

黄河三角洲湿地非生长季土壤 CO₂ 浓度及地表 CO₂ 通量的动态变化

王先鹤¹ 王秀君^{2*} 韩广轩³ 王钧漪² 宋维民³ 尤再进¹

(¹鲁东大学土木工程学院, 山东烟台 264025; ²北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院, 北京 100875; ³中国科学院烟台海岸带研究所, 中国科学院海岸带环境过程与生态修复重点实验室, 山东烟台 264003)

摘要 土壤碳通量是全年性的过程, 非生长季土壤碳通量是陆地碳循环的重要组成部分。针对非生长季地上地下 CO₂ 动态变化研究相对缺乏这一现象, 对黄河三角洲湿地不同深度土壤 CO₂ 浓度及温度动态变化进行了连续 3 个月的监测; 为揭示该地区地表 CO₂ 通量与地下 CO₂ 浓度变化之间的关系, 对地表 CO₂ 通量、土壤 CO₂ 浓度及温度进行了两次同步测定。结果表明: 随着土层深度的增加, 土壤 CO₂ 浓度显著升高; 相同深度下, 秋季的土壤 CO₂ 浓度明显高于冬季。地表 CO₂ 通量和地表温度具有相似的日变化规律, 二者呈极显著正相关关系, 土壤呼吸温度敏感性系数 (Q_{10}) 为 3.49~3.74。地表 CO₂ 通量与土壤 CO₂ 浓度、土壤温度均存在极显著线性或指数关系, 利用其经验模型对黄河三角洲湿地土壤秋冬季碳通量进行了估算, 通过比较发现, 所有模型拟合结果在季节变化上相近: 最大值为 0.44~0.57 $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 最小值为 -0.18~0.01 $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 平均值为 0.09~0.12 $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。本研究揭示了非生长季土壤碳的转化过程对滨海湿地碳循环的潜在影响。

关键词 土壤 CO₂ 浓度; 地表 CO₂ 通量; 非生长季; 土壤呼吸模型; 黄河三角洲湿地

Dynamics of soil CO₂ concentration and CO₂ efflux in non-growing season of the Yellow River Delta wetland. WANG Xian-he¹, WANG Xiu-jun^{2*}, HAN Guang-xuan³, WANG Jun-yi², SONG Wei-min³, YOU Zai-jin¹ (¹School of Civil Engineering, Ludong University, Yantai 264025, Shandong, China; ²College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China; ³Key Laboratory of Coastal Environmental Processes and Ecological Remediation, Chinese Academy of Sciences, Yantai Institute of Coastal Zone Research, Chinese Academy of Sciences, Yantai 264003, Shandong, China).

Abstract: To address the issue of lacking data in the non-growing season, we conducted an experiment in a coastal wetland of the Yellow River Delta from October 29, 2016 to February 9, 2017, by continuously monitoring soil CO₂ concentration and temperature at different soil depths (15, 30, and 45 cm). In order to understand the dynamics of CO₂ efflux and to assess its relationship with soil CO₂ concentration, we measured CO₂ efflux in March 3–5 and March 16–18, 2017. The results showed that soil CO₂ concentration significantly increased with the increases of soil depth. At the same depth, soil CO₂ concentration was significantly higher in autumn than in winter. There was strong diurnal variation in CO₂ efflux, which was consistent with the variation of surface soil temperature. The temperature sensitivity coefficients (Q_{10}) of soil respiration were 3.49–3.74. There was a significant positive correlation between CO₂ efflux and soil CO₂ concentration or soil temperature. Using the derived relationships, we estimated CO₂ efflux for the non-growing season, and found that the three models produced similar magnitudes and variations, i.e., 0.44 to 0.57, -0.18 to 0.01 and 0.09 to 0.13 $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ for the maximum, the minimum and the mean values, respectively. Our results demonstrated the effects of soil carbon trans-

国家重点基础研究发展计划项目(2013CB956602)、山东《泰山学者》海外特聘专家人才工程(TSHW201502050)资助。

收稿日期: 2017-12-06 接受日期: 2018-05-24

* 通讯作者 E-mail: xwang@bnu.edu.cn

formation in non-growing season on carbon cycling of the Yellow River Delta wetland.

Key words: soil CO₂ concentration; CO₂ efflux; non-growing season; soil respiration model; Yellow River Delta wetland.

在过去的 100 年里,地球表面平均温度升高了 0.74 °C(高国伟等,2014);温室气体排放的不断增加是导致全球气候变暖的主要原因。CO₂ 作为最主要的温室气体之一,对全球气候变暖的贡献率高达一半以上(Islam *et al.*,1993)。IPCC(Intergovernmental Panel on Climate Change)数据显示:工业革命前大气 CO₂ 浓度约为 280 μmol·mol⁻¹,目前大气 CO₂ 浓度已达到 392 μmol·mol⁻¹,预计到 2100 年大气 CO₂ 浓度将上升至 700 μmol·mol⁻¹(Shu *et al.*,2013)。土壤既是自然界中重要的“碳储藏室”,也是大气 CO₂ 的主要来源之一(Schlesinger *et al.*,2000)。有研究表明,全球土壤碳库量高达 1300~2000 Pg C,是陆地生态系统中最大的碳库,约占整个陆地生态系统碳储量的 67%(Jenkinson *et al.*,1991),其微小的变化就会对大气 CO₂ 浓度产生显著影响(Schlesinger *et al.*,2000)。土壤呼吸作为陆地生态系统中碳循环关键过程之一(Raich *et al.*,1992),是陆地-大气圈之间的第二大碳通量(Luo *et al.*,2006;Wan *et al.*,2007)。因此,开展土壤 CO₂ 浓度及地表 CO₂ 通量动态变化的研究,对揭示陆地生态系统碳源、汇过程以及对全球气候变化的响应具有重要意义(Trumbore,2006)。

