

增温与干旱双重变化对若尔盖泥炭 CH₄排放的影响

韩仕星^{1,2}, 陈允腾¹, 张懿晴^{1,3}, 杨胜勇¹, 王征^{1,2}

(1.河北农业大学 林学院, 河北 保定 071000; 2.河北省城市森林健康技术创新中心,
河北 保定 071000; 3.南京农业大学 资源与环境科学学院, 南京 210000)

摘 要:若尔盖泥炭地经历了长期人为排水,未来又面临着强烈的变暖干旱,会对泥炭地 CH₄排放产生复杂影响。在若尔盖选取了近自然和长期人为排水两种泥炭地类型,采集 1 m 深泥炭柱,采用室内环境控制试验,设定不同的氧气、水分和温度条件,探索这两种典型泥炭地的泥炭 CH₄排放对增温与干旱双重变化的响应差异。结果表明:(1) 由于水位降低和泥炭有机物质质量下降,长期排水泥炭地的中下层泥炭(20—80 cm)CH₄累积排放量显著低于近自然泥炭地。(2) 两种泥炭地的表层和深层泥炭 CH₄排放都对升温不敏感,而中下层泥炭的 CH₄累积排放量从 5℃到 15℃显著增加。(3) 模拟增温 10℃同时干旱水位降低 20 cm 条件下,中层泥炭受到了温度、水分和氧气变化的叠加影响,CH₄排放变化最剧烈。(4) 最终整个 1 m 深泥炭近自然泥炭地高温低水位的 CH₄总排放量为(204.29±15.13) μg/gC,比其低温高水位显著升高 66.43 μg/gC(约 48%);排水泥炭地高温低水位的 CH₄总排放量为(75.64±9.41) μg/gC,比其低温高水位升高 11.95 μg/gC(约 19%)。综上,升温干旱气候会对若尔盖泥炭地的有机碳稳定性造成破坏性影响,会集中导致中层泥炭 CH₄排放的剧烈变化,可能最终使本区域 CH₄排放量显著提高。

关键词:若尔盖; 泥炭地; 排水; 增温; 干旱; CH₄排放

中图分类号:S153.6; X171.1

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2022)05-0391-07

Dual Effects of Warming and Drought on Peat Methane Emissions in Zoige

HAN Shixing^{1,2}, CHEN Yunteng¹, ZHANG Yiqing^{1,3}, YANG Shengyong¹, WANG Zheng^{1,2}

(1.College of Forestry, Hebei Agricultural University, Baoding, Hebei 071000, China;

2.Hebei Urban Forest Health Technology Innovation Center, Baoding, Hebei 071000, China;

3.College of Resources and Environmental Sciences, Nanjing Agricultural University, Nanjing 210000, China)

Abstract: Most of peatland in Zoige region has experienced long term artificial drainage, and will probably face strongly warming and drought climate in the future. These multiple artificial and natural changes may have a complex effect on peat CH₄ emissions. In this study, two typical types of peatlands, near-natural and long-term artificial drained peatlands, were selected in Zoige region. One-meter-deep peat columns were collected from these sites and incubated under indoor environmental conditions. Different oxygen, moisture and temperature conditions were set up to explore the different responses of peat CH₄ emissions to dual effects of warming and drought in these two typical peatlands. The results showed that: (1) accumulated CH₄ emissions of middle and lower layers of peat (20—80 cm) in the drained peatland were significantly lower than those in the near-natural peatland due to the decrease of water table and organic matter quality in the drained peatland; (2) CH₄ emissions of the surface and deep layers of peat in these two types of peatlands were not sensitive to the temperature increase, whereas accumulated CH₄ emissions of the middle and lower layers of peat (20—80 cm) increased significantly from 5℃-incubation to 15℃-incubation; (3) under the simulated 10℃ warming and 20 cm water table decline, middle layer of peat was received triple effects from changes in temperature, water and oxygen, and its CH₄ emissions were changed dramatically; (4) the total CH₄ emission of one-meter-deep peat in near-natural peatland was (204.29±15.13) μg/gC at high temperature and low water level conditions, which was 66.43 μg/gC (about 48%) higher than the emission in original low temper-

收稿日期:2021-06-10

修回日期:2021-08-09

资助项目:国家自然科学基金青年基金(31901167);河北农业大学现代林业学科群项目(XK1008601519);河北农业大学青年才俊人才引进项目(2D201732);河北农业大学大学生创新创业训练计划资助项目(201810086009)

第一作者:韩仕星(2000—),女,河北石家庄市人,本科在读,研究方向:生态恢复。E-mail:2780343963@qq.com

通信作者:王征(1985—),男,河北保定市人,博士,副教授,研究方向:生态恢复。E-mail:wzhwangzheng@126.com

ature and high water level conditions; meanwhile, the total CH_4 emission of one-meter-deep peat in long-term drained peatland was $(75.64 \pm 9.41) \mu\text{g/gC}$ at high temperature and low water level conditions, which was $11.95 \mu\text{g/gC}$ (about 19%) higher than the emission in original low temperature and high water level conditions. Therefore, the warming and drought climate induced by anthropogenic activities would display a destructive impact on the stability of organic carbon in Zoige peatland, which could cause the dramatic change of CH_4 emission in middle layer of peat, and will eventually lead to a significant increase of CH_4 emission in this region in future.

Keywords: Zoige; peatland; drainage; warming; drought; CH_4 emission

北方泥炭地储存了大约 250~450 Pg 的土壤碳,占全球陆地碳库的 16%~30%,其中有机碳大约 250~450 Pg,相当于大气碳储量的 25%~50%^[1-2],其碳分解和温室气体排放对全球碳循环和气候变化有着重大的影响。若尔盖泥炭地位于青藏高原东部,作为世界湿地面积最大的高山湿地分布区,总面积为 4605 km^2 ,积累了大约 2.9 Pg 的泥炭^[3-4]。近几十年剧烈的人类活动,如挖沟排水、过度放牧等,导致泥炭地水位急剧降低和水土流失,大量的泥炭地干旱退化,形成了大面积的荒漠和退化草地^[5-7];同时,近期对泥炭地的保护日益加强,有些排水泥炭地阻断了排水渠,进行了湿地恢复,出现了部分人为排水后恢复的泥炭地;这些人为干扰都强烈改变着泥炭地的碳水溶性流失、分解与排放^[8-11]。尤其,甲烷(CH_4)作为泥炭地排放的主要温室气体之一,温室效应在 100 年跨度内是 CO_2 的 30 多倍,其产生和排放都主要受水位变动的影响^[12-13]。因此,本区域泥炭地人为排水,对原有近自然泥炭地的 CH_4 产生过程和排放强度都会有所改变,可能对本区域温室气体排放和综合温室效应产生深远的影响。

