ISSN 0250-3301 CODEN HCKHDV

环境科学

(HUANJING KEXUE)

ENVIRONMENTAL SCIENCE

第39卷 第4期
Vol.39 No.4
2018

中国科学院生态环境研究中心 主办
科学出版社 出版

中国期刊方阵
双奖期刊
中华人民共和国新闻出版总署

环境科学
(HUANJING KEXUE)
ENVIRONMENTAL SCIENCE
第39卷 第4期
2018年4月15日

目 次

季节非对称升温对喀斯特土壤 CO_2 释放的影响

唐国勇，张春华，刘方炎，李昆，马艳
(中国林业科学研究院资源昆虫研究所，昆明　650224)

摘要：全球变暖呈现季节非对称升温特征，若在研究全球变化对生态系统的影响时未充分考虑该特征，很可能导致研究结果失真．基于红外线辐射增温法，野外模拟不同升温情景下喀斯特土壤 CO_2 释放的短期(4 a)特征．升温情景包括不升温(对照)、对称升温(全年同步升温 2.0℃)和非对称升温(冬春/夏秋季升温幅度为 2.5℃/1.5℃、3.0℃/1.0℃、3.5℃/0.5℃和 4.0℃/0℃)．结果表明，与对照相比，升温样地土壤 CO_2 通量显著提高，增加了 0.26 μmol·(m^2·s)$^{-1}$，增幅为 17.41%，其中冬春季通量增加了 0.23 μmol·(m^2·s)$^{-1}$．在平均升温 2.0℃情景下，土壤 CO_2 释放的温度系数(Q_{10})变幅为 1.53～3.24 之间，平均值为 2.23．对称升温处理中夏秋季土壤 CO_2 通量升温贡献率(80%)远高于冬春季(20%)；非对称升温处理夏秋季和冬春季平均升温贡献率相当(46%和 54%)．5 个升温情景下 CO_2 通量和 Q_{10} 呈现随升温的非对称性增加而降低的趋势，其中对称升温处理 CO_2 通量显著高于中度、高度和极端非对称升温处理．各处理中，夏秋季 Q_{10} 均大于冬春季，这可能与土壤含水量、土壤微生物、可溶性无机碳和植被生长等有关．研究揭示，基于对称升温情景可能会高估全球变暖对喀斯特土壤 CO_2 释放的影响．

关键词：非对称升温；对称升温；温度系数(Q_{10})；土壤 CO_2 通量；喀斯特
中图分类号：X144　**文献标识码**：A　**文章编号**：0250-3301(2018)04-1962-09　**DOI**：10.13227/j.hjkx.201709021

Effects of Seasonal Asymmetric Warming on Soil CO_2 Release in Karst Region

TANG Guo-yong, ZHANG Chun-hua, LIU Fang-yan, LI Kun, MA Yan
(Research Institute of Resource Insects, Chinese Academy of Forestry, Kunming 650224, China)

Abstract: Seasonal asymmetric warming is one of the distinguishing features of global warming. However, if this feature is not considered in studying the effects of global changes on terrestrial ecosystems, it might probably cause misunderstanding of these studies. The releasing features of soil CO_2 in Karst regions under various warming scenarios were simulated following a four-year continuous warming period using infrared radiators. A total of six treatments was arranged: no warming (ambient temp, CK); symmetric warming (ambient plus 2.0℃ full year, SW); and, lowly, moderately, highly, and extremely asymmetric warming (ambient plus 2.5℃/1.5℃, 3.0℃/1.0℃, 3.5℃/0.5℃, and 4.0℃/0℃ in the winter-spring/summer-autumn seasons, respectively, LAW, MAW, HAW, and EAW). The results showed that compared to CK, soil CO_2 efflux in all the warming plots significantly increased by 0.26 μmol·(m^2·s)$^{-1}$, or 17.41%. In the winter-spring seasons, soil CO_2 efflux in the warming treatments increased by 0.23 μmol·(m^2·s)$^{-1}$. The Q_{10} values ranged from 1.53 to 3.24 with an average of 2.23 under the scenario of warming up by 2.0℃. The warming-induced contribution of CO_2 efflux in the summer-autumn seasons (80%) was obviously higher than that in the winter-spring seasons (20%) in the SW treatment, whereas the mean contribution in the summer-autumn seasons (46%) was closer to that in the winter-spring seasons (54%) in the asymmetric warming treatments. Both soil CO_2 efflux and Q_{10} showed a tendency towards decrease with the increase in the asymmetry of warming under the five warming scenarios. The soil CO_2 efflux in the SW treatment was significantly ($P < 0.05$) higher than those in the MAW, HAW, and EAW treatments. The Q_{10} values in the summer-autumn seasons was larger than those in the winter-spring seasons under each warming treatment or across all warming treatments, which was probably related to soil water content, soil microbe, dissolved inorganic carbon, and vegetation growth. The results revealed that it may potentially overestimate the effects of global warming on soil CO_2 releasing subject to symmetric warming.

Key words: asymmetric warming; symmetric warming; temperature coefficient (Q_{10}); soil CO_2 efflux; Karst

受自然因素和人为活动的影响，1880～2012 年间全球表面气温升高了 0.85℃，尤其是地表温度[0.086～0.095℃·(10 a)$^{-1}$]，而且未来气候还将持续变暖[1]．近 100 年来我国地表气温显著升高，升温幅度略高于全球或北半球平均值，尤其是近 50 年以来[2]．关于升温过程，Karl 等[3]分析 1951～1990 年间全球气候资料指出，北半球大部分地表最低温上升幅度是最高温的 3 倍．研究证实了气候变暖存在明显的季节差异，即季节非对称升温，表现为冬春季升温幅度大于夏秋季[1,2,4]．

土壤呼吸(包括自养和异养呼吸)释放 CO_2，是陆地生态系统碳循环的重要环节，影响全球气候．

收稿日期：2017-09-04；**修订日期**：2017-10-10
基金项目：国家自然科学基金项目(31670613)
作者简介：唐国勇(1980～)，男，博士，副研究员，主要研究方向为喀斯特土壤与环境生态，E-mail：tangguoyong1980@gmail.com

干旱、喀斯特地区钙质土中存在的大量无机碳(如碳酸钙)也可能是土壤潜在 CO_2 释放源[5~7]. Ramnarine 等[6]通过培养试验发现钙质耕作土释放的 CO_2 中 62% ~80% 来源于无机碳. 作为陆地生态系统中生物和非生物过程的调控因子, 温度变化往往会引起土壤过程和功能变化, 包括土壤呼吸[8~13]. 研究表明全球变暖或模拟升温能促进土壤呼吸, 释放更多的 CO_2, 进而可能加剧全球变暖[10, 11], 但促进幅度因生态系统类型、增温方式和幅度及增温季节与持续时间的不同而存在很大差异, 甚至敏感性随温度的升高而降低[14], 使气候变暖对土壤呼吸或 CO_2 通量的影响机制异常复杂[15], 再者笼统地基于平均温变化(而不是非对称升温)的估算可能在一定程度上误估生态系统对气候变暖的反馈[10, 16]. 王学娟等[13]利用开顶箱增温法提高苔原生态系统生长季(6 ~9 月)温度, 发现短期(3 a)增温改变了土壤微生物群落结构, 但并未明显改变与碳循环相关的酶活性、土壤微生物生物量和异养呼吸.

