significantly different, in a sequence of: forest > secondary forest > burned field > maize field, with average fluxes of 134.1 ± 78.8 mg/(m² · h), 70.8 ± 122.3 mg/(m² · h), 55.5 ± 78.0 mg/(m² · h), 35.5 ± 91.4 mg/(m² · h), respectively. The seasonal variation was obvious in all fields, with the highest average flux in summer and the lowest in winter. 2. The litter remarkably influenced the soil CO₂-C flux in forest. The CO₂-C flux in the forest soil covered with litter was higher than that

收稿日期(Received): 2009-07-13; 改回日期(Revised): 2009-09-15; 接受日期(Accepted): 2009-09-30

基金项目: 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-306-3); 国家重点基础研究发展计划项目(2006CB403205); 中国科学院创新团队国际合作伙伴计划项目。

作者简介: 程建中(1983-), 男, 博士研究生, 地球化学专业, 研究方向为环境地球化学。E-mail: chengjianzhong@mails.gyg.ac.cn

* 通讯作者(Corresponding author): LEE Xin-qing, E-mail: xinqinglee@hotmail.com, Tel: +86-851-5895611

without litter, with average fluxes of $134.1 \pm 78.8 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ and $111.2 \pm 80.3 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$, respectively. The contribution of litter to forest total soil CO₂-C emission was about 17%. Based on ground temperature, the calculated Q_{10} was 1.92 in the forest with litter and 2.10 in that without. 3. Excepted burned field and secondary forest, there was a remarkable positive correlation between soil CO₂-C flux and temperature in different soil layers. By contrast, no obvious correlation between soil CO₂-C flux and humidity (WFPS) was observed.

Key words: soil CO₂-C flux; land covers; seasonal variation; temperature; humidity; karst region

0 引言

喀斯特地貌在世界上分布广泛,但其生态环境敏感脆弱,因此喀斯特地区的发展演变与全球变化关系密切,且备受关注^[1]。中国境内碳酸盐岩类岩层纵深横广,喀斯特现象普遍,类型复杂,形式多样,发育强烈。其中我国西南喀斯特地区包括贵州大部,广西、云南、四川、重庆、湖北、湖南等省(区)部分地区,位于世界三大连片喀斯特发育区之一的东亚片区中区,面积约为 54 万 km²,是世界最大的喀斯特连续带,同时也是喀斯特发育最强烈的典型生态脆弱区^[2]。众所周知,碳酸盐岩地区表层水分含量低,植被顺向演替速度慢,同时这里住着 1 亿多人口,且以农业为主,人地矛盾十分突出。西南喀斯特环境在近 50 年中发生了巨大变化,森林覆盖率大幅度下降,土地质量退化,石漠化严重,最终导致营养元素大量流失,土壤碳储量迅速减少^[3]。

土壤碳库在全球碳平衡中具有极其重要的作用。一般的估计认为,土壤有机质碳库为 $1.2 \times 10^3 \sim 1.6 \times 10^3 \text{ Pg}$,植物碳库为 420 ~ 830 Pg,凋落物碳库为 70 ~ 150 Pg^[4]。土壤 CO₂ 释放来源于各种土壤 CO₂ 的产生过程,包括土壤生物和根系呼吸以及根系周围碳的氧化和土壤有机物的分解。据估计^[5-6],全球陆地生态系统由土壤呼吸每年释放到大气碳通量达到 50 ~ 75 Pg C,约为化石燃料碳排放量的 10 ~ 15 倍,仅次于全球陆地总初级生产力(GPP)的估算值 100 ~ 120 Pg C/a。

近年来,随着喀斯特地区人口的迅速增加和社会经济的发展,土地覆被的变化对喀斯特地区的土壤养分输入、输出、周转等模式乃至全球碳循环必将产生重要影响。在过去 150 年,全球因为土地覆被(其中主要由于大量采伐森林)改变而导致的碳流失一直持续增加,每年的流失速率大约 2 Pg C^[7]。此外,大量的研究还表明^[8-9],天然植被转化为传统的耕地后将明显降低土壤有机质含量。因此,土地覆

被的变化极大地影响了土壤碳库,同时也改变了土壤-大气间 CO₂ 的交换。然而,有关不同土地覆被对土壤-大气间 CO₂ 的交换研究在我国西南喀斯特地区并不多见,目前该地区还缺少比较可靠的数据,导致很难精确估算全球土壤碳通量,因此我们选择在我国喀斯特地貌最发育的西南喀斯特中心(贵州)开展相关研究,目的是为了更好地了解石灰岩地区土壤碳的储存和释放机制,为科学地评估我国亚热带喀斯特地区碳循环提供技术支撑。

本研究选取了 4 种土壤-植被生态系统,进行了 1 年的观测。通过分析其土壤 CO₂ 通量的季节变化动态,期望能认识以下几个方面的问题:(1)西南喀斯特地区不同土地覆被下土壤 CO₂-C 通量的季节变化规律;(2)定量分析该地区森林凋落物的分解对土壤 CO₂-C 释放总量的贡献率;(3)分析几种主要土地覆被下土壤 CO₂-C 通量的驱动因子(温度、WFPS)。