全球气候模型预测,北方泥炭地平均年气温到 21 世纪末将升温 $2 \sim 8^\circ\text{C}$ ^[14];结合水文模型预测发现,由于升温作用,土壤蒸发将会大幅提高,泥炭地可利用水分减少,水位降低^[9,15]。未来泥炭地既变暖又变干的环境条件,对于泥炭地的 CH_4 排放的影响是复杂的,可能产生两个相反的作用。一方面,泥炭地 CH_4 排放对温度变化非常敏感,温度升高可以改变土壤物理化学性质,增强有机碳和微生物的活性,在自然状态下通常促进 CH_4 产生和排放^[1,9,16]。而另一方面,干旱导致水位降低,厌氧层下降, CH_4 产生减少;泥炭上部有氧层增厚, CH_4 氧化过程增强,最终导致 CH_4 排放量降低^[17-19]。然而,目前研究多关注不同深度泥炭 CH_4 排放对单一增温的响应^[20-21],或对单一水位变化的响应^[17,22]。只有很少的研究涉及升温 and 变干的双重影响,Bond-Lamberty 等发现永冻土上部矿质土在温度升高水分降低后 CH_4 排放有所增加,但只关注了这个特定土层 CH_4 排放的变化。

Yang 等关注了升温 and 降雨减少对泥炭柱 CH_4 排放的影响,但无法解释为何单一的升温或降雨减少都增加 CH_4 排放,而两者的综合作用却导致 CH_4 排放降低。可见,变暖变干双重气候变化对泥炭地 CH_4 排放的复杂影响仍有待于进一步研究。若尔盖泥炭地经历了大范围的人为排水退化和水土流失,未来又同样面临着强烈的变暖变干的双重气候变化^[9,15];因此,本研究选取若尔盖原有近自然泥炭地和人为排水退化泥炭地,对比探索这两种典型泥炭地类型的 CH_4 排放对双重气候变化的不同响应,以及对本区域温室气体排放的影响。

1 研究方法

1.1 研究区概况:

若尔盖高原地处素有“世界屋脊”青藏高原的东部边缘,泥炭地位于第四纪强烈隆起区中间的一个相对沉降区,呈现出丘状,由于该区特殊的气候和地势结构,导致常年或季节性积水,土壤多为泥炭沼泽土,泥炭的厚度可达 4.0~5.3 m,从而发育成为大面积的泥炭沼泽湿地,泥炭湿地的面积约为 4 038 km^2 ,是我国现存面积最大的高原泥炭湿地分布区^[4,21]。最具典型的是木里苔草 (*Carex muliensis*) 湿地,主要分布在若尔盖、红原、松潘、阿坝、玛曲等州县,集中的分布在古冰蚀槽谷、黑白河流域的河流阶地、湖滩、伏流与闭流河谷山前冲洪积扇泉水溢出带、古冰蚀台地、新近古河道的边缘地带^[5,7,9]。

本研究取样地位于四川省红原县(北纬 $31^\circ 03' 56''$,东经 $102^\circ 34' 23''$),是若尔盖高原典型泥炭地的一部分,为大陆性高原寒温带季风气候。无明显的四季界线,气候偏冷,春秋较短,长冬无夏,热量低。极端最低气温 -36.0°C ,极端最高气温 26.0°C ,气温日较差平均 16.3°C ,年均日照时数 2 158.7 h;若尔盖高原年平均气温为 $-0.7 \sim 1.1^\circ\text{C}$,多年平均降水量在 650~750 mm,80%集中在 5—8 月;年均降雪日数 76 d^[9,21]。若尔盖泥炭地经过近几十年挖沟排水、过度放牧等,产生了大面积的干旱退化泥炭地;同时,近期对泥炭地的保护

日益重视,有些排水泥炭地阻断了排水渠,进行了湿地恢复。目前,若尔盖逐渐形成了人为排水泥炭地、少量恢复泥炭地和近自然未排水泥炭地等泥炭地类型^[3,7]。

1.2 泥炭样品采集与处理

我们在若尔盖泥炭地选取了两种典型的泥炭地类型,分别为长期人为排水泥炭地与近自然泥炭地(几乎未发生过人为排水)。人为排水泥炭地生长季水位波动范围约为 10~50 cm,近自然泥炭地生长季水位波动范围约为 0~40 cm。每种泥炭地类型分别设置 4 个重复样地,在每个样地用土钻采取 0—10 cm, 10—20 cm, 20—40 cm, 40—60 cm, 60—80 cm 和 80—100 cm 深度的泥炭土样品。泥炭土样品放入带有冰袋的保温箱内取回,在实验室对每个样品快速进行挑根及杂物去除。然后,每个泥炭样品分为两份:一份泥炭样品风干后,研磨过 0.25 mm 网筛,用 Vario EL 元素分析仪测定碳氮含量;一份泥炭样品—18℃低温保存,在两周内进行室内培养试验。

1.3 泥炭培养试验

测定每个泥炭样品含水量,并称取每个样品约 20~30 g 鲜土重泥炭,将其放入 500 ml 的培养瓶内。将所有培养瓶用铝箔纸包裹,以避免样品的光分解。为了模拟未来泥炭地升温变干的双重气候变化对泥炭 CH₄ 排放的影响,本研究模拟了增温 10℃ 和干旱水位降低 20 cm 的环境条件变化。泥炭样品分别在 5℃ 和 15℃ 两种温度环境下培养。为模拟泥炭地实际表层泥炭有氧和下层泥炭淹水厌氧状态对 CH₄ 排放的影响,本研究根据两类泥炭样地水位波动范围以及未来干旱水位下降趋势,将不同深度的泥炭分为两种水分和氧气处理进行室内培养。

