



论文

中国东南沿海短叶茳茳潮沼湿地甲烷动态

全川*, 姚顺, 王维奇, 黄佳芳, 张林海, 章文龙, 曾从盛

湿润亚热带生态-地理过程省部共建教育部重点实验室, 福建师范大学亚热带湿地研究中心, 福建师范大学地理科学学院, 福州 350007

* E-mail: tongch@fjnu.edu.cn

收稿日期: 2011-03-16; 接受日期: 2011-09-06

国家自然科学基金(批准号: 40671174, 41071148, 31000262)资助

摘要 采用静态箱法连续 2 年对我国东南沿海闽江口短叶茳茳(*Cyperus malaccensis* Lam. var. *brevifolius* Bocklr.)沼泽湿地在涨潮前、涨落潮过程和落潮后排向大气的甲烷通量进行了测定, 同时测定了沼泽湿地土壤剖面孔隙水溶解性甲烷浓度, 并原位系统地测定了短叶茳茳沼泽湿地甲烷产生、甲烷氧化和植物体介导的甲烷传输排放整个甲烷代谢过程及其相关环境和植物因子。结果表明, 短叶茳茳沼泽湿地甲烷通量具有明显的季节变化, 6~8 月份是甲烷通量高峰期; 2008~2009 年, 涨潮前、涨落潮过程和落潮后的甲烷通量范围分别是 0.19~13.99, 0.03~10.63 和 0.01~17.93 $\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$, 平均值分别为 1.82, 0.98 和 2.10 $\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$; 涨落潮过程排向大气的甲烷通量低于涨潮前和落潮后, 落潮后甲烷通量月平均值稍高于涨潮前, 但差异性不显著($P>0.05$); 2008 年和 2009 年沼泽湿地甲烷年通量估算值为 21.45 和 5.99 $\text{g m}^{-2} \text{a}^{-1}$, 其中, 涨落潮阶段甲烷通量年估算值仅分别占甲烷年通量估算值的 19.8%和 8.0%; 植物介导的甲烷传输排放量占甲烷通量的 22.3%~43.9%; 涨潮前和落潮后土壤温度对于短叶茳茳沼泽湿地甲烷通量均影响显著, 两者呈显著正相关。

关键词甲烷通量
短叶茳茳
涨落潮
甲烷氧化
植物体甲烷传输
闽江口

具有高热辐射吸收潜力的甲烷(CH_4)被认为是最重要的温室气体之一^[1]。全球大气 CH_4 浓度值从工业化前的 715 ppb 增至 2005 年的 1774 ppb^[2] (1 ppb=1 ng g^{-1})。据估算, 天然湿地 CH_4 排放占全球 CH_4 排放总量的 21%以上^[3]。位于海陆过渡区的河口潮汐沼泽湿地是全球天然湿地重要的组成部分, 也是世界上生产力较大的植物群落类型之一。近年来, 国际上对于众多面积小, 零散分布的盐、淡水潮汐湿地的 CH_4 通量给予了越来越多的关注^[4-9]。但是, 目前仍十分缺乏中国沿海潮汐湿地 CH_4 通量数据^[10]。国内关于天然湿地 CH_4 通量的研究主要集中在三江平原^[11-14]。我国大陆海岸线长 18000 km, 具有众多的河口与海

湾, 海岸湿地类型多样^[15], 这些湿地是中国也是世界湿地的重要组成部分。近年来, 我国关于河口潮汐湿地 CH_4 排放通量的研究开始增多^[16-18]。短叶茳茳(*Cyperus malaccensis* Lam. var. *brevifolius* Bocklr.)为多年生草本植物, 耐盐碱性强, 广泛分布于我国的闽、粤等沿海省份和台湾地区, 但是, 目前仅见曾从盛等^[19]对于闽江口短叶茳茳沼泽湿地 2007 年 5 月~2008 年 4 月为期 1 年的 CH_4 通量初步报道。

CH_4 排放是 CH_4 产生、氧化和传输的最终结果, 以上关键过程共同构成了 CH_4 代谢(或称厌氧碳循环)^[20]。深入研究 CH_4 代谢各环节是更好地认识、应对与调控湿地 CH_4 排放的基础。闽江河口是我国东

南沿海典型河口之一, 闽江河口区面积最大的鳊鱼滩湿地高、中潮滩均分布有大面积的短叶茳茳沼泽湿地。目前国际上虽然开展了一些对于河口潮汐湿地 CH_4 通量的研究, 但是, 还未见连续 2 年对于河口潮汐沼泽湿地在涨潮前、涨落潮过程和落潮后 3 个不同阶段 CH_4 通量的观测, 也未见针对某一河口潮汐沼泽湿地, 系统地原位测定湿地 CH_4 产生、氧化和植物体传输完整的 CH_4 代谢过程。本研究在 2008 年 1 月至 2009 年 12 月连续 2 年对分布在闽江口鳊鱼滩湿地的短叶茳茳沼泽进行了 3 个不同潮汐阶段 CH_4 通量的测定, 并系统测定和分析了短叶茳茳沼泽湿地土壤孔隙水和涨落潮阶段潮水中溶解性 CH_4 浓度的月动态变化、短叶茳茳沼泽湿地土壤 CH_4 产生和氧化特征、植物体介导的 CH_4 传输释放量以及影响 CH_4 通量的主要环境因子和植被因子, 以期为全球潮汐沼泽湿地 CH_4 排放通量清单的编制提供中国地区更准确的基础数据, 同时系统地揭示短叶茳茳沼泽湿地 CH_4 动态特征。

