# 模拟条件下侵蚀-沉积部位土壤 CO<sub>2</sub> 通量变化及其影响因素

杜兰兰',王志齐',王蕊',李如剑',吴得峰',赵慢',孙棋棋',高鑫',郭胜利'<sup>2,3\*</sup>

(1. 西北农林科技大学水土保持研究所 杨凌 712100; 2. 西北农林科技大学资源与环境学院 杨凌 712100; 3. 中国科学 院水利部水土保持研究所 杨凌 712100)

摘要: 了解土壤侵蚀与沉积对土壤 CO<sub>2</sub> 通量的影响有助于正确评价侵蚀区域土壤和大气之间 CO<sub>2</sub> 交换过程与机制.本试验 于 2014 和 2015 年雨季(7~9月) 在长武农田生态系统国家野外站进行 利用土壤碳通量测量系统 LI-8100( LI-COR, Lincoln, NE, USA) 和土壤温度及水分数据采集器( EM50, DECAGON, USA) 测定侵蚀和沉积地貌下的土壤 CO<sub>2</sub> 通量、土壤水分和温 度,并采集径流泥沙.结果表明: ①侵蚀区和沉积区土壤 CO<sub>2</sub> 通量均值依次为 1.05  $\mu$ mol·(m<sup>2</sup>·s)<sup>-1</sup>和 1.38  $\mu$ mol·(m<sup>2</sup>·s)<sup>-1</sup>, 沉积区较侵蚀区增幅达 31% (*P*<0.05); 沉积区土壤 CO<sub>2</sub> 通量温度敏感性(8.14) 是侵蚀区(2.34) 3 倍以上. ②侵蚀区与沉 积区土壤水分均值分别为 0.21 m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup>和 0.25 m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup> 沉积区较侵蚀区提高 19% (*P*<0.05). 尽管侵蚀区较沉积区土壤温 度稍有提高(7%) 但差异不显著. ③泥沙中有机碳平均含量(7.26 g·kg<sup>-1</sup>) 较试验之初(6.83 g·kg<sup>-1</sup>) 提高 6%. ④土壤水分 和土壤有机碳( SOC) 在侵蚀区和沉积区的重新分布对土壤 CO<sub>2</sub> 通量空间变异有重要影响.

关键词: 侵蚀区; 沉积区; 土壤 CO2 通量; 土壤水分; SOC; 土壤温度; 径流泥沙

中图分类号: X144 文献标识码: A 文章编号: 0250-3301(2016) 09-3616-09 DOI: 10.13227/j. hjkx. 2016. 09.045

# Variation of Soil CO<sub>2</sub> Flux and Environmental Factors Across Erosion– Deposition Sites Under Simulation Experiment

DU Lan-lan<sup>1</sup> , WANG Zhi-qi<sup>1</sup> , WANG Rui<sup>2</sup> , LI Ru-jian<sup>1</sup> , WU De-feng<sup>2</sup> , ZHAO Man<sup>2</sup> , SUN Qi-qi<sup>3</sup> , GAO Xin<sup>1</sup> , GUO Sheng-li<sup>1 2 3\*</sup>

(1. Institute of Soil and Water Conservation, Northwest A&F University, Yangling 712100, China; 2. College of Resources and Environment, Northwest A&F University, Yangling 712100, China; 3. Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resource, Yangling 712100, China)

Abstract: The CO<sub>2</sub> flux from soil is an important component of global carbon cycle, and a small variation of soil CO<sub>2</sub> flux can prominently influence atmospheric CO<sub>2</sub> concentration and soil organic carbon stock. Soil erosion significantly influences soil CO<sub>2</sub> emission. However, the process of soil CO2 flux during soil erosion and soil deposition remains uncertain. At the present study, a simulated experiment on soil erosion and deposition was conducted at Changwu State Key Agro-Ecological Station, Shaanxi, China. From July to September in 2014 and 2015, soil CO<sub>2</sub> flux was periodically measured using an automated CO<sub>2</sub> flux system LI-8100 (LI-COR, Lincoln, NE, USA) and soil temperature and moisture were collected by series data collection system of soil temperature and soil moisture (EM50, DECAGON, USA). The measurement frequency of soil CO<sub>2</sub> flux was once a week during 09:00 and 11:00. Soil temperature and soil moisture of 10 cm topsoil were measured continuously (at an interval of 30 minutes) during the experiment. At the same time, runoff and sediment were collected as well in each rain event, and then SOC content in sediment was measured. The results showed that soil CO<sub>2</sub> flux between erosion and deposition sites had a significant difference (P < 0.05), and soil CO<sub>2</sub> flux at deposition site [mean value 1. 38  $\mu$ mol·(m<sup>2</sup>·s)<sup>-1</sup>] was 31% higher than that of soil CO<sub>2</sub> flux at deposition site [1. 05  $\mu$ mol·(m<sup>2</sup>·s)<sup>-1</sup>], while temperature sensitivity at deposition site ( $Q_{10}$ : 8.14) was 3 times as high as that at erosion site (2.34). Soil moisture at deposition site was 19% higher than that at erosion site (P < 0.05). Soil temperature was slightly higher at erosion site. The average SOC content  $(7.26 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1})$  increased by 6% in the sediment compared with the initial SOC content (6.83  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1})$ . Soil moisture and SOC redistribution across erosion and deposition sites were influencing factors for soil CO2 flux under erosional environment. In conclusion, soil CO2 flux showed a significant variation at erosion site and deposition site. Changes in soil moisture and SOC contributed much to the difference in soil CO<sub>2</sub> flux across erosion and deposition sites.