1 材料与方法

1.1 研究区域自然概况

龙洞堡郊区位于贵州省贵阳市中心区东面,地处云贵高原的东斜坡上,属全国东部平原向西部高原过渡型地带。平均海拔在 1000 m 左右,主要的土壤类型有石灰土、黄壤和水稻土等,具有亚热带湿润温和型气候的特点。夏无酷暑,冬无严寒,阳光充足,无霜期长(270 ~ 280 d),雨水充沛,年均降雨量 1100 mm,夏季(6 ~ 8 月)的降水约 550 mm。70% 以上的降雨多集中在 4 ~ 8 月,其中夜间降雨量占总降雨量的 70%。空气不干燥,四季无风沙,年平均气温在 14.8 °C 左右。其中,最热的 7 月下旬,平均气温 23.2 °C;最冷的 1 月上旬,平均气温 3.9 °C(图 1)。

1.2 研究方法

1.2.1 样地的设置

本研究共设置了 4 种样地。森林样地(26°32'

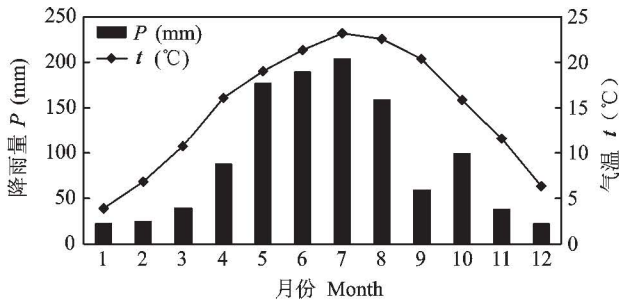


图1 贵阳市龙洞堡地区最近10年的月平均气温和降雨量
Fig. 1 Monthly average of temperature and precipitation in the last ten years in Longdongbao area, Guiyang

41.3°N, 106°46'46.9"E), 主要的营造树种为马尾松 (*Pinus massoniana*), 平均胸径为 15 cm, 平均树高约 13 m, 林下有油茶等灌丛植被, 在森林样地中, 我们设置了两个处理, 处理一为凋落物覆盖的土壤样地, 有 1~2 cm 厚的枯落物, 处理二则为人工去除凋落物的裸露土壤样地。次生林 (26°32'35.7"N, 106°46'42.0"E), 主要树种为女贞 (*Ligustrum lucidum*), 平均树高在 1.5 m 左右, 林下生长着大量的杂草, 无凋落物。烧荒地 (26°32'32.2"N, 106°46'22.6"E), 此样地在 2007 年冬天曾被当地农民烧荒过, 大量的灌丛林被烧毁, 如今只有杂草遍布于整个山头。玉米地 (26°32'43.4"N, 106°46'43.5"E), 按照当地典型农业生产活动方式套种玉米和大豆, 播种玉米和大豆前需要对耕地翻耕。3 月播种同时施底肥, 5 月中旬施尿素和复合肥, 总施肥量大概为尿素 40 kg/666.67 m², 复合肥 45 kg/666.67 m², 9 月中旬收获玉米。不同土地覆被下的土壤理化性质见表 1。

1.2.2 CO₂ 的采集和测定

2008 年 6 月至 2009 年 5 月利用透明的有机玻璃密闭箱 (箱体大小为 30 cm × 30 cm × 50 cm) 每月对各观测点的土壤 CO₂ 通量进行两次取样, 分别在月初和月底各取一次。每次采样时间主要集中在当天上午的 9:00~11:30, 分别于罩箱后的 0 min、5 min、10 min、15 min 和 20 min 用注射器采集箱内气体贮存至预先抽成高真空 (1 Pa) 的 35 mL 胶塞玻璃气瓶内, 同时记录箱内气体温度和气压, 样品带回

表 1 各样地土壤理化性质

Table 1 Soil physical and chemical characteristics of the observation sites

采样点	土壤类型	土壤质地	WFPS (%)	NH ₄ ⁺ -N (mg/kg)	NO ₃ ⁻ -N (mg/kg)	无机氮 (mg/kg)	pH(H ₂ O)
次生林	石灰土	粉土	61.1 ± 16.7	4.2 ± 2.3	3.1 ± 1.7	7.3	6.5 ± 0.6
森林	石灰土	砂粉土	72.6 ± 13.9	5.3 ± 1.8	3.0 ± 1.7	8.3	6.0 ± 0.4
烧荒地	石灰土	粉土	60.1 ± 15.1	3.7 ± 2.4	3.6 ± 2.4	7.3	6.7 ± 0.2
玉米地	石灰土	砂粉土	48.9 ± 14.6	1.3 ± 0.8	7.9 ± 4.3	9.2	7.2 ± 0.4

实验室后立即使用 HP6890 气相色谱仪测定 CO₂ 浓度。如遇特殊情况 (如停电) 当天无法完成的, 第二天接着测试直至全部样品分析完毕。

CO₂ 的释放通量 (F) 的计算公式为:

$$F = \rho V P T_0 d C_i / A P_0 T d t \quad (1)$$

式中: F 为被测气体排放通量; V 为箱内空气体积; A 为箱体覆盖的面积; C_i 为时间 t 时刻内被测气体的体积分数; t 为时间; ρ 为标准状态下的被测气体密度; T_0 和 P_0 分别为标准状态下的空气绝对温度和气压; P 为采样点箱体内部的气压; T 为采样时间的绝对温度。

式(1)中的各参数可通过实地测定与计算获得, 其中的参数 $\rho = M / V_0$ (M 为被测气体的摩尔质量, V_0 为标准状态下气体的摩尔体积); V/A 即为采样箱的高度, dC_i/dt 可由测定 CO₂ 浓度数据列对时间 t 数据列的斜率获得。