湿地是陆地生态系统中重要的组成部分之一(江长胜等,2010),虽然其总面积较小,仅占全球陆地表面面积的 3%(Trumbore,2010),但其储量占到陆地碳库总储量的 18%~30%(Smith *et al.*,2004)。而滨海湿地生态系统与其他内陆湿地生态系统相比,其碳汇功能更强(王秀君等,2016),因此在全球碳循环中有着十分重要的地位。近年来,国内外学者针对滨海湿地土壤碳循环已进行相关研究,但大多数研究集中在生态系统碳收支及其影响因素等方面(曹磊等,2013),对于土壤 CO₂ 浓度变化的研究相对较少(陈光水等,2005;王超等,2010),而土壤 CO₂ 浓度对土壤碳通量有直接的影响,二者存在显著正相关关系(程建中等,2011)。另外,已往的研究对非生长季(11月至次年4月)土壤呼吸关注相对较少(王妮等,2007),有相关研究表明,非生长季土壤呼吸占全年土壤呼吸总量的 14%~30%(陈骥等,2014;Jones,2015),因此研究非生长季滨海湿地土

壤 CO₂ 的动态变化规律,有助于更深入地认识滨海湿地碳源、汇关键过程。

黄河三角洲湿地处于河流、海洋和陆地的交错地带,受河海淡水影响显著,土壤盐渍化严重(冯忠江等,2008),是中国北方典型的滨海湿地。研究发现,黄河三角洲地区的净固碳量相对较高,碳汇功能显著(杨利琼等,2013),故在研究湿地生态系统碳循环中该地区具有典型的地域特征和代表性。本文通过对秋冬季黄河三角洲典型湿地不同深度(15、30、45 cm)土壤 CO₂ 浓度、土壤温度连续观测并对地表 CO₂ 通量定期观测,分析该地区土壤 CO₂ 浓度的时空变化规律及地表 CO₂ 通量和土壤温度、土壤 CO₂ 浓度之间的关系,利用获得的经验模型拟合出秋冬季节地表 CO₂ 通量,并对各模型进行了评估。

1 研究地区与研究方法

1.1 研究区概况

试验样地设立在山东省东营市垦利区中国科学院黄河三角洲滨海湿地生态试验站(37.75°N,118.98°E),该地区属于温带半湿润大陆性季风气候,年平均气温为 12.9 °C,年降水量为 550~640 mm(孙宝玉等,2016),其中降水主要集中在 5—9 月,年蒸发量为 1900~2400 mm(初小静等,2015)。试验站内地势平坦,地下水位高,排水设施简单,雨季地面积水较多。土壤类型以潮土和盐碱土为主,土壤质地以轻壤土和中壤土为主。植被类型以湿地植被为主,主要的优势种有芦苇(*Phragmites australis*)、盐地碱蓬(*Suaeda salsa*)、柽柳(*Tamarix chinensis*)、白茅(*Imperata cylindrica*)、獐茅(*Aeluropus litoralis* var. *sinensis*)和香蒲(*Typha angustifolia*)。

1.2 实验设置

影响地下土壤空隙中 CO₂ 浓度的因素很多,尤其是土壤的化学性状(有机质含量)、物理特性(土壤质地、孔隙度)在不同位置之间会有很大差异,使得原位实验存在诸多干扰因子,不利于研究地下 CO₂ 浓度与地表 CO₂ 通量的关系。为了排除土壤理化性状差异的影响,本研究采用野外控制实验。实验样地长 5 m,宽 4 m。采用直径 50 cm、高 75

cm、材料和规格均相同的3个塑料圆桶(记为:A、B、C),布设在已挖好的柱状土坑内(土坑深20 cm)。安置好圆桶后,利用实验样地周边的土壤,对圆桶周围进行填土,使得实验样地地表抬高约45 cm,圆桶有10 cm裸露于土壤表面。挖取附近的芦苇地表层土壤(0~20 cm),过5 cm网格筛,将过筛的土壤充分混匀后倒入圆桶内。为降低桶内土壤空隙度差异,样地搭建时保持了桶内土壤的自然状态,只将桶内土壤轻轻摊铺均匀与桶顶齐平,不作人为压实;并保证每个圆桶内倒入的土壤质量基本相等。野外控制实验样地于2016年10月25日搭建完成,并开始测定各深度土壤CO₂浓度和温度。观测期间圆桶内未出现积雪和结冰现象。

1.3 数据的采集

地下数据采集时间为2016年10月29日至2017年2月9日。在距土表15、30、45 cm处安装测定土壤CO₂浓度的CO₂检测器(GMT221, Vaisala, Inc., Finland)和土壤温度传感器(The 109 Temperature Probe, Campbell Scientific, Inc., USA),来实时、连续监测土壤CO₂浓度和温度的动态变化。所有试验仪器每小时自动测定并记录数据1次。

在每个桶的上部垂直插入1个测定地表CO₂通量的标准土壤环(规格:高20 cm,外径21.3 cm,厚度0.8 cm),土壤环的入土深度为10 cm。于2017年3月3—5日和3月16—18日,利用LI-8100A土壤碳通量自动测量系统(Li-Cor, Inc., Lincoln, NE, USA)分别对地表CO₂通量进行测定:07:00—23:00每2 h对3个桶地表CO₂通量大小进行测定,00:00—06:00将气室固定放置在一个土壤环上做连续观测。观测时,至少提前24 h安置好土壤环,选择晴天进行观测。

1.4 数据处理

根据地下数据采集的时间,将地下数据在季节上划分为秋季(2016-10-29—2016-11-30)和冬季(2016-12-01—2017-02-09)两个不同季节。由于试验过程中C桶内部分CO₂检测器探头出现故障,数据分析仅选用A、B桶不同深度土壤CO₂浓度和温度数据。土壤CO₂浓度和温度的秋冬季节分析采用日均值。地表CO₂通量用3个桶的平均值。取相同时间内地表温度和地下15 cm土壤温度的均值,作为地下7.5 cm土壤温度。