Key words: erosion site; deposition site; soil CO2 flux; soil moisture; SOC; soil temperature; runoff and sediment

陆地生态系统在全球碳库收支平衡中起重要作 用<sup>[1]</sup>. 土壤 CO<sub>2</sub> 的排放是调控陆地生态系统碳循环 的重要生态过程,其微小波动将会影响全球碳库的 收稿日期: 2015-12-21; 修订日期: 2016-04-05

基金项目: 国家自然科学基金项目(41371279)

- 作者简介: 杜兰兰(1990~), 女,硕士研究生,主要研究方向为土壤 侵蚀, E-mail: llxbnlkjdx510@163.com
  - \* 通讯联系人, E-mail: slguo@ ms. iswc. ac. cn

动态变化<sup>[2]</sup>. 土壤侵蚀过程显著影响土壤 CO<sub>2</sub> 通 量 ,严重的土壤侵蚀可能改变陆地生态系统碳平 衡<sup>[3]</sup>. 了解土壤 CO<sub>2</sub> 通量对土壤侵蚀的响应有助于 准确评估全球陆地生态系统碳平衡<sup>[4]</sup>.

土壤侵蚀可通过多种途径影响土壤 CO, 通量. 首先 降雨过程中受雨滴击打和地表径流冲刷 土壤 团聚体崩解分裂<sup>[5]</sup>,使包裹在其中的土壤有机碳 (soil organic carbon SOC) 暴露 加速 SOC 的矿化分 解 提高土壤 CO, 通量. 其次 土壤侵蚀和沉积导致 泥沙在不同地貌单元的再分布影响土壤 CO2 通量. 在土壤侵蚀和沉积过程中,泥沙对 SOC 具有承载作 用<sup>[5~7]</sup> 最高可以达到 95% 以上<sup>[6]</sup>,这使得 SOC 空 间分布发生变化 而 SOC 是土壤微生物呼吸的重要 底物,其空间变异将会对土壤 CO, 通量产生影响. 此外,土壤侵蚀通过影响土壤温度和水分影响土壤 CO, 通量: Wei 等<sup>[8]</sup> 认为侵蚀和沉积作用显著影响 土壤温度与土壤水分,造成土壤 CO2 通量之间的显 著差异. 目前,关于土壤侵蚀对土壤 CO<sub>2</sub> 通量影响 的研究存在较大争议<sup>[9,10]</sup>.有研究认为土壤侵蚀导 致侵蚀区大量 SOC 搬运到沉积区 使 SOC 被泥沙埋 藏 其矿化分解作用受到抑制 使得每年有近 0.6~ 1.5 Pg 的 SOC 不能被分解和矿化而固存在土壤中 形成碳汇<sup>[11,12]</sup>,从而导致土壤 CO<sub>2</sub> 通量速率显著降 低,减少了土壤向大气排放 CO, 的量; 也有研究指 出土壤侵蚀加速 SOC 矿化分解致使全球每年产生 0.8~1.2 Pg 的碳源<sup>[4]</sup>,这有效提高了土壤 CO<sub>2</sub>通 量速率,使得土壤向大气排放 CO, 的量显著增加. 通过查阅文献发现,从侵蚀和沉积角度出发结合土 壤温度、水分和径流泥沙等因子对土壤 CO, 通量影 响的研究相对较少.

黄土高原是土壤侵蚀最为严重的地区之一,水 土流失面积4.54×10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>,占全区土地总面积(6.4 ×10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>)的70.9%<sup>[13]</sup>,研究该区域侵蚀地貌单元 对土壤 CO<sub>2</sub> 通量的影响有助于准确评估侵蚀区域 土壤碳循环.本研究模拟黄土高原沟壑区的侵蚀--沉积地貌,测定土壤 CO<sub>2</sub> 通量,土壤水分和温度,采 集降雨后径流泥沙,探讨了侵蚀-沉积部位土壤 CO<sub>2</sub> 通量的变化特征,并重点分析了土壤水分和 SOC 在 侵蚀和沉积部位的分布差异对土壤 CO<sub>2</sub> 通量的 影响.

- 1 材料与方法
- 1.1 试验地概况

试验于 2014 年 7 月 ~ 2015 年 9 月在中国科学

院长武黄土高原农业生态试验站进行,该站位于陕 西省长武县(35°12′N,107°40′E),海拔1 200 m,属 于典型的黄土旱塬区,塬面地势平坦,沟坡地带沟壑 纵横,支离破碎.研究区属大陆季风气候,1984 ~ 2014年间年均降雨量为 577.4 mm,其中最高年份 为954.2 mm,最低年份为 296.0 mm 7~9月降雨量 占年总量的 49% 左右,年平均蒸发量为1 565 mm. 2014年的年均气温为 10.20℃,7~9月的平均气温 为 19.55℃(12.25~27.69℃),降雨量为 344.6 mm,降雨 35次,占年总降雨量(596.8 mm)的 58%. 2015年7~9月的平均气温为 16.62℃,最高气温 24.00℃ 最低气温9.80℃,7~9月降雨 29次,降雨 量为 235.1 mm,平均单次降雨量为 8.1 mm.

地带性土壤为黏壤质黑垆土,母质为中壤质马 兰黄土,土层深厚,土质疏松. 土壤容重为 1.3 g•cm<sup>-3</sup>,土壤田间持水量为 27.3% ~ 30.9%,凋萎 含水量为 11.7% ~ 15.6%(质量含水量). 土壤肥 力指标为: SOC 6.83 g•kg<sup>-1</sup>,全氮 0.62 g•kg<sup>-1</sup>,碱解 氮 37.0 mg•kg<sup>-1</sup>,速效磷 3.0 g•kg<sup>-1</sup>,速效钾 129.3 mg•kg<sup>-1</sup>.