(1) 5℃ 和 15℃ 的 20—100 cm 深度的 4 层泥炭样品都进行饱和水厌氧培养:拧紧培养瓶盖后,通过气体阀门,向培养瓶中注入氮气(N₂)冲洗过 0.5 h 的 100 ml 去离子水,使泥炭样品达到饱和水状态;通过两道气体阀门,再将培养瓶内的空气进行 20 分钟的 N₂ 冲洗,使整个培养瓶达到厌氧环境;称重后进行培养。

(2) 另外一组,近自然泥炭地 5℃ 的 0—20 cm 深度和 15℃ 的 0—40 cm 深度的泥炭样品,以及排水泥炭地 5℃ 的 0—40 cm 深度和 15℃ 的 0—60 cm 深度的泥炭样品进行不饱和水有氧培养:将培养瓶中的空气与外界空气充分接触、混合均匀,保持瓶盖半开状态,保证有氧环境;再注入 10 ml 普通去离子水,使泥炭样品达到不饱和水状态;称重后准备进行培养。

各泥炭样品分别在各自处理条件下,预培养 48 h,使微生物适应该处理条件。每种处理下设置 3 个无泥炭样品的空白对照。培养过程中,泥炭的水分状况

通过称重的方法保持稳定;厌氧培养的培养瓶在整个培养过程中保持密封,保证厌氧环境的稳定均一;有氧培养在每次取样完成后和下次取样 24 h 之前,保持培养瓶瓶盖半开状态,以及每天定时完全打开培养瓶轻微晃动换气,保持相对稳定的有氧状况。

气体样品取样:所有处理的泥炭样品均培养 28 d,共取样 8 次,分别为第 1 天、第 3 天、第 5 天、第 8 天、第 12 天、第 16 天、第 21 天和第 28 天。每次取样,将培养瓶轻微晃动,使其中的空气混合均匀后,用针筒通过气体阀门抽取 30 ml 气体样品,注入 20 ml 真空密闭的气体采样瓶内,并在 48 h 内完成气体测定。厌氧培养取样完成后,将与样品同等体积的 N₂ 注入厌氧培养的培养瓶,使其回到取样之前的状态;有氧培养取样完成后,将有氧培养的培养瓶拧开瓶盖,使培养瓶内的气体与外界空气充分接触,并在下次取样的前 24 h 将瓶盖拧上,使其回到密闭培养状态。

使用气相色谱的氢火焰离子化检测器(FID)测定气体样品中甲烷的浓度。

1.4 数据处理

(1) 单位时间的 CH₄ 排放量,基于取样时间点 24 h 泥炭培养瓶甲烷含量与空白对照的差值。接受单位时间的 CH₄ 排放速率为负值,表示该泥炭样品在本次取样表现为甲烷的吸收。每个泥炭样品的 CH₄ 排放速率表示为单位时间的 CH₄ 排放量与该泥炭样品碳含量的比值,单位为 $\mu\text{g}/(\text{gC} \cdot \text{d})$ 。CH₄ 累积排放量为每次取样时,CH₄ 不断叠加的排放量,单位为 $\mu\text{g}/\text{gC}$ 。28 d 培养过程中,CH₄ 的平均排放速率以 8 次取样 CH₄ 排放速率的均值表示,本研究采样两种表示方法:一种为与该泥炭样品碳含量的比值,表明该泥炭样品碳的本身活性固有的 CH₄ 释放特性,单位为 $\mu\text{g}/(\text{gC} \cdot \text{d})$;一种表示为与该泥炭样品干土重的比值,表明泥炭的碳含量和碳活性双重作用的 CH₄ 释放特性;单位为 $\mu\text{g}/(\text{gdw} \cdot \text{d})$ 。

(2) 数据处理采用 SPSS 18.0 软件,使用 One-way ANOVA 进行差异显著性检验。

2 结果与分析

2.1 泥炭碳含量、氮含量以及碳氮比的差异

近自然泥炭地和排水泥炭地的碳氮含量以及碳氮比都随泥炭深度增加,呈逐渐上升趋势(图 1)。但近自然泥炭地的泥炭碳氮含量在 10—20 cm 深度为 (249.70 ± 5.02) , (16.85 ± 0.69) g/kg,比相邻土层分别明显减少约 13.12~31.46, 0.81~1.38 g/kg。排水泥炭地和近自然泥炭地的表层 0—20 cm 和深层 60—100 cm 的碳氮含量无显著差异,而长期排水泥

炭地的泥炭碳氮含量以及碳氮比在 20—60 cm 深度都明显减少。其中,排水泥炭地的泥炭碳含量在 20—40, 40—60 cm 比近自然泥炭地分别显著减少了

64.24, 33.99 g/kg ($p < 0.05$);排水泥炭地的泥炭氮含量在 20—40 cm 为 (15.29 ± 0.62) g/kg, 比近自然泥炭地显著减少了 2.37 g/kg ($p < 0.05$)。