1.2.3 土壤理化性质和环境因子测定

采用电位法测定土壤 pH(H₂O), 水土比为 2.5:1。土壤无机氮采用 2 mol/L KCl (土液比 1:5) 浸提, 铵态氮测定采用靛酚蓝比色法, 硝态氮用紫外可见分光光度计测定^[10]。土壤温度、湿度的测定: 在每次采集气体样品时, 分别用温度计测定大气温度、地表温度及土壤 5 cm、10 cm、15 cm 和 20 cm 温度, 同时用铝盒采集 0~10 cm 层土壤带回实验室测定其含水量, 然后根据土壤容重将其换算为土壤充水孔隙度。按下式计算土壤充水孔隙度 (WFPS):

$$\text{土壤总孔隙度} = 1 - \text{土壤容重} / 2.65$$

$$\text{土壤充水孔隙度 (WFPS\%)} = (\text{土壤质量含水量} \times \text{土壤容重}) \times 100 / \text{土壤总孔隙度}$$

所有分析和测试工作都在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完成。

2 结果与分析

2.1 几种主要土地覆被下土壤 CO₂-C 的通量变化

不同土地覆被下土壤 CO₂-C 释放通量及气温变化见表 2。结果表明, 各观测点年平均气温变幅不大且具有相同的季节变化。总的来看, 各观测点土壤年均通量都表现为 CO₂ 的释放源, 但次生林地、烧荒地、玉米地土壤在观测期间的某些月份表现为 CO₂

表2 各观测点土壤 CO₂-C 年均通量、通量范围、标准差、变异系数Table 2 Annual average fluxes, ranges of fluxes, standard deviation and variation coefficient of soil CO₂-C in all observation sites

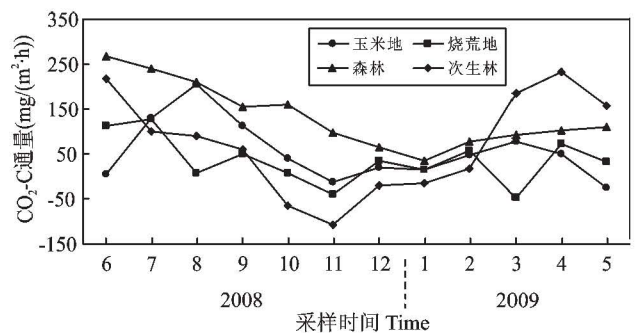
采样点	通量范围 (CO ₂ -C mg/(m ² ·h))	平均值±标准差 (CO ₂ -C mg/(m ² ·h))	变异系数 (%)	气温 (°C)	样本数 N
次生林	-112.5~280.3	70.8±122.3	172.7	21.0±8.0	24
森林	29.2~342.1	134.1±78.8	58.7	17.5±7.4	24
森林(无凋落物)	28.7~384.5	111.2±80.3	72.2	18.0±7.6	24
烧荒地	-91.2~315.4	35.5±91.4	257.4	18.1±8.5	24
玉米地	-79.7~317.9	55.5±78.0	140.5	16.9±8.7	24

的汇。其中以有凋落物覆盖的森林土壤释放 CO₂ 最高, 释放通量年均均为 (134.1±78.8) CO₂-C mg/(m²·h); 烧荒地土壤年均释放通量最低, 仅为 (35.5±91.4) CO₂-C mg/(m²·h)。其他各样点土壤 CO₂-C 通量依次为 (111.2±80.3) mg/(m²·h) (无凋落物的森林)、(70.8±122.3) mg/(m²·h) (次生林地)、(55.5±78.0) mg/(m²·h) (玉米地)。经方差分析(ANOVA, SPSS 15.0), 有凋落物覆盖的森林土壤 CO₂-C 通量与次生林、烧荒地、玉米地均有显著性差异, 无凋落物覆盖的森林土壤与烧荒地、玉米地有显著性差异, 但与次生林差异不显著, 而次生林、烧荒地、玉米地两两之间均无显著性差异。

与其他喀斯特地区的土壤 CO₂-C 通量的对比分析发现, 龙洞堡地区马尾松林土壤 CO₂-C 年均排放量 ((134.1±78.8) mg/(m²·h)) 低于刘芳等^[11]对贵阳市森林公园马尾松林的研究结果 ((150.9±64.6) mg/(m²·h)), 但高于易志刚等^[12]对鼎湖山马尾松林的观测结果 (117.1 mg/(m²·h)), 正好处于两者之间, 说明本研究与其他研究者的研究结果是基本一致的。同时, 龙洞堡区域的女贞次生林地土壤 CO₂-C 年均排放量 ((70.8±122.3) mg/(m²·h)) 略低于孙向阳^[13]对北京西山地区的油松、侧柏混交林的研究结果 ((78.3±20.2) mg/(m²·h)), 但与黄承才等^[14]对杭州西湖山区毛竹林的研究结果 (72.6 mg/(m²·h)) 比较接近, 出现这种差异的原因可能主要与各自研究区域所处的气候带和土壤类型有关。另外, 关于喀斯特地区农业土壤 CO₂-C 年均通量的研究, 我们的研究结果 ((55.5±78.0) mg/(m²·h)) 明显高于雷川等^[15]对重庆丘陵山区蔬菜地的研究结果 ((43.9±20.3) mg/(m²·h)), 但与阮雷雷^[16]对湖北咸宁地区的旱地土壤研究结果 ((58.7±34.7) mg/(m²·h)) 非常接近, 这可能主要与当地种植作物类型、施肥种类、施肥量以及施肥方式等有关。

