

师梦娇,高明霞,孙本华,等.不同水分管理下塿土温室气体排放的动态规律[J].江苏农业科学,2018,46(23):352-356.
doi:10.15889/j.issn.1002-1302.2018.23.087

不同水分管理下塿土温室气体排放的动态规律

师梦娇¹,高明霞¹,孙本华^{2,3},冯浩^{1,3,4},张阿凤^{2,3}

(1.西北农林科技大学水利与建筑工程学院,陕西杨凌 712100; 2.西北农林科技大学资源环境学院,陕西杨凌 712100;
3.西北农林科技大学中国旱区节水农业研究院,陕西杨凌 712100; 4.中国科学院水利部水土保持研究所,陕西杨凌 712100)

摘要:为探讨不同水分管理下 N_2O 、 CO_2 和 CH_4 排放的动态变化,研究不同初始土壤含水量和后期补充水分情况下温室土壤的气体排放特征,以盆栽培养的方式,采用静态箱-气象色谱法对土壤 N_2O 、 CO_2 和 CH_4 的排放通量进行观测。结果表明:处于田间持水量以下的土壤, N_2O 的累积排放量随灌溉量增加而增加且 CO_2 的排放量与灌溉量呈显著正相关 ($P < 0.05$)。过于干燥的条件下会出现土壤对 N_2O 的吸收现象,灌水会使 CO_2 的排放产生阻滞效应。旱地土壤是大气 CH_4 的弱汇,灌水频率过高会增加土壤 CH_4 的排放。对于旱地土壤来说,其温室效应主要由排放的 N_2O 产生,初始含水量 $WFPS = 40\%$ 时,后期补水频率不高的情况下能显著降低 CH_4 和 N_2O 的温室效应。

关键词:塿土;水分管理;温室气体排放特征;盆栽培养;动态规律;温室效应

中图分类号: S181 **文献标志码:** A **文章编号:** 1002-1302(2018)23-0352-05

全球的 N_2O 、 CO_2 和 CH_4 浓度自工业化以来显著增加,目前大气中 N_2O 、 CO_2 和 CH_4 等温室气体的浓度已上升到 80 万年的最高水平^[1]。此外, N_2O 、 CO_2 (3.2×10^2 、 3.9×10^5 mg/m³) 的当前值比 1750 年^[2] 分别高 20%、40%^[3],全球农业活动产生的 N_2O 和 CH_4 排放量分别占全球 N_2O 和 CH_4 排放量的 84% 和 52%^[4]。研究表明,在适宜的土壤含水量范围内,土壤 N_2O 的排放量随含水量的增加而增加,当土壤含水量过低时,硝化作用占主导作用,反之,反硝化作用占主导作用^[5-7]。土壤水分对 CO_2 排放的影响则较为复杂,有研究表明土壤 CO_2 的排放与土壤含水量之间有着紧密的联系,陈全胜等认为,土壤含水量过高时,使得土壤中的微生物处于一种厌氧环境下,土壤 CO_2 的排放会减弱^[8];而张衍华等认为,土壤含水量过低时,微生物活动受到抑制导致土壤 CO_2 的排放减弱^[9],即过高或过低的土壤含水量都会抑制微生物的活动。关于 CH_4 的研究主要集中在稻田土壤中,对旱地土壤 CH_4 排放的研究则鲜有报道。近年来,设施栽培方式不断扩大,栽培面积逐年上升,已成为现代农业生产的重要组成部分,随之带来的环境问题也不可忽视。由于温室作物生产对水分要求较高,经常灌溉使得温室土壤处于频繁的干湿交替过程中,有研究表明,频繁的干湿交替过程有利于温室气体的排放^[10-11]。因此,本研究通过盆栽试验探讨不同初始土壤含水量和后期补充水分情况下温室塿土的温室气体排放特征,对于准确评估温室土壤 N_2O 、 CO_2 和 CH_4 的排放有重要意义。

收稿日期:2017-08-21

基金项目:国家“863”计划(编号:2013AA1029);陕西省科技统筹创新工程计划(编号:2016KTZDNY03-06)。

作者简介:师梦娇(1993—),女,甘肃临泽人,硕士研究生,主要从事节水灌溉与灌溉排水新技术研究。E-mail:547619182@qq.com。

通信作者:高明霞,讲师,硕士生导师,主要从事农业节水与水资源高效利用研究。E-mail:gaomingxia@126.com。

1 材料与方法

1.1 试验材料

供试土样为 0~20 cm 耕层塿土,上茬作物为玉米,其土样基本理化性质:有机质含量为 12.32 g/kg,全氮(N)含量为 0.62 g/kg, pH 值为 8.7,可溶性有机碳(DOC)含量为 103.7 mg/kg,微生物量氮(MBN)含量为 3.7 mg/kg,微生物量碳(MBC)含量为 82.2 mg/kg,硝态氮($NO_3^- - N$)含量为 2.46 mg/kg,铵态氮($NH_4^+ - N$)含量为 0.71 mg/kg,田间持水量为 23%。