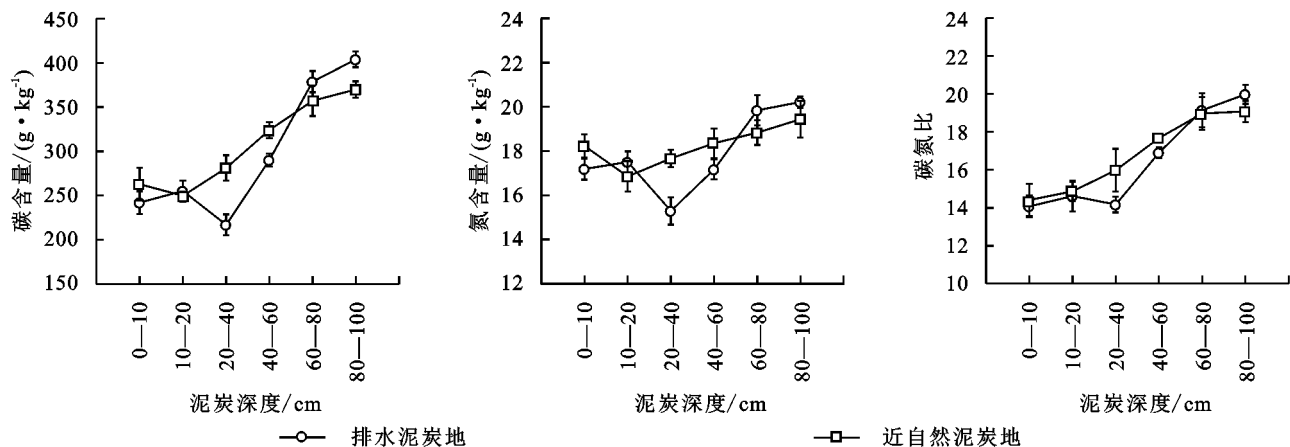


图1 近自然泥炭地和排水泥炭地的泥炭碳含量、氮含量以及碳氮比在 1 m 深泥炭剖面的分布

2.2 排水对 CH₄ 排放的影响

在表层 0—20 cm 为有氧不饱和水的条件下,无论是 5℃ 还是 15℃ 培养,若尔盖近自然泥炭地与排水泥炭地的 20—40 cm 泥炭 CH₄ 累积排放量都最高,其次为 40—60, 60—80 cm 泥炭,表层(0—20 cm)和深层(80—100 cm)泥炭 CH₄ 排放速率都较低,且排放速率相似(图 2)。

在 5℃ 培养条件下,近自然泥炭地 40—60, 60—80 cm 泥炭的 CH₄ 累积排放量显著高于相同泥炭深度的排水泥炭地 ($p < 0.05$),分别从第 28 天 $[(35.44 \pm 2.28) \mu\text{g/gC}]$ 和第 12 天 $[(15.20 \pm 1.96) \mu\text{g/gC}]$ 开始,最终 CH₄ 累积排放量分别高于排水泥炭地 7.64, 11.36 $\mu\text{g/gC}$ 。在 15℃ 培养条件下,近自然泥炭地与排水泥炭地相同泥炭层的 CH₄ 累积排放量差异增大,近自然泥炭地 20—40, 40—60, 60—80 cm 泥炭的 CH₄ 累积排放量显著高于相同泥炭深度的排水泥炭地 ($p < 0.05$),分别从第 3 天 $[(51.65 \pm 8.60) \mu\text{g/gC}]$ 、第 1 天 $[(14.04 \pm 1.60) \mu\text{g/gC}]$ 和第 8 天 $[(23.26 \pm 1.34) \mu\text{g/gC}]$ 开始,最终 CH₄ 累积排放量分别高于排水泥炭地 60.50, 48.78, 17.14 $\mu\text{g/gC}$ 。

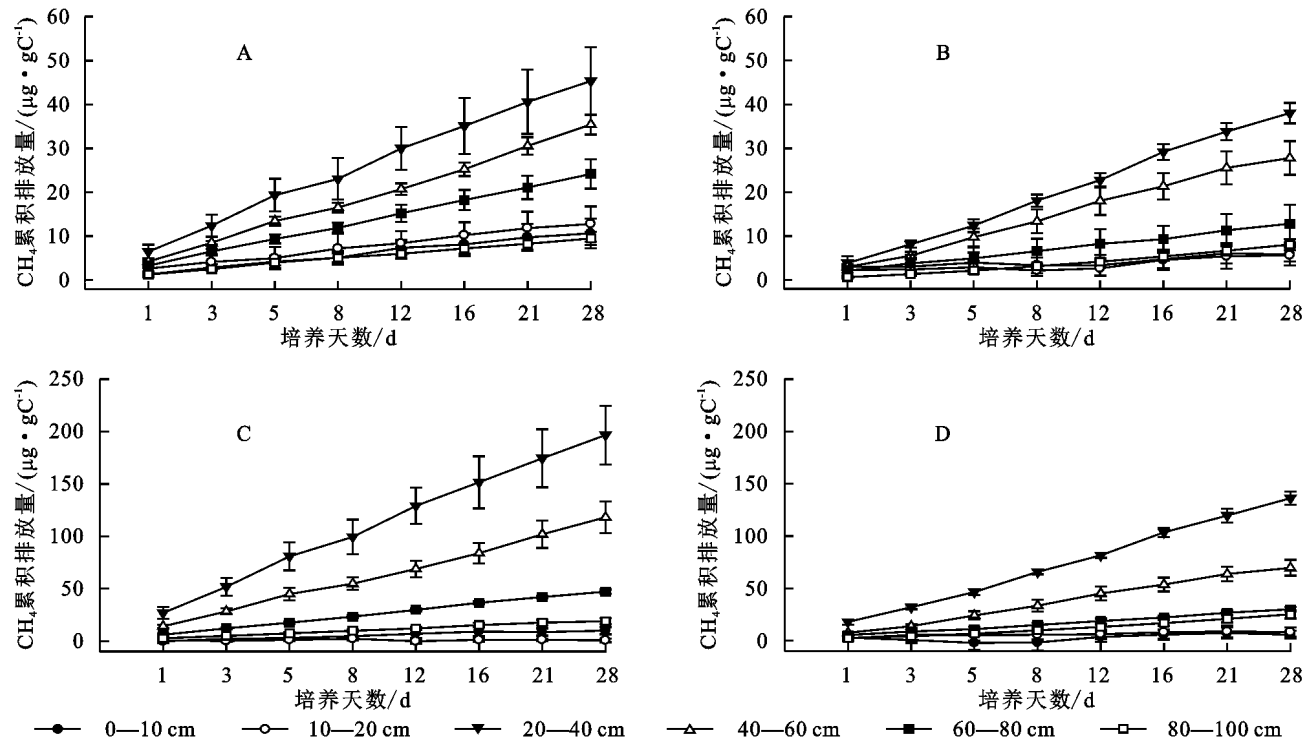
2.3 增温对 CH₄ 排放的影响

在表层 0—20 cm 为有氧不饱和水的条件下,近自然泥炭地 5℃ 和 15℃ 培养的 CH₄ 累积排放量差异较大的为 20—40, 40—60, 60—80 cm 泥炭。15℃ 的 20—40, 40—60, 60—80 cm 泥炭的 CH₄ 累积排放量分别在培养第 1 天 $[(26.74 \pm 5.73) \mu\text{g/gC}]$ 、第 1 天 $[(14.04 \pm 1.60) \mu\text{g/gC}]$ 和第 3 天 $[(12.03 \pm 0.65) \mu\text{g/gC}]$ 就开始显著高于 5℃ 的 CH₄ 累积排放量 ($p < 0.01$)。最终,这 3 个泥炭层,15℃ 的 CH₄ 累积排放量分别高于 5℃ 的 CH₄ 累积排放量 151.26, 82.64, 22.86 $\mu\text{g/gC}$ 。