2.2 几种主要土地覆被下土壤 CO₂-C 通量的季节变化

对4种不同土地覆被下的土壤 CO₂-C 通量进行了为期1年的观测, 观测时间从2008年6月至2009年5月(图2)。从图中可以看出, 4种不同土地覆被下土壤 CO₂-C 通量的季节变化规律比较明显, 且变化趋势也大体一致。除森林地外, 其他样地从2008年6月至11月通量逐渐降低, 12月到翌年的5月又逐渐升高。其中, 夏季(2008年6月至8月)为一年中年均排放通量最高值, 但各月份之间的通量波动较大, 秋季(9月至11月)逐渐降低, 而冬季(2008年12月至翌年2月)平均通量最低且相对稳定, 春季(2009年3月至5月)排放通量又缓慢升高。这种变化趋势与贵阳地区的温度和降雨量有关(图1), 因为该地区在冬季(12月至翌年2月)温度较低且降雨量十分稀少, 此时土壤微生物活动和植物根系的生理活动都比较弱, 故 CO₂-C 通量较低且相对比较稳定。进入3月, 土壤温度逐渐升高, 微生物和植物根系活动随之加强, 因此土壤 CO₂-C 的排放通量呈现缓慢上升现象。一旦进入6月雨季, 土壤温度和湿度迅速增加, 此时土壤温度在20℃左右, 比较适宜土壤呼吸和植物根系生长, 排放量随之达到最高, 但在多雨的夏季, 由于干湿交替频繁发生, 影响微生物和植物根系活动强度, 从而引起土壤 CO₂-C 通量波动较大。特别需要指出的是, 观测还发现在大气温度-1℃左右的霜冻天气(2008年12月23日), 除次生林出现 CO₂-C 微量吸收外, 其余样地都有微弱的排放, 排放量小于50.0 mg/(m²·h)。另外, 次生林样地在2008年10月到翌年的3月上旬一直表现

图2 不同土地覆被下土壤 CO₂-C 通量季节变化Fig. 2 Seasonal variations of soil CO₂-C flux in different land covers

为土壤吸收 $\text{CO}_2\text{-C}$ 的现象(平均吸收量为 $48.7 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$), 这可能主要与箱体内植被发生光合作用吸收 CO_2 有关。土壤-植被系统罩上箱体后就处于一个密闭环境, 一旦有阳光直射箱体, 随着时间的延长箱内温度逐渐上升, 水分含量随之增加, 光合作用同时加剧, 当植被光合作用吸收的 CO_2 大于土壤呼吸释放量时, 就变现为净吸收。

2.3 森林凋落物对土壤 $\text{CO}_2\text{-C}$ 释放通量的影响

从图3中可以看出, 森林土壤无论在有无凋落物覆盖的情况下, 土壤 $\text{CO}_2\text{-C}$ 通量都表现出相对一致的变化趋势。1月平均排放速率最小, 森林土壤为 $34.2 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$, 无凋落物覆盖土壤为 $36.5 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$, 6月份达到最大值, 前者为 $266.5 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$, 后者为 $277.9 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$, 变化曲线均为单峰单谷型。两者土壤 $\text{CO}_2\text{-C}$ 通量的季节变化规律具体表现为: 夏季(6月至8月)平均释放量达到一年中最高值(此期间森林土壤通量占全年44.4%, 无凋落物覆盖土壤为45.7%), 秋季(9月至11月)逐渐降低, 冬季(12月至翌年2月)最低且相对稳定(森林土壤通量占全年的11.0%, 无凋落物覆盖土壤为11.5%), 春季(翌年3月至5月)排放通量又逐渐升高, 这种变化趋势可能与森林特有的小气候环境有关。值得注意的是, 在整个一年的观测期间没有发现森林土壤有 CO_2 吸收现象, 说明森林土壤是大气 CO_2 巨大释放源。

将森林有凋落物与森林无凋落物的土壤 $\text{CO}_2\text{-C}$ 通量进行对比, 我们发现前者的 $\text{CO}_2\text{-C}$ 的年均释放量 ($(134.1 \pm 78.8) \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$) 大于后者 ($(111.2 \pm 80.3) \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$)。可能主要是因为枯枝落叶在微生物作用下的分解使得一部分碳以 CO_2 的形式进入大气中, 两者的差值即为枯枝落叶分解的 $\text{CO}_2\text{-C}$ 释放速率, 经计算此值为 $22.9 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$, 占土壤呼吸和凋落物分解的 $\text{CO}_2\text{-C}$ 总量的17%, 说明森林凋落物是大气 CO_2 的一个重要排放源。Domisch *et al.* [17] 利用 ^{14}C 标记技术研究了泥炭地针叶凋落物分解释放碳的

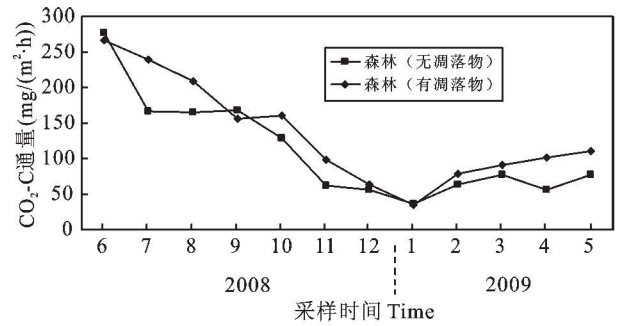


图3 森林土壤在有或无凋落物条件下的 $\text{CO}_2\text{-C}$ 通量季节变化

Fig. 3 Seasonal variations of $\text{CO}_2\text{-C}$ flux in the condition of forest soil with or without litter cover