1 材料与方法

1.1 研究区域和测定样地

研究区域为闽江河口区面积最大的鳊鱼滩湿地 ($119^{\circ}34'12''\sim 119^{\circ}40'40''\text{E}$, $26^{\circ}00'36''\sim 26^{\circ}03'42''\text{N}$)。闽江河口区气候暖热湿润, 年均降水日数 153 d, 年均降水量 1346 mm, 降水多发生在 3~9 月^[21]。潮汐属典型的半日潮。在鳊鱼滩湿地中西部五门闸附近中偏高潮滩区选择一个短叶茳茳沼泽湿地分布区, 设置 CH_4 气体排放通量观测样地 ($119^{\circ}37'31''\text{E}$, $26^{\circ}01'46''\text{N}$)。短叶茳茳沼泽群落结构简单, 均为单一种群落。研究样地短叶茳茳 3 月初进入生长期, 6~9 月生长旺盛, 花期较短, 7 月份植株高度 1.5 m, 地上生物量 (1062.4 ± 129.6) g m^{-2} , 土壤 (0~50 cm) 有机碳含量为 (19.7 ± 0.7) g kg^{-1} 。从涨潮开始至落潮结束平均潮水水淹时间约为 3.5~4 h, 在非涨落潮阶段, 地表出露。2007 年 12 月 0~10 和 10~30 cm 土壤孔隙水 SO_4^{2-} 含量分别为 250 和 395 mg L^{-1} , 潮水中 SO_4^{2-} 含量为 714 mg L^{-1} ^[22]。

1.2 样品采集

气样采集运用静态箱法。静态箱底座为不锈钢材料, 长、宽和高分别为 50, 50 和 30 cm, 底座在整

个观测期固定在采样点。静态箱体由中箱和顶箱 2 部分组成, 材料为 PVC 强化板, 中箱和顶箱的长、宽和高分别为 50, 50 和 100 cm 及 50, 50 和 50 cm。在顶箱上部安装小风扇混合箱内气体。搭建木质栈桥以便在取样时最大程度地减少干扰。设置 3 个静态箱重复。在涨潮前、涨落潮过程和退潮后连续 2 年 (2008 年 1 月~2009 年 12 月) 采集气样。在每月阴历初三或初四 (中潮日) 取样, 以便在白天有充足时间分别抽取 3 个潮汐阶段的气样, 同时保证样地高潮水位小于 1 m, 不至于在涨潮过程将静态箱完全淹没或冲走。各取样日约 10:00 开始涨潮, 采样时间为 9:00~16:00, 对于涨潮前和落潮后, 分别在涨潮前 1 h 和完全落潮后 1 h 分别开始相应的第 1 次抽气取样, 顶箱扣上后立刻用 100 mL 三通阀注射器抽取箱内气样, 然后每隔 30 min 采集 1 次, 抽气 3 次, 每次采样量为 100 mL, 整个采样过程向底座和中箱以及中箱和顶箱间的水槽加水密封。对于涨落潮过程, 在涨潮开始 30 min 扣上顶箱并立刻用注射器抽取气体, 然后每隔 60 min 采集 1 次, 共抽气 3 次, 每次采样量为 100 mL, 气样立刻带回实验室测定。

每月气样采集过程中, 同步采集静态箱内的潮水水样, 涨潮开始后约 30 min 扣上静态箱顶箱前用注射器第 1 次抽取静态箱内潮水水面下 10 cm 处水样, 并立刻注入到 18 mL 真空玻璃瓶至 1/2 容积, 在最后 1 次采集完气样后 (这时已处于落潮过程), 掀掉顶箱后立刻再 1 次抽取潮水水面下 10 cm 处水样, 水样带回实验室测定。

选取 1 个静态箱, 2009 年 1 月在其旁边垂直布设取样深度分别为 5, 10, 20 和 30 cm 的土壤孔隙水采样管 (内径 5 cm), 在采样管底部侧面开有一圈多个通口, 上面用橡胶塞密闭以防潮水进入^[23], 各深度均 3 个重复。在每月气样采集日, 涨潮前 1 h 用注射器分别抽取采集土壤孔隙水, 注入 18 mL 真空瓶, 带回实验室分析测定。

1.3 CH_4 氧化原位测定

样地选取在以上 CH_4 气体取样点附近, 分夏季 (7 月 28, 29 日)、冬季 (12 月 7, 8 日) (均为小潮日) 分别进行测定。静态箱同样由底座、中箱以及顶箱 3 部分组成, 底座长、宽和高分别是 35, 35 和 15 cm, 中箱和顶箱的长、宽和高分别是 35, 35 和 100 cm 以及 35, 35

和 50 cm, 3 个重复. 乙炔(C_2H_2)为常用的 CH_4 氧化抑制剂^[24,25]. 7 月 28 日和 12 月 7 日两天首先测定未施加乙炔之前的短叶茳芰样地 CH_4 通量, 在上午 9:00 第 1 次抽气, 每隔 20 min 抽气 1 次, 共抽 4 次, 每次 100 mL, 回实验室测定 CH_4 浓度. 抽气完毕后, 立刻向静态箱内注入体积浓度为 3%(根据中箱和顶箱的体积大小计算相应的纯 C_2H_2 气体注入量)的 C_2H_2 气体^[25], 过 23 h 后, 7 月 29 和 12 月 8 日上午 9:00 再次抽气(施加乙炔前后同一时刻取样以减少日进程变化对于研究结果的影响), 回实验室测定 CH_4 浓度. 最后通过计算添加 C_2H_2 前后的 CH_4 通量的差值估算土壤 CH_4 氧化量并计算相应的氧化率, CH_4 氧化率为 CH_4 氧化量占 CH_4 产生量的百分比.

1.4 植物体途径 CH_4 传输排放气样采集

剪切+静态箱法为测定沼泽湿地植物体传输排放甲烷效率的常用方法之一^[26]. 在 CH_4 通量月动态取样样地附近 15 m 处设置 1 个 15 m×15 m 大样方开展植物体介导传输排放甲烷途径的研究. 取样前 3~7 d 安装静态箱底座以减少对样地的扰动, 取样前 1~2 d 将短叶茳芰植株地上部分齐地面剪切, 在切口处涂上凡士林以防止气体从切口处溢出, 同时设置未剪切的对照组, 各 3 个重复. 在植物快速生长期(2009 年 5、7 月)、开花期(9 月)、成熟期(11 月份)和枯落期(2010 年 1 月份)分别选定一个小潮日(2009 年 5 月 31 日、7 月 15 日、9 月 10 日、11 月 8 日、2010 年 1 月 7 日), 均在非涨落潮阶段通过静态箱法分别采集剪切组与对照组的的气样并带回实验室分析测定.

