

李彦沛, 黄俊翔, 岳泓宇, 等. 降水和冻融循环对大兴安岭沼泽湿地温室气体交换的影响[J]. 农业环境科学学报, 2019, 38(10): 2420–2428.

LI Yan-pei, HUANG Jun-xiang, YUE Hong-yu, et al. Effects of precipitation and soil freeze-thaw cycles on greenhouse gas exchanges in a permafrost swamp of the Great Hing'an Mountains, China[J]. *Journal of Agro-Environment Science*, 2019, 38(10): 2420–2428.

降水和冻融循环对大兴安岭沼泽湿地 温室气体交换的影响

李彦沛^{1,2}, 黄俊翔^{2,4}, 岳泓宇^{2,3}, 刘春岩^{2*}, 江长胜¹, 郑循华^{2,3}

(1. 西南大学资源环境学院, 重庆 400716; 2. 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029; 3. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049; 4. 成都信息工程大学大气科学学院, 成都 610225)

摘要:以大兴安岭北坡沼泽湿地为研究对象,通过采集原状土柱、实验室内模拟降水年际变化(R80和R130:80 mm和130 mm降水处理)和春季土壤冻融循环过程(培养温度:−15~5、−10~10℃和−5~15℃),评估降水和冻融对该沼泽湿地冻融期二氧化碳(CO₂)、甲烷(CH₄)和氧化亚氮(N₂O)交换及温室气体净收支的影响。结果表明,相对于R80处理,R130处理减少CO₂排放($P<0.05$)、促进N₂O($P<0.05$)和CH₄排放,冻融期生态系统总呼吸主导温室气体净收支,148 d培养期R80和R130处理温室气体净收支分别为 $2\,955.8\pm258.9\text{ kg CO}_2\text{-eq}\cdot\text{hm}^{-2}$ 和 $1\,951.1\pm317.3\text{ kg CO}_2\text{-eq}\cdot\text{hm}^{-2}$,因此,丰沛降雨有利于减少冻融期该沼泽湿地对气候变化的正反馈效应。R80处理代表的常规降水条件下,冻融期CH₄和N₂O交换对该沼泽湿地温室气体净收支的贡献可忽略不计;R130处理代表的丰沛降水条件下,土壤冻融会激发N₂O排放,使该沼泽湿地在冻融期表现为强N₂O排放特征。未来对沼泽湿地土壤冻融和综合温室效应评估应特别关注降水量年际变异的影响。

关键词:多年冻土;沼泽湿地;降水;氧化亚氮;温室气体净收支

中图分类号:X511 文献标志码:A 文章编号:1672-2043(2019)10-2420-09 doi:10.11654/jaes.2019-0455

Effects of precipitation and soil freeze-thaw cycles on greenhouse gas exchanges in a permafrost swamp of the Great Hing'an Mountains, China

LI Yan-pei^{1,2}, HUANG Jun-xiang^{2,4}, YUE Hong-yu^{2,3}, LIU Chun-yan^{2*}, JIANG Chang-sheng¹, ZHENG Xun-hua^{2,3}

(1. College of Resources and Environment, Southwest University, Chongqing 400716, China; 2. State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 3. College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 4. School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

Abstract: Permafrost in China is mainly distributed in the Qinghai-Tibetan Plateau and Northeast China. Swamps are one of the most typical ecosystems in permafrost regions of the Great Hing'an Mountains. Soil freeze-thaw as a common natural phenomenon may greatly influence greenhouse gas exchanges in the permafrost swamps. In this study, we took intact soil cores from a typical swamp in the Great Hing'an Mountains and evaluated the effects of precipitation and soil freeze-thaw cycles on greenhouse gas fluxes and net greenhouse gas budgets (NGHGBs) through simulation experiments in laboratory. The treatment with 130 mm rainfall (hereafter referred to as R130) decreased carbon dioxide (CO₂) emissions ($P<0.05$), and increased nitrous oxide (N₂O, $P<0.05$) and methane (CH₄) emissions compared with the treatment with 80 mm rainfall (hereafter referred to as R80). The ecosystem respiration dominated NGHGBs and hence, the swamp had positive radiation forcing effects during the freeze-thaw period. The NGHGBs during the incubation period of 148 d were $2\,955.8\pm258.9$

收稿日期: 2019-04-24 录用日期: 2019-05-28

作者简介: 李彦沛(1993—),男,天津人,硕士研究生,主要研究方向为大气物理学与大气环境。E-mail: 335999510@qq.com

*通信作者: 刘春岩 E-mail: lcy@post.iap.ac.cn

基金项目: 国家自然科学基金国际(地区)合作与交流项目(41861134029)

Project supported: The Funds for International Cooperation and Exchange of the National Natural Science Foundation of China(41861134029)

kg CO₂-eq·hm⁻² and 1 951.1±317.3 kg CO₂-eq·hm⁻² in the R80 and R130 treatments, respectively, which indicated that abundant precipitation was beneficial to mitigate the positive feedback of greenhouse gas emissions during the freeze-thaw period on climate change. The contributions of CH₄ and N₂O exchanges on the NGHGBs during the freeze-thaw period were negligible in the R80 treatment. However, soil freeze-thaw stimulated N₂O emissions from the permafrost swamp in the R130 treatment. The studies on freeze-thaw-induced N₂O emissions and NGHGBs in permafrost swamps should consider the effects of inter-annual variations of precipitation on greenhouse gas exchanges.

Keywords: permafrost; swamp; precipitation; nitrous oxide; net greenhouse gas budget

二氧化碳(CO₂)、甲烷(CH₄)和氧化亚氮(N₂O)是地球大气中主要的温室气体,近一个多世纪以来,人类活动导致其浓度快速上升,加剧了全球变暖,因此,CO₂、CH₄和N₂O成为《京都议定书》中主要管控的温室气体,《联合国气候变化框架公约》明确要求所有缔约方提供其各种排放源和吸收汇的国家清单^[1]。陆地生态系统是温室气体重要的排放源或吸收汇^[2]。湿地是地球上生物种类丰富、生产力较高的生态系统,长期淹水的厌氧环境导致有机质积累,使湿地成为重要的CO₂吸收汇^[3]。受人类活动和气候变化的双重影响,湿地作为碳汇的功能逐渐被削弱,有机质加速分解释放大量的CH₄和N₂O到大气中,使其成为温室气体特别是大气CH₄的重要排放源^[4]。