1.2 试验方案

采用盆栽培养方式,于 2017 年 1 月在西北农林科技大学南校区科研温室室内进行。将土样风干至充水孔隙度($WFPS$) = 25% 研磨后过 2 mm 筛,以容重 1.2 g/cm³ 装盆,每盆装土 12 kg。试验设 4 个不同的土壤初始充水孔隙度处理,其中对照 CK 不作任何处理,其 $WFPS$ 为 25%,低水处理 $W1 = 30\%$,中水处理 $W2 = 40\%$,高水处理 $W3 = 50\%$ ($W1$ 、 $W2$ 、 $W3$ 分别为 60% θ_m 、80% θ_m 、 θ_m),让其自然蒸发,每天 08:00 称质量,记录称质量结果,并推算出当时的土壤含水量,除 CK 外,其余处理的 $WFPS$ 下降到 25% 时灌水至初始含水量,灌水后立即进行气体的采集,在 11:00 之前完成气体的采集。每个处理设置 3 次重复,一共 12 盆,试验开始后 18 d 结束。

1.3 测定项目和方法

1.3.1 气体采样与测定 气体样品采集与分析采用静态箱-气象色谱仪法^[12],采样箱为圆筒形,用 PVC 材料制成,直径 20 cm,高 30 cm,底座在将土装入花盆之前埋入土中,顶箱上开 1 个孔并连接三通作为采样管,用 50 mL 注射器抽取箱内气体,抽取时多推排几次以便混匀箱内气体。采样时间为 09:00—12:00,每 10 min 采 1 个样,即置箱后 0、10、20、30 min 采样,共采集 4 个样品。气体样品于当天带回实验室用气相色谱仪 Agilent 7890B 测定 N_2O 、 CO_2 和 CH_4 浓度。

1.3.2 温度的测定 采样过程中,监测温室内气温以及5、10 cm 土壤温度,整个试验期内温度的变化趋势如图1所示。5、10 cm 土层土壤温度都低于温室气温,变化相对稳定。

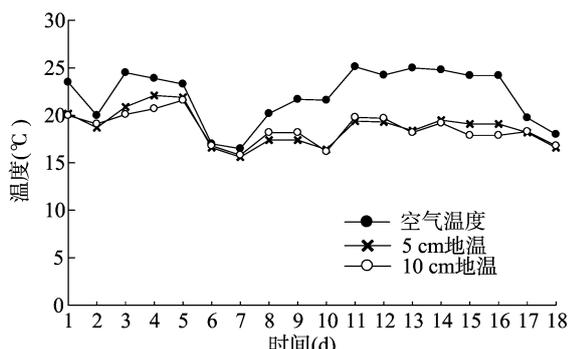


图1 试验期内温度的变化趋势

1.4 数据分析与处理

温室气体排放通量的计算公式为^[13]

$$F = \rho \times h \times \frac{273}{273 + T} \times \frac{dc}{dt} \quad (1)$$

式中: F 为 N_2O 、 CO_2 、 CH_4 的排放通量, $\mu g/(m^2 \cdot h)$ 、 $mg/(m^2 \cdot h)$ 、 $mg/(m^2 \cdot h)$; ρ 为气体在标准状态下的密度; h 为箱体的高度, m ; T 为采气箱内温度, $^{\circ}C$; dc 为气体的浓度差; dt 为时间的间隔, h ; dc/dt 为采样箱内气体浓度的变化速率,通过4个采样点所测的数据作图的斜率可知。

整个试验期土壤温室气体的累积排放量的计算公式为^[13]

$$C = \sum_{i=1}^n (F_{i+1} + F_i) \div 2 \times (t_{i+1} - t_i) \times 24 \quad (2)$$

式中: C 为 N_2O 、 CO_2 、 CH_4 的累积排放量, $\mu g/m^2$ 、 mg/m^2 、 mg/m^2 ; F 为温室气体排放通量; i 为第 i 次监测; $t_{i+1} - t_i$ 为2次连续监测间隔的时间, d ; n 为监测的总次数。