1.2 试验设计

试验小区于2014年5月修建,坡向朝东,坡度 20°(黄土高原地区陡坡耕种普遍 20° 坡是土壤侵蚀 研究中的临界坡度<sup>[5~7]</sup>),设置4个重复(4个重复 中 第一个用于径流泥沙的研究 沉积区设有径流 桶 其它3个重复的沉积区不设径流桶 用于测定沉 积区土壤 CO2 通量). 分为侵蚀区和沉积区两部分, 侵蚀区包括上、中、下这3个坡位 代表不同的侵蚀 深度 坡长5 m 宽1 m 高1.7 m 沉积区面积为1 m ×1 m. 径流桶与小区相连置于沉积区以收集径流 泥沙 该装置采用分流方式收集径流泥沙 整体由两 个长方体径流桶组成(49 cm × 25.5 cm × 36 cm) 在 第一个径流桶(一级径流桶)距桶顶5 cm 处,设有9 个等孔径分水孔,中间一孔通向第二个径流桶(二 级径流桶) 其余 8 孔左右排列,使泄水畅通外流, 以便在产流产沙较多的情况下能够准确计算所有径 流和泥沙量(图1).

供试土壤为当地塬面黑垆土,去除植物残体和 根系,过2 cm 筛后分层填装,每层5 cm,共17 层,试 验小区底部土壤与试验地土壤自然接合.依据当地 坡面自然土壤物理特性,试验土壤容重为1.2~1.3 g•cm<sup>-3</sup>,土壤含水质量分数为12%~15%.

试验土壤稳定 3 个月后,在侵蚀区(上、中、下)和沉积区分别安装外径 20 cm,高6 cm 的气室

基座,气室基座露出地面1 cm,用于测定土壤 CO<sub>2</sub> 通量(图1).同时,在各气室基座处安装土壤温度 和水分数据采集器探针,埋深10 cm,以测定土壤水 分和温度.



为例进行试验布设说明;沿视线方向为自西向东 图 1 试验小区布设示意 Fig. 1 Diagram of experimental plot

1.3 试验方法

1.3.1 土壤 CO<sub>2</sub> 通量

为避免由于安置气室基座对土壤扰动而造成的 短期土壤 CO2 通量波动 在气室基座安置 24 h 后再 利用便携式土壤碳通量测量系统 LI-8100( LI-COR, Lincoln ,NE ,USA) 进行土壤 CO2 通量测定. 试验于 2014 年 7 月 28 日开始,选择晴好天气于 09:00~ 11:00 进行土壤 CO, 通量的测定<sup>[14]</sup> ,测定前去除气 室基座内的一切活体 約每周测定1次 降雨后适当 提高测定频率. 在本研究中,气室基座对土壤 CO, 通量的影响主要有两方面:一方面,安置或拔出气室 基座将会扰动周围的土壤,从而对土壤 CO, 通量产 生影响; 另一方面 在降雨事件中 安置在坡地上的 气室基座将会阻碍降雨及地表径流对土壤的侵蚀作 用. 为减少气室基座对土壤 CO, 通量的影响,在试 验过程中采取以下措施:①在无降雨时段内不随意 移动气室基座,以免扰动周围土壤; ②降雨来临前 拔走基座 降雨结束后重新安置基座 以减少基座对 降雨及径流侵蚀作用的影响.

**1.3.2** 土壤水分、土壤温度、径流泥沙量、SOC 含量及降雨量的测定

土壤水分(土壤体积含水量)及土壤温度均采 用土壤温度和水分数据采集器(EM50,DECAGON, USA)连续监测,每30 min 对土壤水分及温度进行 一次测定.降雨产生径流后,首先,测量径流桶中径 流深,以计算总径流泥沙量;其次,将径流桶中的径 流泥沙混合均匀,并利用1000 mL的铝盒从中取样, 3次重复;最后,将径流泥沙样静置于阴凉处,待泥 沙完全沉淀后利用洗耳球将上清液移除,风干称重, 以分析计算泥沙重量.取泥沙干样并采用 H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>-K<sub>2</sub>Cr<sub>2</sub>O<sub>7</sub>外加热法<sup>[15]</sup> 测定次降雨泥沙中 SOC 的含 量 3 个重复(试验初采取土壤样品 3 个,以测定土 壤中 SOC 含量,测定方法同泥沙样中 SOC 含量的测 定方法).降雨量数据通过气象站获取(试验小区位 于中国科学院长武黄土高原农业生态试验站气象站 正南方向,距离 80 m).

1.4 数据处理与分析

利用 SigmaPlot 软件制作相关的基础图件. 采用 SAS( SAS 9.1, SAS Institute) 软件分别对侵蚀区 和沉积区的土壤 CO<sub>2</sub> 通量,土壤温度和土壤水分进 行方差分析,用以比较土壤 CO<sub>2</sub> 通量,土壤温度和 土壤水分在侵蚀区与沉积区的差异. 在评价环境因 子对土壤 CO<sub>2</sub> 通量的影响时,利用指数关系模拟土 壤 CO<sub>2</sub> 通量与土壤温度的关系<sup>[16]</sup>,二次抛物线模拟 土壤 CO<sub>2</sub> 通量与土壤水分的关系<sup>[17]</sup>.

**1.4.1** 土壤 CO<sub>2</sub> 通量与土壤温度、土壤水分的相 关性计算

(1) 土壤 CO<sub>2</sub> 通量与土壤温度的关系采用指数关系:

$$R = \beta_0 e^{\beta_1 T} \tag{1}$$

式中 *R*: 土壤 CO<sub>2</sub> 通量 [ $\mu$ mol·(m<sup>2</sup>·s)<sup>-1</sup>]; *T*: 土壤 10 cm 的温度(°C);  $\beta_0$ : 反映基础土壤 CO<sub>2</sub> 通量高 低的参数 ,与土壤生物性状有关;  $\beta_1$ : 土壤 CO<sub>2</sub> 通量 温度敏感性的参数.

(2) 土壤 CO<sub>2</sub> 通量与土壤水分的关系采用二次 函数关系:

$$R = \beta_2 \theta^2 + \beta_3 \theta + \beta_4 \tag{2}$$

式中 R: 土壤 CO<sub>2</sub> 通量 [ $\mu$ mol·(m<sup>2</sup>•s)<sup>-1</sup>];  $\theta$ : 土壤 水分(m<sup>3</sup>•m<sup>-3</sup>);  $\beta_2 \times \beta_3 \times \beta_4$  为常数.