我国湿地类型多样,其中沼泽湿地分布最为广泛,主要分布于大小兴安岭、三江平原和若尔盖高原等地。在青藏高原东缘和三江平原开展的沼泽湿地交换通量观测表明,其CH₄排放强度大、时空变异性强、受气候和人类活动(增温、氮沉降、湿地水位、冻土类型等)影响剧烈^[5-7]。尽管地表长期处于淹水状态,但沼泽湿地仍表现为大气N₂O排放源,全球变化如增温和氮沉降显著促进沼泽湿地N₂O排放^[8-10]。以往对于沼泽湿地交换通量的研究多集中于生长季和少数研究地点,并且缺少多种温室气体交换通量的协同观测及综合辐射强迫效应评估,大小兴安岭作为沼泽湿地的主要分布区之一,在该区域开展的温室气体交换通量观测研究仍相对有限^[5,9-10]。温室气体净收支状况能够表征陆地-大气界面气体交换过程的综合辐射强迫效应,在农田和草地生态系统中已广泛开展了温室气体净收支状况的评估^[11-12],而湿地生态系统上的类似研究仍待加强。

多年冻土占北半球陆地面积的1/4^[13],在我国主要分布于青藏高原和东北地区,面积约1.7×10⁶ km²^[14]。随着全球变暖,多年冻土面积减少、活动层深度增加导致土壤有机碳氮以CO₂、CH₄和N₂O形式

排放到大气中,对全球气候变化产生正向反馈^[5,9]。土壤冻融循环是多年冻土区春初发生的典型自然现象,越来越多的研究发现冻融过程加速土壤碳氮转化、加剧自然生态系统温室气体排放^[15-17]。目前,因极寒温度的限制,多年冻土区土壤冻融过程对陆地生态系统温室气体净交换的影响研究仍然缺乏。

春初冻融期为冻土及植被最为敏感的时期,为避免野外观测干扰造成冻土融化,改变土壤碳氮循环过程,本研究在大兴安岭北坡多年冻土区沼泽湿地采集大型土柱,以原状土柱培养实验替代野外原位观测,实验室模拟80 mm和130 mm降水处理,开展3次冻融循环模拟实验,以评估冻融循环过程对该沼泽湿地CO₂、CH₄和N₂O净交换过程的影响,定量冻融期沼泽湿地温室气体净收支状况并探究降水年际变化对冻融效应和温室气体净收支的影响。

1 材料与方法

1.1 研究地点概况

采样地点(122°55′21″E, 52°58′17″N, 平均海拔500 m)位于黑龙江省大兴安岭地区漠河县境内,距离漠河县图强林业局直线距离8.4 km。样地分布于府库奇河的河谷,地势平坦,下层土壤为永冻土,活动层深度8月下旬可达80~100 cm,因排水不畅水分滞留在地表,形成沼泽湿地。1987年大兴安岭“五·六”火灾过后植被自然恢复,20世纪90年代图强林业局曾挖掘排水渠,试图排水造林,但未获成功,其余无人管理活动。该地土壤类型为沼泽土,厚度20~80 cm。研究区域属寒温带大陆性季风气候,6—8月为无霜期,1980—2016年,年均气温-3.8℃,年均降水量458 mm(中国气象网, <http://data.cma.cn/>)。样地主要优势种包括常绿灌木细叶杜香(*Ledum palustre*)、落叶灌木柴桦(*Betula fruticosa*)、笃斯越橘(*Vaccinium uliginosum*)以及多年生草本植物羊胡子草(*Eriophorum vaginatum*)。

1.2 培养实验设计

2017年10月5日土壤结冻前,使用金属磨具和聚氯乙烯管(内径16 cm,高度60 cm)在研究样地采集4组原状土柱样品,每组包含2个配对土柱(直径16 cm,高度43 cm),原状土柱的采集深度为研究样地春季所能达到的最大融深。土柱采集完毕后,放置原地(约2周时间)待土壤全部冻结后,将土柱上下口密封并做隔热包装,空运回北京实验室,-20℃保存至次年3月冻融培养实验开始。

2018年3月中旬,研究区域土壤开始解冻,实验室内原状土柱培养实验开始,首先对聚氯乙烯管进行再次密封并在其外部包裹约3 cm厚的绝热材料,目的是确保聚氯乙烯管的气密性,并使土柱和培养环境空气的能量交换主要发生在土壤表面而非整个土体,以模拟自然环境条件下土壤-大气能量传递过程。1980—2016年,11月至次年4月土壤冻结期的降水(雪)量为34~133 mm,平均值为81 mm,因此,培养实验设置两个降水梯度,即80 mm和130 mm处理(R80和R130),分别模拟常规和丰雨年份冻结期的降水量。模拟降水含氯离子、硝酸盐(NO_3^-)和硫酸盐 0.636 、 $0.247 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 和 $0.843 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$,含钾、钠和钙阳离子 0.538 、 $1.992 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 和 $16.784 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ [18]。配比后的模拟雨水冻结成冰粒后加入到聚氯乙烯管顶部空间,每组配对土柱样品分别分配到R80和R130处理,每个处理包含4个空间重复土柱,培养期聚氯乙烯管顶口封有聚四氟乙烯微孔滤膜,透气同时减少水分蒸发。此外,每周2次称量土柱质量,并通过补充降水的方式维持土柱质量和土壤含水量恒定。2个处理全培养期共经历3次冻融循环过程,3次冻融循环的培养温度范围分别为-15~5、-10~10℃和-5~15℃,该温度变化模拟了研究区域春初空气温度的变幅范围和趋势,培养实验以5℃为间隔改变恒温培养箱的温度,每个温度梯度的培养时间不少于5 d。

1.3 交换通量观测

本研究采用静态暗箱原理测定陆地-大气界面 CH_4 、 CO_2 和 N_2O 交换通量[17,19],全培养期观测频率为每1~2 d 1次。每个培养温度通量测定天数 ≥ 5 ,若出现排放或吸收峰值,通量观测持续至排放或吸收峰回落为止。通量观测期间,取下聚氯乙烯管顶口的聚四氟乙烯微孔滤膜,加装聚氯乙烯顶盖并旋紧,使用橡胶条密封顶盖和聚氯乙烯管的结合部。第一针样品采集本底空气,之后间隔15 min采集一次聚氯乙烯管顶部空间气体样品,共采集5次。聚氯乙烯顶盖安装