综合温室效应(global warming potential, GWP),即100年尺度上1 kg CH_4 、 N_2O 所引起的综合温室效应(GWP)分别是 CO_2 的28.265倍。将 CH_4 、 N_2O 排放量转换为 CO_2 当量估算综合温室效应(GWP),计算式为:

$$GWP = 28 \times F(CH_4) + 265 \times F(N_2O) \quad (3)$$

式中: GWP 为 CH_4 和 N_2O 排放的综合温室效应, kg/hm^2 ; $F(CH_4)$ 和 $F(N_2O)$ 分别为 CH_4 和 N_2O 排放总量, kg/hm^2 。

数据分析用 SPSS 16.0 软件,绘图用 Sigmaplot 13.0。

2 结果与分析

2.1 土壤 N_2O 排放通量的动态变化

各处理 N_2O 排放通量的动态变化如图2所示。土壤初始充水孔隙度越高,各处理整个观测期中的 N_2O 排放通量越大,随着时间的推移,各处理的 N_2O 排放通量均是在波动中下降,未灌水处理(CK)的波动趋势最缓,低水处理(W1)、中水处理(W2)、高水处理(W3)的变化趋势由缓变剧烈。

3个灌水处理中,均是第1次灌水后的 N_2O 排放通量最大,且矮土 N_2O 排放通量以高水处理(W3)最大,达到 $30.54 \mu g/(m^2 \cdot h)$,其余处理随单次灌水量的减少依次降低,中水处理(W2)的 N_2O 排放通量为 $25.43 \mu g/(m^2 \cdot h)$,低水处理(W1)达到 $8.83 \mu g/(m^2 \cdot h)$,未灌水处理(CK)的 N_2O 排放通量最小,为 $3.99 \mu g/(m^2 \cdot h)$ 。对各处理土壤进行补水后,土壤 N_2O 排放通量均有所升高,观测后期土壤 N_2O 排放通量越来越小,各处理的排放通量均出现了负值,高水处理(W3)的 N_2O 负排放通量最小值达 $-2.19 \mu g/(m^2 \cdot h)$,中水处理(W2)为 $-3.38 \mu g/(m^2 \cdot h)$,低水处理(W1)为 $-2.56 \mu g/(m^2 \cdot h)$,未灌水处理(CK)为 $-2.39 \mu g/(m^2 \cdot h)$,可能是因为随着观测时间的延长,后期土壤中可矿化的有机氮含量减少。

