

DOI: 10.5846/stxb202007061749

刘俊霞, 薛丹, 黄新亚, 刘建亮, 高永恒, 陈槐. 水位下降对若尔盖泥炭地垂直剖面土壤甲烷产生及厌氧氧化潜势的影响. 生态学报, 2021, 41(13): 5317-5327.

Liu J X, Xue D, Huang X Y, Liu J L, Gao Y H, Chen H. Effect of water table drawdown on soil methane production and anaerobic oxidation potential in the vertical profile of Zoige peatland. Acta Ecologica Sinica, 2021, 41(13): 5317-5327.

水位下降对若尔盖泥炭地垂直剖面土壤甲烷产生及厌氧氧化潜势的影响

刘俊霞^{1,2,3}, 薛丹^{1,2}, 黄新亚^{1,2,3}, 刘建亮^{1,2}, 高永恒^{1,2}, 陈槐^{1,2,4,*}

1 中国科学院成都生物研究所山地生态恢复与生物资源利用重点实验室, 成都 610041

2 中国科学院若尔盖泥炭地定位研究站, 红原 624400

3 中国科学院大学, 北京 100049

4 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101

摘要:泥炭地是主要的甲烷(CH₄)排放源, 甲烷循环过程对水位变化响应敏感。研究选取两块具有水位差异的泥炭地土壤, 通过厌氧培养实验探究水位变化对泥炭地甲烷产生和甲烷厌氧氧化(Methane Anaerobic Oxidation, AOM)潜势的影响, 并分析影响其潜势大小的生物地球化学因子。结果显示, 高水位泥炭地(0 cm)CH₄产生累积量为(0.89±0.01) μg/g, 要显著高于低水位(-30 cm):(0.70±0.03) μg/g)泥炭地甲烷产生量, 但低水位 AOM 累积量要显著高于高水位泥炭地(0 cm):(2829.93±35.99) μg/g), 低水位泥炭地 AOM 量为(3588.06±24.78) μg/g。通过相关性分析发现甲烷产生潜势与含水量和 DOC 具有显著相关性, AOM 潜势与含水量、pH、DOC 具有显著相关性, 含水量和 DOC 是影响若尔盖泥炭地甲烷产生及 AOM 潜势大小的重要因子。此外, 发现高水位泥炭地甲烷产生潜势对温度升高的响应较为明显, 特别是表层土壤(0—20 cm)。本研究明确了水位变化对若尔盖泥炭地甲烷产生及 AOM 潜势的影响特征, 估算了全国泥炭地甲烷产生及 AOM 潜势的大小, 以为减缓全球气候变暖提供一定的理论支撑。

关键词:甲烷产生; 甲烷厌氧氧化; 潜势; 泥炭地; 生物地球化学因子

Effect of water table drawdown on soil methane production and anaerobic oxidation potential in the vertical profile of Zoige peatland

LIU Junxia^{1,2,3}, XUE Dan^{1,2}, HUANG Xinya^{1,2,3}, LIU Jianliang^{1,2}, GAO Yongheng^{1,2}, CHEN Huai^{1,2,4,*}

1 Chinese Academy of Sciences Key Laboratory of Mountain Ecological Restoration and Bioresource Utilization & Ecological Restoration and Biodiversity Conservation Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu Institute of Biology, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041, China

2 Zoige Peatland and Global Change Research Station, Chinese Academy of Sciences, Hongyuan 624400, China

3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

4 CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Beijing 100101, China

Abstract: Peatland is one of main sources of methane (CH₄) emissions, and the process of methane cycle is sensitive to the change of water table. In this paper, soil from two peatlands with the differed water table were cultivated without oxygen to explore the effects of water table change on methane production potential and methane anaerobic oxidation (AOM) in peatland and analyze the potential impact biogeochemical factors. Results showed that CH₄ production from high water table

基金项目:国家自然科学基金重大项目(No91851108); 国家自然科学基金面上项目(No31570480); 中国科学院前沿科学重点研究项目(QYZDB-SW-DQC 007)

收稿日期:2020-07-06; **网络出版日期:**2021-04-28

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: chenhuai@cib.ac.cn

peatland (water table=0 cm: (0.89 ± 0.01) $\mu\text{g/g}$) was significantly higher than that from low water table (water table=-30 cm: (0.70 ± 0.03) $\mu\text{g/g}$) peatland. The AOM in the low water table peatland ((3588.06 ± 24.78) $\mu\text{g/g}$) was significantly higher than that in the high water table peatlands ((2829.93 ± 35.99) $\mu\text{g/g}$). The correlation analysis showed that methane production potential is significantly correlated with water content and DOC, and the AOM potential is significantly correlated with water content, pH and DOC. Water content and DOC are important factors affecting the methane production and AOM of the Zoige peatland. Our results also showed that the methane production potential at high water table peatland was significantly sensitive to warming, especially at surface soil (0—20 cm). This study clarified the influence of water table on methane production and AOM potential of Zoige peatland, estimated the methane production and AOM potential of peatlands from nationwide, and provided theoretical support in mitigating global change.

Key Words: methane production; methane anaerobic oxidation; potential; peatland; influence factors

据 IPCC 报告指出,目前全球范围内温室气体 CH_4 排放量仅次于 CO_2 排放量,甲烷由于其独特的分子结构,使得等摩尔甲烷产生的增温效应是二氧化碳的 34 倍^[1]。因此, CH_4 一直以来都是环境生态领域的研究热点,也是环境保护等机构密切关注的重要温室气体之一。

泥炭地面积占陆地表面面积的 3%,但是其土壤碳储存量达 600 Pg,占全球碳储量的 1/3,是陆地生态系统中最大的有机碳库^[2-3]。泥炭地是重要的甲烷排放源,研究发现自然湿地甲烷排放量达 110 Tg/a,占进入大气总 CH_4 量的 20%^[4]。而甲烷厌氧氧化在湿地碳循环中的作用一直被忽视,AOM 是微生物以 CH_4 为电子供体,在厌氧环境中与电子受体(SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 NO_2^- 、 Fe^{3+} 、 Mn^{4+} 等)进行耦合,发生氧化还原反应的过程。相关研究发现,全球生态系统内 AOM 过程可消耗 0.3 Gt/a 的 CH_4 ^[5],其中湿地 AOM 可以减少 50% 以上的 CH_4 排放量^[6],因此该过程可以有效减少温室气体甲烷的排放^[7-8],在减缓全球变暖方面也具有较为重要的地位。

若尔盖高寒泥炭地是我国重要的高原湿地。目前由于气候变暖,降雨减少等现象的加剧,若尔盖泥炭地水位不断下降,水位高低是衡量泥炭地是否退化的主要指标之一。同时,高原湿地对气候变化和人类活动响应敏感,增温会使得环境中微生物活性等迅速增强,主要是由于升温会促进湿地微生物的代谢,促进泥炭土壤的呼吸过程,进一步促进温室气体的排放,而深层作为有机质积累较为丰富的泥炭层,其甲烷产生量也要高于亚表层和表层。因此本文在水位降低、温度上升等气候变化背景下分析不同水位泥炭地甲烷产生及 AOM 潜势的大小,以及甲烷产生速率的温度敏感性,旨在探究水位下降和温度上升对泥炭地甲烷循环造成的影响。