有进气和出气口,使用注射器从出气口采集10 mL气体样品,同时从进气口注入10 mL合成空气以维持聚氯乙烯管顶部空间大气压力稳定。全部样品采集完毕后,取下顶盖、重新封上聚四氟乙烯微孔滤膜。气相色谱(Agilent 7890A, Santa Clara, USA)分析方法测定气体样品中 CH_4 、 CO_2 和 N_2O 浓度 $[c'(t)]$ [20],经公式(1)校正成土柱顶部空间实际浓度值 $[c(t)]$,基于菲克(Fick)定律的指数方程拟合气体浓度随密封时间的变化,采用方程初始时刻斜率计算气体交换通量[21]。

土柱顶部空间实际浓度 $c(t)$ 的计算公式如下:

$$c(t) = \frac{c'(t) \cdot (v + 10)}{v} \quad (1)$$

式中: $c'(t)$ 为气相色谱测定的 CH_4 、 CO_2 或 N_2O 浓度, $\text{nmol} \cdot \text{mol}^{-1}$ 或 $\mu\text{mol} \cdot \text{mol}^{-1}$;10为注射器采集气体样品的体积,mL; v 为聚氯乙烯管顶部空间体积,随土壤冻融过程在1608~3418 mL发生变化。

基于菲克定律的气体浓度与采样时间的拟合方程[21]:

$$c(t) = c_{\max} - (c_{\max} - c_0) \cdot e^{-k \cdot t} \quad (2)$$

式中: c_0 、 $c_{\max}$ 和 k 为拟合参数, c_0 和 $c_{\max}$ 分别代表聚氯乙烯管密封开始时刻 CH_4 、 CO_2 或 N_2O 浓度及顶部空间能够积累的最大浓度, k 为速率常数; t 为聚氯乙烯管密封时间,min。

初始时刻($t=0$)气体浓度变化速率($dc/dt_{t=0}$)计算公式为:

$$dc/dt_{t=0} = (C_{\max} - C_0) \cdot k \quad (3)$$

CH_4 、 CO_2 和 N_2O 交换通量的检测下限值分别为 $\pm 4.6 \mu\text{g CH}_4 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 、 $\pm 2.5 \text{ mg CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 和 $\pm 2.3 \mu\text{g N}_2\text{O} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ (箱高17 cm,密闭测量时间60 min, CH_4 、 CO_2 和 N_2O 测量精度分别为 $19.0 \text{ nmol} \cdot \text{mol}^{-1}$ CH_4 、 $3700.0 \text{ nmol} \cdot \text{mol}^{-1}$ CO_2 和 $3.5 \text{ nmol} \cdot \text{mol}^{-1}$ N_2O) [17]。每个处理的通量为4个空间重复土柱通量的平均值(单位分别为 $\mu\text{g CH}_4 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 、 $\text{mg CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 和 $\mu\text{g N}_2\text{O} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)。在计算累积交换通量时,缺测日通量由前后两个观测日通量的平均值代替,处理的累积通量值为4个空间重复土柱累积交换通量的平均值。

1.4 土壤理化性质测量

2017年10月5日在培养实验采集大型原状土柱(直径16 cm,高度43 cm)同时,使用土钻原位采集0~20 cm和20~40 cm土壤,少部分土壤去根、过2 mm筛后,称量8个25 g土壤样品放置于250 mL三角瓶中,其中4个三角瓶内加入100 mL $1 \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$ 的氯化钾溶液,经振荡、定性滤纸过滤后测定土壤铵盐(NH_4^+)和

NO₃含量,另4个三角瓶中加入去离子水,振荡、离心、0.45 μm 聚醚砜膜过滤后测定土壤可溶性有机碳(DOC)含量^[22]。剩余大部分土壤去根后混合风干,采用马尔文激光粒子分析法测定土壤质地,水土比2.5:1测定土壤pH,重铬酸钾容量-外加热法和凯氏定氮法分别测定有机碳(SOC)和总氮(TN)含量。2018年6月原状土柱培养结束后,每个土柱分两层(0~20 cm和20~40 cm)测定土壤容重(环刀称重法)、体积含水量(环刀称重法)、NH₄⁺、NO₃⁻和DOC含量。

1.5 数据处理与统计分析

温室气体净收支(NGHGBs)被广泛用于评估陆地生态系统温室气体交换过程的综合辐射强迫效应,其计算公式如下^[11-12]:

$$NGHGBs = NEE + F_{CH_4} \cdot GWP_{CH_4} + F_{N_2O} \cdot GWP_{N_2O} \quad (4)$$

式中:NGHGBs代表温室气体净收支,kg CO₂-eq·hm⁻²·period⁻¹;NEE为累积生态系统CO₂净交换通量,kg CO₂·hm⁻²·period⁻¹,1 kg CO₂·hm⁻²·period⁻¹=1 kg CO₂-eq·hm⁻²·period⁻¹;F_{CH₄}和F_{N₂O}分别代表累积CH₄和N₂O交换通量,正值负值分别代表生态系统排放和吸收温室气体,kg CH₄·hm⁻²·period⁻¹和kg N₂O·hm⁻²·period⁻¹;GWP_{CH₄}和GWP_{N₂O}分别代表百年时间尺度CH₄和N₂O的全球增温潜势值,GWP_{CH₄}=34 kg CO₂-eq·kg⁻¹ CH₄,GWP_{N₂O}=298 kg CO₂-eq·kg⁻¹ N₂O^[23]。其中,

$$NEE = ER - GPP \quad (5)$$

式中:ER代表累积生态系统总呼吸速率,kg CO₂·hm⁻²·period⁻¹;GPP为总初级生产力,kg CO₂·hm⁻²·period⁻¹。本研究采集的原状土柱表层有苔藓、草本植物和少量高度小于15 cm的低矮灌丛,冻融期(每年3—4月)这些植物尚未萌发,GPP可忽略不计,因此,

$$NEE = ER \quad (6)$$

将方程(6)代入方程(4),可得:

$$NGHGBs = ER + F_{CH_4} \cdot GWP_{CH_4} + F_{N_2O} \cdot GWP_{N_2O} \quad (7)$$