1.5 气样分析

CH_4 气样采用岛津 GC-2010 气相色谱仪分析. 甲烷检测器为 FID(氢离子火焰化检测器), 载气为氮气, 流速 20 mL min⁻¹, 氢气为燃气, 流速为 47 mL min⁻¹; 空气为助燃气, 流速为 400 mL min⁻¹, 检测器温度为 130℃, 分离柱温度为 60℃. 色谱柱为 5A 分子筛柱(长度 3 m, 直径 3 mm), 用南京特种气体厂生产的浓度为 2.15, 51.58 和 101 ppm 的 CH_4 标准气体校正仪器(1 ppm=μg g⁻¹).

1.6 CH_4 通量计算

3 个潮汐阶沼泽湿地排向大气环境的 CH_4 通量计

算公式^[11]为

$$F = \frac{M}{V} \cdot \frac{dc}{dt} \cdot H \cdot \left(\frac{273}{273+T} \right),$$

式中, F : CH_4 通量(mg m⁻² h⁻¹); M : CH_4 摩尔质量; V : 标准状态下的气体摩尔体积; dc/dt : 静态箱内 CH_4 浓度变化率; T : 静态箱内温度(℃); H : 静态箱内气体部分高度(涨潮前和落潮后为 150 cm, 即中箱高度+顶箱高度). 我们观察到在涨落潮过程中静态箱内水体有明显的横向涌动现象, 基本可以推断静态箱内水多数是通过底座的凹槽进入的潮水(虽然有中箱扣在底座的凹槽中), 可能也有一小部分是出于潮汐作用将土壤孔隙水通过土壤-水界面挤压入静态箱内. 我们观测在整个涨落潮过程中静态箱内水体水位与箱外潮水水位基本保持一致. 研究样地中潮日最高潮水位低于箱体高度, 故在涨落潮过程中静态箱内始终保持一定体积的空气. 本研究以涨落潮过程中 3 次抽气时测定的箱外潮水水位的平均值近似地作为涨落潮过程中箱内潮水的平均高度值 H_{water} , 则涨落潮过程中静态箱内上部气体的高度估算值为: 150 cm- H_{water} , 以此近似表征涨落潮过程中静态箱内上部气体部分的高度. 静态箱内 CH_4 浓度变化率通过对每次采集的 3 个气样 CH_4 含量测定值进行线性回归分析获得, 测量的浓度数据只有在线性回归系数 $R^2>0.9$ 才视为有效数据^[27].

本文提出了一个估算闽江口潮汐沼泽湿地 CH_4 年排放通量(g CH_4 m⁻² a⁻¹)的方法. 闽江口潮汐为典型半日潮, 白天和夜晚的 2 次涨落潮过程共约 7 h (3.5 h+3.5 h), 且认为涨潮前和落潮后 2 个阶段均为 8.5 h, 则 CH_4 日通量(mg CH_4 m⁻² d⁻¹)计算公式为

$$CH_4 \text{ 日通量} = (8.5 \times \text{涨潮前 } CH_4 \text{ 通量}) + (7 \times \text{涨潮过程中 } CH_4 \text{ 通量}) + (8.5 \times \text{落潮后 } CH_4 \text{ 通量}).$$

因为每月取样日均为中潮日, 这里近似地认为各测定日 CH_4 日通量为所在月的 CH_4 日通量平均值, 并以此估算 CH_4 排放的月通量和年通量.

短叶茳芰植物体甲烷传输排放量占短叶茳芰湿地甲烷通量贡献率的计算公式为

$$P = E_{\text{植物体}} / F_{\text{沼泽湿地}},$$

式中, $P(\%)$ 为短叶茳芰植物体甲烷传输排放量占短叶茳芰沼泽湿地甲烷排放通量的百分比, $E_{\text{植物体}}$ 为短叶茳芰沼泽湿地单位面积(1 m²)植物体甲烷传输排放量, $F_{\text{沼泽湿地}}$ 为短叶茳芰沼泽湿地甲烷通量.

1.7 潮水和土壤孔隙水 CH₄ 浓度计算

潮水和土壤孔隙水中溶解性 CH₄ 浓度计算公式^[23]为

$$C = \frac{C_h \cdot V_h}{22.4 \cdot V_p},$$

式中为小瓶上部空间 CH₄ 浓度($\mu\text{L L}^{-1}$), V_h 为小瓶上部空间体积(mL), V_p 为小瓶内的水体积(mL).

1.8 环境因子测定

短叶茳芏样地涨潮前和落潮后湿地土壤(10 cm 深度)的温度、pH 值、Eh 和盐度(这里以土壤电导率表征)^[28]分别采用 IQ150 便携式 pH/氧化还原电位/温度计(IQ Scientific Instruments)和 2265FS 便携式电导盐分计(Spectrum Technologies Inc. USA)原位同步测定. 2009 年还同步测定了样地短叶茳芏的植株高度和植株密度.

1.9 数据处理

3 个潮汐阶段间 CH₄ 通量差异性检验采用 SPSS13.0 软件中的重复测量方差分析(Repeated measures ANOVA) 进行统计分析, 运用多元回归中逐步回归分析方法分别建立涨潮前和落潮后甲烷通量与各环境因子(土壤温度、pH 值、Eh 和盐度)间的最优回归方程.