1 实验样地概况

本实验采样点处于青藏高原东缘,若尔盖高原若柯坝泥炭地($33^{\circ}04' 06''\text{N}$ — $33^{\circ}04' 04''\text{N}$, $102^{\circ}34' 31''\text{E}$ — $102^{\circ}34' 33''\text{E}$),位于四川省红原县。若尔盖泥炭地是中国最大的泥炭地分布区,覆盖面积约为 4605 km^2 ,平均泥炭深度为 0.39 m (0.2—6.0 m),是中国泥炭地的重要组成部分,也是沼泽湿地国家级自然保护区。

若尔盖无一年四季的明显分别,大体上分为冷暖两季。该地区年均温为 1.7°C ,年内平均高温最高为 11°C 左右,一般处于 7 月份。生长季处于每年 6—10 月,平均温度可达 8°C 。若尔盖高原紫外线极强,对生物辐射性较大。年降雨量达 640 mm 左右,降雨主要分布在生长季^[9]。若尔盖物种丰富、资源多样化,苔草是若尔盖的优势植物种类^[10],另外还有藏嵩草、鹅绒委陵菜、火绒草等植物种。若尔盖具有丰富的泥炭资源,且碳储量较大,据 Chen 等(2014)估算得出,该地区总碳储量达 0.477 Pg^[11]。早期孙广友对若尔盖泥炭地研究发现,其泥炭沼泽面积及泥炭储量均处于我国首位^[12]。

2 材料与方法

2.1 样品采集与处理

本实验样品采集于 2018 年 10 月份,处于生长季末期。根据本实验室样地布设的长期水位监控数据,选

择具有年均水位差(低水位:-30 cm、高水位:0 cm)的两个点进行采样(表3)。采样时将地表植被去除,然后挖出 1 m×1 m×1 m 的剖面,用铲子随机取 10 cm 宽,15 cm 长,1 m 深土柱,然后以 20 cm 为一层进行深度分割,分割完立刻装入自封袋,并尽可能排尽自封袋内的空气,随机采集 3 个生物学重复,保存在 4℃,带回实验室后-20℃存放。土壤过 2 mm(10 目)筛子,过筛时先将小土柱撕成小碎块,之后直接用湿筛法去除植物根系及其他植物残体,土壤过筛后用于实验物理化学性质的测定及培养实验。

2.2 土壤理化性质测定方法

DOC(可溶性有机碳,Dissolved Organic Carbon)浓度用 TOC 仪测定(Vario TOC,德国)^[13];不同形态氮素浓度用流动分析仪测定(SEAL AA3,德国)^[14];含水量用铝盒称重 105℃烘干至恒重进行测定;铁离子含量用邻菲洛琳比色法测定^[15]。

2.3 培养实验操作

将不同水位的每个深度土壤分别进行 8℃ 和 25℃ 培养进行甲烷产生实验,甲烷厌氧氧化实验只进行 25℃ 培养(将甲烷产生和 AOM 进行对比的数据是选择 25℃ 的甲烷产生结果)。实验具体操作为:取 20.00 g 左右泥炭土放于 100 mL 培养瓶中,甲烷产生实验加入 1.2 mL 甲烷氧化抑制剂(乙炔,C₂H₂),AOM 实验加入 40 mL 浓度为 60 mmol/L 的甲烷产生抑制剂(二溴乙烷磺酸钠,SBES)。之后统一用丁基橡胶塞和铝帽密封,在瓶口插入一长一短两针,从长针通入高纯氦气(He,纯度 ≥ 99.999%)进行换气,维持恒定气流 12—15 min,使培养瓶处于厌氧状态,静置培养瓶 24 h,使得瓶内气体平衡。培养瓶内气体平衡 24 h 之后开始计时,称甲烷产生潜势培养的初始值,也即第 0 天。AOM 培养实验平衡 24 h 之后等量置换 10 mL 高纯甲烷,并放入转速为 150 r/min 摇床培养箱,进行实验培养。后续培养过程中,分别在第 0、1、2、3、4、5、6、7 天同一时间用注射器等量置换(以高纯氦气为保护气)方法抽取顶空 5 mL 气体,用气相色谱(Agilent 7890A, Agilent Co, USA)测定气体中甲烷的浓度,并通过差值计算来确定产甲烷速率和 AOM 速率。由于水分对实验影响较大,因此实验过程中采用称重法进行水分的恒定保持,称重选择在每次采气之后,立即称量以维持原取土培养重量。

速率计算公式^[16]为:

$$F_{\text{CH}_4} = \frac{dc}{dt} \frac{V}{V_0} \frac{M}{m} \frac{T_0}{T} \frac{P}{P_0}$$

式中, F_{CH_4} 为甲烷产生或 AOM 速率($\mu\text{g g}^{-1} \text{d}^{-1}$); dc/dt 为甲烷浓度日变化量; V 为培养瓶体积(L),即 0.1 L; M 为甲烷摩尔分子量(g/mol),即 16.21 g/mol; V_0 为标准大气压下气体摩尔体积,即 22.4 L/mol; m 为土壤干重(g); T_0 为绝对温度(273℃); T 为实验温度(8℃、25℃); P 为瓶内压强; P_0 为大气压强

累积量计算公式为:

$$CE = \sum_{i=1}^{n=7} (F_{i+1} - F_i)$$

式中, CE 为甲烷浓度变化累积量($\mu\text{g/g}$), F 表示甲烷浓度变化速率, i 表示第一天开始; n 为实验培养天数。

与之前不少研究学者对温度敏感性 Q_{10} 值的比较方法一致,本论文采用同种方法对增温造成的泥炭地甲烷产生速率的变化值(文中称为 Rate Change of Reaction,RCR)进行对比。对应计算公式^[17]改编为:

$$\text{RCR} = \frac{V_{25} - V_8}{25 - 8}$$

式中,RCR 表示温度升高下产甲烷速率的变化值, V_{25} 表示 25℃ 培养过程中甲烷产生的平均速率,单位为 $\mu\text{g g}^{-1} \text{d}^{-1}$; V_8 表示 8℃ 培养过程中甲烷产生的平均速率,单位为 $\mu\text{g g}^{-1} \text{d}^{-1}$ 。

对于全国泥炭地分布下的甲烷产生量及 AOM 量预估值,计算中所涉及的甲烷产生及 AOM 平均值所取深度为 1 m,以本实验研究中的甲烷产生及 AOM 速率为标准,进行相关产生及 AOM 量预估值(Estimated Value,EV)的计算,对应的计算公式为:

$$EV = V_i \times S_{\text{SOC}} / 350 / \text{Depth}$$

式中, EV 为对应预估值, V_i 表示两水位平均甲烷产生量和平均 AOM 量, 单位是 $\mu\text{g/g}$, 350 表示泥炭土壤中平均有机碳含量, 单位是 g/kg , S_{SOC} 表示土壤有机碳储量, 单位为 t , Depth 表示泥炭层厚度, 单位为 m 。