本文采用重复设计的方差分析方法检验处理间通量差异;采用两个独立样本的非参数检验方法验证冻融循环过程之间通量差异以及处理间和土层间土壤理化性质差异;采用非线性回归方程拟合培养温度与通量的相关关系,回归系数显著检验采用F检验。以上统计数据分析 and 图形制作使用SPSS 19.0(SPSS Inc., Chicago, USA)和Origin 8.0(Origin Lab Corporation, USA)软件。

2 结果与分析

2.1 土壤属性

研究样地土壤为粉砂质壤土,粉粒含量接近

60%,0~20 cm表层至20~40 cm深层土壤质地、无机氮和DOC含量差异不显著,SOC和TN含量呈现减少趋势($P < 0.05$),pH则呈增加的趋势($P < 0.05$,表1)。处理间土壤容重和NO₃含量差异不显著,R130处理土壤体积含水量、NH₄⁺和DOC含量显著高于R80处理($P < 0.05$,表1)。两处理0~20 cm表层至20~40 cm深层土壤体积含水量大幅降低($P < 0.05$),NH₄⁺和DOC含量在两处理间表现出截然相反的变化趋势,R80处理随着土壤深度增加NH₄⁺和DOC含量减少,R130处理随着土壤深度增加NH₄⁺和DOC含量增加($P < 0.05$,表1)。

3个冻融循环的温度范围逐渐升高,每个冻融循环以5℃为间隔,共包含5个温度梯度,每个温度梯度的培养时间不少于5 d,若CH₄、CO₂或N₂O交换通量出现持续增加或减少的趋势,该温度梯度的培养期则延长至该趋势消失为止,因此,第一、二、三个冻融循环培养周期分别为37、53、58 d(图1a)。培养温度小于0℃,土壤处于冻结状况;0℃培养时,土壤开始融化,R80处理土壤融深增加的速度早于和快于R130处理,前者需要6~11 d,后者需要9~12 d达到最大融深(图1b)。

2.2 CH₄、CO₂、N₂O小时和累积交换通量

R80处理CH₄通量的变化范围-18.5~10.8 μg CH₄·m⁻²·h⁻¹(图1c),第一、二、三个冻融循环累积交换通量分别为-0.04±0.004、-0.09±0.02、-0.02±0.02 kg CH₄·hm⁻²(平均值±标准误差,图1d和表2),冻融循环次数对累积吸收通量无显著影响,148 d全培养期累积吸收通量-0.15±0.03 kg CH₄·hm⁻²,表现为弱吸收汇特征。第三个冻融循环,培养温度由10℃升高至15℃时,R80处理由弱CH₄吸收汇变成弱排放源(10℃和15℃培养条件的平均值分别为-7.6±1.2、5.3±0.9 μg CH₄·m⁻²·h⁻¹)。R130处理CH₄通量的变化范围-21.4~127.3 μg CH₄·m⁻²·h⁻¹(图1c),第一和第二个冻融循环累积通量分别为-0.03±0.01 kg CH₄·hm⁻²和-0.08±0.02 kg CH₄·hm⁻²,均表现为弱吸收汇,第三个冻融循环累积通量0.42±0.41 kg CH₄·hm⁻²,表现出较强排放源特征,但是,随着排放强度的增加,通量的空间变异性增强(图1c和图1d),因此,3个冻融循环过程间CH₄交换通量的差异不显著。第三个冻融循环培养温度由5℃升高至10℃时,R130处理由弱吸收汇变成弱排放源,培养温度升高至15℃时,成为较强排放源,5、10℃和15℃培养条件的平均值分别为-7.2±1.9、2.1±1.4、54.8±7.6 μg CH₄·m⁻²·h⁻¹。

相对于R80处理(1.5~238.4 mg CO₂·m⁻²·h⁻¹),

表1 土壤剖面理化性质
Table 1 Soil properties at the depths of 0~20 and 20~40 cm

土壤性质 Soil property		土层深度 Soil depth	
		0~20 cm	20~40 cm
土壤冻结前 Before soil freezing			
质地 Soil texture/%	砂粒 Sand(0.05~2 mm)	32.1(0.3)	33.7(1.4)
	粉粒 Silt(0.002~0.05 mm)	59.3(0.8)	59.9(1.0)
	黏粒 Clay(<0.002 mm)	8.6(0.5)	6.4(0.3)
有机碳 SOC/g C·kg ⁻¹ dry soil		37.0(0.5)*	31.9(2.6)*
全氮 TN/g N·kg ⁻¹ dry soil		2.0(0.02)*	1.7(0.05)*
pH(H ₂ O)		5.2(0.3)*	5.8(0.2)*
硝态氮含量 NO ₃ ⁻ content/mg N·kg ⁻¹ dry soil		0.2(0.1)	0.1(0.01)
铵态氮含量 NH ₄ ⁺ content/ mg N·kg ⁻¹ dry soil		1.6(0.1)	1.2(0.1)
可溶性有机碳含量 DOC content/ mg C·kg ⁻¹ dry soil		184.2(11.4)	159.4(9.4)
冻融循环结束后 After the freeze-thaw cycles			
处理		R80	R130
容重 Bulk density/g·cm ⁻³		1.11(0.06)	1.10(0.02)
体积含水量 Volumetric water content/%		42.8(1.0)#	63.6(0.9)#
硝态氮含量 NO ₃ ⁻ content/mg N·kg ⁻¹ dry soil		0.4(0.1)	0.2(0.1)
铵态氮含量 NH ₄ ⁺ content/ mg N·kg ⁻¹ dry soil		3.3(0.1)#,*	10.8(0.1)#,*
可溶性有机碳含量 DOC content/ mg C·kg ⁻¹ dry soil		63.7(0.9)#,*	78.0(1.1)#,*

注:*表示土层间显著性差异($P<0.05$);#表示处理间显著性差异($P<0.05$);括号内的值为4个空间重复的标准误差。下同。

Note:* indicates significant differences between soil depths at the 0.05 level;# indicates significant differences between treatments at the 0.05 level; the values in parentheses indicate the standard error of four spatial replicates. The same below.