2 结果

2.1 CH₄ 通量月动态

短叶茳芏沼泽湿地在涨潮前、涨落潮过程和落潮后的 CH₄ 通量均具有明显的季节变化(图 1), 温度高的月份(6~8 月份)出现 CH₄ 通量的高峰期, 温度低的 1~3 月份出现 CH₄ 通量的低谷期, 此外, 秋季 CH₄ 通量均相对高于冬春季. 涨潮前和落潮后的 CH₄ 通量大小并没有一致的规律, 有的月份涨潮前高, 有的月份落潮后高. 2008 年, 短叶茳芏沼泽湿地涨潮前 CH₄ 通量范围是 0.19~13.99 mg m⁻² h⁻¹, 最高值出现在 7 月(13.99 mg m⁻² h⁻¹), 最低值出现在 1 和 3 月(均为 0.19 mg m⁻² h⁻¹), 平均值为 2.71 mg m⁻² h⁻¹, 月变异系数为 154.4%; 落潮后 CH₄ 通量范围是 0.16~17.93 mg m⁻² h⁻¹, 最高值同样出现在 7 月(17.93 mg m⁻² h⁻¹), 最低值出现在 3 月(0.16 mg m⁻² h⁻¹), 平均值为 3.24

mg m⁻² h⁻¹, 月变异系数为 169.1%. 2009 年, 短叶茳芏沼泽湿地涨潮前 CH₄ 通量范围是 0.22~2.47 mg m⁻² h⁻¹, 最高值也出现在 7 月(2.47 mg m⁻² h⁻¹), 最低值出现在 1 月(0.22 mg m⁻² h⁻¹), 平均值为 0.93 mg m⁻² h⁻¹, 月变异系数为 87.6%; 落潮后 CH₄ 通量范围是 0.01~3.61 mg m⁻² h⁻¹, 最高值同样出现在 7 月(3.61 mg m⁻² h⁻¹), 最低值出现在 3 月(0.01 mg m⁻² h⁻¹), 平均值为 0.97 mg m⁻² h⁻¹, 月变异系数为 113.5%. 从两年数据可见, 涨潮前和落潮后 CH₄ 通量峰值与低值的出现时间是一致的.

2008 年, 短叶茳芏沼泽湿地在涨落潮过程中排向大气环境的 CH₄ 通量的最高值同样出现在 7 月(10.63 mg m⁻² h⁻¹), 最低值出现在 10 月(0.03 mg m⁻² h⁻¹), 平均值为 1.75 mg m⁻² h⁻¹, 月变异系数为 179.4%; 2009 年, 短叶茳芏沼泽湿地在涨落潮过程中排向大气环境 CH₄ 通量的最高值出现在 5 月(0.64 mg m⁻² h⁻¹), 最低值出现在 4 月(0.03 mg m⁻² h⁻¹), 平均值为 0.20 mg m⁻² h⁻¹, 月变异系数为 84.3%.

2.2 CH₄ 年通量估算值

短叶茳芏沼泽湿地 2008 年和 2009 年排向大气的 CH₄ 年通量估算值见表 1, 年通量估算值分别为 21.45 和 5.99 g m⁻² a⁻¹, 2008 年通量大于 2009 年, 两年无潮水水淹阶段(非涨落潮过程)CH₄ 年通量分别占 CH₄ 年通量的 80.2%和 92.0%.

2.3 潮水水淹对 CH₄ 通量的影响

短叶茳芏沼泽湿地涨潮前和落潮后的 CH₄ 通量均高于涨落潮过程, 2008 年, 涨落潮过程 CH₄ 通量仅为涨潮前和落潮后 CH₄ 通量之和的 29.4%, 2009 年为 10.5%. 2009 年, 短叶茳芏沼泽湿地涨落潮过程 CH₄ 通量更是分别显著低于涨潮前和落潮后($P < 0.05$). 但是, 对于涨潮前和落潮后, CH₄ 通量无显著性差异($P > 0.05$)(表 2). 潮水水淹明显减少了短叶茳芏沼泽湿地直接排向大气的 CH₄ 通量, 而在非涨落潮阶段, 地表土壤出露(或有极少量积水), 排向大气环境的 CH₄ 通量明显增加.

2.4 潮水溶解性 CH₄ 月动态

计算涨落潮过程中静态箱内潮水先后两次取样测定的溶解性 CH₄ 浓度的差值, 得出该差值的月动态规律(图 2). 对于多数静态箱, 涨落潮过程中静态

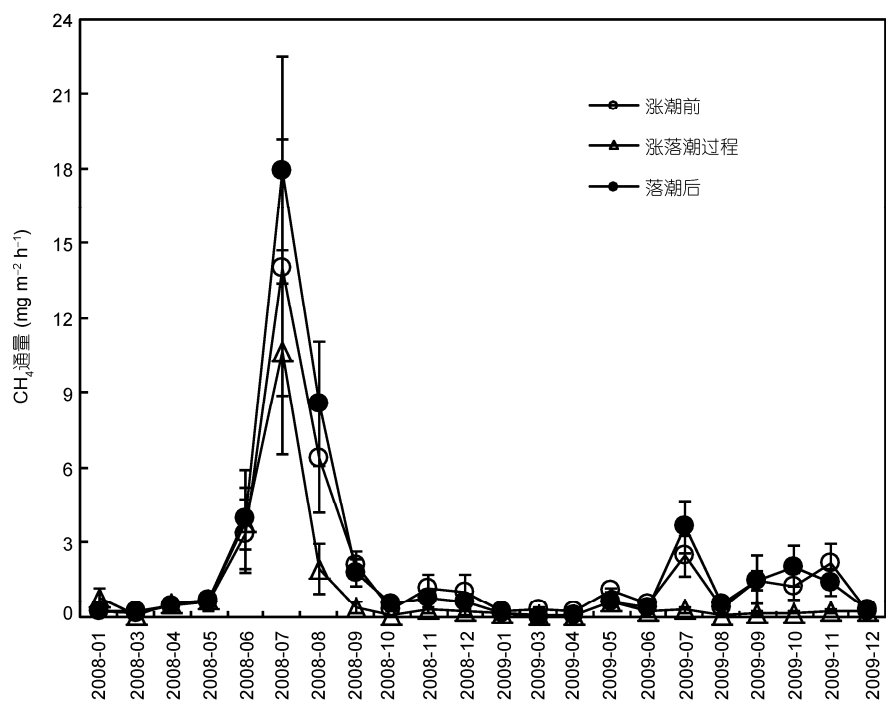


图 1 短叶茳茳沼泽湿地 CH₄ 通量月动态

表 1 短叶茳茳沼泽湿地 CH₄ 年通量(g m⁻² a⁻¹) 估算值^{a)}

CH ₄ 年通量估算值	2008 年	2009 年
无潮水水淹阶段(ES)	17.21	5.51
潮水水淹阶段(SS)	4.24	0.48
全部阶段(ES+SS)	21.45	5.99
ES/(ES+SS)	80.2%	92.0%