受青藏高原和东亚季风、西南季风的共同影响, 地处低纬高原的滇中喀斯特地区气候变化更明显、更复杂, 属于气候变化敏感区[17, 18], 如滇中昆明地区 1961 ~2007 年平均温升高了 2.08℃[18]. 然而并不清楚气候变暖, 尤其是非对称升温情景下, 该地区土壤 CO_2 释放的变化情况, 也不清楚这种变化对土壤碳源/汇的影响. 而正确评估其影响将为生态模型的参数估算与验证提供参考和依据[15]. 基于此, 笔者采用红外线辐射增温法, 对喀斯特小样地进行人工控制增温, 对比研究对称升温和非对称升温情景下土壤 CO_2 释放特征, 以期为评估未来气候变暖情景下该地区土壤碳源/汇演变趋势提供科学依据.

1　材料与方法

1.1　研究区概况

研究区位于云南省石林县境内(24°40′N, 103°22′E), 海拔为1 750 ~1 800 m, 属亚热带季风气候区, 是高原喀斯特的典型代表. 该区域年均温为 15.8℃, 最高月均温为 20.9℃(6 月), 最低月均温为 8.6℃(1 月). 年均降水量为 948 mm, 雨季(5 ~10 月)降水量占全年的 80% 左右. 1961 ~2016 年(数据来源于石林县气象局, 其气象站距离本研究区 0.8 km), 该区域年平均升温幅度为 0.29℃·(10 a)$^{-1}$, 其中冬春季为 0.44℃·(10 a)$^{-1}$, 夏秋季为 0.14℃·(10 a)$^{-1}$.

2012 年, 在研究区内选取面积为 1 ha 的石漠化生态系统(非农地), 该区域立地条件相对一致, 地势平坦, 最大相对高差不足 5 m, 地表岩石出露率约为 17%, 土壤类型为钙质红色石灰土. 区内乔灌木已被破坏, 多低矮植物如绣线菊(*Spiraea salicifolia*)、鬼针草(*Bidens pilosa*)、苦刺花(*Sophora viciifolia*), 植被高度低于样地大部分出露岩石. 2012 年 8 月, 该区域植被盖度约为 35%. 样地土壤容重为 1.21 g·cm^{-3}, 土壤总孔隙度为 54.34%, 最大持水量为 374.6 g·kg^{-1}, 有机碳含量为 14.75 g·kg^{-1}, 土壤无机碳(以碳酸钙计)含量为 6.81%(重量比), 土壤 pH 值为 7.5.

1.2　试验设计

于 2012 年 8 月在石漠化生态系统的固定样地内设置 18 个 2 m×2 m 小区(小区内相对高差不超过 40 cm, 且岩石出露率不超过 10%, 小区间距大于 2 m), 安装升温装置和温度监测探头(Decagon, DC, 美国), 开展升温预备试验. 采用红外线辐射增温法, 该方法是目前国内外生态系统小样地控制试验中模拟增温的主流方法[9, 14, 19, 20], 即在每个小区内悬挂 2 根功率可调的红外线辐射增温管(增温管最大功率为 2.0 kW, 长度为 2 m, 悬挂高度为 1.2 ~1.5 m), 对试验小区地表进行人工增温. 由于地表土壤性质、植被覆盖、微地形等差异, 通常增温幅度以地表上方 3 ~ 10 cm 空气温度为基准[14, 20], 本研究以地表上方 5 cm 处气温为基准(若无特殊说明, 下同). 在每个试验小区内随机安设 7 个温度探头(T_1), 小区外(距离小区至少 0.5 m)安设 5 个温度探头(T_0), 裸露岩石处不安设, 安装高度离地表 5 cm. 温度探头与高精度自动控温器(SMUL4, 精度为 ±0.01℃, 国产)电连, 利用控温器实时自动调节增温管输出功率, 使实际增温幅度($T_1 - T_0$)与试验设定的增温幅度相同(±0.01℃误差范围内). 运行 3 个月的预备试验显示:试验增温幅度不超过 4.0℃时, 实际增温幅度($T_1 - T_0$)与试验设定增温幅度的相对误差小于 5%, 能满足本研究增温需要.

于 2012 年 12 月在 18 个小区内开展升温试验, 设置不升温(对照, CK)、对称升温(全年同步升温 2.0℃, SW)和非对称升温处理, 其中非对称升温包括低度非对称升温(Δ2.5℃/Δ1.5℃, 12 月 ~翌年 5 月升温 2.5℃, 6 ~11 月升温 1.5℃, LAW)、中度非对称升温(Δ3.0℃/Δ1.0℃, 12 月 ~翌年 5 月升

温3.0℃, 6~11 月升温 1.0℃, MAW)、高度非对称升温(Δ3.5℃/Δ0.5℃, 12 月~翌年 5 月升温 3.5℃, 6~11 月升温 0.5℃, HAW)和极端非对称升温(Δ4.0℃/Δ0℃, 12 月~翌年 5 月升温 4.0℃, 6~11 月不升温, EAW). 本研究中所指升温幅度均以地表上方 5 cm 处空气温度为基准, 升温期为 2012 年 12 月至 2016 年 11 月. 每处理 3 个小区, 即 3 次重复, 采取完全随机区组设计. 本研究设定的各处理升温幅度均为 2.0℃(对照除外), 主要是由于过去 50 年滇中地区升温幅度为 0.2℃·(10 a)$^{-1}$[18], 据此预测未来 100 年该地区升温幅度将达 2.0℃, 这相当于 IPCC[1]所预测的较低的全球升温情景:IPCC 第五次评估报告指出, 基于由浓度驱动的 CMIP5(耦合模式比较计划第五阶段)模式模拟得出, 与 1986~2005 年相比, 预估 4 个气候变化情景下 2081~2100 年全球平均表面升温范围将分别为 0.3~1.7、1.1~2.6、1.4~3.1 和 2.6~4.8℃(RCP 2.6、RCP 4.5、RCP 6.0 和 RCP 8.5). 需要说明的是气象学上春季是指 3~5 月、夏季 6~8 月、秋季 9~11 月、冬季 12 月~次年 2 月.