R130处理CO₂通量随培养温度的变化表现出较小的变幅范围(6.6~144.2 mg CO₂·m⁻²·h⁻¹, $P<0.05$,图1e),随着每个冻融循环培养温度和培养天数的增加,两个处理第一至第三个冻融循环CO₂累积排放通量逐渐增加,全培养期R80和R130处理累积排放通量分别为2 957.6±258.5 kg CO₂·hm⁻²和1 818.9±315.0 kg CO₂·hm⁻²($P<0.05$,图1f和表2)。培养温度和CO₂平均排放通量呈指数正相关($P<0.001$,图2),R80和R130处理CO₂排放通量的温度敏感性系数 Q_{10} 分别为2.2和2.1(Q_{10} :温度升高10℃,CO₂排放通量增加的倍数)。

相对于R80处理,R130处理N₂O通量表现出更大的变幅范围(图1g)。第一个冻融循环,R80处理先于R130处理出现N₂O排放峰,但R80处理最大峰值(27.1 μg N₂O·m⁻²·h⁻¹)较R130处理峰值低一个数量级(319.7 μg N₂O·m⁻²·h⁻¹, $P<0.05$)。第二个冻融循环,仅R130处理出现N₂O排放峰,其峰值(94.4 μg N₂O·m⁻²·h⁻¹)约为第一个冻融循环排放峰值的1/3。第三个冻融循环,两处理均未再出现N₂O排放峰。第一、二个冻融循环N₂O排放峰值主要出现在0℃培养条件下的土壤解冻期,随着冻融循环次数的增加,R130处理N₂O累积排放通量快速下降,全培养期

R130处理累积排放量显著高于R80处理($P<0.05$,表2)。

2.3 温室气体净收支

以百年时间尺度CO₂当量计算,R80和R130处理冻融期温室气体净收支分别为2 955.8±258.9 kg CO₂-eq·hm⁻²和1 951.1±317.3 kg CO₂-eq·hm⁻²,均表现为正辐射强迫效应,全培养期CO₂排放通量主导总的温室气体收支。随着每个冻融循环培养温度和培养天数的增加,CO₂累积排放通量递增,温室气体净收支随之增加(表2)。R80处理CH₄和N₂O通量对温室气体净收支的贡献可忽略不计;R130处理CH₄和N₂O通量对温室气体净收支的贡献随着冻融循环次数的增加逐渐减小(第一个至第三个冻融循环的贡献率分别为19%、5%和2%),全培养期贡献率平均为7%。

3 讨论

3.1 冻融过程对沼泽湿地温室气体交换的影响

对于冻土区生态系统而言,土壤冻融是普遍的自然现象,冬季土壤冻结破坏团粒结构、导致植物根系和微生物死亡^[16],春初积雪融化后,土壤含水量迅速增加,微生物生物量和活性恢复,加之冬季死亡的植

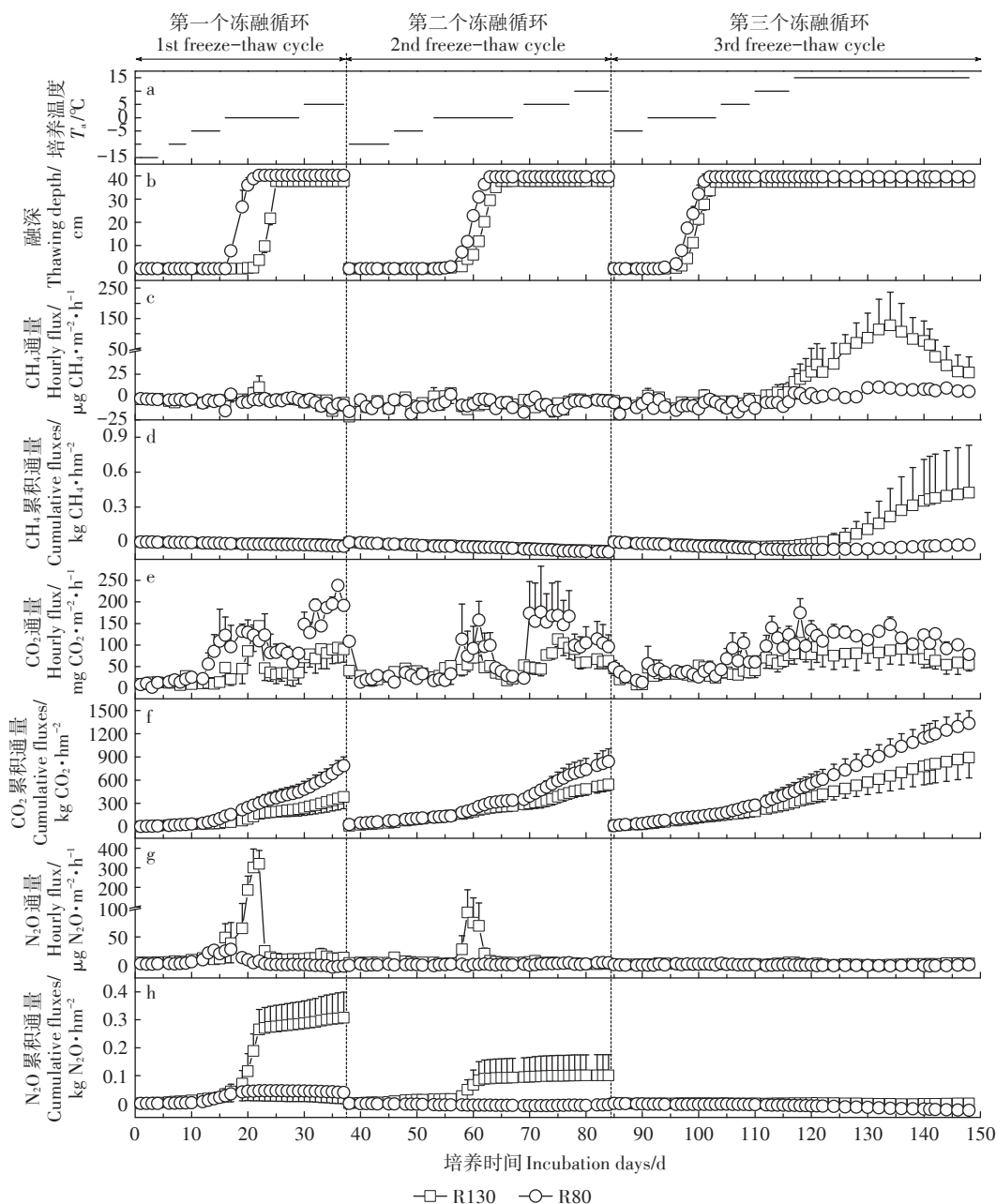


图1 R80和R130处理培养温度、土壤融深及CH₄、CO₂和N₂O通量动态变化

Figure 1 Dynamics of incubation temperatures, thawing depth, hourly and cumulative CH₄, CO₂ and N₂O fluxes at the treatments with 80 mm (R80) and 130 mm rainfall (R130)