(3) 土壤 CO<sub>2</sub> 通量敏感性的计算

土壤 CO<sub>2</sub> 通量温度敏感系数(*Q*<sub>10</sub>),表示温度 每升高 10℃,土壤 CO<sub>2</sub> 通量所增加的倍数. 计算公 式为:

$$Q_{10} = e^{10\beta_1}$$
 (3)

式中  $Q_{10}$ : 土壤 CO<sub>2</sub> 通量温度敏感系数;  $\beta_1$ : 由方程 (1) 求得.

1.4.2 径流深度、径流系数、泥沙重量的计算

(1) 径流深度(h): 次降雨在侵蚀坡面产生的

径流平均深度 计算式为:

$$h = \frac{s_{\circ}h_{\circ}}{1\,000s} \tag{4}$$

式中 h:径流深度(mm);  $s_{o}$ :径流桶底面积(cm<sup>2</sup>), 径流桶底面积(cm<sup>2</sup>) = 径流桶长(cm) × 径流桶宽 (cm);  $h_{o}$ :径流深(cm),径流桶内液面高度; s:侵 蚀坡面面积(m<sup>2</sup>),侵蚀坡面面积(m<sup>2</sup>) = 侵蚀坡面 长(m) ×侵蚀坡面宽(m).

(2) 径流系数(α): 指一定汇水面积内总径流量与降雨量的比值,计算式为:

$$\alpha = \frac{h}{P} \tag{5}$$

式中 *α*: 径流系数; *h*: 径流深度(mm),由式(4)可 知; *P*: 降雨量(mm).

(3) 泥沙重量(m):指次降雨产生的径流所携带泥沙的干重,计算式为:

$$m = \frac{\sum_{i=1}^{n} \frac{m_i}{m_{i0}}}{n} \cdot M \tag{6}$$

式中 *m*: 次降雨后总泥沙重量(kg);*i*: 次降雨后第*i* 个 径流泥沙样;*n*: 次降雨后所取径流泥沙的总样本数; *m<sub>i</sub>*: 次降雨后第*i* 个径流泥沙样经风干处理后的泥沙重 量(kg);*m<sub>v</sub>*: 次降雨后第*i* 个径流泥沙样的重量(kg); *M*: 次降雨产生的总的径流泥沙的重量(kg). 2 结果与分析

**2.1** 侵蚀区和沉积区土壤温度、土壤水分的变化 特征

2014 年和 2015 年试验期间,侵蚀区土壤温度 大于沉积区(23.12 $^{\circ}$ >21.69 $^{\circ}$ ),且随时间推移二 者间差异程度逐渐减小[图 2(c)].2014 年侵蚀区 平均土壤温度(24.06 $^{\circ}$ )较沉积区(22.53 $^{\circ}$ )提高 7%,变化范围分别为15.38~30.50 $^{\circ}$ 和15.88~ 27.65 $^{\circ}$ ;2015 年侵蚀区平均土壤温度(22.18 $^{\circ}$ ) 较沉积区(20.85 $^{\circ}$ )提高6%,变化范围分别为 12.15~30.46 $^{\circ}$ 和13.27~26.81 $^{\circ}$ (表1).

与土壤温度变化不同,受降水频率及降水量的 影响 2014 年与 2015 年土壤水分变化特征不同. 2014 年土壤水分动态变化呈上升趋势,变化幅度较 大,侵蚀区土壤水分的变化范围为 0.09 ~ 0.29 m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup>,沉积区为 0.19 ~ 0.31 m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup>; 而 2015 年 土壤水分动态变化趋势较平缓,侵蚀区和沉积区依 次为 0.18 ~ 0.26 m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup>和 0.23 ~ 0.30 m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup> [图 2(b)]. 试验期间(表 1):沉积区平均土壤水分 (0.25 m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup>) 较侵蚀区(0.21 m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup>) 提高 19%,差异显著(P < 0.05), 2014 提高 15%(0.23 m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup> > 0.20 m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup>), 2015 年提高 29%(0.27 m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup> > 0.21 m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup>).

表1 侵蚀区和沉积区土壤 CO2 通量及其环境因子对比

	Table 1 Comparison of soil $CO_2$ flux and environ	mental factors between the ere	osion site and the depositi	ion site
划区	指标类型	2014 年	2015 年	平均值
	土壤 CO <sub>2</sub> 通量均值/μmol·( m <sup>2</sup> •s) <sup>-1</sup>	$0.88 \pm 0.10$	1. 21 ±0. 25	1.05 ± 0.23
信仲区	土壤水分均值/m <sup>3</sup> •m <sup>-3</sup>	$0.20 \pm 0.01$	$0.21 \pm 0.01$	$0.21 \pm 0.01$
	土壤温度均值/℃	24.06 ± 1.21	22. 18 ± 2. 13	23. 12 ± 1. 33
	土壤 $\operatorname{CO}_2$ 通量温度敏感性 ( $Q_{10}$ )	1.89 ± 1.10	2. 78 $\pm 0.78$	2. $34 \pm 0.63$
	土壤 CO <sub>2</sub> 通量均值/µmol·( m <sup>2</sup> ·s) <sup>-1</sup>	1.08 ± 0.18	1.68 ± 0.34	$1.38 \pm 0.42$
沉和区	土壤水分均值/m <sup>3</sup> •m <sup>-3</sup>	$0.23 \pm 0.00$	$0.27 \pm 0.01$	$0.25 \pm 0.03$
776477122	土壤温度均值/℃	22. 53 $\pm 0.95$	20.85 ± 1.30	21.69 ± 1.19
	土壤 $\operatorname{CO}_2$ 通量温度敏感性 ( $Q_{10}$ )	6. 51 ± 1. 13	9.76 ± 1.05	8. 14 ± 2. 30