本研究属于生态系统小样地试验, 试验小区较多(18 个), 为持续研究较长时间段内土壤 CO_2 通量变化情况, 采用成熟稳定可靠、适合长期研究的碱液吸收法测定 CO_2 通量, 即 2015 年 12 月(持续升温 3 a 后), 在每个小区随机安设 3 个具塞 PVC 管(高度 15 cm, 内径 15 cm), PVC 管另一端插入土体 3 cm 左右. 在 PVC 管内放一盛有 50 mL 1 mol·L^{-1} NaOH 溶液的吸收瓶(吸收土壤释放的 CO_2), 密闭. 每隔 10 d 左右更换吸收瓶, 测定其溶液中的 CO_2-C, 换算成期间的土壤 CO_2 通量, 即每个月测定 3 次土壤通量. 试验期为 2015 年 12 月至 2016 年 11 月(共 12 个月). 同时设置 3 个空白试验, 即 PVC 管底部封闭, 仅放置盛有 NaOH 溶液的吸收瓶. 在每个小区内安装 5~6 个土壤温湿度监测探头(ZK-ZD10A, 国产), 自动监测土壤 15 cm 处温湿度, 每 2 h 输出一组土壤温度和含水量数据.

1.3 采样和分析方法

分别于 2016 年 4 月和 10 月, 在每个小区内按"S"形多点(不小于 5 个)采集表层土样(0~15 cm), 采样时除去土表凋落物, 小区内土样混合形成一个混合样. 每处理采集土壤混合样 3 个, 共 18 个. 土样采回后, 用手选法除去活体根系和可见植物残体, 碾碎过 10 目筛, 混匀, 调节含水量至田间最大持水量的 40%, 用于测定土壤微生物生物量碳、氮和磷(MBC、MBN 和 MBP), 以及可溶性有机碳(DOC)和无机碳(DIC), 分析测试前在室温条件下预培养 7 d[21]. 取部分样品在室内风干、磨细过 100 目筛, 用于测定其他性质.

NaOH 溶液吸收的 CO_2-C 以及土壤 DOC 和 DIC 采用碳-自动分析仪(Phoenix-8000)测定, 其中 CO_2-C 分析方法详见文献[21], DOC 和 DIC 提取方法详见文献[22]; MBC、MBN 和 MBP 用熏蒸提取法测定[21]; 土壤 pH 值(土水比为 1∶2)用复合电极测定.

1.4 统计分析

碳-自动分析仪测定的 CO_2-C 换算成同期土壤 CO_2 通量, 再计算冬春季、夏秋季和全年土壤平均通量. 用温度系数(Q_{10})描述土壤 CO_2 通量对温度的敏感性, 公式为:

$$Q_{10} = \left(\frac{E_W}{E_C}\right)^{\frac{10}{\Delta T}} \tag{1}$$

式中, E_W 和 E_C 分别为升温和对照处理中土壤 CO_2 通量, ΔT 为升温幅度.

用升温贡献率(CP)描述不同季节土壤 CO_2 通量增量占总增量的比例, 公式为:

$$CP = \frac{E'_W - E'_C}{2 \times (E_W - E_C)} \times 100\% \tag{2}$$

式中, E'_W 和 E'_C 为冬春季或夏秋季升温和对照处理中土壤 CO_2 通量, 由于 $E_W - E_C$ 为全年通量增量的平均值, 故需统一时间(不同季节的通量增量除以 2).

用单因素方差分析(One-way ANOVA, LSD 法)检验不同处理之间土壤温湿度、土壤可溶性碳、微生物生物量、土壤通量等参数差异的显著性, 用线性回归分析土壤温度、土壤含水量与 CO_2 通量的相关性, 以上分析在 SPSS 17.0 软件上完成.

2 结果与分析

2.1 升温对土壤性质的影响

试验升温第 4 年, 研究区未升温(对照)样地上方 5 cm 处气温年平均值为 15.4℃, 其中夏秋季和冬春季平均温分别为 18.8℃和 12.0℃(表 1). 各升温处理气温升高幅度与试验设定升温幅度完全一致, 即全年平均升温 2.0℃, 夏秋季和冬春季分别升温 0~2.0℃和 2.0~4.0℃. 土壤 15 cm 处温度升高幅度(2.3~2.4℃)稍大于地表气温, 其中夏秋季和冬春季土壤升温幅度分别为 0~2.4℃和 2.5~5.0℃.

表 1　试验区地表气温和土壤温湿度1)

Table 1　Air temperature, soil temperature, and soil water content of the experimental plots

处理	样本数	地表气温/℃			土壤温度/℃			土壤含水量/%			pH	
		全年	夏秋季	冬春季	全年	夏秋季	冬春季	全年	夏秋季	冬春季	夏秋季	冬春季
对照	3	15.4 b	18.8 e	12.0 f	18.5 b	21.8 e	15.1 f	30.2 a	44.6 a	15.8 a	7.4 a	7.6 a
对称升温	3	17.4 a	20.8 a	14.0 a	20.9 a	24.2 a	17.6 e	28.3 b	44.1 a	12.5 b	7.1 b	7.5 a
低度非对称升温	3	17.4 a	20.3 b	14.5 b	20.8 a	23.5 b	18.2 d	28.4 b	44.7 a	12.1 bc	7.1 b	7.5 a
中度非对称升温	3	17.4 a	19.8 c	15.0 c	20.9 a	23.0 c	18.8 c	28.0 b	44.2 a	11.8 bc	7.2 ab	7.6 a
高度非对称升温	3	17.4 a	19.3 d	15.5 d	20.9 a	22.4 d	19.5 b	27.6 bc	44.3 a	10.8 cd	7.3 ab	7.6 a
极端非对称升温	3	17.4 a	18.8 e	16.0 e	20.9 a	21.8 e	20.1 a	27.3 c	44.5 a	10.1 d	7.4 a	7.6 a