去向, 结果表明, 以气态损失的部分约为30%。Newell *et al.* [18] 在盐沼湿地的研究表明, *Spartina alterniflora* 叶分解的碳中约有25%~35%以 CO_2 形式损失掉, 而本研究的结果相对他们而言都是偏低的, 这可能主要是由于在石灰岩地区凋落物经分解作用进入土壤转化成土壤有机质比例较大。但本研究结果仍说明碳素由地上植物碳库转移到地下土壤碳库的过程中, 森林凋落物是一个不可忽略的碳损失源。因此, 加强森林凋落物和水管理对于森林碳截留能力方面具有重要意义。

2.4 温度和湿度对土壤 $\text{CO}_2\text{-C}$ 释放通量的影响

温度对植物地上部分生理活动、土壤微生物生长繁殖及根系呼吸等活动都有促进作用, 因而对土壤 CO_2 通量影响最大。统计分析表明(表3), 森林样地土壤 $\text{CO}_2\text{-C}$ 通量季节变化与土壤各层(0 cm、5 cm、10 cm、15 cm和20 cm)温度呈极显著相关关系, 特别是与5 cm和15 cm关系最为密切, 因此我们采用地下15 cm温度对森林土壤(有凋落物)

表3 各观测点土壤 $\text{CO}_2\text{-C}$ 通量与温度、湿度相关性

Table 3 Correlation analysis between soil $\text{CO}_2\text{-C}$ flux and temperature, humidity in all observation sites

观测点	气温	土壤温度					土壤湿度(WFPS)
		0 cm	5 cm	10 cm	15 cm	20 cm	0~10 cm
次生林	0.403	0.420*	0.360	0.341	0.336	0.321	-0.637*
森林	0.695**	0.759**	0.766**	0.756**	0.766**	0.757**	0.393
森林(无凋落物)	0.647**	0.665**	0.685**	0.671**	0.697**	0.680**	0.332
烧荒地	0.100	0.083	0.241	0.244	0.222	0.210	-0.213
玉米地	0.429*	0.397	0.431*	0.461*	0.449*	0.443*	-0.077

注: 采用 Person 相关系数和 two-tailed 显著性检验, “*”表示相关性显著($p < 0.05$), “**”表示相关性极显著($p < 0.01$), 土壤 $\text{CO}_2\text{-C}$ 通量单位为 $\text{mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ 。

Significance tests by Person correlation coefficient and two-tailed, “*” and “**” indicate the significance level of $p < 0.05$ and $p < 0.01$, respectively. The unit of soil $\text{CO}_2\text{-C}$ is $\text{mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$.

CO₂-C 通量进行拟合(图4),得到的拟合方程为:
 $y = 23.86 e^{0.0975x}$ ($R^2 = 0.7513$, $p < 0.01$, $n = 24$);
 同样用地下 15 cm 温度对森林土壤(无凋落物)
 CO₂-C 通量进行拟合(图5),得到的拟合方程为:
 $y = 16.144 e^{0.1076x}$ ($R^2 = 0.7296$, $p < 0.01$, $n = 24$)。
 两个拟合方程说明森林土壤 CO₂-C 通量与土壤温度
 间有显著的指数函数相关关系,CO₂-C 通量随温度
 上升呈指数函数上升,这与许多研究结果是一致的^[19-21]。
 玉米地土壤 CO₂-C 通量变化与土壤各层温度
 同样关系密切,特别是与土壤 10 cm 处温度的相
 关性最好,与 15 cm、20 cm、5 cm、大气温度相关性
 依次降低,但都呈显著正相关关系,然而与地表温
 度的相关性不显著。在次生林地,除土壤地表温度
 (0 cm)与 CO₂-C 通量变化呈显著正相关关系外,
 与土壤其他各层温度以及大气温度均无显著相关
 性。烧荒地为期一年的观测中,CO₂-C 通量与土
 壤各层温度及大气温度之间均没有显著相关性。出
 现这样的原因可能主要与光合辐射强度有关,当阳光照

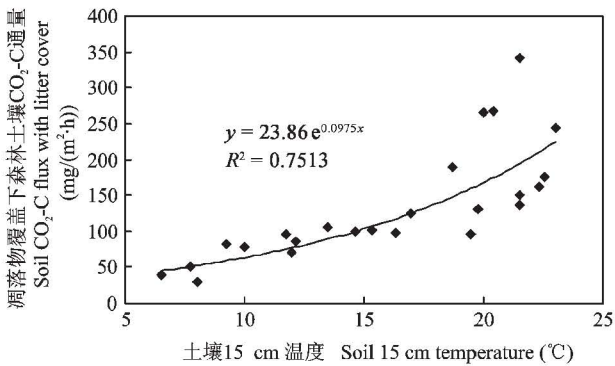


图4 森林(有凋落物)土壤 CO₂-C 通量与
 土壤 15 cm 温度的关系

Fig. 4 Relationship between soil CO₂-C flux and soil 15 cm temperature
 in forest with litter cover