地表CO₂通量与温度进行指数回归,采用指数模型: $f_{CO_2} = Ae^{BT}$ (f_{CO_2} 为土壤呼吸;A为温度为0℃时

的土壤呼吸;B为温度反应系数;T为温度)。温度敏感系数: $Q_{10} = e^{10B}$,其中B为温度反应系数。土壤CO₂浓度梯度大小为任意两层之间的浓度差与该两层土壤深度差的比值。同时,对地表CO₂通量与土壤CO₂浓度梯度分别进行了指数回归和线性回归分析。

数据统计分析用SPSS 19.0软件进行,绘图用SigmaPlot 10.0软件。

2 结果与分析

2.1 不同深度土壤温度和CO₂浓度的季节变化

土壤温度有明显的季节变化,且在各土层的变化趋势基本一致(图1a、b):11月20日之前土壤温度存在一定幅度的波动,但无明显变化趋势;11月20—23日,土壤温度急剧下降,以15 cm土壤温度下降最为明显,4天内下降了9.39℃;从11月23日之后,各土层温度都有明显的波动和下降趋势。总体上随着土层深度的增加,土壤温度波动幅度和下降趋势减弱。

土壤CO₂浓度季节变化特征十分明显(图1c、d):不同深度土壤CO₂浓度的变化趋势基本相同。土壤CO₂浓度的变化与土壤温度的变化有一定相似性:在10月29日—11月19日,土壤CO₂浓度较高,并存在一定幅度的波动;11月20—23日,土壤CO₂浓度平均急剧下降589 μmol·mol⁻¹。与温度变化不同的是从11月23日之后,土壤CO₂浓度未表现出下降趋势。平均而言,秋季各土层土壤CO₂浓度值(15 cm: 651 μmol·mol⁻¹; 30 cm: 1215 μmol·mol⁻¹; 45 cm: 2371 μmol·mol⁻¹)均高于冬季相应深度下土壤CO₂浓度值(15 cm: 585 μmol·mol⁻¹; 30 cm: 1037 μmol·mol⁻¹; 45 cm: 2055 μmol·mol⁻¹)。

2.2 地表CO₂通量日动态

地表CO₂通量有明显的日变化特征,且与地表温度变化十分相近(图2a):从3月3日19:00至3月4日07:00,地表CO₂通量和地表温度均缓慢下降,地表CO₂通量在3月4日07:00降到最低(-0.04 μmol·m⁻²·s⁻¹),出现碳吸收现象;从07:00开始,地表温度和地表CO₂通量都迅速升高,在14:00前后地表CO₂通量达到峰值(0.78 μmol·m⁻²·s⁻¹),14:00—20:00两者均迅速下降;从3月4日20:00到3月5日07:00,地表温度略有降低,地表CO₂通量变化不明显。第二次观测的地表CO₂通量与温度的日变化规律(图2b)与第一次相似:即

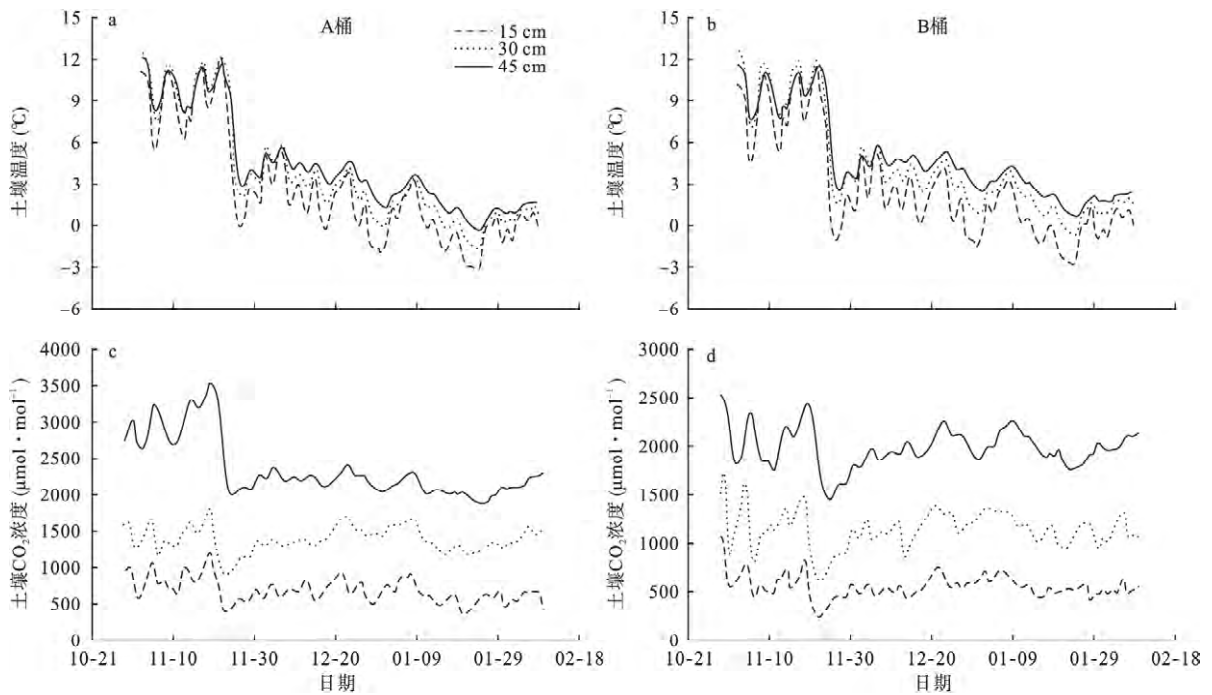


图1 不同深度土壤温度和土壤 CO₂ 浓度变化
Fig.1 Variation of soil temperature and soil CO₂ concentration at different depths