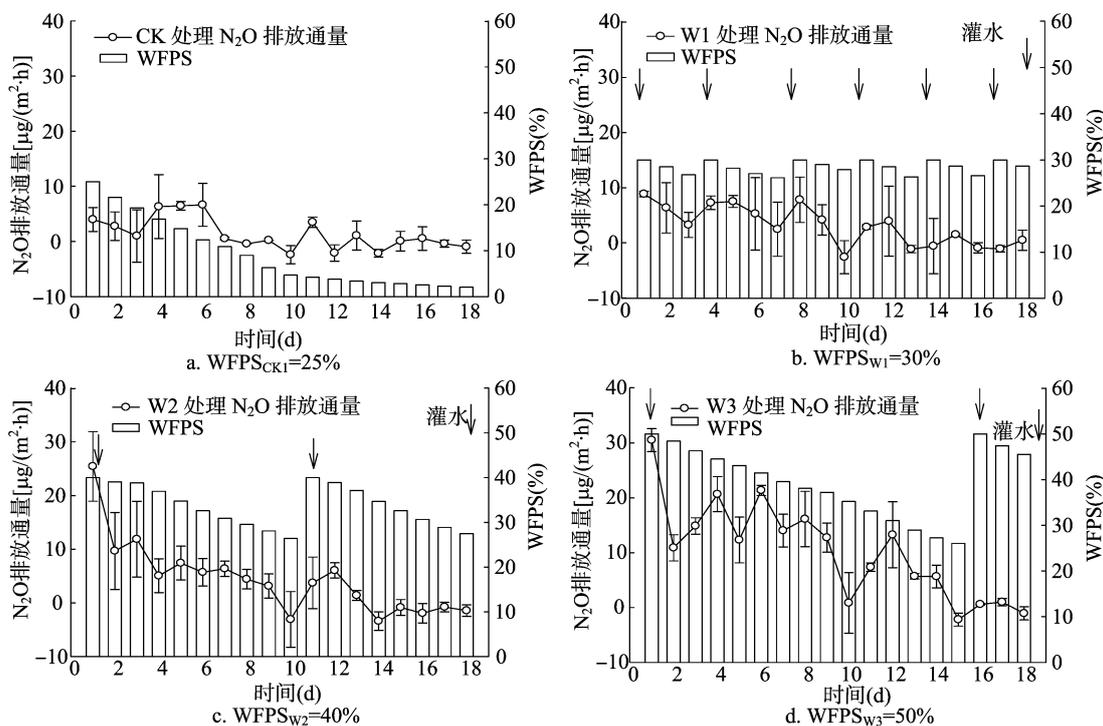


图2 不同水分管理下 N_2O 排放的动态变化

2.2 土壤 CO₂ 排放通量的动态变化

各处理土壤 CO₂ 排放的动态变化如图 3 所示。各处理土壤 CO₂ 的排放通量在整个试验期呈现波动性变化,且试验过程中各处理灌溉量和灌溉频率的影响呈现出多峰曲线模式。

第 1 次灌水后,以未灌水处理(CK)的 CO₂ 的排放通量最高,达到 79 mg/(m²·h),然后是低水处理(W1),其 CO₂ 的排放通量为 46.66 mg/(m²·h),中水处理(W2)次之,其 CO₂ 的排放通量为 17.33 mg/(m²·h),高水处理(W3)的 CO₂ 的排放通量最小,为 12.20 mg/(m²·h)。随着土壤水分的缓慢渗入,土壤表面的水膜变薄,土壤中水分的流动使得微生物活动增加,这时土壤呼吸慢慢增强,各灌水处理的 CO₂ 排放通量

均在排放后 4~5 d 达到最大,其中高水处理(W3)为 97.58 mg/(m²·h),中水处理(W2)为 92.83 mg/(m²·h),低水处理(W1)为 73.25 mg/(m²·h)。

高水处理(W3)和中水处理(W2)在整个观测期间除初始含水量和单次灌水量不同外,水分的变化趋势极其相似,与未灌水处理(CK)和低水处理(W1)相比,高水处理(W3)和中水处理(W2)土壤的 CO₂ 排放的动态变化趋势基本一致,其中高水处理(W3)的排放通量最大,之后随着土壤水分的减少,各处理 CO₂ 排放通量均呈现下降的趋势,另外,高水处理(W3)的土壤 CO₂ 排放通量在绝大多数时间内高于中水处理(W2)和低水处理(W1)。