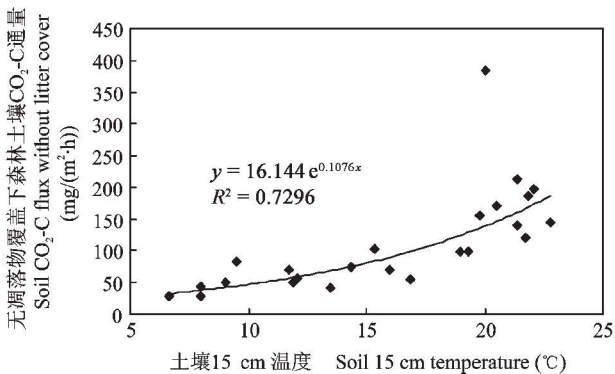


图5 森林(无凋落物)土壤 CO₂-C 通量与
 土壤 15 cm 温度的关系

Fig. 5 Relationship between soil CO₂-C flux and soil 15 cm temperature
 in forest without litter cover

射箱体后,在适宜的温度和水分条件下箱内植被就会发生光合作用,一旦光合作用强度大于由温度、湿度等因子控制的土壤呼吸速率时,温度对土壤 CO₂ 释放的影响就可能被箱内植被的光合作用吸收 CO₂ 这个因子所掩盖,因此表现出温度与 CO₂-C 通量相关性不显著现象。

Q_{10} 值是衡量土壤呼吸速率对温度敏感性的一个指标,根据有关计算公式^[22],基于近地面的气温得出,森林、森林(无凋落物)样地的 Q_{10} 值分别为 1.92、2.10,该结果表明,当森林样地的地表气温每升高 10 °C,森林土壤 CO₂-C 释放量将增加 192%,而森林(无凋落物)样地的增加则高达 210%,说明森林土壤 CO₂ 释放通量的温度敏感性较森林(无凋落物)样地低。本研究得出的亚热带西南喀斯特森林 Q_{10} 值(1.92)与鼎湖山亚热带森林(1.72)相近,明显高于全球尺度(不包括湿地)基于气温所产生的 Q_{10} 值(1.5)^[23],但低于西双版纳的热带雨林(2.23)和长白山温带森林系统(2.96)^[24]。

温度和湿度都是土壤 CO₂ 排放动态联系最为密切的因子,温度和土壤呼吸之间的关系似乎总是可以用一个指数函数来描述(如本研究的森林土壤)。而描述土壤 CO₂ 通量与湿度之间的关系,不同的研究者在各自的特定条件下所得的结果有较大的差异。例如 Gupta *et al.* 和 Holt *et al.* 的研究认为,在土壤田间持水量范围内两者应呈显著的正相关关系^[25-26],de Jong 的研究表明,土壤含水量(体积比)达到 25%~30%以上时,呼吸作用开始加强,在 20%以下时呼吸作用基本停止^[27],但也有研究认为土壤含水量对呼吸速度无显著影响^[28-29]。虽然以上这些拟合能够很好地解释特定条件下的数据,但是缺乏普遍的适宜性。

本研究区域几种主要土地覆被下的土壤湿度变化见图6,从图中可以看出,除次生林的土壤 WFPS(0~10 cm)变化幅度相对较大外(变化范围为 38.5%~76.8%),其他土地覆被下的土壤 WFPS 变化幅度都较小。相关性分析结果表明,除次生林地($r = -0.637^*$)外,其余各观测点的土壤 CO₂-C 通量与土壤 WFPS(0~10 cm)均无显著的相关关系(表3)。说明除次生林外,其余不同土地覆被下土壤湿度对土壤 CO₂-C 通量影响不明显,湿度不是影响西南喀斯特地区土壤 CO₂ 通量的主要限制因子。出现这种现象的主要原因在于喀斯特地区的土层较薄,土壤保水能力差,一旦有降雨发生,大量的雨水随地下径流流失掉。本研究区域中除次生林样地

外,其余土地覆被下的土壤WFPS逐月变化幅度都相对较小,很难达到土壤微生物永久性萎蔫点或者超过田间持水量,不足以影响微生物与植物根系活动,因此难以表现出湿度对土壤CO₂-C通量的影响。同时如果水分变化范围太小,土壤CO₂-C通量受水分变化的影响也可能被其他因子的影响或系统误差所掩盖^[30]。然而需要说明的是有关湿度与土壤CO₂通量的关系,除加密野外观测频率外,还应重点加强室内模拟研究,同时还需特别注意各种拟合公式的适用条件。

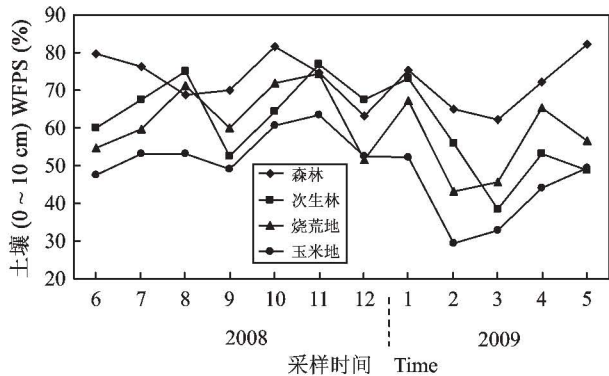


图6 不同土地覆被下土壤WFPS(0~10 cm)的季节变化
Fig. 6 Seasonal variations of soil WFPS (0-10 cm) in different land covers

3 结论

(1) 贵州喀斯特地区几种主要土地覆被下土壤年均通量都表现为CO₂-C的释放源,但次生林地、烧荒地、玉米地在观测期间的某些月份表现为CO₂-C的汇。年均CO₂-C释放通量的顺序依次为森林地((134.1 ± 78.8) mg/(m²·h)) > 次生林地((70.8 ± 122.3) mg/(m²·h)) > 玉米地((55.5 ± 78.0) mg/(m²·h)) > 烧荒地((35.5 ± 91.4) mg/(m²·h))。