在表层 0—20 cm 为有氧不饱和水的条件下,排水泥炭地 5℃ 和 15℃ 培养的 CH₄ 累积排放量差异较大的同样为 20—40, 40—60, 60—80 cm 泥炭,但差异幅度比近自然泥炭地小。15℃ 的 20—40, 40—60, 60—80 cm 泥炭的 CH₄ 累积排放量分别在培养第 1 天 $[(17.93 \pm 2.53) \mu\text{g/gC}]$ 、第 3 天 $[(13.85 \pm 1.68) \mu\text{g/gC}]$ 和第 5 天 $[(11.08 \pm 2.22) \mu\text{g/gC}]$ 开始显著高于 5℃ 的 CH₄ 累积排放量 ($p < 0.01$)。最终,这 3 个泥炭层,15℃ 的 CH₄ 累积排放量分别高于 5℃ 的 CH₄ 累积排放量 98.06, 41.81, 17.08 $\mu\text{g/gC}$ 。

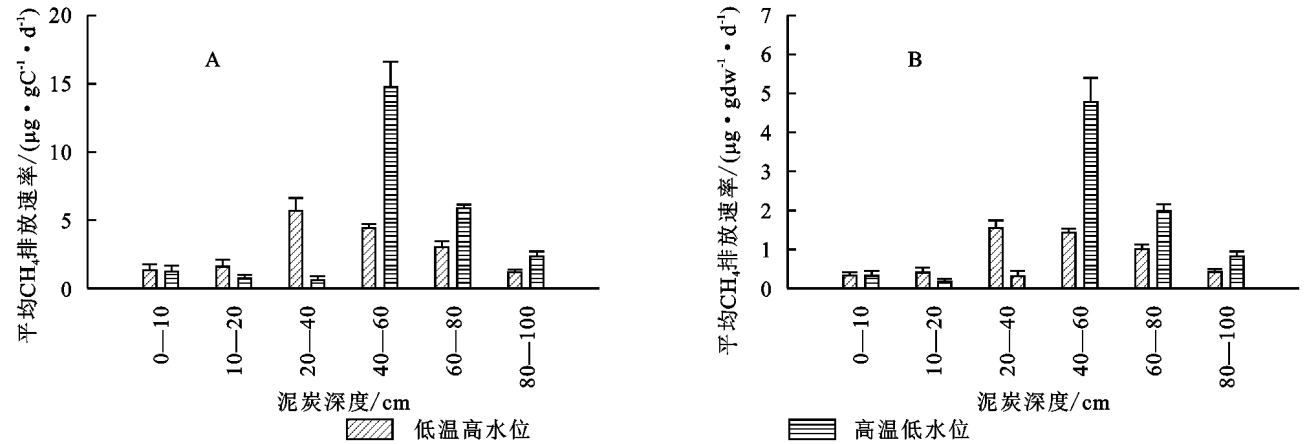
2.4 增温与干旱双重变化对 CH₄ 排放的影响

为了模拟未来泥炭地升温变干的双重气候变化对泥炭 CH₄ 排放的影响,本研究模拟了增温 10℃ 与干旱水位降低 20 cm 的环境条件变化。根据近自然泥炭地水位波动范围,分别设置低温高水位(5℃, 表层 20 cm 以上泥炭有氧培养)和高温低水位(15℃, 表层 40 cm 以上泥炭有氧培养)2 个培养状态(图 3)。在近自然泥炭地 1 m 深泥炭 28 d 培养过程中,低温高水位状态的 CH₄ 平均排放速率(基于泥炭碳含量)低于高温低水位状态的有 3 个泥炭层,均有显著差异 ($p < 0.05$);分别为:40—60 cm 为 (4.43 ± 0.28) , $(14.76 \pm 1.86) \mu\text{g}/(\text{gC} \cdot \text{d})$;60—80 cm 分别为 (3.02 ± 0.42) , $(5.88 \pm 0.26) \mu\text{g}/(\text{gC} \cdot \text{d})$,以及 80—100 cm 分别为 (1.18 ± 0.19) , $(2.35 \pm 0.35) \mu\text{g}/(\text{gC} \cdot \text{d})$ 。高温低水位 CH₄ 平均排放速率(基于泥炭碳含量)显著低于低温高水位的只有 1 个泥炭层:20—40 cm,分别为 (0.60 ± 0.28) , $(5.67 \pm 0.96) \mu\text{g}/(\text{gC} \cdot \text{d})$ ($p < 0.01$)。近自然泥炭地整个 1 m 深泥炭,在高温低水位状态的 CH₄ 总排放量为 $(204.29 \pm 15.13) \mu\text{g/gC}$, 比其低温高水位状态的 CH₄ 总排放量 $(137.86 \pm 13.45) \mu\text{g/gC}$ 显著升高了约 48% ($p < 0.05$)。