2.4 数据分析

使用 SPSS 18.0 和 Microsoft Office Excel 2016 软件进行数据分析。通过单因素方差分析比较指标与甲烷产生和 AOM 之间的显著性差异, 通过 Pearson 相关性分析比较基础理化指标对甲烷产生及 AOM 的影响。用 Origin 2018 软件进行图表制作。

3 结果与分析

3.1 不同水位泥炭地的基础理化指标随深度的变化

低水位泥炭地含水量随深度的增加而增加, 不同深度之间存在差异性 (表 1); pH 值为 (5.39 ± 0.01) — (5.52 ± 0.02) (表 1), 为稍偏酸性土壤, 不同深度之间没有显著性差异 ($P > 0.05$); DOC (998.28 ± 108.82)— (2001.02 ± 183.25) mg/kg 含量随深度增加而增加; Fe^{3+} (1.14 ± 0.04)— (6.05 ± 0.30) g/kg 、 NO_3^- -N (1.05 ± 0.11)— (5.47 ± 1.33) mg/kg 、 NH_4^+ -N (9.12 ± 1.44)— (95.35 ± 11.11) mg/kg 含量表层高于其他土壤层且与其他土壤层之间存在显著性差异 (表 1) ($P < 0.05$); NO_2^- -N (-0.03 ± 0.01)— (0.15 ± 0.15) mg/kg 含量很低且随深度无差异。

高水位泥炭地含水量为 (1.90 ± 0.10) — (4.34 ± 0.21) 、pH 值为 (5.26 ± 0.03) — (5.42 ± 0.05) (表 1), 趋势及显著性差异与低水位泥炭地一致; DOC (802.00 ± 55.59)— (1531.32 ± 147.51) mg/kg 、 NO_3^- -N (1.74 ± 1.27)— (4.30 ± 0.74) mg/kg 含量随深度增加而增加, 不同深度之间没有极显著的差异 (表 1) ($P > 0.05$); Fe^{3+} (0.91 ± 0.10)— (2.58 ± 0.04) g/kg 含量表层高于其他土壤层且与其他土壤层之间存在显著性差异 (表 1) ($P < 0.05$); NO_2^- -N (0.02 ± 0.01)— (0.47 ± 0.39) mg/kg 含量很低且随深度无差异, NH_4^+ -N (6.62 ± 2.48)— (22.67 ± 1.94) mg/kg 含量高于 NO_3^- -N, NH_4^+ -N 随深度增加表现出显著性差异 ($P < 0.05$)。

表 1 不同水位泥炭地基础理化指标

Table 1 The basic characters of peatlands with different water table

水位 Water table	深度 Depth/cm	含水量 WC	酸碱性 pH	可溶性有机碳 DOC/ (mg/kg)	铵氮 NH_4^+ -N/ (mg/kg)	硝氮 NO_3^- -N/ (mg/kg)	亚硝氮 NO_2^- -N/ (mg/kg)	三价铁 Fe^{3+} / (g/kg)
低水位 Lower water table	0—20	$2.64 \pm 0.31\text{c}$	$5.52 \pm 0.02\text{a}$	$998.28 \pm 108.82\text{c}$	$95.35 \pm 11.11\text{a}$	$5.47 \pm 1.33\text{a}$	$-0.02 \pm 0.02\text{a}$	$6.05 \pm 0.30\text{a}$
	20—40	$2.68 \pm 0.08\text{c}$	$5.39 \pm 0.01\text{b}$	$1032.49 \pm 77.25\text{bc}$	$9.12 \pm 1.44\text{d}$	$1.05 \pm 0.11\text{b}$	$-0.03 \pm 0.01\text{a}$	$1.45 \pm 0.09\text{b}$
	40—60	$3.41 \pm 0.13\text{b}$	$5.30 \pm 0.01\text{c}$	$1187.49 \pm 68.19\text{bc}$	$18.58 \pm 1.49\text{cd}$	$2.60 \pm 0.73\text{b}$	$0.15 \pm 0.15\text{a}$	$1.24 \pm 0.03\text{b}$
	60—80	$4.03 \pm 0.26\text{b}$	$5.40 \pm 0.01\text{b}$	$1455.69 \pm 211.16\text{b}$	$28.47 \pm 0.40\text{bc}$	$1.89 \pm 0.16\text{b}$	$0.02 \pm 0.02\text{a}$	$1.14 \pm 0.04\text{b}$
	80—100	$5.59 \pm 0.12\text{a}$	$5.39 \pm 0.01\text{b}$	$2001.02 \pm 183.25\text{a}$	$35.58 \pm 2.90\text{b}$	$2.84 \pm 0.15\text{b}$	$0.09 \pm 0.05\text{a}$	$1.45 \pm 0.08\text{b}$
高水位 Higher water table	0—20	$1.90 \pm 0.10\text{d}$	$5.42 \pm 0.05\text{a}$	$802.00 \pm 55.59\text{b}$	$6.62 \pm 2.48\text{c}$	$2.98 \pm 0.68\text{ab}$	$0.03 \pm 0.04\text{a}$	$2.58 \pm 0.04\text{a}$
	20—40	$2.89 \pm 0.13\text{c}$	$5.35 \pm 0.01\text{ab}$	$1187.74 \pm 174.51\text{ab}$	$7.51 \pm 1.28\text{b}$	$1.74 \pm 1.27\text{b}$	$0.03 \pm 0.05\text{a}$	$1.26 \pm 0.10\text{b}$
	40—60	$3.03 \pm 0.32\text{bc}$	$5.41 \pm 0.02\text{a}$	$1092.12 \pm 92.95\text{b}$	$11.33 \pm 1.58\text{b}$	$2.01 \pm 0.26\text{ab}$	$0.02 \pm 0.01\text{a}$	$1.00 \pm 0.02\text{c}$
	60—80	$3.56 \pm 0.06\text{b}$	$5.34 \pm 0.03\text{ab}$	$1401.69 \pm 151.44\text{a}$	$11.93 \pm 0.28\text{b}$	$2.86 \pm 0.19\text{ab}$	$0.10 \pm 0.04\text{a}$	$0.91 \pm 0.10\text{c}$
	80—100	$4.34 \pm 0.21\text{a}$	$5.26 \pm 0.03\text{b}$	$1531.32 \pm 147.51\text{a}$	$22.67 \pm 1.94\text{a}$	$4.30 \pm 0.74\text{a}$	$0.47 \pm 0.39\text{a}$	$1.40 \pm 0.03\text{b}$

WC: 含水量 Water Content; pH: 土壤酸碱性; DOC: 可溶性有机碳 Dissolved Organic Carbon; NH_4^+ -N: 铵态氮; NO_3^- -N: 硝态氮; NO_2^- -N: 亚硝态氮; Fe^{3+} : 三价铁。表中 0—20、20—40、40—60、60—80、80—100 表示土壤层深度