a) 表中通量值为 3 个重复的平均值

表 2 三个潮汐阶段短叶茳茳沼泽湿地 CH₄ 通量的比较^{a)}

年份	CH ₄ 通量(mg CH ₄ m ⁻² h ⁻¹)		
	涨潮前	涨落潮过程	落潮后
2008	2.71±0.83 a	1.75±0.64 a	3.24±1.01 a
2009	0.93±0.17 a	0.20±0.04 b	0.97±0.23 a

a) 同行不同母表示不同潮汐阶段 CH₄ 通量差异显著(P<0.05), 根据重复测量方差分析(repeated measures ANOVA)进行检验. 表中数值为各测定日的 CH₄ 通量的平均值±标准误差(n=33)

箱内潮水中溶解性 CH₄ 浓度差值为正值, 可判断涨落潮过程短叶茳茳沼泽湿地排放 CH₄ 到潮水中, 并造成潮水中水溶解性 CH₄ 浓度的增加. 在温度高的 6~8 月份, 潮水中水溶解性 CH₄ 浓度差值增加的幅度相对较大, 可初步推测这些月份有相对大量的 CH₄ 由短叶茳茳沼泽湿地土壤排放到潮水中. 2008 和

2009 年短叶茳茳沼泽湿地静态箱内潮水最大的溶解性 CH₄ 浓度差分别为 3.66 和 1.10 μmol L⁻¹, 静态箱内潮水 2 年所有测定月溶解性 CH₄ 浓度差值的平均值为 0.12 μmol L⁻¹.

2.5 土壤孔隙水溶解性 CH₄ 月动态

2009 年短叶茳茳沼泽湿地土壤 4 个不同深度(5, 10, 20 和 30 cm)孔隙水溶解性 CH₄ 浓度同样具有明显的月动态变化, 且各层土壤孔隙水中溶解性 CH₄ 浓度变化趋势基本一致, 均在 8 月份出现了孔隙水中溶解性 CH₄ 浓度的最高值, 此外, 5 月份也出现了一个相对较小的小峰值, 最低值出现在 1 月(图 3). 地下 5 cm 深度土壤孔隙水中 CH₄ 浓度值最低(月平均值为 13.1 μmol L⁻¹), 20 cm 处土壤孔隙水中 CH₄ 浓度值最高(月平均值为 26.4 μmol L⁻¹), 越往上层土壤孔隙水中 CH₄ 浓度越低, 到 5 cm 处达到最低值, 这说明湿地土壤表层作为土-水或土-气的有氧界面, CH₄ 产生量少, 同时该层也是下层土壤产生的 CH₄ 在向上扩散进程中主要氧化层.

2.6 土壤 CH₄ 产生、氧化及植物体传输排放量

甲烷氧化是控制甲烷排放通量的一个重要过程,

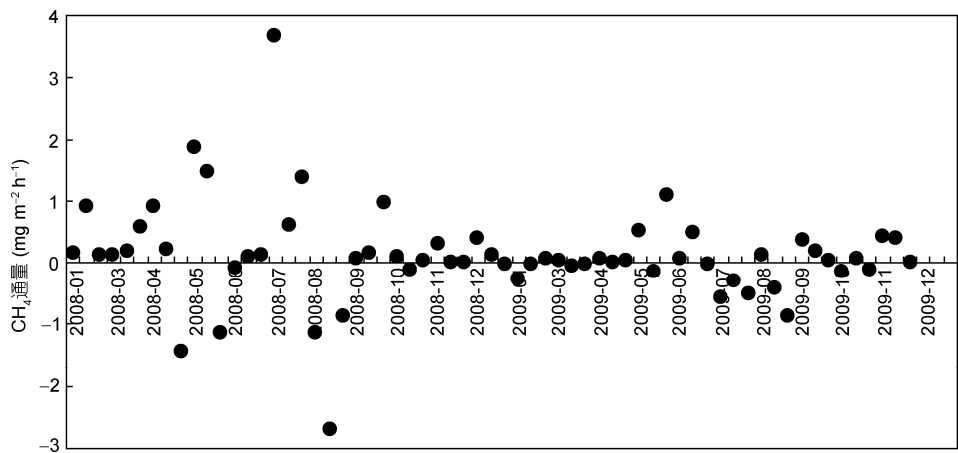


图2 短叶茳芩沼泽湿地涨落潮过程静态箱内潮水溶解性 CH_4 浓度差值的月动态

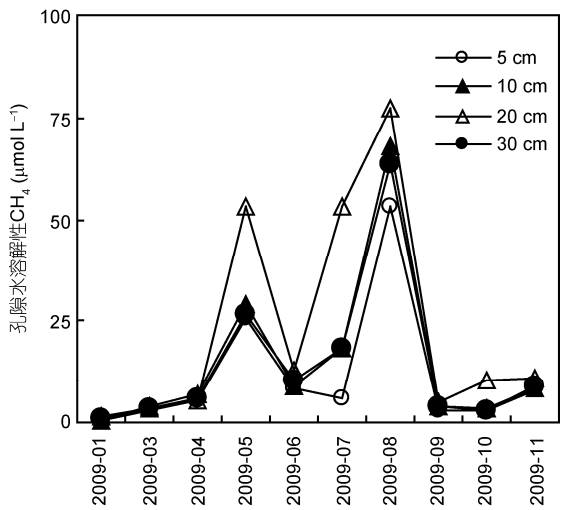


图3 短叶茳芩沼泽湿地土壤孔隙水溶解性 CH_4 浓度月动态

图中数据为平均值, $n=3$

短叶茳芩沼泽湿地土壤 CH_4 氧化明显地减少了土壤产生的 CH_4 最终排向大气的通量, 夏季和冬季 2 个测定日的土壤 CH_4 氧化率分别为 16.3% 和 68.4%, 夏季测定日低于冬季测定日, 但是从 CH_4 通量值看, 夏季测定日(8.01 ± 1.94) $\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$ 还是明显高于冬季测定日(0.97 ± 0.46) $\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$ (表 3)。