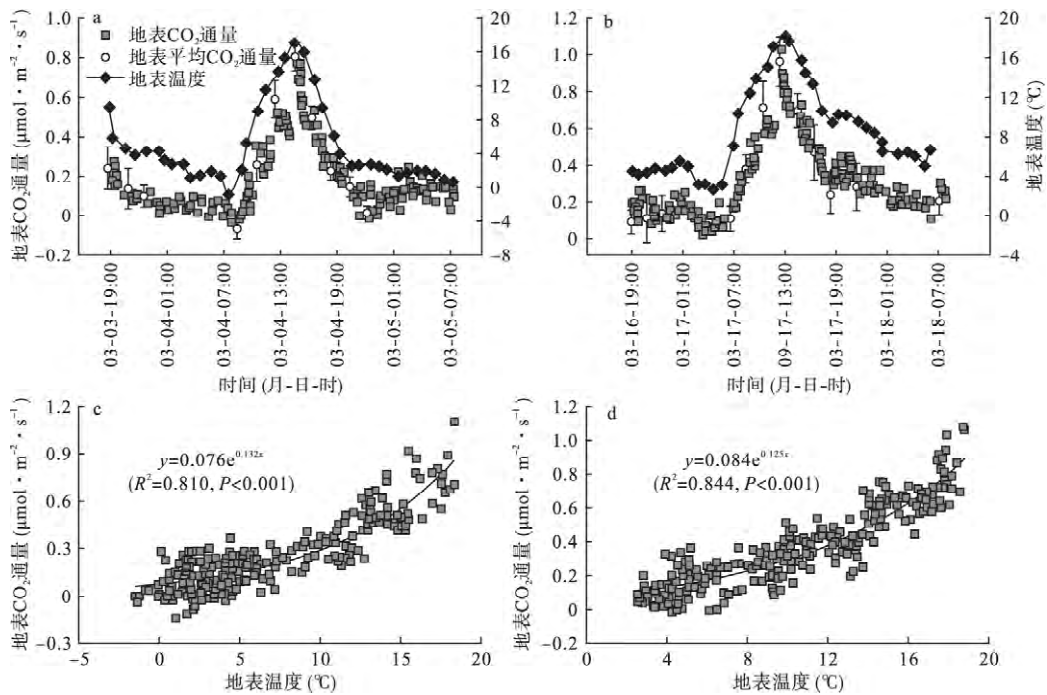


图2 地表 CO₂ 通量和温度的日变化及其关系
Fig.2 Diurnal variation of surface CO₂ efflux and temperature , and their relationship

最高值和最低值都分别出现在午后(13:00—14:00)和早晨(06:00—07:00)。地表 CO₂ 通量 f_{CO_2} 与地表温度 T 的关系可以用指数回归方程表示,分别为 $f_{CO_2} = 0.076e^{0.132T}$ (图 2c) $f_{CO_2} = 0.084e^{0.125T}$ (图 2d)。由此得到土壤呼吸温度敏感性系数 (Q_{10}) 分

别为 3.74 和 3.49。与 3 月 3—5 日观测数据相比,3 月 16—18 日的地表温度平均高出 3.46 °C,其地表 CO₂ 通量的最小值由 $-0.04 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 提高到 $0.1 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,最大值由之前的 $0.78 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 提高到 $1.02 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,而温度敏感

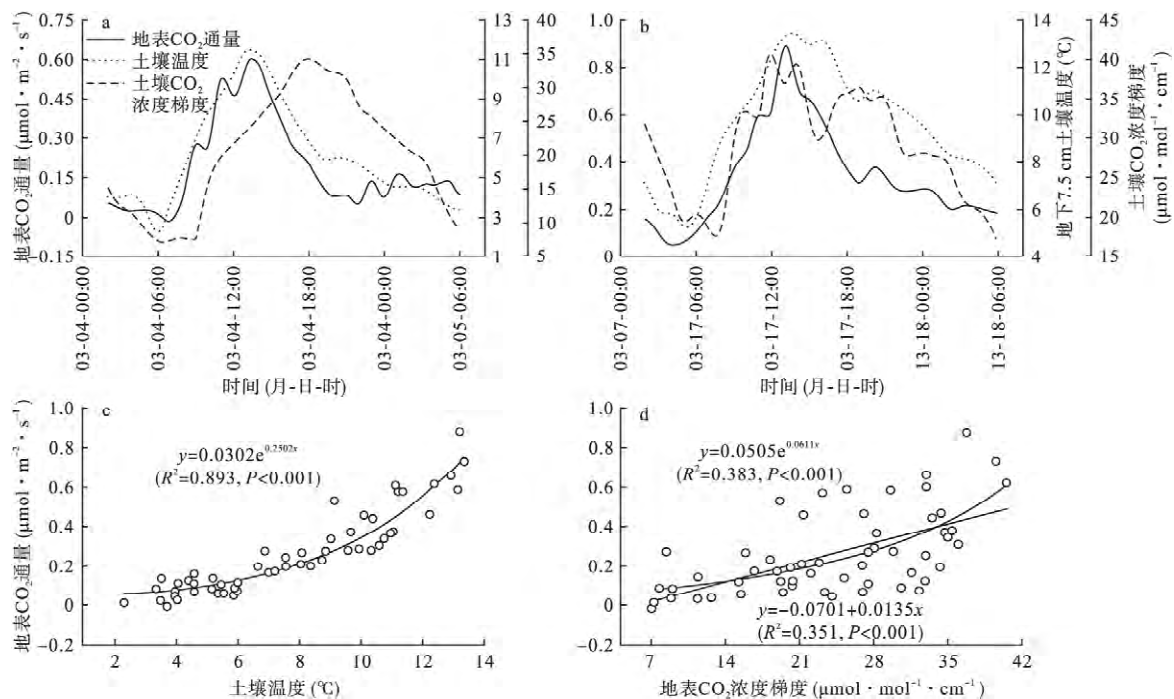


图 3 地表 CO_2 通量与土壤温度、土壤 CO_2 浓度梯度的关系
Fig.3 Relationship between CO_2 efflux and soil temperature, soil CO_2 concentration