注: A 为 5℃ 近自然泥炭地, B 为 5℃ 排水泥炭地, C 为 15℃ 近自然泥炭地, D 为 15℃ 排水泥炭地。

图 2 在相同水位条件下不同深度泥炭 CH₄ 累积排放量

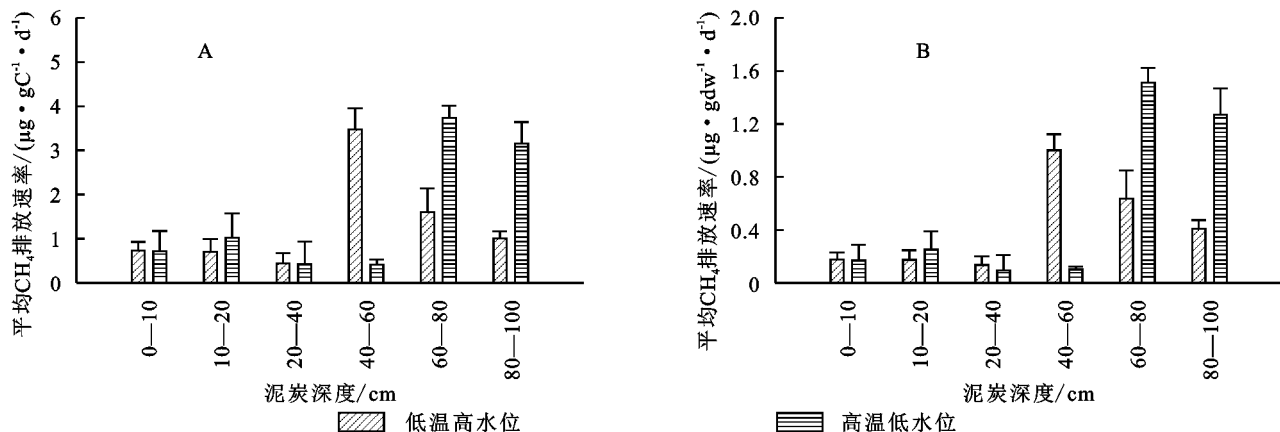


注: A 为基于泥炭碳含量的不同深度 CH₄ 平均排放速率变化; B 为基于泥炭干土重的不同深度 CH₄ 平均排放速率。低温高水位为温度设定 5℃, 深度 0—20 cm 泥炭有氧不饱和水培养, 20—100 cm 泥炭厌氧饱和水培养; 高温低水位为温度设定 15℃, 深度 0—40 cm 泥炭有氧不饱和水培养, 40—100 cm 泥炭厌氧饱和水培养。

图 3 近自然泥炭地在未来温度升高水位降低条件下的 CH₄ 排放速率变化

根据排水泥炭地水位波动范围, 分别设置低温高水位状态和高温低水位状态: 5℃, 40 cm 以上泥炭有氧培养; 15℃, 60 cm 以上泥炭有氧培养(图 4)。在排水泥炭地 1 m 深泥炭 28 d 培养过程中, 低温高水位状态 CH₄ 平均排放速率(基于泥炭碳含量)低于高温低水位状态的有 3 个泥炭层: 在 10—20 cm 为 (0.70±0.29), (1.02±0.54) μg/(gC·d); 在 60—80 cm 分别为 (1.60±0.54), (3.74±0.28) μg/(gC·d) ($p<0.05$); 在 80—100 cm 分别为 (1.01±0.16), (3.15±0.49) μg/(gC·d) ($p<0.05$)。低温高水位状态 CH₄ 平均排放速率(基于泥炭碳含量)明显

高于高温低水位状态的只有: 在 40—60 cm 为 (3.47±0.48), (0.41±0.12) μg/(gC·d), 有显著差异 ($p<0.05$)。排水泥炭地整个 1 m 深泥炭, 在高温低水位状态的 CH₄ 总排放量为 (75.64±9.41) μg/gC, 比其低温高水位状态的 CH₄ 总排放量 (63.69±12.25) μg/gC 升高了约 19%。基于泥炭干土重的 CH₄ 平均排放速率较基于泥炭碳含量的排放速率有 3 倍左右的降低, 但并没有完全改变干旱与增温条件下自然泥炭地或者排水泥炭地的 CH₄ 平均排放速率的变化规律, 只是不同处理间的差异的大小有所变化。



注: A 为基于泥炭碳含量的不同深度 CH_4 平均排放速率变化; B 为基于泥炭干土重的不同深度 CH_4 平均排放速率。低温高水位为温度设定 5°C , 深度 0—40 cm 泥炭有氧不饱和水培养, 40—100 cm 泥炭厌氧饱和水培养; 高温低水位为温度设定 15°C , 深度 0—60 cm 泥炭有氧不饱和水培养, 60—100 cm 泥炭厌氧饱和水培养。

图 4 排水后泥炭地在未来温度升高水位降低条件下的 CH_4 排放速率变化

3 讨论

人为排水被认为是导致全世界泥炭地干旱退化的主要因素^[7,23]。据 Meta 分析估算, 欧洲 90% 左右的泥炭地因人类开采和排水而产生了退化, 超过 50% 泥炭地在上个世纪被排水疏干^[23]。泥炭地排水后, 水位大幅度下降, 厌氧层降低, 同时 CH_4 产生菌群落数量降低数十倍甚至几个数量级^[24-25], 最终 CH_4 产生减少^[9,22,26]; 而有氧层增厚, CH_4 氧化消耗增强, 最终导致 CH_4 排放降低^[23-24,27]。野外观测也表明, CH_4 排放量在水位较低的区域或水位较低的时期都会有明显的下降^[26,28]。而我们的研究结果进一步表明, 排水后泥炭的 CH_4 排放量降低与泥炭本身有机物变化也有很大关系。在相同水位条件下, 排水泥炭地中下层泥炭的 CH_4 累积排放量, 无论是在 5°C 还是 15°C 都要显著低于近自然泥炭地 CH_4 累积排放量(图 2)。其原因可能是, 泥炭地在排水后, 水位大幅下降, 导致泥炭中的有机质长期氧化分解以及随水土的流失^[11,16], 降低了泥炭中易分解有机质的含量, CH_4 产生菌可用的小分子有机物(乙酸等底物)减少^[29], 致使产生 CH_4 的效率降低。泥炭剖面的分布也表明, 排水泥炭地泥炭的碳氮含量及碳氮比在 20—60 cm 深度比近自然泥炭地都显著减少(图 1), 显示了有机质的含量和质量的明显降低。因此, 长期排水泥炭地不仅降低了水位, 改变了 CH_4 产生菌和氧化菌的数量, 而且改变了泥炭中的有机物, 两者综合作用, 共同导致长期排水泥炭的 CH_4 排放显著低于近自然条件下的泥炭 CH_4 排放。但长期排水泥炭的 CH_4 排放的降低并不意味着其他温室气体排放的减少, 或者总的碳流失降低; 排水泥炭地中层泥炭碳含量比近自然泥炭地的显著降低, 表明人类长期排水导致的碳分解和水土流失,