3.2 深度对甲烷产生和厌氧氧化潜势的影响

25°C 培养发现低水位泥炭地培养产甲烷累积量在 40—60 cm 泥炭层最高 (0.17 ± 0.01) $\mu\text{g/g}$, 但与其他层比较无显著性变化 (图 1); 高水位培养时每个深度泥炭层之间甲烷产生累积量也没有显著性差异 ($P > 0.05$) (图 1)。两水位比较可以看出, 高水位泥炭地甲烷产量总体要高于低水位泥炭地。低水位泥炭地 AOM 累积量随深度的增加先减小后不断增加趋势, 其中最深层 (80—100 cm) 泥炭地 AOM 累积量达 (888.62 ± 7.33) $\mu\text{g/g}$, 与其他深度泥炭地 AOM 累积量呈极显著性差异 ($P < 0.05$) (图 1)。高水位泥炭地 AOM 累积量在 60—

80 cm 深度泥炭最低,仅(366.24±3.33) μg/g,最深层 80—100 cm 深度泥炭地 AOM 累积量最高,与 40—60 cm 深度无显著性差异。整体比较两水位不同垂直深度泥炭地 AOM 累积结果显示,除 40—60 cm 泥炭层外,其他泥炭层均表现为低水位泥炭地 AOM 量(574.01±4.31)—(888.62±7.33) μg/g 显著高于高水位泥炭地 AOM 累积量(362.25±3.33)—(734.59±18.55) μg/g($P<0.05$) (图 1)。

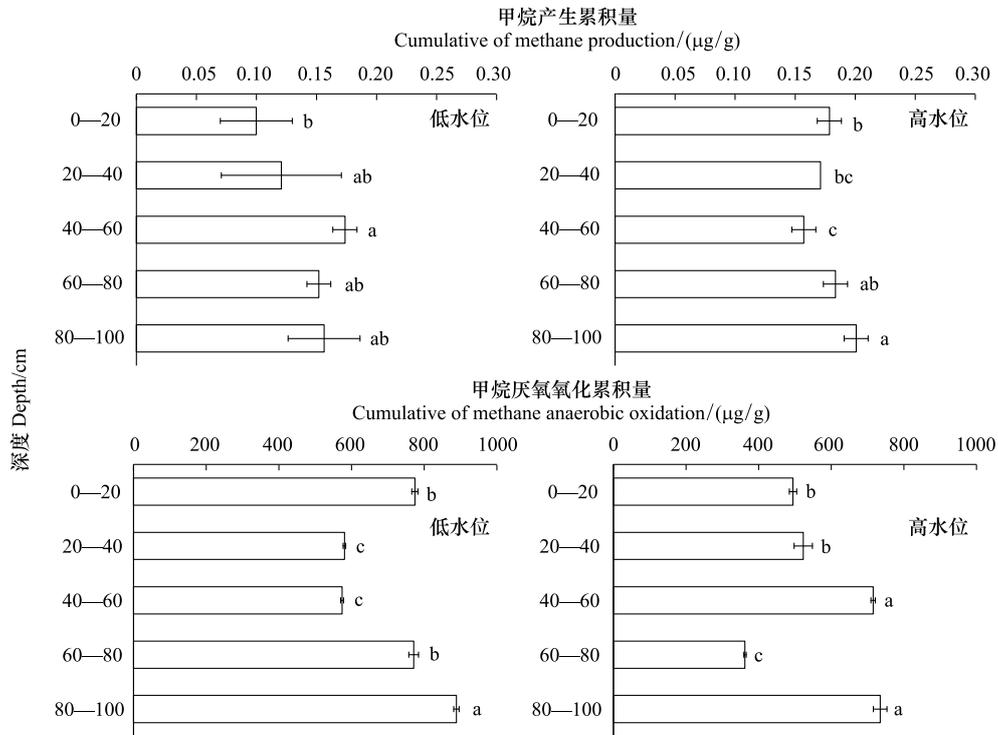


图 1 不同深度泥炭地甲烷产生及厌氧氧化累积量

Fig.1 The cumulative of methane production and methane anaerobic oxidation in different depth

3.3 水位降低对甲烷产生和甲烷厌氧氧化潜势的影响

低水位泥炭土壤培养产甲烷累积量达(0.70±0.03) μg/g,高水位泥炭地土壤产甲烷累积量达(0.89±0.01) μg/g,即水位增高会显著促进若尔盖泥炭地产甲烷活动(图 2)。而低水位泥炭地 AOM 累积量达到

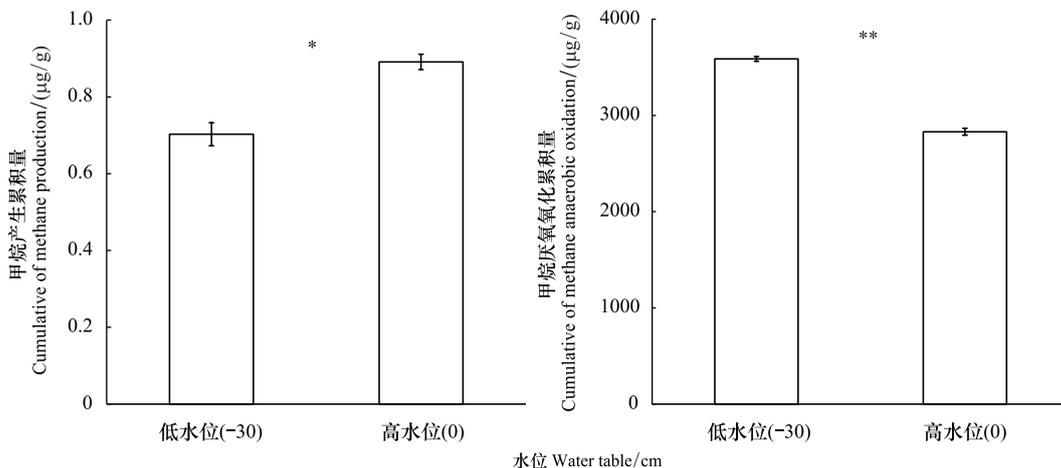


图 2 不同水位泥炭地甲烷产生及厌氧氧化累积量

Fig.2 Cumulative of methane production and methane anaerobic oxidation in different water table

(3588.06±24.78) $\mu\text{g/g}$, 要极显著高于高水位泥炭地 AOM 累积量 ((2829.93±35.99) $\mu\text{g/g}$) ($P<0.05$) (图 2), 说明泥炭地恢复(淹水培养实验)有利于 AOM 的发生。

3.4 甲烷产生及厌氧氧化潜势与环境因子的相关性分析

对低水位泥炭地 AOM 潜势影响最大的指标为土壤含水量、pH、DOC 含量, 相关系数分别为 0.676、0.656 和 0.643, 说明土壤含水量、pH、DOC 含量是影响泥炭地 AOM 的重要因素(表 2)。高水位泥炭地甲烷产生量与 DOC 含量呈现显著正相关性, 说明 DOC 含量对甲烷的产生有较明显促进作用, 与 NO_3^- 含量呈现极显著正相关性, 相关性系数为 0.664, 说明 NO_3^- 含量也是影响 CH_4 排放的重要因子(表 2); AOM 与土壤中 NH_4^+ 含量呈现显著正相关性, 相关系数为 0.527, 说明 NH_4^+ 含量是影响若尔盖泥炭地 AOM 潜势的环境因子(表 2)。对野外试验站采样点在 2016—2018 年的水位监测数据显示, 低水位泥炭地监测的水位平均值为 -29.22 cm, 高水位泥炭地监测的水位平均值为 -0.49 cm(表 3)。