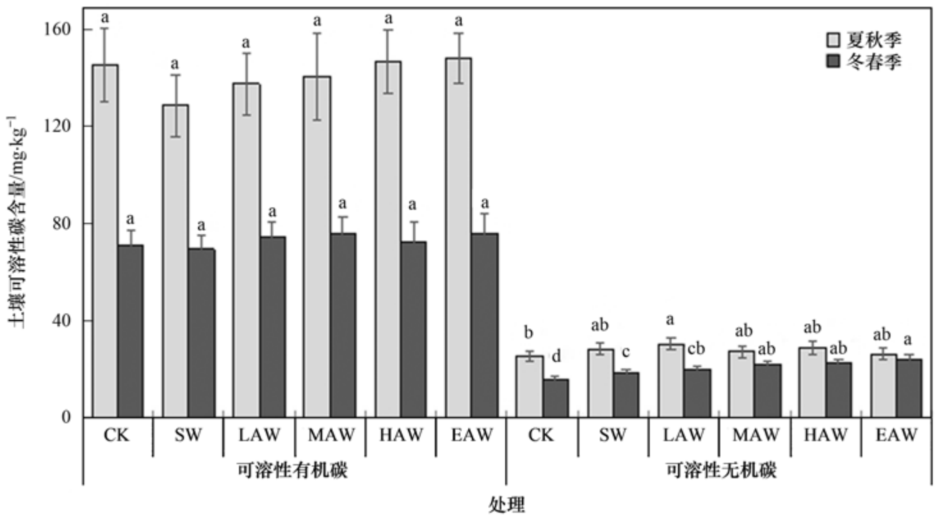
1)地表气温为样地上方 5 cm 处空气温度，土壤温湿度为土壤 15 cm 处的温度和含水量；各列不同字母表示处理间均值差异达95%显著水平，下同

持续升温第 4 年，研究区内降水量为1 024.5 mm，其中夏秋季降水量为 821.4 mm，占全年降水量的80%以上．升温处理中土壤年平均含水量在27.3% ~28.4%之间，显著低于对照，为对照的90% ~94%(表1)．夏秋季各处理土壤平均含水量接近，在44.5%左右．冬春季土壤平均含水量随同期升温幅度提高而降低，其中升温样地含水量比对照低21% ~36%．冬春季增温(地表气温增加2.0 ~4.0℃、土壤增温2.5 ~5.0℃)加剧了土壤水分蒸发[23]；夏秋季频繁降水有效补充了土壤水分，在一定程度上抵销了增温对土壤水分蒸发的影响，而且夏秋季增温幅度低于冬春季．

夏秋季升温能显著降低对称升温和低度非对称升温处理中土壤 pH 值，对冬春季土壤 pH 的影响不显著(表1)．夏秋季土壤 pH 略低于冬春季，约低0.2 ~0.4 个单位．

无论采样季节，不同处理间 DOC 含量差异均不显著(图 1)．同一处理中夏秋季 DOC 含量约为冬春季的 1.9 ~2.1 倍．除 LAW 处理中 DIC 含量显著高于 CK 外，夏秋季其他处理间 DIC 含量差异均不显著．而冬春季 DIC 含量随增温幅度的提高而增加，其中对照处理 DIC 含量显著低于各升温处理．

持续升温对土壤微生物生物量的影响因季节而异(表2)．在夏秋季，SW 处理中土壤 MBC、MBN 和 MBP 含量均显著高于 CK，是后者的 1.1 ~1.2 倍．此外，在夏秋季 LAW 和 MAW 处理土壤 MBN 和 MBP 含量均显著高于 CK．而在冬春季，升温对土壤 MBC、MBN 和 MBP 的影响均不显著．总体上，SW 处理土壤 MBC、MBN 和 MBP 含量显著低于非对称升温处理．无论是冬春季或夏秋季，升温对微生物生物量 C/P 比(MBC/MBP)的影响较小，各处理间差异均不显著，比值在37.5 左右．但升温可以显著降低 SW 和 LAW 处理中夏秋季微生物生物量



CK、SW、LAW、MAW、HAW、EAW：对照、对称升温、低度非对称、中度非对称、高度非对称、极端非对称升温处理；不同字母表示处理间均值差异达95%显著水平

图 1　不同升温情景土壤可溶性有机碳和无机碳含量

Fig. 1　Soil dissolved organic C and inorganic C under different warming scenarios

表 2 不同升温情景下土壤微生物生物量碳、氮、磷及碳氮比和碳磷比

Table 2 Microbial biomass C, N, P, C∶N and C∶P under different warming scenarios

处理	微生物生物量碳/$mg\cdot kg^{-1}$		微生物生物量氮/$mg\cdot kg^{-1}$		微生物生物量磷/$mg\cdot kg^{-1}$		微生物生物量碳氮比		微生物生物量碳磷比	
	夏秋季	冬春季	夏秋季	冬春季	夏秋季	冬春季	夏秋季	冬春季	夏秋季	冬春季
对照	285.2 ±27.6 b	75.2 ±6.8 a	19.4 ±1.9 c	5.1 ±0.5 a	7.6 ±0.5 c	2.0 ±0.2 a	14.7 ±0.7 a	14.8 ±0.5 a	37.5 ±1.4 a	37.6 ±1.3 a
对称升温	357.1 ±36.3 a	80.5 ±6.8 a	28.4 ±2.0 a	5.5 ±0.5 a	9.5 ±0.4 a	2.1 ±0.2 a	12.6 ±0.9 b	14.6 ±0.5 a	37.6 ±2.8 a	38.4 ±1.5 a
低度非对称升温	327.6 ±30.4 ab	82.4 ±3.9 a	26.1 ±2.2 ab	5.8 ±0.4 a	8.7 ±0.4 ab	2.2 ±0.2 a	12.6 ±0.4 b	14.2 ±0.7 a	37.6 ±1.7 a	37.6 ±1.8 a
中度非对称升温	320.4 ±29.6 ab	77.8 ±4.3 a	23.0 ±2.0 b	5.1 ±0.4 a	8.9 ±0.4 ab	2.1 ±0.2 a	13.9 ±0.1 ab	15.3 ±0.6 a	36.0 ±1.4 a	37.1 ±2.0 a
高度非对称升温	300.2 ±26.1 b	80.7 ±4.5 a	20.8 ±1.9 c	5.8 ±0.5 a	8.1 ±0.5 bc	2.2 ±0.2 a	14.4 ±0.9 a	13.9 ±0.6 a	37.1 ±1.1 a	36.7 ±1.6 a
极端非对称升温	288.8 ±23.8 b	86.7 ±7.5 a	20.0 ±1.8 c	6.0 ±0.5 a	7.8 ±0.5 bc	2.3 ±0.2 a	14.4 ±0.4 a	14.4 ±0.3 a	37.0 ±1.7 a	37.7 ±1.2 a

C/N 比(MBC/MBN = 12.6),而其他处理或季节 MBC/MBN(14.5 左右)对升温的响应不敏感.