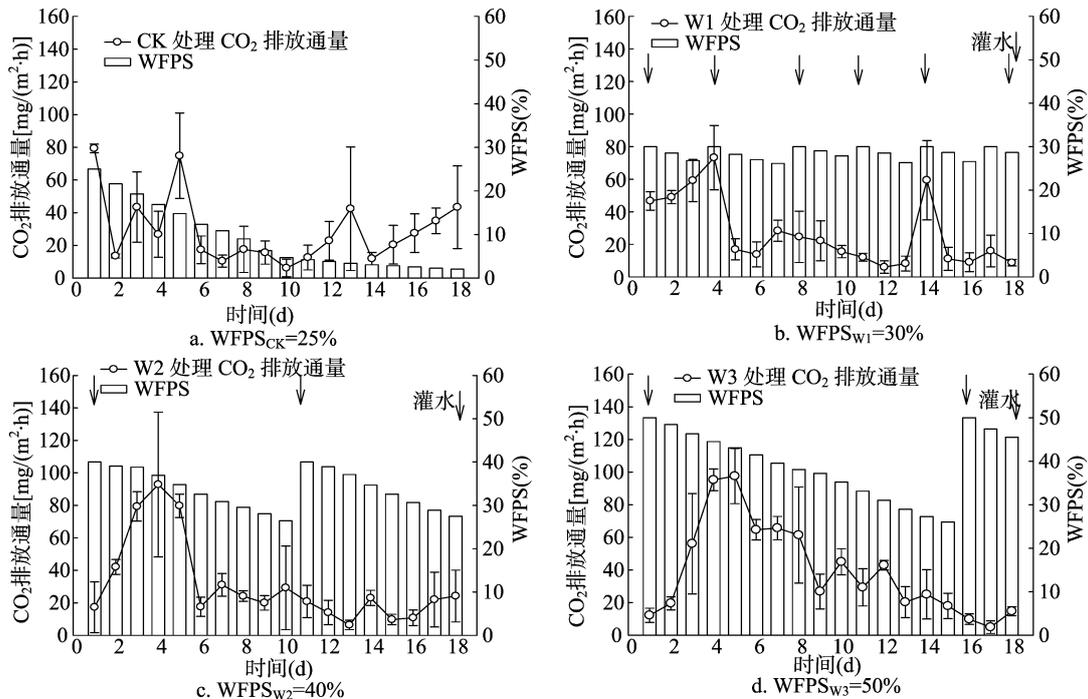


图3 不同水分管理下 CO₂ 排放的动态变化

2.3 土壤 CH₄ 排放通量的动态变化

如图 4 所示,各处理 CH₄ 排放通量没有明显的变化规律,所有负通量表示从大气中吸收 CH₄,高水处理(W3)在灌水后 4 d 出现了吸收峰值,达到 -0.64 mg/(m²·h),可能是由于当天大气中 CH₄ 浓度高于其余时期,将测定 0 h 的 CH₄ 浓度作为当时大气的浓度,如表 1 所示,对比发现灌水后 4 d 大气 CH₄ 浓度为 3 350 mg/m³,而其余时期均在 3 000 mg/m³ 以下。各处理在整个观测期间主要表现为弱碳汇,这也符合旱地 CH₄ 的排放特征。

2.4 N₂O、CO₂ 和 CH₄ 累积排放量及温室效应

如表 2 所示,不灌水处理(CK)与低水处理(W1)的土壤 N₂O 累积排放差异不显著($P=0.061$),中水处理(W2)与低水处理(W1)之间差异也不显著($P=0.346$),但中水处理(W2)较不灌水处理(CK)显著增加了 N₂O 的累积排放量($P<0.05$)。高水处理(W3)的土壤 N₂O 累积排放量与不灌水处理(CK)、中水处理(W2)、低水处理(W1)相比,产生了显著差异($P<0.01$)。

不灌水处理(CK)与低水处理(W1)对 CO₂ 累积排放量差异不显著($P=0.648$),与中水处理(W2)之间差异性也不显著($P=0.078$),但中水处理(W2)的 CO₂ 累积排放量显著高于低水处理(W1)($P<0.05$)。高水处理(W3)的 CO₂ 累积排放量显著高于其余处理,分别是中水处理(W2)和低水处理(W1)的 1.28、1.58 倍($P<0.01$)。

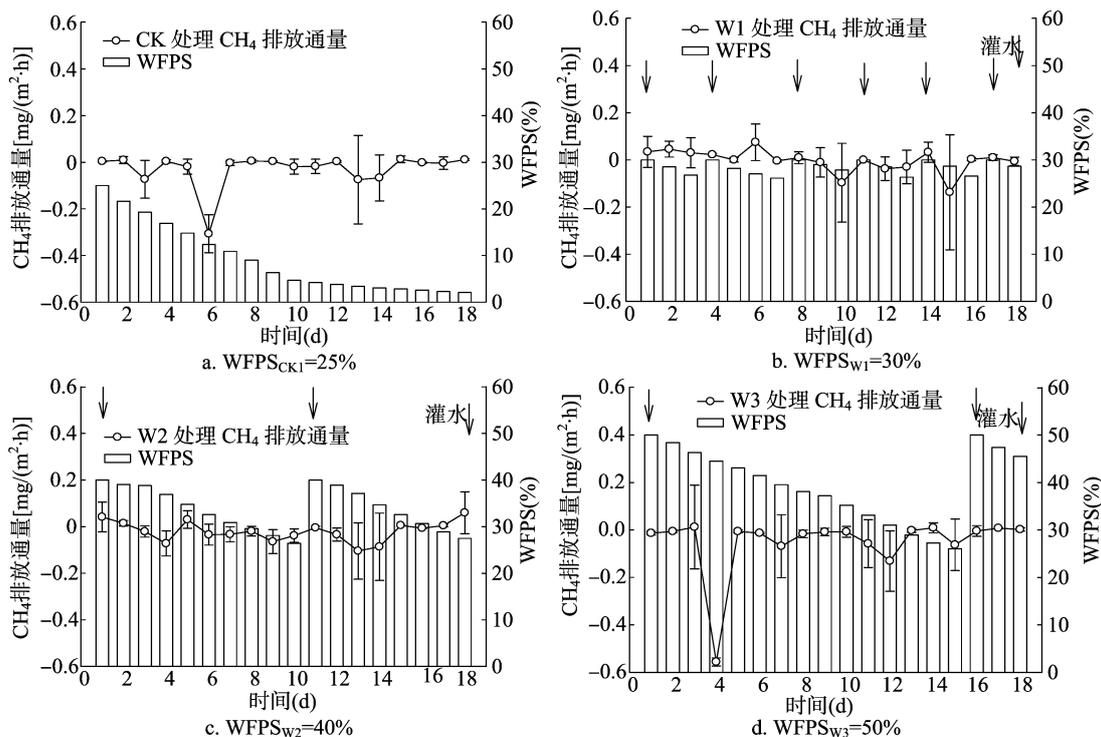
各处理的 CH₄ 累积排放量均为负值,即土壤是大气 CH₄ 的吸收“汇”。低水处理(W1)较其余处理均显著增加了土壤 CH₄ 的排放($P<0.05$)。3 个灌水处理土壤 CH₄ 的累积排放量大小为:低水处理(W1) > 中水处理(W2) > 高水处理(W3)。