表 2 两水位泥炭地甲烷产生及 AOM 累积量与基础指标相关性

Table 2 Pearson correlations between physico-chemical property with methane production and methane anaerobic oxidation at different water table

指标 Index	低-甲烷产生 L- CH_4	高-甲烷产生 H- CH_4	低-甲烷厌氧氧化 L-AOM	高-甲烷厌氧氧化 H-AOM
含水量 WC	0.348	0.490	0.676 **	0.335
酸性 pH	-0.044	0.065	0.656 **	0.399
三价铁 Fe^{3+}	-0.420	0.133	0.237	-0.087
可溶性有机碳 DOC	0.355	0.585 *	0.643 **	0.154
硝酸根 NO_3^-	-0.263	0.644 **	0.361	0.072
铵根 NH_4^+	-0.349	0.477	0.480	0.527 *
亚硝酸根 NO_2^-	0.297	0.098	-0.009	0.287

L- CH_4 : 低水位泥炭地产甲烷累积量 Accumulation of methane produced by low water table peatland; H- CH_4 : 高水位泥炭地产甲烷累积量 Accumulation of methane produced by high water table peatland; L-AOM: 低水位泥炭地甲烷厌氧氧化累积量 Accumulation of methane anaerobic oxidation in low water table peatland; H-AOM: 高水位泥炭地甲烷厌氧氧化累积量 Accumulation of methane anaerobic oxidation in high water table peatland; 指标对应含义同表 1

表 3 野外试验站 2016—2018 年采样点水位监测数据

Table 3 Field test station water table monitoring data from 2016 to 2018 at the sampling point

年份 Year	2016					2017					2018				均值 Mean			
月份 Month	8	9	10	11	12	3	5	6	7	8	9	10	12	5	7	10	12	
低水位 Lower water table	-36.33	-25.33	-27.67	-32.67	-36.33	-52.67	-22.33	-4.33	-32.33	-24.33	-16.67	-27.67	-46.67	-19.33	-27.33	-22.33	-42.33	-29.22
高水位 Higher water table	-4.33	4.67	2.00	1.33	-5.00	-7.67	0.33	1.00	2.67	2.67	1.00	3.67	-6.00	0.00	1.00	2.00	-7.67	-0.49

表 3 中数据均为平均值

3.5 甲烷产生与甲烷厌氧氧化之间的变化趋势分析

低水位泥炭地在深度上的甲烷产生与 AOM 潜势比较结果发现, 每层泥炭地甲烷的产生和 AOM 之间存在此消彼长趋势, 即甲烷产生的泥炭层 AOM 在降低(图 3)。高水位泥炭地深度上的比较发现, 80—100 cm 深度泥炭层的甲烷产生和 AOM 都增加, 说明该泥炭层的产甲烷微生物和 AOM 微生物含量多或者活性较大(图 3)。低水位泥炭地的甲烷产生速率随培养时间呈现缓慢减小后快速增大趋势, 而 AOM 速率随时间的变化呈现急速减小后缓慢增加趋势, 如果后续接着培养, 有可能出现甲烷产生速率的急速增加, 而 AOM 速率趋于稳定的结果(图 3)。高水位泥炭地第一天 AOM 的作用强于甲烷产生, 说明产甲烷菌对环境会存在一个适应阶段, 但是随着培养时间的进行, 甲烷产生和 AOM 可能都会有所增加(图 3)。

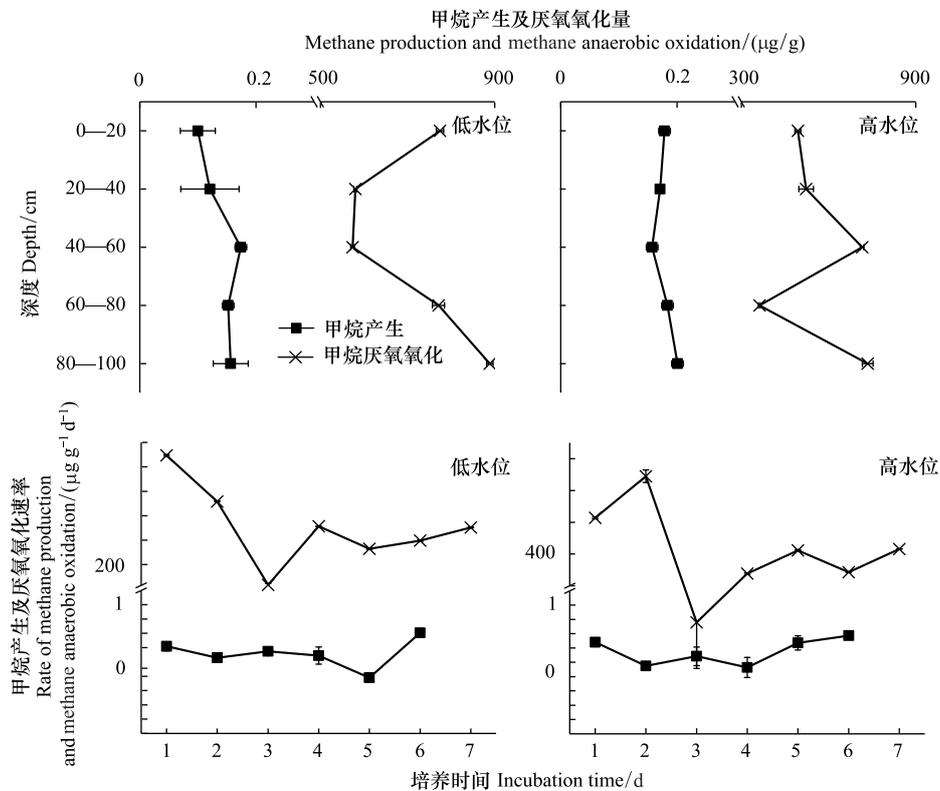


图3 不同水位泥炭地甲烷产生与甲烷厌氧氧化速率对比

Fig.3 Comparison of methane production and methane anaerobic oxidation with different water table

3.6 温度对甲烷产生的影响

两水位泥炭地总 RCR 比值显示,高水位泥炭地对温度升高的反应较为明显,其敏感系数为 5.50,是低水位泥炭地的 5.3 倍,高水位泥炭地对增温的敏感性极显著高于低水位泥炭地对增温的敏感性(图 4) ($P < 0.05$)。对每个深度泥炭层的温度敏感性进行对比发现,整体上显示出 0—20 cm 深度泥炭层对增温的响应最为显著,该泥炭层高水位泥炭地的敏感性系数是低水位泥炭地的 25.6 倍(图 4)。说明增温对高水位泥炭地表层影响最大。