短叶茳芩沼泽湿地单位面积植物体介导的甲烷传输排放量最大值($3.74 \text{ mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$) 出现在 2009 年 7 月份, 最小值($0.33 \text{ mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$) 出现在 2009 年 11 月份, 5 次测定的平均值为 $1.31 \text{ mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$ 。5 月到 7 月短叶茳芩植物介导的甲烷传输释放在增加, 7 月以后则

表3 短叶茳芩沼泽湿地 CH_4 氧化率

	7 月 28, 29 日	12 月 7, 8 日
CH_4 产生($\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$)	9.58 ± 2.05	3.07 ± 1.44
CH_4 氧化($\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$)	1.56 ± 0.57	2.10 ± 1.00
CH_4 排放($\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$)	8.01 ± 1.94	0.97 ± 0.46
CH_4 氧化率(%)	16.3	68.4

逐渐降低, 11 月降到最低值, 到 2010 年 1 月仍保持很低的水平(图 4)。短叶茳芩植物体介导的 CH_4 传输排放量占短叶茳芩沼泽湿地甲烷通量的 22.3%~43.9%, 贡献率在 9 月份达到最大(图 5), 5 次测定的短叶茳芩植物体介导的甲烷传输排放量对于短叶茳芩沼泽湿地 CH_4 通量贡献率的平均值为 35.3%。9 月和 1 月植物体介导的甲烷传输途径贡献率较高的原因是这两个月短叶茳芩沼泽湿地 CH_4 通量值较低, 分别为 2.62 和 $1.53 \text{ mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$, 这样虽然植物体介导的甲烷传输排放量很低(图 4), 但其对于短叶茳芩沼泽湿地 CH_4 通量的贡献率却不低, 7 月份虽然短叶茳芩植物体介导的甲烷传输排放量最高(图 4), 但是短叶茳芩沼泽湿地 CH_4 通量也最高($9.47 \text{ mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$), 造成了 7 月植物体介导的甲烷传输途径贡献率比 9 月份低。

2.7 环境及植被因子对 CH_4 通量的影响

短叶茳芩沼泽湿地土壤 10 cm 深度 pH 值、Eh 和盐度的月动态变化如图 6 所示, pH 值、Eh 和盐度的变化范围分别为 4.43~7.65, -38.8~125.0 mV 和 $1.40 \sim 7.13 \text{ mS cm}^{-1}$ 。涨潮前和落潮后 3 个指标的数值在多数月份均较为接近, 特别是土壤盐度在涨潮前和落潮后十分接近, 多数月份涨潮前的土壤盐度大