性系数 (Q_{10}) 略有下降。

2.3 地表 CO_2 通量与地下 CO_2 浓度、土壤温度的关系

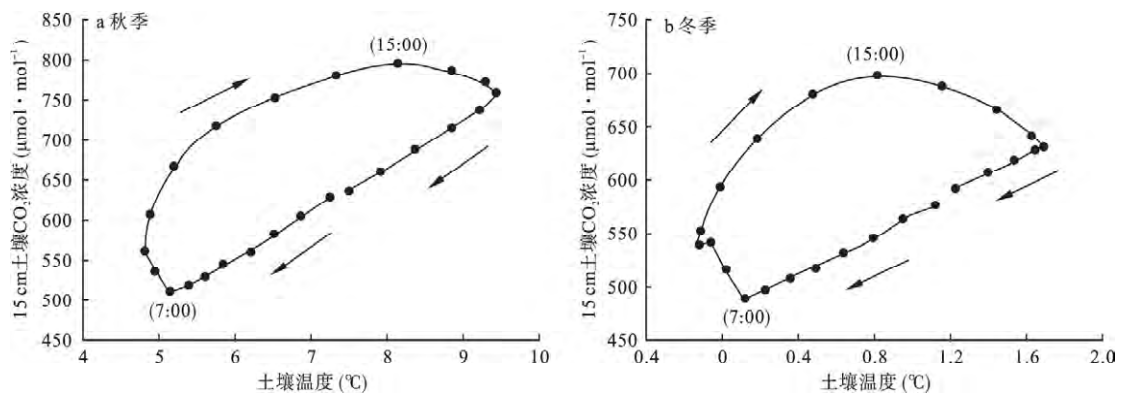
通过对黄河三角洲地上、地下同步观测数据分析发现: 地表 CO_2 通量与地下 CO_2 浓度梯度、土壤温度的日变化趋势基本一致(图 3a, b)。进一步通过回归分析发现地表 CO_2 通量与表层土壤温度(图 3c)、土壤 CO_2 浓度梯度(图 3d)之间均存在极显著正相关关系。其中, 拟合出的地表 CO_2 通量与土壤温度的指数回归方程为 $f_{\text{CO}_2} = 0.0302e^{0.2507T}$ ($R^2 = 0.893$, $P < 0.001$); 与地下 CO_2 浓度梯度 d_c 的指数回归方程为 $f_{\text{CO}_2} = 0.0505e^{0.0611d_c}$ ($R^2 = 0.383$, $P < 0.001$), 线性回归方程为 $f_{\text{CO}_2} = -0.0701 + 0.0135d_c$ ($R^2 = 0.351$, $P < 0.001$)。这些关系式可以作为经验模型用于估算地表 CO_2 通量。

3 讨论

3.1 土壤呼吸与温度的关系

温度是影响土壤呼吸的重要环境因子之一 (Luo *et al.*, 2001; 沙晨燕等, 2011; Wang *et al.*, 2014)。温度可以改变土壤微生物活性及其群落结构、土壤有机碳的分解速率等(李兆富等, 2002), 进而影响土壤中 CO_2 浓度和地表 CO_2 通量。一般来

说, 土壤 CO_2 浓度与土壤温度呈线性或指数正相关关系(刁一伟等, 2004; Bekele *et al.*, 2007; 张春林等, 2008; Wu *et al.*, 2010; Huang *et al.*, 2014; 阿力木·阿巴斯等, 2016)。有研究表明, 在昼夜和季节变化尺度上, 土壤 CO_2 浓度和土壤温度的关系表现出一个椭圆滞后环状图形(Niu *et al.*, 2011; Phillips *et al.*, 2015; Song *et al.*, 2015)。本研究发现, 黄河三角洲湿地表层土壤 CO_2 浓度和土壤温度的日变化在时间上不完全同步, 两者之间的关系呈现出顺时针环状图形(图 4a, b): 土壤温度下降过程中, 土壤 CO_2 浓度基本呈直线下降趋势; 土壤温度上升初期 (10:00—12:00), 土壤 CO_2 的扩散和微生物的呼吸速率增加加快, 其相对变化率迅速增大(秋季 $125.9 \mu\text{mol} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$, 冬季 $509.6 \mu\text{mol} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$); 而在土壤 CO_2 浓度达到峰值之前的数小时 (12:00—15:00), 其相对变化率明显变小(秋季 $32.6 \mu\text{mol} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$, 冬季 $127.1 \mu\text{mol} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$)。这一现象可能反映了土壤中非生物过程对土壤 CO_2 的影响在接近温度最高和最低时超出了土壤微生物过程的影响。比如, 当温度持续上升、接近最高时, 地表土壤含水量会降低, 其结果有两个方面: 1) 微生物活性减弱, CO_2 产生减少 (Bao *et al.*, 2016); 2) 土壤孔隙中气体所占比例会增大, 导致地表 CO_2 扩

图4 秋冬季土壤 CO₂ 浓度与温度的关系Fig.4 Relationship between soil CO₂ concentration and temperature in autumn and winter

散加强,使得土壤中 CO₂ 减少 (Moldrup *et al.*, 2013)。反之,当温度一直下降、接近最低时(比如夜晚),土壤湿度会增加,土壤孔隙度减小、CO₂ 排放减弱 (Fierer *et al.*, 2005; Jassal *et al.*, 2005)。