2.2 土壤 CO_2 释放特征

持续升温对喀斯特石漠化土壤 CO_2 通量有显著影响(表 3).总体上,升温样地 CO_2 通量[1.73 $\mu mol\cdot(m^2\cdot s)^{-1}$]显著高于 CK [1.47 $\mu mol\cdot(m^2\cdot s)^{-1}$],SW 处理中 CO_2 通量[1.86 $\mu mol\cdot(m^2\cdot s)^{-1}$]显著高于非对称升温处理[1.69 $\mu mol\cdot(m^2\cdot s)^{-1}$].在不同升温情景模式下,5 个升温处理中土壤 CO_2 通量比 CK 高 8.8% ~26.5%.升温处理之间,土壤通量呈现随升温的非对称性增加而降低的趋势,即 SW > LAW > MAW > HAW > EAW.统计结果显示 SW 处理中 CO_2 通量显著($P<0.05$)高于 MAW、HAW 和 EAW 处理.土壤 CO_2 通量对不同升温情景的响应和敏感性差异明显(表 3).在平均升温 2.0℃情景下,Q_{10}表现随升温非对称性增加而降低的趋势,变幅在 1.53 ~3.24 之间,平均值为 2.23.

表 3 不同升温情景下土壤 CO_2 释放特征

Table 3 Releasing features of soil CO_2 under different warming scenarios

处理	CO_2 通量/$\mu mol\cdot(m^2\cdot s)^{-1}$			Q_{10}			升温贡献率/%	
	全年	夏秋季	冬春季	全年	夏秋季	冬春季	夏秋季	冬春季
对照	1.47 ±0.06 d	2.08 ±0.10 d	0.86 ±0.03 c	—	—	—	—	—
对称升温	1.86 ±0.06 a	2.70 ±0.12 a	1.02 ±0.02 b	3.24	3.69	2.35	79.49	20.51
低度非对称升温	1.79 ±0.08 ab	2.52 ±0.11 ab	1.06 ±0.04 ab	2.68	3.59	2.31	68.75	31.25
中度非对称升温	1.72 ±0.06 bc	2.35 ±0.10 bc	1.09 ±0.04 ab	2.19	3.39	2.20	54.00	46.00
高度非对称升温	1.66 ±0.06 c	2.20 ±0.09 cd	1.12 ±0.04 a	1.84	3.07	2.13	31.58	68.42
极端非对称升温	1.60 ±0.06 c	2.06 ±0.09 d	1.14 ±0.04 a	1.53	—	2.02	—	107.69

不同季节,各处理土壤 CO_2 通量及其对升温情景的响应差异明显(表 3).在 5 个升温处理中,夏秋季和冬春季土壤 CO_2 平均通量分别为 2.37 和 1.09 $\mu mol\cdot(m^2\cdot s)^{-1}$.在夏秋季,SW 处理中土壤 CO_2 通量最高[2.70 $\mu mol\cdot(m^2\cdot s)^{-1}$],其次为 LAW 处理,MAW 和 HAW 处理次之,EAW 处理的最低[2.06 $\mu mol\cdot(m^2\cdot s)^{-1}$].在冬春季,土壤 CO_2 通量大小顺序则正好与夏秋季相反,SW 处理土壤通量不足 EAW 处理的 90%.在同一处理中,夏秋季土壤 CO_2 通量均显著高于冬春季,是冬春季 1.8 ~2.6 倍.HAW 和 EAW 处理中土壤 CO_2 夏秋季通量与 CK 差异不显著,尤其是 EAW 处理,甚至略低于 CK.除此之外,升温均能显著提高不同季节土壤 CO_2 通量,夏秋季和冬春季提高幅度分别为 14% ~30% 和 19% ~33%.升温处理中夏秋季和冬春季平均升温幅度分别为 1.0℃ 和 3.0℃,对应的 Q_{10}平均值分别为 3.63 和 2.18.总体上或在同一处理中,夏秋季 Q_{10}均大于冬春季.在不同季节,Q_{10}值大体上均随升温的非对称性增强而降低,如在冬春季 Q_{10}值由 SW 处理的 2.35 降低至 EAW 处理的 2.02.

升温处理中夏秋季土壤 CO_2 通量升温贡献率(CP,56%)高于冬春季(44%,表 3).同等升温幅度下,夏秋季 CP(80%)远大于冬春季(20%).而非对称升温处理中夏秋季和冬春季平均 CP 为 46% 和 54%.在非对称升温处理之间,冬春季 CP 随同期升温幅度提高而增加,即由 LAW 处理的 31% 提高到 EAW 处理的 107%.当冬春/夏秋季升温比为 3.0 时,夏秋季 CP(54%)稍高于冬春季(46%).

3 讨论

3.1 升温对喀斯特土壤 CO_2 释放的影响

温度是陆地生态系统中生物和非生物过程的调控因子,在一定程度上控制土壤碳收支和循

环[8~13]．通常升温可提高土壤微生物和酶活性，促进 SOC 矿化，也驱动和促进根及根际呼吸[10, 11, 13]．升温可能提高喀斯特地区碳酸钙等碳酸盐岩的风化和溶解[24, 25]．因此，普遍认为土壤呼吸随温度的升高而增加，与气候变暖存在正反馈过程[10, 11]．如 Rustad 等[26]对云杉-冷杉林持续增温(3a)，发现增温幅度为5℃左右时土壤 CO_2 释放量增加了25% ~ 40%．本研究用红外线辐射器对喀斯特小样地进行持续增温(4a)，结果显示升温显著提高了土壤 CO_2 通量，比未升温处理高 17%，表明未来全球变暖将加速我国西南高原喀斯特地区土壤 CO_2 的释放．