(2) 4种土地覆被下的土壤CO₂-C通量的季节变化规律比较明显,且变化趋势也大体一致,从2008年6月至11月释放通量逐渐降低,12月至翌年5月又逐渐升高。夏季平均释放量最高,且各月份之间波动较大,秋季逐渐降低,冬季最低且相对稳定,春季排放量逐渐升高。

(3) 在整个观测期间没有发现森林土壤有CO₂吸收现象,说明森林土壤是大气CO₂的一个巨大释放源。同时,研究还发现凋落物对土壤CO₂的释放具有明显的促进作用,有凋落物覆盖的土壤CO₂-C释放通量((134.1 ± 78.8) mg/(m²·h))大于无凋

落物覆盖的土壤((111.2 ± 80.3) mg/(m²·h))。经计算凋落物产生的CO₂-C占森林土壤CO₂-C释放总量的17%,因此森林凋落物是一个不可忽略的CO₂-C损失源。

(4) 不同土地覆被下,除烧荒地和次生林外,其余样地土壤CO₂-C释放通量均与大气和土壤各层温度显著相关,特别是森林土壤的CO₂-C释放通量与地下各层温度呈指数函数关系。同时,研究还发现亚热带西南喀斯特森林Q₁₀值(1.92)明显高于全球尺度(不包括湿地)基于气温所产生的Q₁₀值(1.5)。然而,除次生林外(r = -0.637*),没有发现其他样地土壤湿度(WFPS)与CO₂-C释放通量有显著的相关关系,说明在喀斯特石灰岩地区湿度不是影响土壤CO₂通量的主要限制因子。

参考文献(References):

- [1] 赵中秋, 后立胜, 蔡运龙. 西南喀斯特地区土壤退化过程与机理探讨[J]. 地学前缘, 2006, 13(3): 185-189.
Zhao Zhong-qiu, Hou Li-sheng, Cai Yun-long. The process and mechanism of soil degradation in karst area in Southwest China [J]. Earth Sci Front, 2006, 13(3): 185-189 (in Chinese with English abstract).
- [2] 刘丛强. 生物地球化学过程与地表物质循环——西南喀斯特土壤-植被系统生物源要素循环 [M]. 北京: 科学出版社, 2009: 1-4.
Liu Gong-qiang. Biogeochemical Processes and Cycling of Nutrients in the Earth's Surface: Cycling of Nutrients in Soil-Plant Systems of Karstic Environments, Southwest China [M]. Beijing: Science Press, 2009: 1-4 (in Chinese).
- [3] 向昌国, 宋林华, 张平究, 潘根兴, 王静. 中国西南喀斯特生态环境与土壤生物初步研究[J]. 资源科学, 2004, 26(增刊): 98-103.
Xiang Chang-guo, Song Lin-hua, Zhang Ping-jiu, Pan Gen-xing, Wang Jing. Preliminary study on soil fauna diversity in different vegetation cover in Shilin National Park, Yunnan, China [J]. Resour Sci, 2004, 26(suppl): 98-103 (in Chinese with English abstract).
- [4] 林丽莎, 韩士杰, 王跃思. 长白山阔叶红松林土壤CO₂释放通量[J]. 东北林业大学学报, 2005, 33(1): 11-13.
Lin Li-sha, Han Shi-jie, Wang Yue-si. The soil CO₂ efflux in broad-leaved Korean pine forests of Changbai Mountain [J]. J NE Forest Univ, 2005, 33(1): 11-13 (in Chinese with English abstract).
- [5] Schlesinger W H. Carbon balance in terrestrial detritus [J]. Ann Rev Ecol Syst, 1977, 8: 51-81.
- [6] Box E. Geographical dimensions of terrestrial net and gross primary productivity [J]. Radiat Environ Biophys, 1978, 15(4): 305-322.
- [7] Janzen H H. Carbon cycling in earth systems: A soil science