黄河三角洲湿地非生长季地表 CO₂ 通量日变化表现为中午前后的地表 CO₂ 通量高,而清晨时分的地表 CO₂ 通量低,整体呈现出单峰型变化曲线,这种变化与一天当中温度的变化相一致。这与李华兵等(2012)对黄河三角洲湿地生长季土壤呼吸日动态的研究结果相似。其原因是由于温度升高,土壤微生物代谢速率加快,产生的 CO₂ 量增加(孙宝玉等,2016),导致地下 CO₂ 浓度增大,进而使得地下 CO₂ 气体在土壤中的扩散速率增大,最终影响地表 CO₂ 通量的大小。因此温度是影响地表 CO₂ 通量日变化的重要因子(Fang *et al.*, 2001)。以往的研究得出,陆地生态系统土壤呼吸的 Q_{10} 大都在 1.3~5.6 变化(Zhou *et al.*, 2009)。本研究获得的黄河三角洲湿地非生长季土壤呼吸的 Q_{10} 在 3.49~3.74, 在已报道的 Q_{10} 变化范围之内;而 Q_{10} 随着温度的升高而降低,这与 Luo 等(2001)的研究结论相符。

3.2 土壤 CO₂ 浓度的时空变化规律

黄河三角洲湿地土壤 CO₂ 浓度随着土层深度的增加,浓度显著增大,这与前人(Li *et al.*, 2011; 王超等,2011)对土壤 CO₂ 浓度随土层深度变化的研究结论相一致。浅层土壤中的 CO₂ 距离地表较近,容易向地表扩散排出,与大气进行气体间交换(易志刚等,2006),从而导致浅层土壤 CO₂ 浓度低。随着土层深度的增加,土壤在自身重力作用下,其压实度会更紧密,土壤中 CO₂ 气体的扩散受阻;另一方面,碱性土壤中溶解碳酸盐垂直向下运移可能促进了 CO₂ 的产生(Sotomayor *et al.*, 1999),因此造成了

随着土层深度的增加,土壤 CO₂ 浓度显著升高的现象。

就土壤 CO₂ 浓度的季节变化而言,相同土层深度下,秋季各土层 CO₂ 浓度均值明显高于冬季的 CO₂ 浓度均值。这是由于秋季各层土壤平均温度(15 cm: 6.92 °C; 30 cm: 8.31 °C; 45 cm: 8.27 °C)显著高于冬季的土壤温度(15 cm: 0.74 °C; 30 cm: 2.02 °C; 45 cm: 2.84 °C),使得秋季土壤微生物活性、土壤有机碳的分解速率高于冬季造成的(Kelting *et al.*, 1998)。因此,土壤温度的变化是决定土壤 CO₂ 浓度秋、冬季节变化的主要因子,这与赵志敏等(2011)对干旱区棉田土壤剖面 CO₂ 浓度的研究结论相一致。然而,本研究中冬季的土壤温度整体呈下降趋势,但土壤 CO₂ 浓度大小基本保持不变,说明冬季温度的逐渐下降对土壤 CO₂ 的影响可能是多方面的。虽然一般情况下温度的下降会减弱土壤微生物对有机质的分解作用(薛晶月,2015),但冬季土壤平均温度低于 5 °C,在此温度下微生物活性基本停止(吴静等,2015),所以冬季温度的继续下降对土壤 CO₂ 的产生应该影响不大。而当温度下降时,CO₂ 在土壤中的扩散和传输会有所减弱,因而导致土壤向大气排放的 CO₂ 减少。另外,冬季气温下降会增加 CO₂ 的溶解度,促进 CO₂ 气体向溶解态的碳酸氢根转化,从而降低土壤剖面中 CO₂ 气体的浓度,使得土壤向大气排放 CO₂ 减少或者转变为土壤对大气 CO₂ 气体的吸收。这些直接影响滨海湿地碳循环的关键过程对温度的响应既有正反馈,又有负反馈,其综合结果可能导致冬季土壤 CO₂ 浓度不随土壤温度的下降而减小。

3.3 地表 CO₂ 通量模型的应用

地表 CO₂ 通量受土壤中 CO₂ 产生和扩散的综

合影响,而后两个过程受环境因素(如土壤温度)的影响(程建中等,2011)。Jassal等(2005)发现,地表CO₂通量与表层土壤温度、地下CO₂浓度有很好的相关性,并且用其拟合方程能够较好地估算地表CO₂通量。本研究同样得出地表CO₂通量与土壤温度和表层土壤CO₂的浓度梯度均呈极显著相关关系,利用所获得的关系式作为经验模型(见2.3)可以估算秋冬季节黄河三角洲湿地地表CO₂通量。如图5所示3个模型拟合出的地表CO₂通量曲线整体变化趋势相同。总体上,3种模型估算的地表CO₂通量统计结果相近:最大值为0.44~0.57 μmol·m⁻²·s⁻¹,最小值为-0.18~0.01 μmol·m⁻²·s⁻¹,平均值为0.09~0.12 μmol·m⁻²·s⁻¹,标准差为0.09~0.13 μmol·m⁻²·s⁻¹(表1)。就整体而言,运用土壤CO₂浓度梯度拟合出的地表CO₂通量曲线波动幅度大于温度拟合出的地表CO₂通量曲线,这是因为地下CO₂浓度波动变化大;而土壤温度指数模型拟合出的地表CO₂通量不存在负值情况,这可能与实际情况不符。由于影响地表CO₂通量的因素很多,且各因子之间可能相互联系、相互影响、共同作用于土壤呼吸及CO₂的扩散过程,所以单因素模型存在一定的局限性。因此,未来研究应该加强多因子对土壤呼吸影响的探索,力争量化碳循环关键过程对环境变量的响应,为更准确地评估及预测

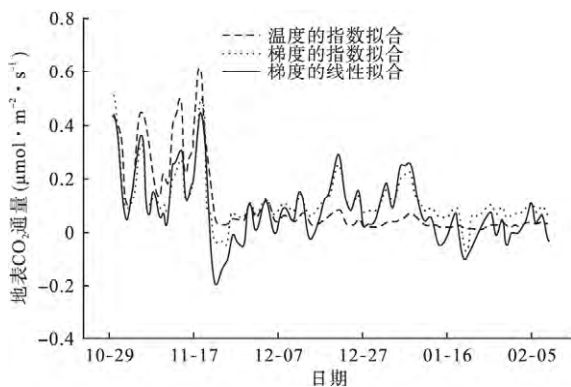


图5 不同模型估算秋冬季地表CO₂通量变化曲线
Fig.5 Estimated CO₂ efflux for the autumn-winter period using different models the change curve of in winter