**2.2** 侵蚀区和沉积区土壤 CO<sub>2</sub> 通量及土壤 CO<sub>2</sub> 通量温度敏感性(*Q*<sub>10</sub>) 的变化特征

试验期间侵蚀区和沉积区土壤 CO<sub>2</sub> 通量动态 变化特征基本一致 整体呈下降趋势 但沉积区土壤 CO<sub>2</sub> 通量波动较为剧烈. 2014 年侵蚀区变化范围为 0. 36~1.53  $\mu$ mol·(m<sup>2</sup>·s)<sup>-1</sup>,沉积区变化范围为 0. 11~2.24  $\mu$ mol·(m<sup>2</sup>·s)<sup>-1</sup>; 2015 年侵蚀区和沉积 区土壤 CO<sub>2</sub> 通量的变化范围分别为 0. 23~2. 02  $\mu$ mol·(m<sup>2</sup>·s)<sup>-1</sup> 和 0. 21~3. 08  $\mu$ mol·(m<sup>2</sup>·s)<sup>-1</sup> [图 2( d) ]. 侵蚀区和沉积区土壤 CO<sub>2</sub> 通量均值存 在显著差异(P < 0.05): 沉积区土壤 CO<sub>2</sub> 通量 [1.38 µmol·(m<sup>2</sup>·s)<sup>-1</sup>] 较 侵 蚀 区 [1.05 µmol·(m<sup>2</sup>·s)<sup>-1</sup>]提高 31%(表 1),2014 年沉积区 土壤 CO<sub>2</sub> 通量 较 侵 蚀 区 提高 23% [1.08 µmol·(m<sup>2</sup>·s)<sup>-1</sup>>0.88 µmol·(m<sup>2</sup>·s)<sup>-1</sup>]; 2015 年 沉积区土壤 CO<sub>2</sub> 通量较侵蚀区提高 39% [1.68 µmol·(m<sup>2</sup>·s)<sup>-1</sup>>1.21 µmol·(m<sup>2</sup>·s)<sup>-1</sup>].

依据观测期内所测定的试验数据对土壤 CO<sub>2</sub>



\* 表示 P < 0.05 侵蚀区土壤 CO2 通量与沉积区存在显著差异; \*\* 表示 P < 0.01,

侵蚀区土壤 CO<sub>2</sub> 通量与沉积区存在极显著差异; 2014 年试验过程中因试验设备出现故障, 故缺少 7 月 1 ~ 27 日的数据(气象数据除外) 图 2 2014 和 2015 年休闲季土壤 CO<sub>2</sub> 通量及其环境因子动态变化特征

Fig. 2 Dynamics of soil CO2 flux and its environmental factors under fallow in 2014 and 2015

通量温度敏感性进行计算,沉积区 Q<sub>10</sub>显著大于侵 蚀区(P<0.01):2014 年分别为 6.51 和 1.89,2015 年分别为 9.76 和 2.78(表 1).

 2.3 土壤呼吸速率与土壤温度、土壤水分的关系 2014 年土壤 CO<sub>2</sub> 通量与土壤温度动态变化趋势基本一致 7 月 28 日~8 月 27 日土壤 CO<sub>2</sub> 通量及 土壤温度较高,变化幅度较大 8 月 31 日~10 月 1 日二者均呈下降趋势,变化幅度较小. 2015 年土壤 温度整体变化幅度较土壤 CO<sub>2</sub> 通量相对较小,但二 者动态变化特征相似(总体动态变化均呈下降趋 势):7月1日~9月5日土壤 CO<sub>2</sub> 通量及土壤温度 相对较高,变化幅度较大,相比之下,9月8日~10 月1日二者均缓慢下降,变化幅度较小[图2(c)和 2(d)]. 对土壤 CO<sub>2</sub> 通量与土壤温度回归模拟分析发现 土壤 CO<sub>2</sub> 通量与土壤温度呈显著指数相关性(*P* <0.01) 2014 年侵蚀区和沉积区土壤温度分别可

解释相应土壤 CO<sub>2</sub> 通量变化的 59% 和 57% ,2015 年分别可解释 49% 和 64% 的土壤 CO<sub>2</sub> 通量 [图 3 (a) 和 3(b)].





Fig. 3 Relationship between soil CO2 flux and soil temperature

2014 年土壤 CO<sub>2</sub> 通量与土壤水分整体动态变 化趋势相反,土壤 CO<sub>2</sub> 通量随土壤水分的升高呈下 降趋势:7 月 28 日~8 月 27 日土壤水分较低,波动 较大 相应土壤 CO<sub>2</sub> 通量较高,波动强烈;8 月 31 日~10 月 1 日土壤水分较高,而土壤 CO<sub>2</sub> 通量较 低.与 2014 年不同,2015 年土壤水分变化平缓,但 土壤 CO<sub>2</sub> 通量动态变化呈下降趋势[图 2(b) 和 2 (d)].

对土壤 CO<sub>2</sub> 通量与土壤水分回归模拟发现,土 壤水分与土壤 CO<sub>2</sub> 通量相关性显著(2014年:*P* = 0.00152015年:*P* = 0.0085)2014年土壤水分可 解释土壤 CO<sub>2</sub> 通量变化的 50% [图 4(a)],但 2015 年土壤水分仅可解释土壤 CO<sub>2</sub> 通量变化的 31% [图 4( b) ].

2.4 径流量、泥沙量及 SOC 含量变化

2014 年试验观测期间,14 次降雨使侵蚀部位产 生径流泥沙,降雨量为 279.0 mm,径流系数变化范 围为 0.10~0.51,平均约 29% 的降雨转化为径流, 侵蚀泥沙总量为 45.86 kg. 2015 年产生径流泥沙的 降雨 5 次,降雨量为 145.3 mm,径流系数为 0.20~ 0.51,转化为径流的降雨量达 31%,泥沙总量为 44.75 kg.这些结果表明:试验期间,侵蚀部位约有 30% 的降水以径流形式汇集到了沉积区.此外,泥 沙中 SOC 含量为 5.61~8.35 g•kg<sup>-1</sup>,高于试验之初 SOC 含量(6.83 g•kg<sup>-1</sup>),这一结果表明:随泥沙的 迁移,沉积区 SOC 含量增加(表 2).