造成了更严重的总碳流失。

泥炭地 CH_4 排放对温度的升高较为敏感, 温度可能会改变土壤物理化学性质, 增强有机碳和微生物的活性, 在自然状态下通常会对 CH_4 排放产生促进作用^[9,16,20], 尤其在生长季水位较高时(5—9 月)的 CH_4 排放主要由温度条件控制^[11,22,28]。本研究的室内培养结果表明, 泥炭地无论是在近自然还是长期人为排水状态下, 温度升高对 CH_4 排放的影响是随泥炭深度的变化而变化。 15°C 培养与 5°C 培养相比, 近自然泥炭地和排水泥炭地 CH_4 排放变化不显著的泥炭层都为: 0—10, 10—20, 80—100 cm, 随温度升高而显著提高的泥炭层都为: 20—40, 40—60, 60—80 cm(图 2)。可见, 表层和深层泥炭 CH_4 排放对温度的升高不敏感, 中下层泥炭 CH_4 排放量随温度的升高而显著增加。这可能是由于表层泥炭受有氧环境影响, 抑制了 CH_4 的产生, 强化了 CH_4 的氧化过程; 而深层泥炭的有机质中惰性碳含量较高, 不利于产生 CH_4 ^[16,29]。综上可知, 随着气候变暖, 泥炭温度升高, 若尔盖泥炭地 CH_4 排放量可能升高, 并且变暖对泥炭 CH_4 排放的影响主要集中在中下层泥炭(20—80 cm), 使其 CH_4 排放在未来环境下显著增加。

在未来若尔盖泥炭地既变暖又变干的环境条件下, 对于泥炭地的 CH_4 排放会产生两个相反的影响: 温度升高通常促进 CH_4 产生和排放^[1,9,16]; 而干旱水位降低, 厌氧层下降, 有氧层增厚, 会导致 CH_4 排放量降低^[17-19]。然而, Yang 等的研究发现, 单一的升温或降雨减少都会增加泥炭柱 CH_4 排放(28%~30%), 然而综合增温与干旱双重环境变化的影响, 却会导致 CH_4 排放量显著降低 50%。本研究结果表明, 在模拟泥炭地升温变干的气候变化条件下(增温 10°C 并且干旱水位降低 20 cm), 无论是近自然泥炭

地还是排水泥炭地,由于表层泥炭没有水分和氧气变化,本身 CH₄ 排放很低,且对温度的升高不敏感,排放量变化不显著;深层土壤一直处于饱和水无氧环境下,升温后 CH₄ 排放稍有提高;而中层泥炭在升温变干的环境条件下,叠加了温度、水分和氧气变化的影响,CH₄ 排放变化最剧烈(图 3,4)。泥炭温度升高会大幅度提高中层泥炭的 CH₄ 排放,但主要集中于常年波动水位以下;而中上层泥炭由于水位降低失去厌氧环境^[9,22,24],CH₄ 产生菌的数量大幅降低^[25,27],而 CH₄ 氧化菌则显著增加^[27],同时水位降低后中上层泥炭有机质中的惰性物质显著增加^[16,29],干旱对 CH₄ 排放的降低作用更明显。因此,增温与干旱双重变化对中层泥炭 CH₄ 排放的影响最为显著。最终,增温与干旱会导致整个 1 m 深泥炭 CH₄ 排放发生显著变化,近自然泥炭地和排水泥炭地 1 m 深泥炭的 CH₄ 排放都有明显的提高,尤其是近自然泥炭地的 CH₄ 总排放量显著增加了 66.43 μg/gC (约 48%)。由此可见,人类活动导致的升温变干气候对高寒湿地泥炭土的有机碳稳定性造成了破坏性影响,可能会导致本区域未来 CH₄ 排放量的显著提高。

4 结论

研究表明,长期排水泥炭地的中下层泥炭 CH₄ 排放显著低于近自然泥炭地,而表层泥炭 CH₄ 排放相似。两种泥炭地的表层和深层泥炭 CH₄ 排放对温度升高都不敏感,中下层泥炭 CH₄ 排放随温度升高而显著增加。在增温干旱双重变化条件下,中层泥炭 CH₄ 排放变化最剧烈,最终导致整个 1 m 深泥炭 CH₄ 总排放量升高;并且,近自然泥炭地 CH₄ 总排放量显著升高约 48%,大幅高于排水泥炭地。

参考文献:

- [1] Frolking S, Talbot J, Jones M C, et al. Peatlands in the Earth's 21st century climate system[J]. *Environmental Reviews*, 2011,19:371-396.
- [2] Yu Z, Beilman D W, Frolking S, et al. Peatlands and their role in the global carbon cycle[J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 2011,92(12):97-98.
- [3] 周文昌,崔丽娟,王义飞,等.若尔盖高原退化湿地土壤有机碳储量[J].*水土保持研究*,2017,24(5):27-32.
- [4] Chen H, Yang G, Peng C, et al. The carbon stock of alpine peatlands on the Qinghai-Tibetan Plateau during the Holocene and their future fate[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2014,95:151-158.
- [5] Zeng J, Chen H, Bai Y, et al. Water table drawdown increases plant biodiversity and soil polyphenol in the Zoige

- Plateau[J]. *Ecological Indicators*, 2021,121:107118.
- [6] 曾嘉,陈槐,刘建亮,等.青藏高原泥炭地水位下降引起土壤酚类物质及植被生物量的增加促进土壤碳积累[J].*生态学报*,2022,42(2):1-10.
- [7] 游宇驰,李志威,黄草,等.1990—2016 年若尔盖高原荒漠化时空变化分析[J].*生态环境学报*,2017,26(10):1671-1680.
- [8] Lou X D, Zhai S Q, Kang B, et al. Rapid response of hydrological loss of DOC to water table drawdown and warming in Zoige peatland:results from a mesocosm experiment[J]. *Plos One*, 2014,9(11):e109861.
- [9] Yang G, Chen H, Wu N, et al. Effects of soil warming, rainfall reduction and water table level on CH₄ emissions from the Zoige peatland in China[J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2014,78:83-89.
- [10] 吴海东,崔丽娟,王金枝,等.若尔盖高原泥炭地碳收支特征及固碳价值评价研究[J].*湿地科学与管理*,2018,14(1):16-19.
- [11] 胡云龙,白银萍,董发勤,等.泥炭地亚表层含碳温室气体排放及其影响因素[J].*应用与环境生物学报*,2018,24(2):395-400.
- [12] Dlugokencky E J, Nisbet E G, Fisher R, et al. Global atmospheric methane: budget, changes and dangers[J]. *Philosophical Transactions*, 2011,369(1943):2058-2072.
- [13] Forster P, Ramaswamy V, Artaxo P, et al. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing[C]//Solomon S, Qin D, Manning M, Et Al. *Climate Change 2007: the Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, New York: Cambridge University Press, 2007.
- [14] Kirtman B, Power S B, Adedoyin J A, et al. Near-term Climate Change: Projections and Predictability[C]//Stocker D Q T F, Plattner G.-K, Tignor M, 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, Ny, Usa: Intergovernmental Panel on Climate Change, 2013.
- [15] Fekete B M, Wisser D, Kroeze C, et al. Millennium ecosystem assessment scenario drivers(1970—2050): Climate and hydrological alterations[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2010,24(4),doi.org/10.1029/2009 GB003593.
- [16] Bridgham S D, Cadillo-Quiroz H, Keller J K, et al. Methane emissions from wetlands: Biogeochemical, microbial, and modeling perspectives from local to global scales[J]. *Global Change Biology*, 2013,19(5):1325-1346.