通常用 Q_{10} 来反映土壤呼吸的温度敏感性．Q_{10} 值越大，则土壤呼吸对温度的敏感性越高，同等温度变幅对 CO_2 通量的影响也越大．本研究中，在全年平均升温 2.0℃ 情景下，5 个升温处理中土壤 CO_2 通量 Q_{10} 值变幅在 1.53 ~3.24 之间(平均值为 2.23)，这与我国西南喀斯特地区类似研究结果[27~29]以及全球尺度上温带、热带/亚热带森林和草原土壤呼吸 Q_{10} 值接近(2.2 ~2.7)[30]，稍高于全球平均水平(1.7 ~2.0)[30, 31]和纬度略低的我国亚热带阔叶林(1.86)[32]，但明显高于全球沙漠/荒漠地区(1.43)[31]以及热带稀树草原(1.39)[33]．据此推断我国西南高原喀斯特地区对气候变化敏感．郑建萌等[17]和 Li 等[18]从该地区气象演变趋势的角度也得到类似结论．唐夫凯等[29]对黔西南喀斯特土壤呼吸的温度敏感性进行研究，发现草地、灌草地、灌丛和次生林土壤呼吸 Q_{10} 值范围为 1.92 ~ 3.67．而该地区轮作旱地(2.02)[28]和马尾松人工林(1.92 ~2.10)[27]土壤呼吸 Q_{10} 值也在 2 左右．本研究中喀斯特石漠化生态系统(非农地)土壤 CO_2 通量对温度变化较敏感可能与本区较低的气温有关(多年平均气温为 15.8℃)．Kichlighter 等[34]总结他人的研究发现，在低温背景下土壤呼吸 Q_{10} 较高，在高温下 Q_{10} 较为平稳，温度超过 20℃ 时 Q_{10} 一般在 2 左右，在 0℃ 时 Q_{10} 可高达 8.

通常认为冬春季土壤呼吸对温度变化的敏感性要大于夏秋季[15, 29, 31, 32, 34]．但本研究升温处理中冬春季土壤呼吸 Q_{10} 值反而小于夏秋季．这可能与以下因素有关：①土壤含水量．表 4 显示 6 个处理中夏秋季土壤含水量与 CO_2 通量的相关性(r 为 0.604 ~ 0.687)明显小于冬春季(r 为 0.779 ~ 0.831)；而夏秋季土壤温度与 CO_2 通量的相关性(r 为 0.889 ~ 0.912)则大于冬春季(r 为 0.791 ~ 0.825)，这表明夏秋季频繁的降水以及土壤干湿交替可有效促进土壤呼吸和 CO_2 释放[5, 35]，在水分不受限制的情况下温度可能是土壤呼吸的主控因子，因此夏秋季提高温度则能显著促进土壤呼吸．在冬春季持续干旱情况下，土壤含水量极低(表 1)，CO_2 通量的主控因子可能发生转移，如转移为土壤含水量[20,24,29,33,34]，因此升温对冬春季土壤呼吸的贡献有限．②土壤微生物．MBC/MBN 可反映微生物群落结构信息，而 MBC/MBP 反映土壤微生物对磷素有效性调节作用的强弱[36]．本研究中冬春季升温对 MBC、MBN 和 MBP 含量，以及 MBC/MBN 和 MBC/MBP 均无显著影响．这表明冬春季升温对土壤微生物呼吸(即异养呼吸)的作用可能有限．而夏秋季升温对微生物生物量有不同程度的提高作用，且当夏秋季升温幅度不低于 1.5℃ 时 MBC/MBN 显著降低，暗示夏秋季升温可以提高土壤微生物数量和土壤氮素利用率，在一定程度上改变微生物群落结构[36]，从而促进土壤有机碳矿化和 CO_2 释放．③土壤 DIC 含量．夏秋季土壤 DIC 含量约为冬春季的 1.1 ~1.6 倍(图 1)，而土壤含水量为冬春季的 3.5 ~5.4 倍(表 1)，表明冬春季土壤溶液中 DIC 浓度高于夏秋季．而土壤溶液中 DIC 的增加主要与土壤 CO_2 分压(pCO_2)的提高有关[37]，尤其在 pH 值较高(表 1)的背景下[5]，进而促进土壤 CO_2 的吸收和碳酸钙的沉淀[24]，即发生土壤无机固碳过程，这可能在一定程度上抑制了冬春季土壤中 CO_2 的释放．④植被生长．夏秋季是研究区植物生长季，植物根系活跃，提高生长季的温度通常能促进根及根际呼吸，即自养呼吸[14, 15]．

本研究中，尽管冬春季平均升温幅度(3.0℃)远大于夏秋季(1.0℃)，但 5 个升温处理冬春季 CO_2 通量仅为全年的 30%，而且平均升温贡献率小于夏秋季(表 3)．如 MAW 处理中夏秋季 CO_2 通量占全年的 68.30%，其升温贡献率(54%)超过冬春季(46%)．表明夏秋季不仅是喀斯特地区土壤 CO_2 最大的释放阶段，也将是全球变暖所导致的该地区土壤 CO_2 释放增加最迅速的阶段．这暗示了该地区夏秋季是人为调控土壤碳排放的关键期.

3.2　非对称升温对喀斯特土壤 CO_2 释放的影响

气象资料显示全球变暖过程中冬春/夏秋季升温比通常在 3 左右[1,2,4]，研究区内 1961 ~2016 年冬春/夏秋季升温比为 3.1[冬春季为 0.44℃·(10 a)$^{-1}$，夏秋季为 0.14℃·(10 a)$^{-1}$]．本研究中 SW、LAW、MAW、HAW 和 EAW 处理中冬春/夏秋季升温比分别为1.0、1.7、3.0、7.0 和夏秋季不升温

表 4 不同升温情景下土壤 CO_2 通量与土壤温度和土壤含水量的相关性[1)]

Table 4 Correlations between soil CO_2 efflux and soil temperatures and soil water contents under different warming scenarios

处理	土壤温度			土壤含水量		
	全年	夏秋季	冬春季	全年	夏秋季	冬春季
对照	0.905**	0.912**	0.825**	0.814**	0.687*	0.831**
对称升温	0.901**	0.908**	0.791*	0.808*	0.604*	0.818**
低度非对称升温	0.889**	0.895**	0.802*	0.799*	0.626*	0.808*
中度非对称升温	0.899**	0.901**	0.814*	0.787*	0.647*	0.792*
高度非对称升温	0.865**	0.897**	0.820**	0.734*	0.664*	0.788*
极端非对称升温	0.866**	0.889**	0.818**	0.753*	0.660*	0.779*

1)土壤 CO_2 通量数据为单次数值(每10d 左右1 次，每个月3 次)；土壤温湿度为土壤15 cm 处的温度和含水量，其数值为土壤 CO_2 通量单次数值测定期间土壤温湿度的平均值；* 表示 $P<0.05$，* * 表示 $P<0.01$