# 图4 土壤 CO<sub>2</sub> 通量与土壤水分的关系

Fig. 4 Relationship between soil CO2 flux and soil moisture

表 2	径流量、	泥沙量及	SOC 含量变化 <sup>1</sup>	)
-----	------	------	-----------------------	---

Table 2 Variation of runoff, sediment and
---

年份	日期 (月-日)	降雨量(P) /mm	径流深度( h) /mm	径流系数( α)	泥沙重量( <i>m</i> ) /kg	SOC 含量 /g•kg <sup>-1</sup>
2014	07-09	13.0	1.62	0.12	0. 62	_
	08-05	25.4	5.56	0. 22	4.10	—
	08-06	43.6	22.16	0. 51	12. 21	—
	08-08	22. 2	10.39	0.47	3. 61	—
	08–30	20.8	7.28	0.35	2.92	—
	09-08	10.2	0. 98	0.10	1.08	—
	09–10	15.6	3.12	0. 20	1.78	—
	09-11	28.1	8.96	0.32	4.49	—
	09-14	20.9	4.48	0. 21	3.74	—
	09-15	11.5	1.89	0.16	1.11	—
	09-16	15.1	2.68	0.18	2.40	—
	09-17	17.5	3.79	0. 22	2.54	—
	09-23	15.7	2.84	0.18	1.73	—
	09–28	19.4	4.74	0. 24	3. 53	—
2015	07–19	17.0	3.32	0. 20	4. 51	5.61
	08-11	12.9	3.62	0. 28	2.12	7.01
	08-12	93.0	46.99	0. 51	31. 35	8.06
	08–26	11.5	3.77	0.33	3.56	7.25
	09-03	11.9	6.12	0.51	3. 21	8.35

1) 因受外界影响 2014 年试验结果缺少泥沙中的 SOC 含量数据; "一"表示无相关数据

#### 3 讨论

# 3.1 土壤水分对土壤 CO<sub>2</sub> 通量的影响

土壤水分是影响土壤 CO<sub>2</sub> 通量的重要因素<sup>[18]</sup>. 受降雨及径流影响,土壤水分在不同地形条件下重 新分布,发生空间变异,引起土壤 CO<sub>2</sub> 通量的变化. 2014 年和2015 年试验期间约29%和31%的降雨转 化为径流从侵蚀区汇聚到沉积区(表 2),造成沉积 区土壤水分显著高于侵蚀区(P < 0.05).土壤 CO<sub>2</sub> 通量与土壤水分存在显著二次抛物线关系,在土壤 水分相对亏缺时,随土壤水分逐渐升高,土壤 CO<sub>2</sub> 通量相应增大,但当土壤水分增加到临界点时(侵 蚀区:0.19 m<sup>3</sup>•m<sup>-3</sup>,沉积区:0.24 m<sup>3</sup>•m<sup>-3</sup>),则抑制 土壤 CO<sub>2</sub> 通量,此后随土壤水分的增加土壤 CO<sub>2</sub> 通 量下降 [图 2(b)和2(d)],这一结果与 Wang 等<sup>[17]</sup>、张红星等<sup>[19]</sup>的报道一致.

一般而言,由于沉积区土壤水分高于侵蚀区致 使沉积区土壤 CO<sub>2</sub> 通量高于侵蚀区;但在强降雨或 连续降雨等特殊条件下,侵蚀区土壤 CO<sub>2</sub> 通量大于 沉积区:2014 年 8 月 31 日~10 月 1 日和 2015 年 8 月 13 日、8 月 26 日~10 月 1 日,受强降雨或连续 降雨事件影响,土壤水分升高,土壤 CO<sub>2</sub> 通量下降, 甚至出现沉积区土壤 CO<sub>2</sub> 通量小于侵蚀区的现象 [图 2( d)].此结果与高翔等<sup>[20]</sup>在巴西亚马逊河流 域东部森林和草原的土壤 CO, 通量研究类似. 土壤 水分超过临界点时,土壤 CO2 通量开始减弱,土壤 水分对土壤 CO2 通量的抑制作用就会表现出来<sup>[19]</sup>, 沉积区土壤水分受降雨和径流双重补给使土壤水分 过高,水分填充土壤空隙,阻止气体扩散,使得土壤 CO2 通量减小 相比侵蚀区土壤水分仅受降雨补给, 土壤水分升高幅度不大,对土壤 CO2 通量的抑制作 用较小 从而出现沉积区土壤 CO, 通量小于侵蚀区 的现象.相反,金冠一等<sup>[21]</sup>研究发现:降雨后土壤 水分增加,使得土壤 CO2 通量相比降雨前提高 2 倍. 上述不同结果差异的主要原因可能是: 金冠一 等研究的土壤在降雨前土壤水分相对亏缺,土壤水 分的增加是影响土壤 CO<sub>2</sub> 通量的关键因子<sup>[19]</sup> 降雨 后土壤水分充足,土壤微生物呼吸提高,土壤 CO, 通量相应增加<sup>[22]</sup>;而本试验土壤水分相对较高,降 雨后土壤水分过高 土壤微生物呼吸受到抑制 且水 分填充土壤空隙,阻止气体扩散,从而使土壤 CO2 通量下降<sup>[21 22]</sup>.