表1 地表CO₂通量模型之间的比较
Table 1 Comparison of CO₂ efflux models

模型	最大值	最小值	平均值	标准差
$f_{CO_2} = -0.0701 + 0.0135d_c$	0.44	-0.18	0.09	0.12
$f_{CO_2} = 0.0505e^{0.0611d_c}$	0.51	-0.05	0.12	0.09
$f_{CO_2} = 0.0302e^{0.2505T}$	0.57	0.01	0.10	0.13

d_c : 土壤CO₂浓度梯度; T : 土壤温度。

区域性碳收支提供科学依据。

4 结论

黄河三角洲湿地非生长季土壤CO₂浓度随着土壤深度的增加而增大,其主要原因是靠近地表的土层孔隙度较大、CO₂向上扩散较强。各层土壤中CO₂浓度在秋季明显高于冬季,这主要受土壤温度的影响;但冬季土壤CO₂浓度不随土壤温度的下降而减小,可能是CO₂扩散减弱的结果。黄河三角洲湿地非生长季土壤呼吸温度敏感性系数(Q_{10})介于3.49~3.74;地表CO₂通量呈现很强的日变化特征,且与地下CO₂浓度梯度、土壤温度的日变化趋势基本一致,存在极显著的线性或指数关系。利用所获得的经验模型可以对黄河三角洲湿地非生长季土壤碳通量进行比较准确的估算,但该模型在生长季以及对其他生态系统中的应用还需进一步研究。

致谢 感谢中国科学院黄河三角洲滨海湿地生态试验站杨长利、马秀枝等工作人员在野外实验工作中给予的帮助。

参考文献

- 阿力木·阿巴斯,买买提艾力·买买提依明,何清,等. 2016. 肖塘地区夏季土壤CO₂浓度日变化特征及影响因素. 沙漠与绿洲气象, 10(2): 63-69.
- 曹磊,宋金明,李学刚,等. 2013. 中国滨海盐沼湿地碳收支与碳循环过程研究进展. 生态学报, 33(17): 5141-5152.
- 陈骥,曹军骥,魏永林,等. 2014. 青海湖北岸高寒草甸草原非生长季土壤呼吸对温度和湿度的响应. 草业学报, 23(6): 78-86.
- 陈光水,杨玉盛,王小国,等. 2005. 格氏栲天然林与人工林根系呼吸季节动态及影响因素. 生态学报, 25(8): 1941-1947.
- 程建中,李心清,周志红,等. 2011. 土壤CO₂浓度与地表CO₂通量的季节变化及其相互关系. 地球与环境, 39(2): 196-202.
- 初小静,韩广轩,邢庆会,等. 2015. 阴天和晴天对黄河三角洲芦苇湿地净生态系统CO₂交换的影响. 植物生态学报, 39(7): 661-673.
- 刁一伟,郑循华,王跃思,等. 2004. 土壤温度和湿度对冬小麦田土壤空气CO₂浓度的影响. 气候与环境研究, 9(4): 584-590.
- 冯忠江,赵欣胜. 2008. 黄河三角洲芦苇生物量空间变化环境解释. 水土保持研究, 15(3): 170-174.
- 高国伟,刘拓. 2014. 全球变暖与中国粮食安全. 生态经济, 30(2): 120-122.
- 江长胜,郝庆菊,宋长春,等. 2010. 垦殖对沼泽湿地土壤呼吸速率的影响. 生态学报, 30(17): 4539-4548.
- 李华兵,杜国云,张贵军. 2012. 黄河三角洲芦苇群落土壤