(无尽大)，即 MAW 升温情景与本区以及全球气候变暖的非对称性接近. 表 3 显示 SW 处理中土壤 CO_2 通量比非对称处理高 4% ~16%，且显著高于 MAW、HAW 和 EAW 处理，其中比 MAW 处理高 8.14%. SW 处理 Q_{10} 值(3.24)也明显高于非对称升温处理(1.53 ~2.68，MAW 处理为 2.19). 这表明基于对称升温可能会高估全球变暖对喀斯特地区土壤 CO_2 释放的影响，进而影响未来全球变化情况下土壤碳源/汇的判断. 其原因如前文 3.1 所述，研究区内夏秋季是土壤 CO_2 释放(本底值大)和受气候变暖影响(Q_{10} 值大、升温贡献率大)最大的时期，在年均温增幅相同的情况下，非对称升温处理中夏秋季升温幅度小于对称升温，因而非对称性情景下土壤 CO_2 通量也小于对称升温. 苏宏新等[10]运用模型模拟，发现当大气 CO_2 浓度不变情况下，基于平均温度变化的估算可能在一定程度上高估了暖温带蒙古栎林生态系统呼吸对气候变暖的正反馈.

需要指出的是，本研究为升温初期(4 a)土壤 CO_2 通量特征，也未考虑全球变暖其他因子的变化，如降水量、大气 CO_2 浓度等，因此本研究结论还需在更大范围、更长升温期、更复杂的气象环境、更多土壤/植被类型的喀斯特地区验证.

4 结论

(1)我国西南高原喀斯特地区对气候变暖敏感，未来全球变暖将加速该地区土壤 CO_2 的释放. 持续升温第 4 年，喀斯特土壤 CO_2 通量比不升温处理增加了 17%，其中冬春季 CO_2 通量升温贡献率为 44%. 在平均升温 2.0℃情景下，5 个升温处理土壤 CO_2 通量 Q_{10} 值变幅为 1.53 ~3.24，平均值为 2.23，其中夏秋季 Q_{10} 值大于冬春季，这可能与土壤含水量、土壤微生物、可溶性无机碳和植被生长等有关.

(2)5 个升温情景模式下，CO_2 通量和 Q_{10} 随升温的非对称性增加而降低，其中对称升温处理中 CO_2 通量显著高于中度、高度和极端非对称升温处理. 鉴于喀斯特地区冬春/夏秋季升温比约为 3 的情景(相当于本研究中度非对称升温情景)，推测基于对称升温情景模式可能在一定程度上高估了全球变暖对喀斯特土壤 CO_2 释放的影响.

参考文献：

[1] IPCC. Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the Fifth Assessment Report of the intergovernmental panel on climate change[M]. Cambridge, UK, New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2013.

[2] 秦大河，陈振林，罗勇，等. 气候变化科学的最新认知[J]. 气候变化研究进展，2007，**3**(2)：63-73.
Qin D H, Chen Z L, Luo Y, *et al*. Updated understanding of climate change sciences [J]. Advances in Climate Change Research, 2007, **3**(2): 63-73.

[3] Karl T R, Knight R W, Gallo K P, *et al*. A new perspective on recent global warming: asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1993, **74**(6): 1007-1023.

[4] Easterling D R, Horton B, Jones P D, *et al*. Maximum and minimum temperature trends for the globe[J]. Science, 1997, **277**(5324): 364-367.

[5] Inglima I, Alberti G, Bertolini T, *et al*. Precipitation pulses enhance respiration of Mediterranean ecosystems: the balance between organic and inorganic components of increased soil CO_2 efflux[J]. Global Change Biology, 2009, **15**(5): 1289-1301.

[6] Ramnarine R, Wagner-Riddle C, Dunfield K E, *et al*. Contributions of carbonates to soil CO_2 emissions[J]. Canadian Journal of Soil Science, 2012, **92**(4): 599-607.

[7] 梁轩，汪智军，袁道先，等. 岩溶区不同植被下土壤水溶解无机碳含量及其稳定碳同位素组成特征[J]. 生态学报，2013，**33**(10)：3031-3038.
Liang X, Wang Z J, Yuan D X, *et al*. Characteristics of concentrations and carbon isotope compositions of dissolved inorganic carbon in soil water under varying vegetations in karst watershed[J]. Acta Ecologica Sinica, 2013, **33**(10): 3031-3038.

[8] Luo Y Q. Terrestrial carbon-cycle feedback to climate warming [J]. Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics,

2007, **38**: 683-712.

[9] 陈智, 尹华军, 卫云燕, 等. 夜间增温和施氮对川西亚高山针叶林土壤有效氮和微生物特性的短期影响[J]. 植物生态学报, 2010, **34**(11): 1254-1264.
Chen Z, Yin H J, Wei Y Y, *et al*. Short-term effects of night warming and nitrogen addition on soil available nitrogen and microbial properties in subalpine coniferous forest, western Sichuan, China[J]. Chinese Journal of Plant Ecology, 2010, **34**(11): 1254-1264.

[10] 苏宏新, 李广起. 模拟蒙古栎林生态系统碳收支对非对称性升温的响应[J]. 科学通报, 2012, **57**(17): 1544-1552.
Su H X, Li G Q. Simulating the response of the *Quercus mongolica* forest ecosystem carbon budget to asymmetric warming [J]. Chinese Science Bulletin, 2012, **57**(17): 1544-1552.

[11] Yuan Z Y, Chen H Y H. Decoupling of nitrogen and phosphorus in terrestrial plants associated with global changes[J]. Nature Climate Change, 2015, **5**(5): 465-469.

[12] 张明乾, 陈金, 郭嘉, 等. 夜间增温对冬小麦根系生长和土壤养分有效性的影响[J]. 应用生态学报, 2013, **24**(2): 445-450.
Zhang M Q, Chen J, Guo J, *et al*. Effects of nighttime warming on winter wheat root growth and soil nutrient availability[J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2013, **24**(2): 445-450.

[13] 王学娟, 周玉梅, 王秀秀, 等. 长白山苔原生态系统土壤酶活性及微生物生物量对增温的响应[J]. 土壤学报, 2014, **51**(1): 166-175.
Wang X J, Zhou Y M, Wang X X, *et al*. Responses of soil enzymes in activity and soil microbes in biomass to warming in tundra ecosystem on Changbai Mountains[J]. Acta Pedologica Sinica, 2014, **51**(1): 166-175.

[14] Luo Y Q, Wan S Q, Hui D F, *et al*. Acclimatization of soil respiration to warming in a tall grass prairie[J]. Nature, 2001, **413**(6856): 622-625.