### **3.2** SOC 对土壤 CO<sub>2</sub> 通量的影响

SOC 作为微生物呼吸的底物,其在侵蚀区和沉积区的显著差异会导致土壤 CO<sub>2</sub> 通量的空间变化<sup>[5 23 24]</sup>. 2014 年和 2015 年侵蚀产生的泥沙总量分别为 45. 86 kg 和 44. 75 kg(表 2) 而 SOC 流失主要以泥沙为承载体被带走(最高可以达到 95% 以

上)<sup>[5~7]</sup>,这表明大量 SOC 随泥沙从侵蚀区汇聚到 了沉积区. 2015 年试验结果表明平均每次降雨泥沙 中 SOC 含量达 7. 26 g·kg<sup>-1</sup>,即相当于次降雨过程 中,1 kg 泥沙中约含 7. 26 g SOC,这与试验之初的 SOC 含量(6.83 g·kg<sup>-1</sup>)相比提高 6%(表 2).因此,在泥沙迁移过程中,大量 SOC 随之从侵蚀区被 搬运到沉积区,这导致沉积区 SOC 含量增高. 侵蚀 条件下泥沙在侵蚀区和沉积区发生迁移和重新分 布,使 SOC 随之流失和累积,极大地改变 SOC 矿化 的微生物进程和其它相关环境因子,从而间接影响 土壤 CO<sub>2</sub> 通量的大小<sup>[25]</sup>.李嵘等<sup>[25]</sup>研究发现:土 壤侵蚀和沉积作用使土壤 CO<sub>2</sub> 通量在侵蚀区和沉 积区发生变化,沉积区土壤 CO<sub>2</sub> 通量显著提高,且 其高于侵蚀区.土壤侵蚀再分布驱动的 SOC 空间差 异是导致这现象的重要原因<sup>[26]</sup>.

3.3 土壤温度对土壤 CO<sub>2</sub> 通量的影响

土壤温度对土壤 CO<sub>2</sub> 通量也有重要影响<sup>[27,28]</sup>, 但本试验中侵蚀区和沉积区土壤温度差异不显著, 侵蚀区土壤温度稍高于沉积区(7%).因此,在本试 验中土壤温度不是影响土壤 CO<sub>2</sub> 通量侵蚀与沉积 部分变异的主要因素,这与许多研究结果一致<sup>[29]</sup>. **3.4** 土壤 CO<sub>2</sub> 通量温度敏感性(*Q*<sub>10</sub>) 在侵蚀区和 沉积区的变化特征及其影响因素

土壤 CO<sub>2</sub> 通量温度敏感性( $Q_{10}$ ) 受温度、水分、 底物及时空尺度等多种因素的影响 ,常有极大的变 率 从不敏感(Q10接近或者小于1)到极度敏感(Q10 值大于 20)<sup>[30~32]</sup>. 本试验中 2014 年和 2015 年沉 积区 Q10 较侵蚀区提高 244% 和 251% Q10 在侵蚀区 与沉积区的空间变异较大,出现这一试验结果的原 因可能是土壤水分及 SOC 空间分布的变异性. 许多 研究结果表明: 土壤水分是影响 Q<sub>10</sub>的重要因素. 当 土壤水分条件较适宜时,Q10升高[33],相反,当土壤 水分较低时 则 Q10降低<sup>[34~36]</sup>. 此外 SOC 作为土壤  $CO_2$  通量的底物 对  $Q_{10}$ 有重要影响. Fierer 等<sup>[37]</sup> 在 室内控制温度不变的情况下采用外加有机质的方法 发现,培育期内随着基础土壤 CO2 通量速率的逐步 下降,周落物分解的Q<sub>10</sub>越来越高.同时, Gershenson 等<sup>[38]</sup>研究指出:提高底物的供应能力, 土壤  $CO_2$  通量的  $Q_{10}$  值明显增加. 本试验过程中 受 降雨及径流影响,沉积区土壤水分较高,且侵蚀区 SOC 随径流泥沙汇集于沉积区 ,从而使得沉积区土 壤水分条件适宜,SOC含量丰富,Q10增大;然而,侵 蚀区土壤水分及 SOC 含量均较低  $构 Q_10$ 相对减小.

4 结论

土壤侵蚀-沉积导致环境因子变化对土壤 CO<sub>2</sub> 通量有重要影响. 侵蚀区和沉积区土壤 CO<sub>2</sub> 通量存 在显著差异(*P* < 0.05),沉积区土壤 CO<sub>2</sub> 通量较侵 蚀区提高31%,土壤水分和 SOC 是影响土壤 CO<sub>2</sub> 通 量的重要因素.

## 参考文献:

- [1] Van Oost K, Quine T A, Govers G, et al. The impact of agricultural soil erosion on the global carbon cycle [J]. Science, 2007, 318(5850): 626-629.
- [2] Schlesinger W H, Andrews J A. Soil respiration and the global carbon cycle [J]. Biogeochemistry, 2000, 48(1): 7-20.
- [3] 裴会敏,许明祥,脱登峰.黄土丘陵区坡地侵蚀对土壤呼吸 的影响[J].水土保持通报,2012,32(4):1-4,15.
- [4] Lal R. Soil erosion and the global carbon budget [J]. Environment International, 2003, 29(4): 437–450.
- [5] Polyakov V O , Lal R. Soil organic matter and CO<sub>2</sub> emission as affected by water erosion on field runoff plots [J]. Geoderma , 2008 , 143(1-2): 216-222.
- [6] 贾松伟. 黄土丘陵区不同坡度下土壤有机碳流失规律研究[J]. 水土保持研究, 2009, 16(2): 30-33.
- [7] 方华军,杨学明,张晓平,等.耕作及水蚀影响下坡耕地土 壤有机碳动态模拟[J].土壤学报,2006,43(5):730-735.
- [8] Wei S C , Zhang X P , McLaughlin N B , et al. Effect of soil temperature and soil moisture on CO<sub>2</sub> flux from eroded landscape positions on black soil in Northeast China [J]. Soil and Tillage Research , 2014 , 144: 119–125.
- [9] Lal R. Soil erosion and carbon dynamics [J]. Soil and Tillage Research , 2005 , 81(2): 137-142.
- [10] Bajracharya R M , Lal R , Kimble J M. Diurnal and seasonal CO<sup>2</sup>-C flux from soil as related to erosion phases in central Ohio [J]. Soil Science Society of America Journal , 2000 , 64(1): 286–293.
- [11] Salomé C , Nunan N , Pouteau V , et al. Carbon dynamics in topsoil and in subsoil may be controlled by different regulatory mechanisms[J]. Global Change Biology , 2010 , 16(1): 416– 426.
- [12] Liu S G , Bliss N , Sundquist E , et al. Modeling carbon dynamics in vegetation and soil under the impact of soil erosion and deposition [J]. Global Biogeochem Cycles , 2003 , 17(2) , doi: 10.1029/2002GB002010.
- [13] 王刚,李小曼.黄土高原土壤侵蚀与聚落生存对策研究[J]. 水土保持通报,2005,25(1):25-28.
- [14] Iqbal J, Hu R G, Feng M L, et al. Microbial biomass and dissolved organic carbon and nitrogen strongly affect soil respiration in different land uses: a case study at Three Gorges Reservoir Area, South China [J]. Agriculture Ecosystems & Environment, 2010, 137(3-4): 294-307.
- [15] 方华军,杨学明,张晓平,等. 坡耕地黑土活性有机碳空间 分布及生物有效性[J].水土保持学报,2006,20(2):59-63.
- [16] Xu M, Qi Y. Spatial and seasonal variations of Q<sub>10</sub> determined by soil respiration measurements at a Sierra Nevadan forest [J].