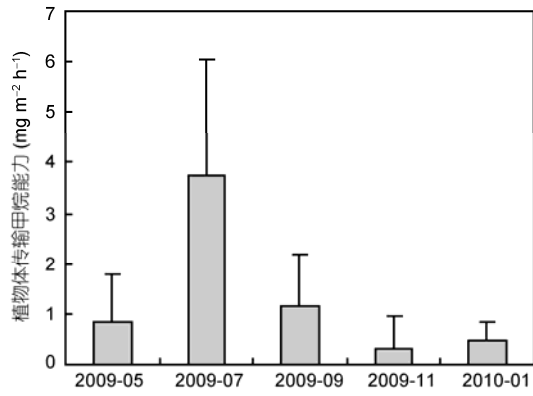


图 4 短叶茳茳植物体甲烷传输释放量季节动态

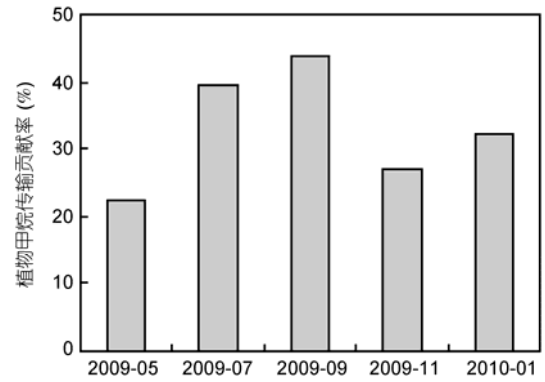


图 5 短叶茳茳植物体传输对短叶茳茳沼泽湿地 CH₄ 通量的贡献率

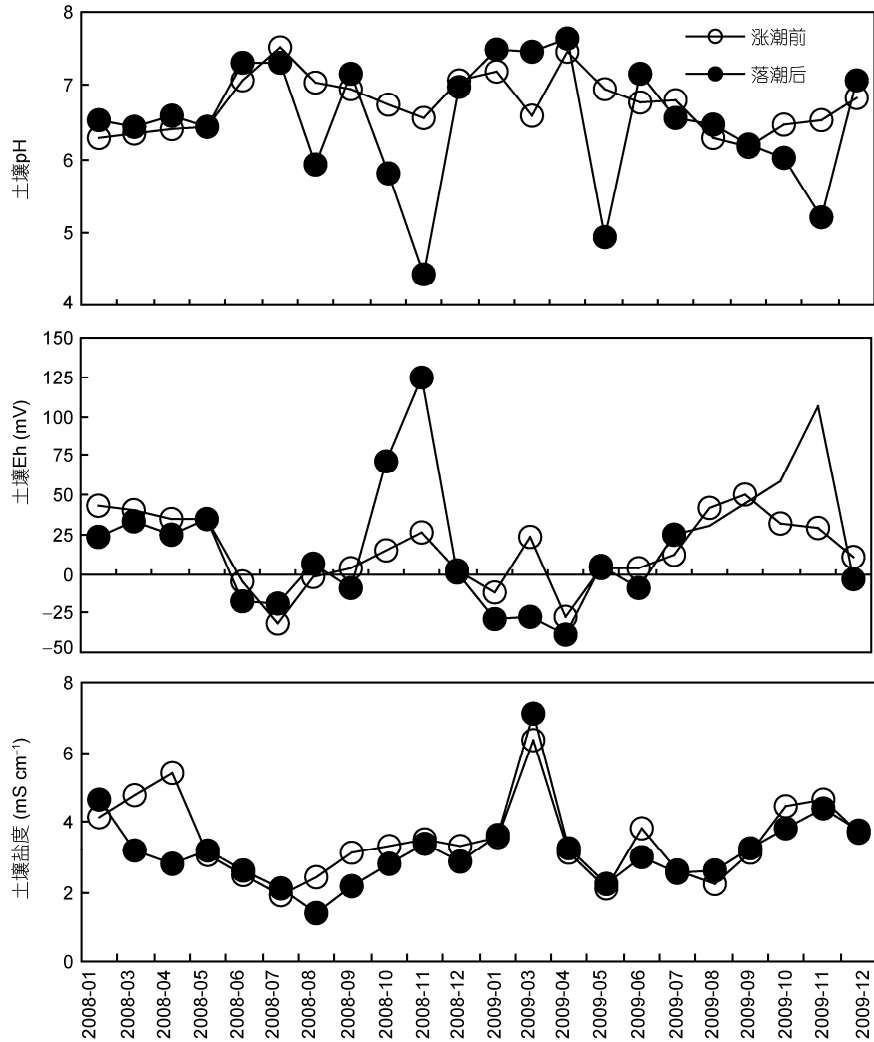


图 6 短叶茳茳沼泽湿地土壤 pH 值、Eh 和盐度的月动态

图中数值为平均值, $n=3$

于落潮后。但是, 对于以上 3 个指标, 个别月份涨潮前和落潮后差距较大, 原因尚不清楚。

图 7 为短叶茳芩沼泽湿地涨潮前和落潮后 CH_4 通量与土壤温度, 及涨潮前 CH_4 通量与土壤 Eh、pH 值和盐度的线性拟合关系图。2 个潮汐阶段 CH_4 通量与土壤温度均呈显著正相关, 土壤温度可分别解释涨潮前和落潮后 CH_4 通量变化的 22.1% 和 20.6%。涨潮前短叶茳芩沼泽湿地 CH_4 通量与土壤 Eh 值和盐度均呈显著负相关, 土壤与 pH 值呈显著正相关(图 7), 但是, 落潮后 CH_4 通量与 3 个环境因子的相关关系均不显著($P>0.05$)。将涨潮前和落潮后数据合在一起进行线性相关分析, 结果为 CH_4 通量与土壤温度呈显著正相关($r=0.46$, $P=0.002$), 与土壤盐度呈显著负相关($r=-0.43$, $P=0.003$), 与土壤 Eh 和 pH 值的相关关系不显著($P>0.05$)。为了探讨以上环境因子对于甲烷通量影响的大小贡献, 利用多元回归中逐步回归分析方法分别建立涨潮前和落潮后甲烷通量(Y)与各环境因子(土壤温度、pH 值、Eh 和盐度)间的最优回归方程: $Y=-33.278+4.437X_{\text{pH}}+0.259X_{\text{土温}}$ (涨潮前); $Y=-$

$3.859+0.271X_{\text{土温}}$ (落潮后), 结果表明, 在以上 4 个环境因子中, 涨潮前土温和 pH 值包含在最优回归方程中, 落潮后只有土壤温度包含在最优回归方程中, 2 个阶段的复相关系数分别为: $R^2=0.470(P<0.01)$; $R^2=0.167(P<0.05)$ 。利用 2 年的 CH_4 通量数据, 采用指数模型分析短叶茳芩沼泽湿地 CH_4 通量与土壤温度的相关关系, 计算短叶茳芩沼泽湿地 CH_4 通量对于土壤温度的敏感性 Q_{10} , 涨潮前和落潮后甲烷通量的 Q_{10} 值分别为 3.65 和 5.42。

2009 年短叶茳芩沼泽湿地植株密度和高度呈现明显的季节变化, 3 月份植株密度和高度分别为 332 株 m^{-2} 和 0.44 m, 7 月增加到 856 株 m^{-2} 和 1.38 m, 这期间 CH_4 通量(这里以落潮后甲烷通量为例)也呈增加趋势, 从 3 月的 0.01 $\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$ 增加到 7 月的 3.61 $\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$, 7 月份后植株密度和高度迅速减小, 逐渐下降到 12 月的 530 株 m^{-2} 和 0.85 m, CH_4 通量在 8 月份急剧下降, 之后又上升, 到 10 月份又急剧下降(图 8)。短叶茳芩沼泽 CH_4 排放通量与短叶茳芩株高显著正相关($R^2=0.30$, $P<0.05$), 同时与植株密度呈极显著正