- 版社,2008.
- [27] 李仪祉.李仪祉水利论著选集[M].北京:水利电力出版社,1988.
- [28] 陶克.怎样打坝淤地[M].西安:西北人民出版社,1951.
- [29] 陕西省水土保持局,西北黄河工程局编.淤地坝[M].西安:陕西人民出版社,1957:3-10.
- [30] 赵鼎邦.建设山区的榜样、治理沟谷的旗帜:记车家崙农业生产合作社社长打坝能手冯大禄的自述[J].新黄河,1956(6):27-29.
- [31] 山西省水利厅水土保持局,山西省水土保持试验研究中心站编.怎样打坝淤地[M].太原:山西人民出版社,1962:29.
- [32] 我们是怎样领导群众打坝堰的[J].人民水利,1952(2):56-60.
- [33] 艾开开.黄土高原淤地坝发展变迁研究[D].陕西杨凌:西北农林科技大学,2019.
- [34] 辛树帜,蒋德麒.中国水土保持概论[M].北京:农业出版社,1982.
- [35] 缪启愉.齐民要术校释[M].北京:农业出版社,1982:24-44.
- [36] 梁家勉编.中国农业科学技术史稿[M].北京:农业出版社,1989.
- [37] 吴堡县志编纂委员会.吴堡县志[M].西安:陕西人民出版社,1995.
- [38] 曾雄生.中国农学史[M].福州:福建人民出版社,2012.
- [39] 闵庆文编.农业文化遗产及其动态保护探索(二)[M].北京:中国环境科学出版社,2009.
- [40] 李明,王思明.多维度视角下的农业文化遗产价值构成研究[J].中国农史,2015(2):123-130.
- [41] 文俊编.水土保持学[M].北京:中国水利水电出版社,2010:71.
- [42] 黄河中游水土保持委员会办公室编.水利亮点工程淤地坝[M].北京:中国科学技术出版社,2004:120.
- [43] 安锁堂.淤地坝鼻祖:天然湫滩[J].陕西水利,2004(2):48-49.
- [44] 榆林市文化文物局.陕北民歌大全(下册)[M].西安:陕西人民出版社,2006:700.
- [45] 彭鸿,张武俊,刘顺勤,等.发挥淤地坝系功能支撑乡村振兴发展[J].中国水土保持,2018(4):20-22.

(上接第397页)

- [17] Blodau C, Roulet N T, Heitmann T, et al. Belowground carbon turnover in a temperate ombrotrophic bog[J]. Global Biogeochemical Cycles, 2007,21(1),doi.org/10.1029/2005GB002659.
- [18] Estop-Aragonés C, Knorr K H, Blodau C. Belowground in situ redox dynamics and methanogenesis recovery in a degraded fen during dry-wet cycles and flooding[J]. Biogeosciences, 2013,10(1):421-436.
- [19] Bond-Lamberty B, Smith A P, Bailey V. Temperature and moisture effects on greenhouse gas emissions from deep active-layer boreal soils [J]. Biogeosciences, 2016,13(24):6669-6681.
- [20] Liu L, Chen H, Jiang L, et al. Response of anaerobic mineralization of different depths peat carbon to warming on Zoige plateau[J]. Geoderma, 2019,337:1218-1226.
- [21] Liu L, Chen H, Zhu Q, et al. Responses of peat carbon at different depths to simulated warming and oxidizing[J]. Science of the Total Environment, 2016,548:429-440.
- [22] Zhou W, Cui L, Wang Y, et al. Methane emissions from natural and drained peatlands in the Zoigê, eastern Qinghai-Tibet Plateau [J]. Journal of Forestry Research, 2017,28(3):539-547.
- [23] Byrne K A, Chojnicki B, Christensen T R, et al. EU peatlands:Current carbon stocks and trace gas fluxes [R]. Sweden: Geosphere-Biosphere Centre, Lund University, 2004. <http://hdl.handle.net/11858/00-001-M-0000-000-E-D16-B-6>.
- [24] Freeman C, Nevison G B, Kang H, et al. Contrasted effects of simulated drought on the production and oxidation of methane in a mid-Wales wetland[J]. Soil Biology and Biochemistry, 2002,34(1):61-67.
- [25] Urbanová Z, Bárta J, Pícek T. Methane emissions and methanogenic archaea on pristine, drained and restored mountain peatlands, Central Europe[J]. Ecosystems, 2013,16(4):664-677.
- [26] 崔丽娟,周文昌,王义飞,等.若尔盖高原季节性淹水沼泽两个生长季甲烷排放通量[J].应用与环境生物学报,2017,23(6):1067-1073.
- [27] Xue D, Chen H, Zhan W, et al. How do water table drawdown, duration of drainage, and warming influence greenhouse gas emissions from drained peatlands of the Zoige Plateau[J]. Land Degradation & Development, 2021,32(11):3351-3364.
- [28] 高燕,刘高慧,杜乐山,等.地下水位和土壤温度对若尔盖泥炭地 CH₄ 排放的影响[J].环境科学研究,2016,29(4):516-521.
- [29] Tân W B, Jia Y F, Huang C H, et al. Increased suppression of methane production by humic substances in response to warming in anoxic environments[J]. Journal of Environmental Management, 2018,206:602-606.