- perspective[J]. *Agr Ecosyst Environ*, 2004, 104(3): 399 – 417.
- [8] Lal R. Agricultural activities and the global carbon cycle[J]. *Nutr Cycling Agroecosyst*, 2004, 70(2): 103 – 106.
- [9] Paustian K, Six J, Elliott E T, Hunt H W. Management options for reducing CO₂ emissions from agricultural soils[J]. *Biogeochemistry*, 2000, 48(1): 147 – 163.
- [10] 鲍士旦. 土壤农化分析[M]. 北京: 中国农业出版社, 2000: 49 – 60.
Bao Shi-dan. *Soil Agrochemistry Analysis*[M]. Beijing: China Agricultural Press, 2000: 49 – 60 (in Chinese).
- [11] 刘芳, 刘丛强, 王世禄, 吕迎春. 黔中土壤 CO₂ 的释放特征及其影响因素[J]. *生态环境*, 2008, 17(3): 1120 – 1124.
Liu Fang, Liu Cong-qiang, Wang Shi-lu, Lü Ying-chun. Fluxes of CO₂ from soils in central of Guizhou province and its controlling factors[J]. *Ecol Environ*, 2008, 17(3): 1120 – 1124 (in Chinese with English abstract).
- [12] 易志刚, 蚁伟民, 周国逸, 周丽霞, 张德强, 丁明懋. 鼎湖山三种主要植被类型土壤碳释放研究[J]. *生态学报*, 2003, 23(8): 1673 – 1678.
Yi Zhi-gang, Yi Wei-min, Zhou Guo-yi, Zhou Li-xia, Zhang De-qiang, Ding Ming-mao. Soil carbon effluxes of three major vegetation types in Dinghushan Biosphere Reserve[J]. *Acta Ecol Sinica*, 2003, 23(8): 1673 – 1678 (in Chinese with English abstract).
- [13] 孙向阳. 北京西山地区森林土壤中 CO₂、N₂O 和 CH₄ 气体的排放通量及动态研究[D]. 北京: 北京林业大学, 1999.
Sun Xiang-yang. A study on forest soil CO₂, N₂O and CH₄ emission flux and dynamics in Xishan area, Beijing[D]. Beijing: Beijing Forestry University, 1999 (in Chinese with English abstract).
- [14] 黄承才, 葛滢, 常杰, 卢蓉, 徐青山. 中亚热带东部三种主要木本群落土壤呼吸的研究[J]. *生态学报*, 1999, 19(3): 324 – 328.
Huang Cheng-cai, Ge Ying, Chang Jie, Lu Rong, Xu Qing-shan. Studies on the soil respiration of three woody plant communities in the east mid-subtropical zone, China[J]. *Acta Ecol Sinica*, 1999, 19(3): 324 – 328 (in Chinese with English abstract).
- [15] 雷川, 魏世强. 重庆丘陵区石灰性黄壤呼吸特征及影响因素[J]. *安全与环境学报*, 2007, 7(1): 16 – 19.
Lei Chuan, Wei Shi-qiang. Characteristics and affecting factors of calcareous yellow soil respiration on hilly fields in Chongqing[J]. *J Safe Environ*, 2007, 7(1): 16 – 19 (in Chinese with English abstract).
- [16] 阮雷雷. 湖北咸宁地区几种土地利用类型的温室气体排放及其增温潜势[D]. 武汉: 华中农业大学, 2007.
Ruan Lei-lei. Greenhouse gases emissions from different land use types and their global warming potential at Xianning, Hubei, China [D]. Wuhan: Huazhong Agricultural University, 2007 (in Chinese with English abstract).
- [17] Domisch T, Finér L, Laiho R, Karsisto M, Laine J. Decomposition of Scots pine litter and the fate of released carbon in pristine and drained pine mires[J]. *Soil Biol Biochem*, 2000, 32(11/12): 1571 – 1580.
- [18] Newell S Y, Fallon R D, Miller J D. Decomposition and microbial dynamics for standing, naturally positioned leaves of the salt-marsh grass *Spartina alterniflora*[J]. *Mar Biol*, 1989, 101(4): 471 – 481.
- [19] Singh J S, Gupta S R. Plant decomposition and soil respiration in terrestrial ecosystems[J]. *Bot Rev*, 1997, 43(4): 449 – 528.
- [20] Bridge B J, Mott J J, Hartigan R J. The formation of degraded areas in the dry savanna woodlands of northern Australia[J]. *Aust J Soil Res*, 1983, 21: 91 – 104.
- [21] Reiners W A. Carbon dioxide evolution from the floor of three Minnesota forests[J]. *Ecology*, 1968, 49(3): 471 – 483.
- [22] Fang C, Moncrieff J B. The dependence of soil CO₂ efflux on temperature[J]. *Soil Biol Biochem*, 2001, 33(2): 155 – 165.
- [23] Raich J W, Potter C S. Global patterns of carbon dioxide emissions from soils[J]. *Global Biogeochem Cycles*, 1995, 9(1): 23 – 36.
- [24] 刘芳. 黔中地区土壤 CO₂、CH₄ 和 N₂O 的释放特征与剖面浓度的时空分布[D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 2008.
Liu Fang. Characteristics of emission and temporal and space variations of profile concentration of CO₂, CH₄ and N₂O at central of Guizhou Province, SW China[D]. Guiyang: Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 2008 (in Chinese with English abstract).
- [25] Holt J A, Hodgen M J, Lamb B. Soil respiration in the seasonally dry tropics near Townsville, North Queensland[J]. *Aust J Soil Res*, 1990, 28(5): 737 – 745.
- [26] Gupta S R, Singh J S. Soil respiration in a tropical grassland[J]. *Soil Biol Biochem*, 1981, 13(4): 261 – 268.
- [27] de Jong E, Schappert H J V, MacDonald K B. Carbon dioxide evolution from virgin and cultivated soil as affected by management practices and climate [J]. *Can J Soil Sci*, 1974, 54(3): 299 – 307.
- [28] Simmons J A, Fernandez I J, Briggs R D, Delaney M T. Forest floor carbon pools and fluxes along a regional climate gradient in Maine, USA[J]. *Forest Ecol Manag*, 1996, 84(1 – 3): 81 – 95.
- [29] Mathes K, Schriefer T. Soil respiration during secondary succession: Influence of temperature and moisture [J]. *Soil Biol Biochem*, 1985, 17(2): 205 – 211.
- [30] 陈全胜, 李凌浩, 韩兴国, 阎志丹. 水分对土壤呼吸的影响及机理[J]. *生态学报*, 2003, 23(5): 972 – 978.
Chen Quan-sheng, Li Ling-hao, Han Xing-guo, Yan Zhi-dan. Effects of water content on soil respiration and the mechanisms [J]. *Acta Ecol Sinica*, 2003, 23(5): 972 – 978 (in Chinese with English abstract).