物根系和微生物释放速效碳氮底物,冻融期土壤碳氮循环过程包括温室气体交换可能发生显著变化^[16-17]。

本研究沼泽湿地在冻融期主要表现为大气CH₄的吸收汇而非生长季的强排放源特征,冻融期吸收汇强度较生长季排放源强度低3个数量级^[5,24],未见冻融循环过程对CH₄交换通量的明显影响,随着培养温度的逐渐升高,沼泽湿地由CH₄吸收汇转变成排放源。沼泽湿地表现为大气CH₄吸收汇还是排放源取决于土壤CH₄消耗和产生两个过程的平衡,土壤氧化

还原环境、产CH₄菌和CH₄氧化菌的数量及活性决定了这两个过程的主导作用。全培养期土壤湿度保持恒定,因此,土壤氧化还原环境未发生根本变化,那么,随着培养温度的升高,该沼泽湿地由吸收汇变成排放源应主要归因于产CH₄菌群数量和活性的增加,因此,相较于CH₄氧化菌,产CH₄菌对温度升高的响应更加敏感^[25]。然而,在土壤冻结状态即-15~0℃培养条件下,仍观测到明显的CH₄吸收通量(-1.3~-10.7 μg CH₄·m⁻²·h⁻¹),说明在冰点以下微生物氧化大气

CH₄的过程仍可持续发生,相较于产CH₄菌,CH₄氧化菌更耐受低温条件。

冻融期该沼泽湿地植物未萌发,表现为净CO₂排放源。随着冻融循环次数的增加,0℃培养条件下生态系统总呼吸速率逐渐递减(R80: 100.7±6.6、61.5±11.8、38.3±2.4 mg CO₂·m⁻²·h⁻¹, *P*<0.05; R130: 55.5±10.9、44.3±5.5、35.1±2.7 mg CO₂·m⁻²·h⁻¹, *P*<0.05),表明土壤在冬季长期冻结,其团聚体结构遭到破坏、植物根系和微生物大量死亡^[16,26]。在第一个冻融循环,土壤解冻过程速效碳底物释放促进土壤异养呼吸,但随着冻融循环次数增加,这种促进效应逐渐减弱,说明随后第二个和第三个冻融循环短期(5~10 d)土壤冻融过程对底物释放的促进效应十分有限。随着培养温度的逐渐升高,CO₂排放通量即生态系统总呼吸速率指数增加,并遵循 Arrhenius 方程形式,据此方程计算的 *Q*₁₀值为 2.1(R130处理)和 2.2(R80处理),处于自然生态系统土壤呼吸过程对温度敏感性系数值

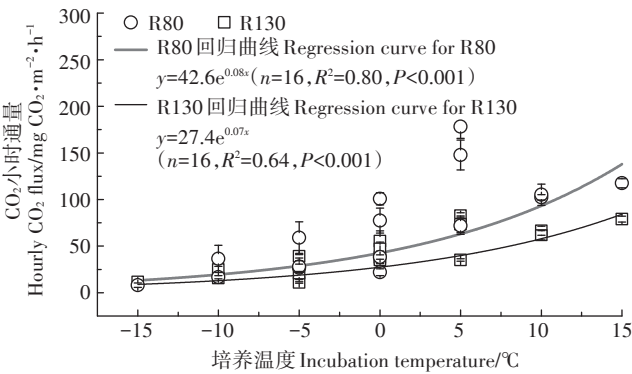


图2 R80和R130处理培养温度与CO₂平均通量的相关关系
Figure 2 Correlations between incubation temperatures and averaged CO₂ fluxes at the treatments with 80 mm(R80) and 130 mm rainfall(R130)

的正常范围(*Q*₁₀为1.3~4.8)^[27]。

全培养期该沼泽湿地总体表现为N₂O排放源,随着冻融循环次数的增加,R80处理由弱排放源转变成弱吸收汇,R130处理排放强度大幅递减。自然生态系统一般表现为N₂O排放源,微生物硝化和反硝化过程主导土壤中N₂O的产生;但在低无机氮自然生态系统中,会频繁观测到N₂O负通量,其机制是贫氮生态系统极低的NO₃含量使得反硝化微生物以N₂O作为电子受体将其还原为氮气^[28-29]。本研究的沼泽湿地土壤NO₃含量极低,仅为0.1~0.6 mg N·kg⁻¹干土,属于典型贫氮或氮周转紧密的生态系统,加之极高的土壤水分含量,存在反硝化过程还原N₂O导致负通量的可能^[29]。此外,除0℃培养条件下的土壤解冻期外,大多数N₂O交换通量都处于观测系统检测下限值附近(±2.3 μg N₂O·m⁻²·h⁻¹),仪器噪音也是造成N₂O负通量的可能原因。基于乙炔抑制法、同位素示踪技术和功能基因测定结果一致表明冻融期N₂O产生主要依赖微生物反硝化过程^[30-32];再者,沼泽湿地高土壤水分条件(特别是130 mm降水处理)更加有利于反硝化过程发生,培养期结束时土壤无机氮含量进一步佐证:沼泽湿地冻融期硝化过程受到限制,因而累积较高的NH₄⁺浓度(R130处理NH₄⁺含量为10.8~14.8 mg N·kg⁻¹干土),反硝化过程主导了冻融期N₂O排放,因而消耗NO₃底物导致其极低的浓度(R130处理NO₃含量为0.2~0.6 mg N·kg⁻¹干土)。大多数反硝化微生物为异养生物,反硝化速率依赖于碳氮底物的供应,经过漫长冬季的土壤冻结过程,第一个冻融循环解冻过程碳氮底物释放促进反硝化过程及N₂O产生^[26],因此,R80和R130处理均出现N₂O排放峰;然而,随着冻融循环次数增加,春初短暂的土壤冻结过程(≤10 d)无

表2 R80和R130处理CH₄、CO₂和N₂O累积交换通量及温室气体净收支

Table 2 Cumulative CH₄, CO₂ and N₂O fluxes and net greenhouse gas budgets (NGHGBs) at the treatments with 80 mm and 130 mm rainfall