- 呼吸日动态研究. 鲁东大学学报: 自然科学版, **28**(1): 67-71.
- 李兆富, 吕宪国, 杨青. 2002. 湿地土壤 CO₂ 通量研究进展. 生态学杂志, **21**(6): 47-50.
- 沙晨燕, 王敏, 王卿, 等. 2011. 湿地碳排放及其影响因素. 生态学杂志, **30**(9): 2072-2079.
- 孙宝玉, 韩广轩. 2016. 模拟增温对土壤呼吸影响机制的研究进展与展望. 应用生态学报, **27**(10): 3394-3402.
- 王超, 黄群斌, 杨智杰, 等. 2011. 杉木人工林不同深度土壤 CO₂ 通量. 生态学报, **31**(19): 5711-5719.
- 王超, 杨智杰, 陈光水, 等. 2010. 土壤垂直剖面的 CO₂ 通量研究. 亚热带资源与环境学报, **5**(4): 85-92.
- 王妮, 汪涛, 彭书时, 等. 2007. 冬季土壤呼吸: 不可忽视的地气 CO₂ 交换过程. 植物生态学报, **31**(3): 394-402.
- 王秀君, 章海波, 韩广轩. 2016. 中国海岸带及近海碳循环与蓝碳潜力. 中国科学院院刊, **31**(10): 1218-1225.
- 吴静, 陈书涛, 胡正华, 等. 2015. 不同温度下的土壤微生物呼吸及其与水溶性有机碳和转化酶的关系. 环境科学, **36**(4): 1497-1506.
- 薛晶月. 2015. 若尔盖高寒湿地土壤有机质分解对温度变化的响应(硕士学位论文). 成都: 四川农业大学.
- 杨利琼, 韩广轩, 于君宝, 等. 2013. 黄河三角洲芦苇湿地生长季净生态系统 CO₂ 交换及其环境调控机制. 应用生态学报, **24**(9): 2415-2422.
- 易志刚, 蚁伟民, 丁明懋, 等. 2006. 鼎湖山自然保护区土壤有机碳、微生物生物量碳和土壤 CO₂ 浓度垂直分布. 生态环境, **15**(3): 611-615.
- 张春林, 赵景波, 杨晓东. 2008. 草地不同深度土壤 CO₂ 浓度变化特征研究. 陕西师范大学学报: 自然科学版, **36**(6): 90-95.
- 赵志敏, 赵成义, 于波, 等. 2011. 基于 GMP222 连续测定土壤剖面 CO₂ 浓度的干旱区棉田土壤呼吸研究// 全国农业环境科学学术研讨会.
- Bao X, Zhu X, Chang X, et al. 2016. Effects of soil temperature and moisture on soil respiration on the Tibetan Plateau. *PLoS One*, **11**: e0165212.
- Bekele A, Kellman L, Beltrami H. 2007. Soil Profile CO₂ concentrations in forested and clear cut sites in Nova Scotia, Canada. *Forest Ecology and Management*, **242**: 587-597.
- Fang C, Moncrieff JB. 2001. The dependence of soil CO₂ efflux on temperature. *Soil Biology & Biochemistry*, **33**: 155-165.
- Fierer N, Chadwick OA, Trumbore SE. 2005. Production of CO₂ in soil profiles of a California annual grassland. *Ecosystems*, **8**: 412-429.
- Huang L, Zhang Z, Li X. 2014. Soil CO₂ concentration in biological soil crusts and its driving factors in a revegetated area of the Tengger Desert, Northern China. *Environmental Earth Sciences*, **72**: 767-777.
- Islam MR, Chakma A. 1993. Storage and utilization of CO₂ in petroleum reservoirs: A simulation study. *Energy Conversion and Management*, **34**: 1205-1212.
- Jassal R, Black A, Novak M, et al. 2005. Relationship between soil CO₂ concentrations and forest-floor CO₂ effluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, **130**: 176-192.
- Jenkinson DS, Adams DE, Wild A. 1991. Model estimates of CO₂ emissions from soil in response to global warming. *Nature*, **351**: 304-306.
- Jones HG. 2015. The ecology of snow-covered systems: A brief overview of nutrient cycling and life in the cold. *Hydrological Processes*, **13**: 2135-2147.
- Kelting DL, Burger JA, Edwards GS. 1998. Estimating root respiration, microbial respiration in the rhizosphere, and root-free soil respiration in forest soils. *Soil Biology & Biochemistry*, **30**: 961-968.
- Li Z, Wang X, Zhang R, et al. 2011. Contrasting diurnal variations in soil organic carbon decomposition and root respiration due to a hysteresis effect with soil temperature in a *Gossypium* (cotton) plantation. *Plant and Soil*, **343**: 347-355.
- Luo Y, Wan S, Hui D, et al. 2001. Acclimatization of soil respiration to warming in a tall grass prairie. *Nature*, **413**: 622-625.
- Luo Y, Zhou X. 2006. Soil Respiration and the Environment. London: Academic Press: 257-305.
- Moldrup P, Deepagoda TKKC, Hamamoto S, et al. 2013. Structure-dependent water-induced linear reduction model for predicting gas diffusivity and tortuosity in repacked and intact soil. *Vadose Zone Journal*, **12**: 5823-5856.
- Niu S, Luo Y, Fei S, et al. 2011. Seasonal hysteresis of net ecosystem exchange in response to temperature change: Patterns and causes. *Global Change Biology*, **17**: 3102-3114.
- Phillips CL, Nickerson N, Risk D, et al. 2015. Interpreting diel hysteresis between soil respiration and temperature. *Global Change Biology*, **17**: 515-527.
- Raich JW, Schlesinger WH. 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus Series B: Chemical & Physical Meteorology*, **44**: 81-99.
- Schlesinger WH, Andrews JA. 2000. Soil respiration and the global carbon cycle. *Biogeochemistry*, **48**: 7-20.
- Shu KL, Chen D, Norton R, et al. 2013. The effect of elevated atmospheric carbon dioxide concentration on the contribution of residual legume and fertilizer nitrogen to a subsequent wheat crop. *Plant and Soil*, **364**: 81-91.
- Smith LC, Macdonald GM, Velichko AA, et al. 2004. Siberian peatlands a net carbon sink and global methane source since the early Holocene. *Science*, **303**: 353-356.
- Song W, Chen S, Zhou Y, et al. 2015. Contrasting diel hysteresis between soil autotrophic and heterotrophic respiration in a desert ecosystem under different rainfall scenarios. *Scientific Reports*, **5**: 16779.
- Sotomayor D, Rice CW. 1999. Soil air carbon dioxide and nitrous oxide concentrations in profiles under tallgrass prairie and cultivation. *Journal of Environmental Quality*, **28**: 784-793.

- Trumbore S. 2006. Carbon respired by terrestrial ecosystems: Recent progress and challenges. *Global Change Biology*, **12**: 141–153.
- Wan S, Norby RJ, Ledford J, et al. 2007. Responses of soil respiration to elevated CO₂, air warming, and changing soil water availability in a model old-field grassland. *Global Change Biology*, **13**: 2411–2424.
- Wang X, Liu L, Piao S, et al. 2014. Soil respiration under climate warming: Differential response of heterotrophic and autotrophic respiration. *Global Change Biology*, **20**: 3229–3237.
- Wu X, Yao Z, Brüggemann N, et al. 2010. Effects of soil moisture and temperature on CO₂ and CH₄ soil atmosphere exchange of various land use/cover types in a semi-arid grassland in Inner Mongolia, China. *Soil Biology and Biochemistry*, **42**: 773–787.
- Zhou T, Shi P, Hui D, et al. 2009. Global pattern of temperature sensitivity of soil heterotrophic respiration (Q_{10}) and its implications for carbon-climate feedback. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, **114**: G02016.
-
- 作者简介 王先鹤,男,1993年生,硕士研究生。E-mail: Wangxianhe2013@163.com
责任编辑 魏中青
-