4 讨论与结论

4.1 甲烷产生潜势对水位及环境因子的响应

高水位泥炭地甲烷产生累积量显著高于低水位泥炭地,是因为高水位泥炭地厌氧环境更加充足,利于产甲烷菌的生存,能够促进甲烷的产生^[18-19],水位每增加 10 cm,甲烷通量会随之升高 1.3 倍,且高水位泥炭地对气候变化较为敏感^[20]。同时,王晓龙(2015)对若尔盖泥炭地 CH_4 产生研究结果也得出,水位增加会使得甲烷的排放量一起增加^[21]。本研究发现泥炭地产甲烷能力随深度的增加而增加,有研究指出,甲烷的产生主要依赖于原有环境中的有机质含量^[22]。另有研究者对泥炭土壤产甲烷能力测定发现产甲烷能力随土壤深度加大而降低,并且 5 cm 以上是产甲烷的主要泥炭层^[23]。Avery 等 2003 年的研究也提出湿地 0—10 cm 深度是产甲烷的主要土壤层,主要是由于土壤层中产甲烷基质的不一致造成的^[24]。本研究结果发现环境中含水量是影响甲烷产量的主要环境因子,主要是由于甲烷产生是有机质经过厌氧分解产生的,而水的存在能够为甲烷产生提供有利厌氧环境条件。有研究表明土壤中有有机质含量越高,越有利于甲烷的产生,即 DOC 含量也是影响甲烷产量的重要因子(表 2),因为 DOC 是环境中容易被微生物所分解利用的物质,因此,DOC 是产甲烷底物又是能量供应的来源^[25]。AOM 可以利用 Fe^{3+} 作为电子受体^[26],将 CH_4 氧化为 CO_2 ,所以 Fe^{3+} 含量对甲

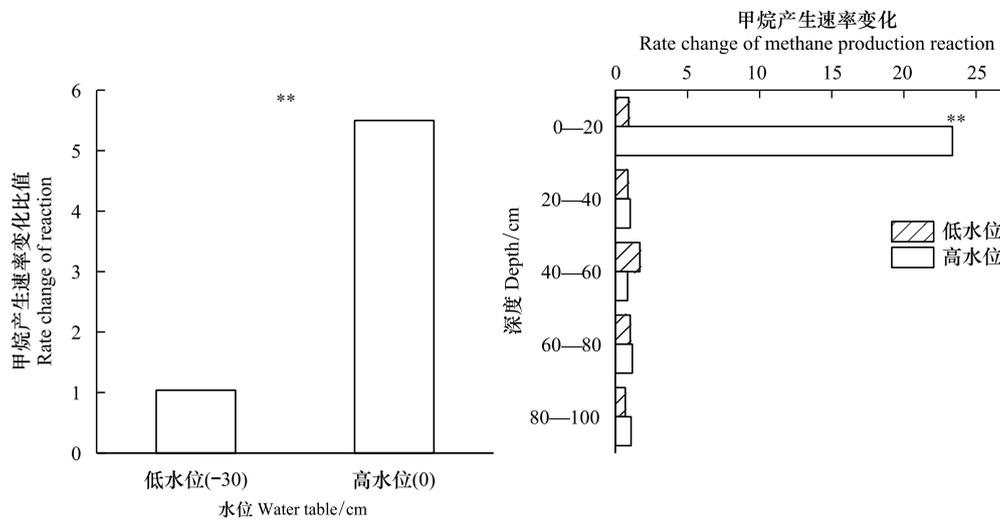


图 4 增温对两水位泥炭地甲烷产生速率变化的影响

Fig.4 Effect of methane production rate change with raising temperature in different water table peatland

烷产量具有一定的抑制作用。

4.2 泥炭地 AOM 潜势对水位的响应

低水位泥炭地 AOM 累积量要大于高水位泥炭地 AOM 累积量,可能是因为低水位泥炭地中甲烷厌氧氧化菌的丰度和种类要高于高水位泥炭地,相关研究发现若尔盖泥炭地水位降低会使得反硝化型甲烷厌氧氧化菌的丰度增加,当水位从高水位降到低水位时,所测得的 NC10 门细菌的相对丰度从 0.38% 增加到 3.26%^[27],本实验中为低水位泥炭地提供的淹水培养环境,对甲烷厌氧氧化菌丰度更大的低水位泥炭地较为有利,因而出现低水位泥炭地 AOM 量比高水位泥炭地 AOM 量高的现象。低水位泥炭地中 pH 值是影响 AOM 的重要因子^[28-29]。本实验中为低水位泥炭地提供良好的 AOM 环境及底物、温度,能极大程度促进泥炭地 AOM 的发生,使该研究 AOM 速率要明显高于其他关于 AOM 速率的实验研究^[29]。同时与大部分相关研究结果相似^[30-31],本研究发现 AOM 潜势随培养时间的变化为先减小后增加,80—100 cm 泥炭层中 AOM 量最高的原因,可能归因于在该环境中甲烷厌氧氧化微生物的活性较高^[32];但也有研究发现 AOM 速率随深度增加而急剧下降^[33]。

4.3 电子受体含量与泥炭地 AOM 的关系

依目前对 AOM 已有的研究来看,本研究的基础指标中可以作为电子受体的是 $\text{NO}_3^-/\text{NO}_2^-$ ^[26,34-37]、 Fe^{3+} ^[38]。以 $\text{NO}_3^-/\text{NO}_2^-$ 为电子受体的 AOM 称为反硝化型甲烷厌氧氧化,此类 AOM 反应主要发生在淡水生态系统中,以 NO_2^- 为电子受体的 AOM 主要是由从属于 NC10 门的一类细菌主导的,被命名为“*Candidatus Methyloirabilis oxyfera*”^[34],主要是通过甲基念珠菌的内部好氧机制完成氧化 CH_4 的过程;而以 NO_3^- 为电子受体的 AOM 主要是由被命名为“*Candidatus Methanoperedens nitroreducens*”的一种古菌 (ANME-2d) 主导的,该种古菌主要是通过逆向产甲烷途径并耦合 NO_3^- 来完成 CH_4 的氧化^[39]。以 Fe^{3+} 为电子受体的 AOM 被称为铁锰依赖型 AOM,该种类型目前主要在海洋沉积物、淡水环境、泥火山等环境中发现,而参与此类 AOM 的微生物主要是 marine benthic group-D (MBG-D) 菌群,MBG-D 属于无法实验室富集培养的一类微生物,另外有研究发现 ANME 古菌群的分支也可以参与铁锰依赖型 AOM^[40]。本研究结果中两水位泥炭地 AOM 量与基础电子受体含量未表现出显著相关性,可能是缺乏相对应的 AOM 微生物。

4.4 我国泥炭地甲烷产生及甲烷厌氧氧化潜势预估

根据 1988 年对我国泥炭地调查结果来看,泥炭地总面积达 104 万 hm^2 ,一共产有 46.87 亿 t 的泥炭土壤^[41]。结合该研究中产甲烷速率计算,按两水位泥炭深度 (100 cm) 甲烷产生平均值 (0.797 ± 0.03) $\mu\text{g/g}$ 来计