[15] IPCC. Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability. Part A: global and sectoral aspects. Contribution of working group Ⅱ to the Fifth Assessment Report of the intergovernmental panel on climate change[M]. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2014.

[16] Peng S S, Piao S L, Ciais P, *et al*. Asymmetric effects of daytime and night-time warming on Northern Hemisphere vegetation[J]. Nature, 2013, **501**(7465): 88-92.

[17] 郑建萌, 任菊章, 张万诚. 云南近百年来温度雨量的变化特征分析[J]. 灾害学, 2010, **25**(3): 24-31.
Zheng J M, Ren J Z, Zhang W C. Analysis on variation characteristics of temperature and rainfall in Yunnan in the last 100 years[J]. Journal of Catastrophology, 2010, **25**(3): 24-31.

[18] Li Z X, He Y Q, Theakstone W H. Altitude dependency of trends of daily climate extremes in southwestern China, 1961-2008[J]. Journal of Geographical Sciences, 2012, **22**(3): 416-430.

[19] 牛书丽, 韩兴国, 马克平, 等. 全球变暖与陆地生态系统研究中的野外增温装置[J]. 植物生态学报, 2007, **31**(2): 262-271.
Niu S L, Han X G, Ma K P, *et al*. Field facilities in global warming and terrestrial ecosystem research[J]. Journal of Plant Ecology (Chinese Version), 2007, **31**(2): 262-271.

[20] Shaw M R, Zavaleta E S, Chiariello N R, *et al*. Grassland responses to global environmental changes suppressed by elevated CO_2[J]. Science, 2014, **298**(5600): 1987-1990.

[21] 吴金水, 林启美, 黄巧云, 等. 土壤微生物生物量测定方法及其应用[M]. 北京: 气象出版社, 2006.

[22] 唐国勇, 李昆, 孙永玉, 等. 干热河谷不同利用方式下土壤活性有机碳含量及其分配特征[J]. 环境科学, 2010, **31**(5): 1365-1371.
Tang G Y, Li K, Sun Y Y, *et al*. Soil labile organic carbon contents and their allocation characteristics under different land uses at Dry-hot valley[J]. Environmental Science, 2010, **31**(5): 1365-1371.

[23] 肖国举, 张强, 李裕, 等. 冬季增温对土壤水分及盐碱化的影响[J]. 农业工程学报, 2011, **27**(8): 46-51.
Xiao G J, Zhang Q, Li Y, *et al*. Effect of winter warming on soil moisture and salinization[J]. Transactions of the CSAE, 2011, **27**(8): 46-51.

[24] Gislason S R, Oelkers E H, Eiriksdottir E S, *et al*. Direct evidence of the feedback between climate and weathering[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2009, **277**(1-2): 213-222.

[25] Cao J H, Yuan D X, Groves C, *et al*. Carbon fluxes and sinks: the consumption of atmospheric and soil CO_2 by carbonate rock dissolution[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 2012, **86**(4): 963-972.

[26] Rustad L E, Fernandez I J. Experimental soil warming effects on CO_2 and CH_4 flux from a low elevation spruce-fir forest soil in Maine, USA[J]. Global Change Biology, 1998, **4**(6): 597-605.

[27] 程建中, 李心清, 周志红, 等. 西南喀斯特地区几种主要土地覆被下土壤 CO_2-C 通量研究[J]. 地球化学, 2010, **39**(3): 258-265.
Cheng J Z, Li X Q, Zhou Z H, *et al*. Studies on soil CO_2-C fluxes of several major types of land covers in the karst region of southwestern China[J]. Geochimica, 2010, **39**(3): 258-265.

[28] 房彬, 李心清, 程建中, 等. 西南喀斯特地区轮作旱地土壤 CO_2 通量[J]. 生态学报, 2013, **33**(17): 5299-5307.
Fang B, Li X Q, Cheng J Z, *et al*. CO_2 flux in the upland field with corn-rapeseed rotation in the karst area of southwest China [J]. Acta Ecologica Sinica, 2013, **33**(17): 5299-5307.

[29] 唐夫凯, 崔明, 卢琦, 等. 喀斯特峡谷不同植被类型土壤的呼吸及其温度敏感性[J]. 水土保持通报, 2016, **36**(1): 61-68.
Tang F K, Cui M, Lu Q, *et al*. Soil respiration and its sensitivity to temperature under different vegetation types in typical karst gorge area[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2016, **36**(1): 61-68.

[30] Chen H, Tian H Q. Does a general temperature-dependent Q_{10} model of soil respiration exist at biome and global scale? [J]. Journal of Integrative Plant Biology, 2005, **47**(11): 1288-1302.

[31] Zhou T, Shi P J, Hui D F, *et al*. Global pattern of temperature sensitivity of soil heterotrophic respiration (Q_{10}) and its implications for carbon-climate feedback [J]. Journal of Geophysical Research, 2009, **114**(G2): G02016.

[32] Zhou C Y, Zhou G Y, Zhang D Q, *et al*. CO_2 efflux from different forest soils and impact factors in Dinghu Mountain,

China[J]. Science in China Series D Earth Sciences, 2005, **48** (S1): 198-206.

[33] McCulley R L, Boutton T W, Archer S R. Soil respiration in a subtropical savanna parkland: response to water additions[J]. Soil Science Society of America Journal, 2007, **71**(3): 820-828.

[34] Kicklighter D W, Melillo J M, Peterjohn W T, *et al*. Aspects of spatial and temporal aggregation in estimating regional carbon dioxide fluxes from temperate forest soils [J]. Journal of Geophysical Research, 1994, **99**(D1): 1303-1315.

[35] Wu J, Brookes P C. The proportional mineralisation of microbial biomass and organic matter caused by air-drying and rewetting of a grassland soil[J]. Soil Biology and Biochemistry, 2005, **37** (3): 507-515.

[36] He Z L, Wu J, O'Donnal A G, *et al*. Seasonal response in microbial biomass carbon, phosphorus and sulphur in soils under pasture[J]. Biology and Fertility of Soils, 1997, **24**(4): 421-428.

[37] Karberg N J, Pregitzer K S, King J S, *et al*. Soil carbon dioxide partial pressure and dissolved inorganic carbonate chemistry under elevated carbon dioxide and ozone[J]. Oecologia, 2005, **142** (2): 296-306.

HUANJING KEXUE

Environmental Science (monthly)

Vol. 39 No. 4

Apr. 15, 2018

CONTENTS