处理 Treatments	冻融循环 Freeze-thaw cycle	CH ₄ /kg CH ₄ ·hm ⁻²	CO ₂ /kg CO ₂ ·hm ⁻²	N ₂ O/kg N ₂ O·hm ⁻²	NGHGBs/kg CO ₂ -eq·hm ⁻²
R80	循环1	-0.04(0.004)A	786.9(114.2)A,*	0.04(0.04)A,*	797.4(114.8)
	循环2	-0.09(0.02)A	838.8(163.6)A,*	-0.004(0.01)A	834.6(163.6)
	循环3	-0.02(0.02)A	1 331.9(164.4)A,*	-0.02(0.01)B	1 323.7(164.5)
	全培养期	-0.15(0.03)	2 957.6(258.5)*	0.01(0.04)*	2 955.8(258.9)
R130	循环1	-0.03(0.01)A	382.7(152.4)A,*	0.31(0.09)A,*	473.1(154.9)
	循环2	-0.08(0.02)A	544.3(84.1)A,*	0.10(0.07)B	571.7(87.1)
	循环3	0.42(0.41)B	891.9(262.5)A,*	0.000 2(0.01)C	906.3(262.9)
	全培养期	0.31(0.41)	1 818.9(315.0)*	0.41(0.12)*	1 951.1(317.3)

注:*表示处理间差异显著(*P*<0.05);不同大写字母表示各冻融循环间累积交换量差异显著(*P*<0.05)。
Note: * indicates significant differences at the 0.05 level between treatments; Different capital letters indicate significant differences at the *P*<0.05 level between freeze-thaw cycles.

法补充被消耗的碳氮底物,受底物匮乏尤其是低 NO_3^- 含量的限制,随后两个冻融循环过程 N_2O 排放峰大幅降低或消失。

3.2 降水年际变化对冻融效应和温室气体净收支的影响

土壤水分是调控温室气体产生和交换过程的重要环境因子,降水量变化造成土壤含水量的显著差异,由于水具有相对较高的热容量,因此,丰雨年份土壤融化时间要晚于和慢于常规降水年份,这就导致丰雨年份温室气体排放峰的出现时间可能晚于常规降水年份,如本研究R130处理 CO_2 和 N_2O 排放峰出现时间均晚于R80处理,因此,野外原位冻融效应评估在常规降水年份的观测期应早于丰雨年份。丰沛降水使冻融期该沼泽湿地处于淹水状态(R130处理地表水位高度为6.3 cm),气温升高至 15°C 时,沼泽湿地 CH_4 排放即迅速增加,整个冻融期表现为 CH_4 排放源。常规降水年份低水位特征使该沼泽湿地在冻融期表现为大气 CH_4 吸收汇。R80处理代表的常规降水条件下,土壤冻融过程对沼泽湿地 N_2O 排放的影响可忽略不计;R130处理代表的丰沛降水条件下,冻融过程特别是冻融初期速效碳氮底物的释放会激发沼泽湿地 N_2O 排放。以往研究显示该研究区域生长季 N_2O 平均排放通量仅为 $0.41\sim 4.55\ \mu\text{g}\ \text{N}_2\text{O}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ^[9],R130处理148 d全培养期平均排放通量为 $13.1\pm 0.4\ \mu\text{g}\ \text{N}_2\text{O}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$,第一个冻融循环(37 d)平均排放通量高达 $35.8\ \mu\text{g}\ \text{N}_2\text{O}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$,较生长季高出一个数量级,因此,丰沛降水条件下土壤冻融过程可显著激发该沼泽湿地 N_2O 排放,使春初冻融期成为其周年 N_2O 释放的关键期。未来应加强冻融期观测从而更加准确表征多年冻土区生态系统 N_2O 排放量。

R80处理冻融期 CO_2 累积排放通量为R130处理的1.6倍($P<0.05$),表明丰沛降水增加了土壤含水量、延缓了土壤解冻过程,从而抑制了有机质分解和土壤异养呼吸,因此,丰沛降水有利于沼泽湿地土壤碳库的积累。生态系统总呼吸速率决定了冻融期温室气体净收支状况,丰沛降雨虽然促进了 CH_4 和 N_2O 排放,但总的温室气体净收支仅为常规降水处理的 $2/3$,因此,丰沛降雨有利于减少沼泽湿地温室气体交换过程导致的正辐射强迫效应。降水量显著影响该沼泽湿地冻融期 CH_4 、 N_2O 和 CO_2 交换及温室气体净收支状况,本研究区域降水量较大的年际变幅(1980—2016年为 $287\sim 625\ \text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$)可能导致沼泽湿地温室气体净收支显著的年际差异。

4 结论

(1)降水量的年际变异显著影响冻融期活动层深度及 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 交换通量,相对于R80处理,R130处理降低该沼泽湿地冻融期 CO_2 排放($P<0.05$)、促进其 N_2O ($P<0.05$)和 CH_4 排放。因生态系统总呼吸速率主导温室气体净收支,所以,丰沛降水有利于降低该沼泽湿地温室气体净收支及其正辐射强迫效应。

(2)土壤长期冻结后,解冻过程促进 CO_2 和 N_2O 排放,但促进效应随冻融循环次数增加逐渐减弱。

(3) CO_2 和 CH_4 交换通量表现出对温度的敏感性,随着气温升高,生态系统总呼吸速率指数增加,沼泽湿地则由大气 CH_4 吸收汇转变成排放源。

(4)丰沛降水促进冻融期 N_2O 和 CH_4 排放,使冻融期成为沼泽湿地 N_2O 损失的关键期,准确表征多年冻土区生态系统氮循环过程及其气候效应需特别关注冻融激发效应的年际变异。

参考文献:

- [1] Kuh K F. The law of climate change mitigation: An overview[M]//Della-sala D A, Goldstein M I. Encyclopedia of the Anthropocene. Volume 2: Climate Change, Elsevier Inc., 2018.
- [2] Ciais P, Sabine C, Bala G, et al. Carbon and other biogeochemical cycles[M]//Stocker T F, Qin D, Plattner G-K, et al. Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press, 2013.
- [3] Mitsch W J, Bernal B, Nahlik A M, et al. Wetlands, carbon, and climate change[J]. *Landscape Ecology*, 2013, 28:583–597.
- [4] Matthews E, Fung I. Methane emission from natural wetlands—global distribution, area and environmental characteristics of sources[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1987, 1(1):61–86.
- [5] Sun L, Song C C, Lafleur P M, et al. Wetland-atmosphere methane exchange in northeast China: A comparison of permafrost peatland and freshwater wetlands[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2018, 249: 239–249.
- [6] Zhang H, Yao Z S, Ma L, et al. Annual methane emissions from degraded alpine wetlands in the eastern Tibetan Plateau[J]. *Science of the Total Environment*, 2019, 657: 1323–1333.
- [7] Wei D, Wang X D. Recent climatic changes and wetland expansion turned Tibet into a net CH_4 source[J]. *Climatic Change*, 2017, 144(4): 657–670.
- [8] Song C C, Xu X F, Tian H Q, et al. Ecosystem-atmosphere exchange of CH_4 and N_2O and ecosystem respiration in wetlands in the Sanjiang Plain, Northeastern China[J]. *Global Change Biology*, 2009, 15(3):692–705.