Global Biogeochemical Cycles , 2001 , 15(3): 687-696.

- [17] Wang R, Guo S L, Jiang J S, et al. Tree-scale spatial variation of soil respiration and its influence factors in apple orchard in Loess Plateau [J]. Nutrient Cycling in Agroecosystems, 2015, 102(2): 285–297.
- [18] Chan C , Kay B D , Gregorich E G. Factors influencing mineralizable carbon in a landscape with variable topography [J]. Canadian Journal of Soil Science , 2007 , 87(5): 495–509.
- [19] 张红星, 王效科, 冯宗炜, 等. 黄土高原小麦田土壤呼吸对 强降雨的响应[J]. 生态学报, 2008, 28(12): 6189-6196.
- [20] 高翔,郝卫平,顾峰雪,等. 降雨对旱作春玉米农田土壤呼吸动态的影响[J]. 生态学报,2012,32(24):7883-7893.
- [21] 金冠一,赵秀海,康峰峰,等.太岳山油松人工林土壤呼吸 对强降雨的响应[J].生态学报,2013,33(6):1832-1841.
- [22] Austin A T , Yahdjian L , Stark J M , et al. Water pulses and biogeochemical cycles in arid and semiarid ecosystems [J]. Oecologia , 2004 , 141(2): 221–235.
- [23] Karhu K , Auffret M D , Dungait J A J , et al. Temperature sensitivity of soil respiration rates enhanced by microbial community response [J]. Nature , 2014 , 513(7516): 81–84.
- [24] 车升国,郭胜利,张芳,等.黄土区夏闲期土壤呼吸变化特 征及其影响因素[J].土壤学报,2010,47(6):1159-1169.
- [25] 李嵘,李勇,李俊杰,等.黄土丘陵侵蚀坡地土壤呼吸初步研究[J].中国农业气象,2008,29(2):123-126.
- [26] 耿肖臣,李勇,于寒青,等.坡耕地侵蚀区和堆积区初春土 壤呼吸的变化[J].核农学报,2012,26(3):543-551,593.
- [27] 张芳,郭胜利,邹俊亮,等. 长期施氮和水热条件对夏闲期 土壤呼吸的影响[J]. 环境科学,2011,**32**(11):3174-3180.
- [28] 周小刚,张彦军,南雅芳,等.黄土区农田和草地生态系统 土壤呼吸差异及其影响因素[J].环境科学,2013,34(3): 1026-1033.
- [29] Borken W , Davidson E A , Savage K , et al. Drying and wetting

effects on carbon dioxide release from organic horizons [J]. Soil Science Society of America Journal ,2003 ,67(6): 1888–1896.

- [30] Pavelka M , Acosta M , Marek M V , et al. Dependence of the Q<sub>10</sub> values on the depth of the soil temperature measuring point
  [J]. Plant and Soil , 2007 , 292(1-2) : 171-179.
- [31] 陈盖,许明祥,张亚锋,等. 黄土丘陵区不同有机碳背景下 侵蚀坡面土壤呼吸特征[J]. 环境科学,2015,36(9):3383-3392.
- [32] Janssens I A , Pilegaard K. Large seasonal changes in Q<sub>10</sub> of soil respiration in a beech forest [J]. Global Change Biology , 2003 , 9(6): 911–918.
- [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] Nikolova P S, Raspe S, Andersen C P, et al. Effects of the extreme drought in 2003 on soil respiration in a mixed forest [J]. European Journal of Forest Research, 2009, 128(2): 87–98.
- [35] Jassal R S , Black T A , Novak M D , et al. Effect of soil water stress on soil respiration and its temperature sensitivity in an 18– year-old temperate Douglas-fir stand [J]. Global Change Biology , 2008 , 14(6): 1305–1318.
- [36] Almagro M, López J, Querejeta J I, et al. Temperature dependence of soil CO<sub>2</sub> efflux is strongly modulated by seasonal patterns of moisture availability in a Mediterranean ecosystem [J]. Soil Biology and Biochemistry ,2009 ,41(3): 594–605.
- [37] Fierer N , Craine J M , McLauchlan K , et al. Litter quality and the temperature sensitivity of decomposition [J]. Ecology ,2005 , 86(2): 320–326.
- [38] Gershenson A , Bader N E , Cheng W X. Effects of substrate availability on the temperature sensitivity of soil organic matter decomposition [J]. Global Change Biology , 2009 , 15(1): 176– 183.