由表 2 还可知,不灌水处理(CK)的土壤温室效应(GWP)为负值,其余处理为正值,高水处理(W3)的土壤温室效应显著高于中水处理(W2),低水处理(W1)和中水处理(W2)之间无显著差异。

3 讨论

3.1 土壤水分对 N₂O 排放的影响

土壤中 N₂O 的产生是硝化作用和反硝化作用共同作用

图4 不同水管理下 CH₄ 排放的动态变化表1 整个观测期间大气 CH₄ 的浓度

观测时间 (d)	CH ₄ 浓度 (mg/m ³)	观测时间 (d)	CH ₄ 浓度 (mg/m ³)
1	2 240	10	2 610
2	2 930	11	2 060
3	2 980	12	1 880
4	3 350	13	2 380
5	2 270	14	2 010
6	2 950	15	2 200
7	2 350	16	2 450
8	2 160	17	2 630
9	2 260	18	2 360

表2 各处理在培养结束后温室气体的累积排放量及土壤温室效应(GWP)

处理	累积排放量			GWP (kg/hm ²)
	N ₂ O (mg/m ²)	CO ₂ (g/m ²)	CH ₄ (mg/m ²)	
CK	0.56 ± 0.11c	11.03 ± 0.98bc	-12.86 ± 6.38b	-2.12 ± 1.43c
W1	1.11 ± 0.31bc	10.56 ± 0.88c	-1.72 ± 1.14a	2.46 ± 0.69ab
W2	1.60 ± 0.40b	13.04 ± 1.31b	-9.85 ± 0.60b	1.49 ± 1.14b
W3	4.08 ± 0.39a	16.70 ± 0.70a	-21.94 ± 3.49c	4.67 ± 2.23a

注: 同列中不同字母表示处理间差异显著(LSD法)。

的结果, WFPS是影响土壤形成 N₂O 的关键因素^[14]。在一定的土壤含水量范围内, 硝化速率随着含水量的下降而降低, 从而使得土壤 N₂O 的排放减少^[15]。梁东丽等研究表明, 土壤干湿交替增加了死亡微生物量并打乱了土壤环境和有机物之间的相互作用, 使得土壤有效碳和有效氮的矿化量增加, 降水或灌溉后土壤反硝化酶对土壤通气性作出快速反应, 反硝化量显著增加, 即出现了 N₂O 脉冲排放现象, 且多次灌水会使土壤 N₂O 排放通量下降^[11, 16]。本研究结果与其一致。

在观测后期, 各处理均出现了负排放, 关于 N₂O 出现负排放的原因有学者在其他生态系统中有过报道, 刘晔等在对北京森林生态系统的研究中发现, 在一定的温度(15~7℃)段 N₂O 出现了负排放, 并认为在低氮区温度是影响铵氧化细菌产生 N₂O 的主要因素^[17]。王玉英等在对太行山前平原冬小麦-夏玉米轮作体系的研究中发现, 土壤处于一种氮素含量较低的干燥环境中, 会出现对 N₂O 的吸收现象^[18], 这也验证了本研究的结果。