算,全国泥炭地甲烷产生潜势估计约 3735.54 t CH₄;结合研究中对 AOM 值计算,按平均值 50 μg/g 计算,全国泥炭地 AOM 大约消耗 234.35 万 t CH₄,该预估值要明显高于 Gupta (2013) 等人对北部泥炭地通过 AOM 途径所消耗的甲烷量^[42],主要是因为该实验设置中外源添加 CH₄。根据中国泥炭地分布情况,采用他人研究中对 AOM 潜势的计算方法^[42],计算出各个区域泥炭地甲烷产生潜势和 AOM 潜势预估值(表 4)。结果表明,若尔盖泥炭地甲烷产生及厌氧氧化潜势在全国泥炭地中占比最大。

表 4 我国泥炭地分布及其碳储量大小^[41,43]Table 4 Peatland distribution and carbon storage in our country^[41,43]

地点 Site	面积 Area/km ²	有机碳储量 Storage of OC/t	有机碳积累强度 Intensity of OC accumulation/ (t/km ²)	厚度 Depth/mh	甲烷产生 潜势预估 Estimate of methane production/t	AOM 潜 势预估值 Estimate of AOM/t
若尔盖高原 Zoige Plateau	2829.45	7.14×10 ⁸	3972.71	1—3	812.94	51000
大兴安岭 Greater Khingan	484.86	2724.93×10 ⁴	100 左右	<1	62.05	3892.76
小兴安岭 Lesser Khingan	727.49	2192.73×10 ⁴	139.54	— 1	49.93	3132.47
三江平原 Sanjiang Plain	350.26	1502.6×10 ⁴	164.73	0.8—1.5	34.22	2146.57
长白山地 Changbai Mountains	463.31	4764.1×10 ⁴	198.70	1—2	72.32	4537.24
天山山地 Ten-zan hills	374.86	2604.91×10 ⁴	82.89	1—2	39.55	2480.87
云贵高原 Yunnan-Kweichow Plateau	1089.31	2.82×10 ⁸	656.6	2	321.08	20142.86
内蒙古东部高 原 Eastern plateau of Inner Mongolia	79.3	213.90×10 ⁴	6.91		4.87	305.57
藏北高原 Changtang	10	77.51×10 ⁴	0.91		1.77	110.73
冀北山地 Mountainous area of northern Hebei	59.94	564.2×10 ⁴	82.92		12.85	806
大巴山、大别山 Daba Mountains, Dabie Mountains	0.93	19.9×10 ⁴	0.79		0.45	28.43

OC: 有机碳 Organic carbon

4.5 结论

本研究结果表明,高水位泥炭地甲烷排放量较大,影响若尔盖泥炭地甲烷产生主要环境因子是含水量和 DOC 含量。若尔盖泥炭地 AOM 潜势研究结果表明,泥炭地恢复会显著增加其 AOM 潜势。对若尔盖泥炭地 AOM 影响最为明显的因子是含水量、pH、DOC 以及 NH₄⁺ 含量,说明环境酸碱性对若尔盖泥炭地 AOM 也有一定的影响,但是未得到常见电子受体与 AOM 之间的显著相关性,说明以 NO₃⁻、NO₂⁻ 为电子受体的反硝化型甲烷厌氧氧化可能不是若尔盖泥炭地 AOM 过程的主要途径。

参考文献 (References):

- [1] Pachauri R K, Allen M R, Barros V R, Broome J, Cramer W, Christ R, Church J A, Clarke L, Dahe Q, Dasgupta P, Dubash N K, Edenhofer O, Elgizouli I, Field C B, Forster P, Friedlingstein P, Fuglestvedt J, Gomez-Echeverri L, Hallegatte S, Hegerl G, Howden M, Jiang K, Jimenez C B, Kattsov V, Lee H, Mach K J, Marotzke J, Mastrandrea M D, Meyer L, Minx J, Mulugetta Y, O'Brien K, Oppenheimer M, Pereira J J, Pichs-Madruga R, Plattner G K, Pörtner H O, Power S B, Preston B, Ravindranath N H, Reisinger A, Riahi K, Rusticucci M, Scholes R, Seyboth K, Sokona Y, Stavins R, Stocker T F, Tschakert P, Van Vuuren D, Van Ypserle J P. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Geneva: IPCC, 2014.
- [2] Amaral J A, Knowles R. Methane metabolism in a temperate swamp. Applied and Environmental Microbiology, 1994, 60(11): 3945-3951.
- [3] Baird A J, Belyea L R, Comas X, Reeve A S, Slater L D. Partitioning litter mass loss into carbon dioxide and methane in peatland ecosystems. Geophys Monogr Ser, 2009, 184: 131-144.
- [4] IPCC. Climate Change 1995-the Science of Climate Change. Bracknell: Summary for Policymakers, 1996.