- [9] Cui Q, Song C C, Wang X W, et al. Effects of warming on N_2O fluxes in a boreal peatland of permafrost region, northeast China[J]. *Science of the Total Environment*, 2018, 616/617:427–434.
- [10] Cui Q, Song C C, Wang X W, et al. Rapid N_2O fluxes at high level of nitrate nitrogen addition during freeze–thaw events in boreal peatlands of northeast China[J]. *Atmospheric Environment*, 2016, 135:1–8.
- [11] Soussana J F, Allard V, Pilegaard K, et al. Full accounting of the greenhouse gas (CO_2 , N_2O , CH_4) budget of nine European grassland sites[J]. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 2007, 121(1/2):121–134.
- [12] Liu C Y, Yao Z S, Wang K, et al. Net ecosystem carbon and greenhouse gas budgets in fiber and cereal cropping systems[J]. *Science of the Total Environment*, 2019, 647:895–904.
- [13] Biskaborn B K, Smith S L, Noetzli J, et al. Permafrost is warming at a global scale[J]. *Nature Communications*, 2019, 10:1–11.
- [14] Li X, Cheng G, Jin H, et al. Cryospheric change in China[J]. *Global and Planetary Change*, 2008, 62(3/4):210–218.
- [15] Kim D–G, Vargas R, Bond–Lamberty B, et al. Effects of soil rewetting and thawing on soil gas fluxes: A review of current literature and suggestions for future research[J]. *Biogeosciences*, 2012, 9(7):2459–2483.
- [16] Matzner E, Borken W. Do freeze–thaw events enhance C and N losses from soils of different ecosystems? A review[J]. *European Journal of Soil Science*, 2008, 59(2):274–284.
- [17] Fu Y F, Liu C Y, Lin F, et al. Quantification of year–round methane and nitrous oxide fluxes in a typical alpine shrub meadow on the Qinghai–Tibetan Plateau[J]. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 2018, 255:27–36.
- [18] 刘茜, 满秀玲, 田野宏. 白桦次生林降雨水化学及养分输入特征[J]. 北京林业大学学报, 2015, 37(8):83–89.
LIU Qian, MAN Xiu–ling, TIAN Ye–hong. Hydro–chemical and nutrient importing characteristics of precipitation in secondary *Betula platyphylla* forests in northern Great Xing'an Mountains, northeastern China[J]. *Journal of Beijing Forestry University*, 2015, 37(8):83–89.
- [19] Zhang W, Liu C Y, Zheng X H, et al. The increasing distribution area of zokor mounds weaken greenhouse gas uptakes by alpine meadows in the Qinghai–Tibetan Plateau[J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 2014, 71:105–112.
- [20] Zheng X H, Mei B L, Wang Y H, et al. Quantification of N_2O fluxes from soil–plant systems may be biased by the applied gas chromatograph methodology[J]. *Plant and Soil*, 2008, 311(1/2):211–234.
- [21] Stolk P C, Jacobs C M J, Moors E J, et al. Significant non–linearity in nitrous oxide chamber data and its effect on calculated annual emissions[J]. *Biogeosciences Discussions*, 2009, 6:115–141.
- [22] 林菲, 刘春岩, 胡晓霞, 等. 青藏高原种植饲草农田一氧化氮周年排放特征[J]. 农业环境科学学报, 2019, 38(2):466–475.
LIN Fei, LIU Chun–yan, HU Xiao–xia, et al. Year–round measurements of nitric oxide emissions from a typical forage grass cropland in the Qinghai–Tibetan Plateau, China[J]. *Journal of Agro–Environment Science*, 2019, 38(2):466–475.
- [23] Myhre G, Shindell D, Bréon F–M, et al. Anthropogenic and natural radiative forcing[M]//Stocker T F, Qin D, Plattner G–K, et al. Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press, 2013.
- [24] Yu X Y, Song C C, Sun L, et al. Growing season methane emissions from a permafrost peatland of northeast China: Observations using open–path eddy covariance method[J]. *Atmospheric Environment*, 2017, 153:135–149.
- [25] Fu L, Song T Z, Lu Y H. Snapshot of methanogen sensitivity to temperature in Zoige wetland from Tibetan plateau[J]. *Frontiers in Microbiology*, 2015, 6:131.
- [26] Müller C, Martin M, Stevens R J, et al. Processes leading to N_2O emissions in grassland soil during freezing and thawing[J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 2002, 34(9):1325–1331.
- [27] Zheng Z M, Yu G R, Fu Y L, et al. Temperature sensitivity of soil respiration is affected by prevailing climatic conditions and soil organic carbon content: A trans–China based case study[J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 2009, 41(7):1531–1540.
- [28] Liu C Y, Holst J, Brüggemann N, et al. Effects of irrigation on nitrous oxide, methane and carbon dioxide fluxes in an Inner Mongolian Steppe[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2008, 25(5):748–756.
- [29] Chapuis–Lardy L, Wrage N, Metay A, et al. Soils, a sink for N_2O ? A review[J]. *Global Change Biology*, 2007, 13:1–17.
- [30] Priemé A, Christensen S. Natural perturbations, drying–wetting and freezing–thawing cycles, and the emission of nitrous oxide, carbon dioxide and methane from farmed organic soils[J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 2001, 33(15):2083–2091.
- [31] Mørkved P T, Dörsch P, Henriksen T M, et al. N_2O emissions and product ratios of nitrification and denitrification as affected by freezing and thawing[J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 2006, 38(12):3411–3420.
- [32] Németh D D, Wagner–Riddle C, Dunfield K E. Abundance and gene expression in nitrifier and denitrifier communities associated with a field scale spring thaw N_2O flux event[J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 2014, 73:1–9.