3.2 土壤水分对 CO₂ 排放的影响

有学者认为, 水分进入土壤后取代了气体的位置, 但水分的进入也使得土壤的通气性降低, 从而阻碍了气体的排放^[19], 使得观测到的 CO₂ 排放量较不灌水处理(CK)少, 本试验结果与此相似。欧阳扬等研究表明, 干湿交替处理会激发 CO₂ 的释放速率, 干湿交替频率越少, CO₂ 的总释放速率越大^[10]。对于低水处理(W1)来说, 整个试验期对其灌水6次, CO₂ 累积排放量与不灌水处理(CK)并没有显著性差异, 可能是因为后期补充水分频率过高使得微生物活性减弱, 从而削弱了土壤呼吸, 也有可能处于不同水分环境的土壤微生物所需的最佳含水量是不相同的^[20-21]。低水处理(W1)的含水量无法满足此环境下微生物活动所需的含水量使得土壤 CO₂ 的累积排放量减弱, 此推论还须进一步验证。高水处理(W3)即初始含水量达到田间持水量 CO₂ 的累积排放量显著高于其余处理, 随着水分蒸发, 土壤 CO₂ 的排放通量逐渐减弱, 以往研究也表明, 当土壤含水量低于田间持水量时, 土壤呼吸速率会随含水量的增加而增加^[22]。

3.3 土壤水分对 CH₄ 排放的影响

土壤 CH₄ 的产生是土壤甲烷菌和甲烷氧化菌共同作用的结果^[23]。在本研究中, 中水处理(W2)和高水处理(W3)在灌水后4d产生了明显的吸收峰, 在初次灌水后, 土壤处于厌

氧条件,甲烷菌分解土壤中的有机质,促进其排放,这与梁艳^[24]等的研究结果一致,

随着土壤中的水分蒸发,土壤透气性越来越好,CH₄被氧化菌氧化为CO₂,削弱了CH₄的排放特征,再加上当天大气中CH₄浓度过高,导致在浓度梯度作用下CH₄负排放过高,而低水处理(W1)土壤一直处于一种频繁灌水的条件下,土壤通气性较水处理(W3)和中水处理(W2)差,甲烷菌较活跃,并没有出现吸收峰值,另外,土壤脱氢酶在甲烷氧化过程中十分重要^[25],灌水次数过多会减弱氧化过程中土壤脱氢酶的活性,使得低水处理(W1)在培养结束后的CH₄排放量相应增大。

3.4 不同水分管理下的土壤温室效应(GWP)

本研究结果表明,不同初始土壤含水量和后期补充水分条件下,旱地土壤CH₄排放量极低,是大气CH₄的弱汇,GWP的变化主要取决于N₂O排放的变化,韩继明等对旱地土壤综合温室效应的研究中也发现了相应的结果^[26]。而蔡祖聪在对水田土壤的培育试验研究中发现,水分类型对土壤排放的温室气体产生的温室效应具有极显著的影响,其温室效应主要由排放的CH₄产生^[27],王孟雪等在对稻田温室效应的研究结果中也得出相似的结论^[28]。由此可见,旱地土壤中GWP主要取决于N₂O的排放,而水田土壤的GWP则主要取决于CH₄的变化。

4 结论

土壤含水量处于田间持水量以下的旱地土壤,N₂O的累积排放量随灌溉量增加而增加,且在培养后期土壤过于干燥的条件下出现对N₂O的吸收现象。CO₂的排放与灌溉量呈显著正相关($P < 0.05$),灌水对土壤CO₂的排放产生了阻滞效应,灌水频率过高会降低土壤CO₂的排放。在不同初始含水量和后期补充水分的条件下,旱地土壤是大气CH₄的弱汇,灌水频率过高增加了CH₄的排放。对于温室土壤来说,温室效应(GWP)主要取决于N₂O的变化,初始含水量WFPS=40%时,后期补水频率不高的情况下能显著降低CH₄和N₂O的温室效应。

参考文献:

- [1] Rodhe H. A comparison of the contribution of various gases to the greenhouse effect[J]. *Science*, 1990, 248(4960): 1217-1219.
- [2] 沈永平, 王国亚. IPCC 第一工作组第五次评估报告对全球气候变化认知的最新科学要点[J]. *冰川冻土*, 2013, 35(5): 1068-76.
- [3] Forte A, Fiorentino N, Fagnano M, et al. Mitigation impact of minimum tillage on CO₂ and N₂O emissions from a Mediterranean maize cropped soil under low-water input management[J]. *Soil & Tillage Research*, 2017, 166: 167-178.
- [4] Smith P, Martino D, Cai Z, et al. Greenhouse gas mitigation in agriculture[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences*, 2008, 363(1492): 789-813.
- [5] 李香兰, 徐华, 蔡祖聪. 水分管理影响稻田氧化亚氮排放研究进展[J]. *土壤*, 2009, 41(1): 1-7.
- [6] 蔡延江, 丁维新, 项剑. 土壤N₂O和NO产生机制研究进展[J]. *土壤*, 2012, 44(5): 712-718.
- [7] Davidson E A, Rogers J E, Whitman W B. Fluxes of nitrous oxide and nitric oxide from terrestrial ecosystems [M]. Washington D. C.: American Society for Microbiology, 1991.
- [8] 陈全胜, 李凌浩, 韩兴国, 等. 水分对土壤呼吸的影响及机理[J]. *生态学报*, 2003, 23(5): 972-978.
- [9] 张衍华, 毕建杰, 林艳芹, 等. 施肥对不同品种麦田CO₂通量的影响[J]. *华北农学报*, 2006, 21(增刊1): 114-118.
- [10] 欧阳扬, 李叙勇. 干湿交替频率对不同土壤CO₂和N₂O释放的影响[J]. *生态学报*, 2013, 33(4): 1251-9.
- [11] 梁东丽, 同延安, Emteryd O, 等. 干湿交替对旱地土壤N₂O气态损失的影响[J]. *干旱地区农业研究*, 2002, 20(2): 28-31.
- [12] 林茂. 土壤温室气体通量测定方法的比较和评价[J]. *湖南农业科学*, 2012(9): 44-46.
- [13] 石生伟, 李玉娥, 李明德, 等. 早稻秸秆原位焚烧对红壤晚稻田CH₄和N₂O排放及产量的影响[J]. *土壤*, 2011, 43(2): 184-189.
- [14] Jena J, Ray S, Srichandan H, et al. Role of microorganisms in emission of nitrous oxide and methane in pulse cultivated soil under laboratory incubation condition[J]. *Indian Journal of Microbiology*, 2013, 53(1): 92-99.
- [15] Borken W, Matzner E. Reappraisal of drying and wetting effects on C and N mineralization and fluxes in soils[J]. *Global Change Biology*, 2009, 15(4): 808-824.
- [16] 梁东丽, 同延安, Emteryd O, 等. 灌溉和降水对旱地土壤N₂O气态损失的影响[J]. *植物营养与肥料学报*, 2002, 8(3): 298-302.
- [17] 刘晔, 牟玉静, 钟晋贤, 等. 氧化亚氮在森林和草原中的地-气交换[J]. *环境科学*, 1997(5): 14-18.
- [18] 王玉英, 胡春胜. 施氮水平对太行山前平原冬小麦-夏玉米轮作体系土壤温室气体通量的影响[J]. *中国生态农业学报*, 2011, 19(5): 1122-1128.
- [19] Kursar T A. Evaluation of soil respiration and soil CO₂ concentration in a lowland moist forest in Panama[J]. *Plant and Soil*, 1989, 113(1): 21-29.
- [20] 蔡祖聪, Mosier A R. 土壤水分状况对CH₄氧化、N₂O和CO₂排放的影响[J]. *土壤*, 1999, 31(6): 289-294.
- [21] 李世朋, 汪景宽. 温室气体排放与土壤理化性质的关系研究进展[J]. *沈阳农业大学学报*, 2003, 34(2): 155-159.
- [22] Lavigne M B, Foster R J, Goodine G. Seasonal and annual changes in soil respiration in relation to soil temperature, water potential and trenching[J]. *Tree Physiology*, 2004, 24(4): 415.
- [23] 张亚捷, 牛海山, 汪诗平, 等. 不同灌溉方法对宁夏葡萄园土壤二氧化碳和甲烷排放的影响[J]. *灌溉排水学报*, 2016, 35(1): 17-21.
- [24] 梁艳, 干珠扎布, 张伟娜, 等. 灌溉对藏北高寒草甸生物量和温室气体排放的影响[J]. *农业环境科学学报*, 2015, 34(4): 801-808.
- [25] 陶丽佳, 王凤新, 顾小小. 膜下滴灌对土壤CO₂与CH₄浓度的影响[J]. *中国生态农业学报*, 2012, 20(3): 330-336.
- [26] 韩继明, 潘根兴, 刘志伟, 等. 减氮条件下秸秆炭化与直接还田对旱地作物产量及综合温室效应的影响[J]. *南京农业大学学报*, 2016, 39(6): 986-995.
- [27] 蔡祖聪. 水分类型对土壤排放的温室气体组成和综合温室效应的影响[J]. *土壤学报*, 1999, 36(4): 484-491.
- [28] 王孟雪, 张忠学, 吕纯波, 等. 不同灌溉模式下寒地稻田CH₄和N₂O排放及温室效应研究[J]. *水土保持研究*, 2016, 23(2): 95-100.