- [5] 席婧茹, 刘素琴, 李琳, 刘俊新. 硫酸盐还原型甲烷厌氧氧化菌群驯化及其群落特征. 环境科学, 2014, 35(12): 4602-4609.
- [6] Segarra K E A, Schubotz F, Samarkin V, Yoshinaga M Y, Hinrichs K U, Joye S B. High rates of anaerobic methane oxidation in freshwater wetlands reduce potential atmospheric methane emissions. *Nature Communications*, 2015, 6(1): 7477.
- [7] Conrad R. The global methane cycle: recent advances in understanding the microbial processes involved. *Environmental Microbiology Reports*, 2009, 1(5): 285-292.
- [8] DeLong E F. Resolving a methane mystery. *Nature*, 2000, 407(6804): 577-579.
- [9] 陈槐, 高永恒, 姚守平, 吴宁, 王艳芬, 罗鹏, 田建卿. 若尔盖高原湿地甲烷排放的时空异质性. 生态学报, 2008, 28(7): 3425-3437.
- [10] 田应兵, 熊明彪, 熊晓山, 宋光煜. 若尔盖高原湿地土壤-植物系统有机碳的分布与流动. 植物生态学报, 2003, 27(4): 490-495.
- [11] Chen H, Yang G, Peng C H, Zhang Y, Zhu D, Zhu Q A, Hu J, Wang M, Zhan W, Zhu E X, Bai Z Z, Li W, Wu N, Wang Y F, Gao Y H, Tian J Q, Kang X M, Zhao X Q, Wu J H. The carbon stock of alpine peatlands on the Qinghai-Tibetan Plateau during the Holocene and their future fate. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 95: 151-158.
- [12] 孙广友. 论若尔盖高原泥炭赋存规律成矿类型及资源储量. 自然资源学报, 1992, 7(4): 334-346.
- [13] Zhang J B, Song C C, Yang W Y. Land use effects on the distribution of labile organic carbon fractions through soil profiles. *Soil Science Society of America Journal*, 2006, 70(3): 1037.
- [14] 张英利, 许安民, 尚浩博, 马爱生. AA3 型连续流动分析仪测定土壤和植物全氮的方法研究. 西北农林科技大学学报: 自然科学版, 2006, 34(10): 128-132.
- [15] Stookey L L. Ferrozine—a new spectrophotometric reagent for Iron. *Analytical Chemistry*, 1970, 42(7): 779-781.
- [16] 刘亮锋, 陈槐, 彭长辉, 朱求安, 李宝鑫. 若尔盖高原不同深度泥炭在增温条件下 CH₄ 释放. 应用与环境生物学报, 2016, 22(1): 1-7.
- [17] Fang C M, Smith P, Moncrieff J B, Smith J U. Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature. *Nature*, 2005, 433(7021): 57-59.
- [18] 高燕, 刘高慧, 杜乐山, 胡理乐, 康冰. 地下水位和土壤温度对若尔盖泥炭地 CH₄ 排放的影响. 环境科学研究, 2016, 29(4): 516-521.
- [19] Yang J S, Liu J S, Hu X J, Li X X, Wang Y, Li H Y. Effect of water table level on CO₂, CH₄ and N₂O emissions in a freshwater marsh of Northeast China. *Soil Biology and Biochemistry*, 2013, 61: 52-60.
- [20] 高燕. 地下水位和土壤温度对若尔盖泥炭地 CH₄ 排放的影响[D]. 咸阳: 西北农林科技大学, 2016.
- [21] 王晓龙. 若尔盖高寒泥炭湿地甲烷排放特征研究[D]. 咸阳: 西北农林科技大学, 2015.
- [22] Nilsson M. Methane Production from Peat, Regulated by Organic Chemical Composition, Elemental-and anion concentrations, pH and Depth 9. Jyskä; International Peat Congress, IPS, 1992: 125-133.
- [23] Van Den Pol-Van Dasselaar A, Oenema O. Methane production and carbon mineralisation of size and density fractions of peat soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 1999, 31(6): 877-886.
- [24] Avery G B, Shannon R D, White J R, Martens C S, Alperin M J. Controls on methane production in a tidal freshwater estuary and a peatland: methane production via acetate fermentation and CO₂ reduction. *Biogeochemistry*, 2003, 62(1): 19-37.
- [25] 丁维新, 蔡祖聪. 土壤有机质和外源有机物对甲烷产生的影响. 生态学报, 2002, 22(10): 1672-1679.
- [26] Hansel C M, Lentini C J, Tang Y Z, Johnston D T, Wankel S D, Jardine P M. Dominance of sulfur-fueled iron oxide reduction in low-sulfate freshwater sediments. *The ISME Journal*, 2015, 9(11): 2400-2412.
- [27] 钟秋萍. 水位降低对若尔盖泥炭地土壤中原核微生物和亚硝酸盐型甲烷厌氧氧化菌垂直分布的影响研究[D]. 北京: 中国科学院大学, 2017.
- [28] Scheutz C, Kjeldsen P. Environmental factors influencing attenuation of methane and hydrochlorofluorocarbons in landfill cover soils. *Journal of Environmental Quality*, 2004, 33(1): 72-79.
- [29] Wang W, Zeng C, Sardans J, Wang C, Tong C, Peñuelas J. Soil methane production, anaerobic and aerobic oxidation in porewater of wetland soils of the Minjiang River estuarine, China. *Wetlands*, 2018, 38(3): 627-640.
- [30] 王维奇. 闽江河口湿地甲烷厌氧氧化及其机制研究[D]. 福州: 福建师范大学, 2014.
- [31] Joye S B, Boetius A, Orcutt B N, Montoya J P, Schulz H N, Erickson M J, Lugo S K. The anaerobic oxidation of methane and sulfate reduction in sediments from Gulf of Mexico cold seeps. *Chemical Geology*, 2004, 205(3/4): 219-238.
- [32] Treude T, Krüger M, Boetius A, Jørgensen B B. Environmental control on anaerobic oxidation of methane in the gassy sediments of Eckernförde Bay (German Baltic). *Limnology and Oceanography*, 2005, 50(6): 1771-1786.
- [33] Alperin M J, Reeburgh W S. Inhibition experiments on anaerobic methane oxidation. *Applied and Environmental Microbiology*, 1985, 50(4): 940-945.
- [34] Ettwig K F, Butler M K, Le Paslier D, Pelletier E, Mangenot S, Kuypers M M M, Schreiber F, Dutilh B E, Zedelius J, De Beer D, Gloerich J, Wessels H J C T, Van Alen T, Luesken F, Wu M L, Van De Pas-Schoonen K T, Den Camp H J M O, Janssen-Megens E M, Francoijs K J,

- Stunnenberg H, Weissenbach J, Jetten M S M, Strous M. Nitrite-driven anaerobic methane oxidation by oxygenic bacteria. *Nature*, 2010, 464 (7288): 543-548.
- [35] Hu B L, Shen L D, Lian X, Zhu Q, Liu S, Huang Q, He Z F, Geng S, Cheng D Q, Lou L P, Xu X Y, Zheng P, He Y F. Evidence for nitrite-dependent anaerobic methane oxidation as a previously overlooked microbial methane sink in wetlands. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2014, 111(12): 4495-4500.
- [36] Shen L D, Liu S, Zhu Q, Li X Y, Cai C, Cheng D Q, Lou L P, Xu X Y, Zheng P, Hu B L. Distribution and diversity of nitrite-dependent anaerobic methane-oxidising bacteria in the sediments of the Qiantang River. *Microbial Ecology*, 2014, 67(2): 341-349.
- [37] Shen L D, He Z F, Zhu Q, Chen D Q, Lou L P, Xu X Y, Zheng P, Hu B L. Microbiology, ecology, and application of the nitrite-dependent anaerobic methane oxidation process. *Frontiers in Microbiology*, 2012, 3: 269.
- [38] Cai C, Leu A O, Xie G J, Guo J H, Feng Y X, Zhao J X, Tyson G W, Yuan Z G, Hu S H. A methanotrophic archaeon couples anaerobic oxidation of methane to Fe(III) reduction. *The ISME Journal*, 2018, 12(8): 1929-1939.
- [39] Ettwig K F, Shima S, Van De Pas-Schoonen K T, Kahnt J, Medema M H, Den Camp H J M, Jetten M S M, Strous M. Denitrifying bacteria anaerobically oxidize methane in the absence of *Archaea*. *Environmental Microbiology*, 2008, 10(11): 3164-3173.
- [40] Beal E J, House C H, Orphan V J. Manganese- and iron-dependent marine methane oxidation. *Science*, 2009, 325(5937): 184-187.
- [41] 尹善春. 中国泥炭资源及其开发利用. 北京: 地质出版社, 1991.
- [42] Gupta V, Smemo K A, Yavitt J B, Fowle D, Branfireun B, Basiliko N. Stable isotopes reveal widespread anaerobic methane oxidation across latitude and peatland type. *Environmental Science & Technology*, 2013, 47(15): 8273-8279.
- [43] 王铭, 刘子刚, 马学慧, 王国栋. 中国泥炭地有机碳储量分区. *湿地科学*, 2012, 10(2): 156-163.