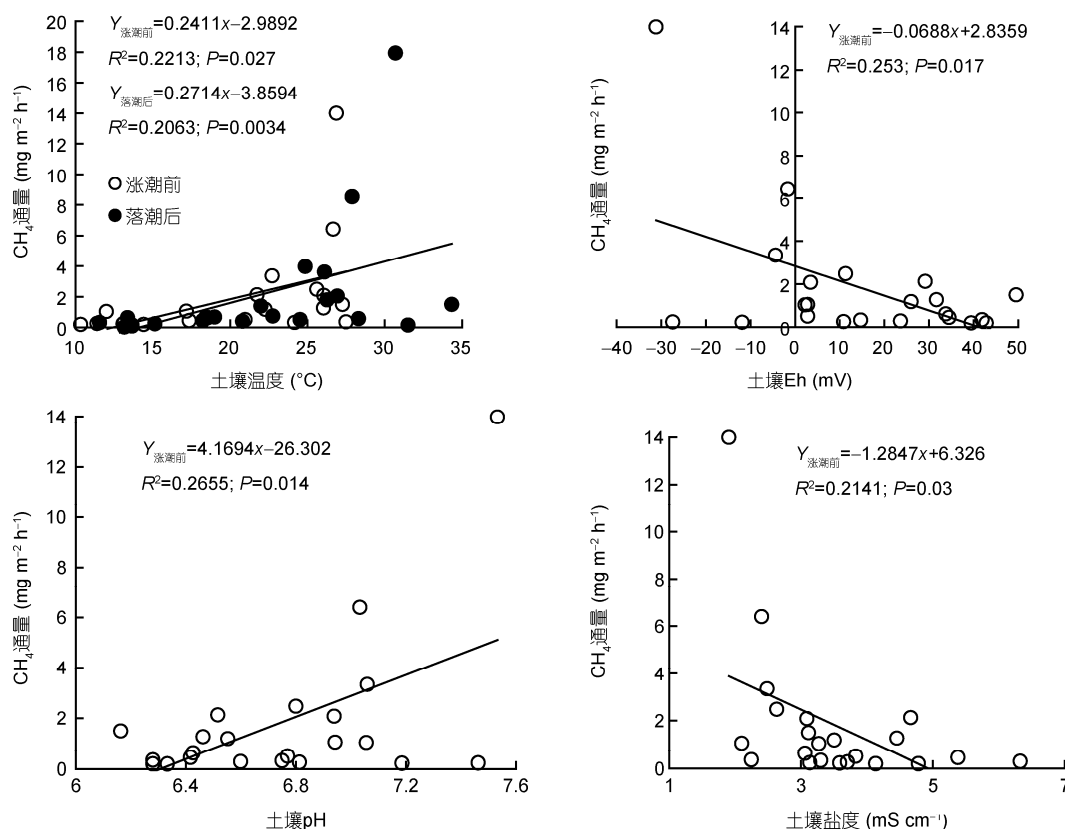


图 7 短叶茳芩沼泽湿地涨潮前和落潮后 CH_4 通量与土壤温度、Eh、pH 值和盐度的关系

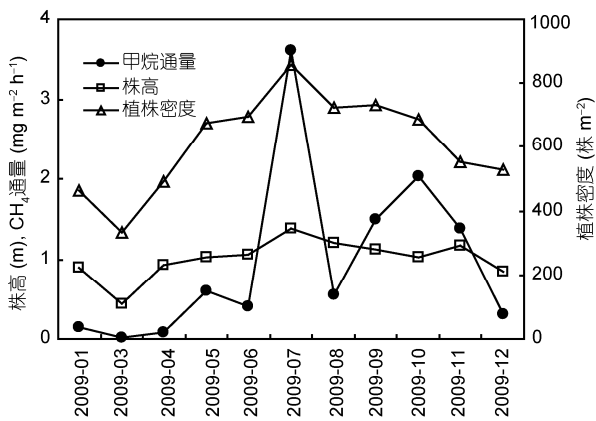


图 8 短叶茳芩沼泽湿地 CH_4 通量与植株密度、植株高度的关系

相关关系($R^2=0.41$, $P<0.01$), 说明短叶茳芩植株密度和植株高度同样是短叶茳芩湿地 CH_4 通量季节变化的影响因子。

3 讨论

3.1 短叶茳芩沼泽湿地 CH_4 通量及与其他河口潮汐湿地的比较

由 2008 年 1 月~2009 年 12 月两年数据统计分析可得, 闽江口短叶茳芩沼泽湿地涨潮前、涨落潮过程和落潮后排向大气的 CH_4 通量平均值分别为 1.82, 0.98 和 2.10 $\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$, 3 个潮汐阶段 CH_4 通量平均值为 1.63 $\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$ 。短叶茳芩沼泽湿地 CH_4 通量具有明显的季节变化, 温度高的月份 CH_4 排放通量相对较高。两年 CH_4 通量具有差异, 2008 年 CH_4 年通量估算值高于 2009 年。分析原因可能是多方面的, 2008 年夏季较高 CH_4 通量造成了较高的年通量估算值; 2008 年年均气温(25.2°C)稍高于 2009 年(23.8°C)也是原因之一; 2008 年研究样点土壤(10 cm 深度)盐度月平均值(3.11 mS cm^{-1})稍低于 2009 年(3.60 mS cm^{-1}), 根据 DeLaune 等^[29]的研究结果及本研究结果, 即 CH_4 通量与土壤盐度值呈负相关关系, 则也可以从一个侧面解释 2008 年相对较高的 CH_4 通量。2009 年短叶茳芩沼泽湿地涨潮前 CH_4 排放通量最高值出现在 7 月份, 而土壤孔隙水中溶解性 CH_4 浓度最高值出现在 8 月, 具体原因还无法解释, 土壤孔隙水溶解性 CH_4 浓度 5 月份出现的小峰值与 5 月份 CH_4 通量的小高峰相一致。

表 4 为闽江河口短叶茳芩沼泽湿地 CH_4 通量与

其他潮汐沼泽湿地的比较, 除了日本海岸 Nakaumi 湖芦苇盐沼湿地在 8 月份连续 3 天的测定中 CH_4 通量值达 32.5 $\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$, 其他多数潮汐湿地 CH_4 通量几乎均低于 10 $\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$, 闽江口短叶茳芩沼泽湿地 CH_4 通量低于其他 2 种优势植物(芦苇和互花米草)沼泽湿地。

Chang 和 Yang^[7]直接用每月 1 次的测定数据估算了中国台湾潮汐湿地 CH_4 年排放通量。本研究中取样日均为每月中潮日, 可认为测定日的 CH_4 日通量近似为测定月的 CH_4 日通量的平均值, 并以此估算 CH_4 的月通量和年通量。在今后研究中可在每月的大、中和小潮日均测定 CH_4 通量, 并据此估算 CH_4 年通量则更为准确。测定河口沼泽湿地在涨落潮水淹过程中排向大气的 CH_4 通量目前还无成熟和公认的方法。应用于湖泊和水库水体温室气体通量的浮箱法较难应用于河口潮汐沼泽湿地。本研究应用静态箱法在中潮日测定了短叶茳芩沼泽湿地在涨落潮阶段排放到大气的 CH_4 通量, 由于在涨落潮过程中静态箱内潮水水位在发生变化, 箱内气体部分气压随之也发生变化并将对涨落潮过程通量计算结果产生一定的影响, 这也是应用静态箱法测定涨落潮水淹过程排向大气的 CH_4 通量的不足之处。同时, 该方法也无法测定大潮日河口沼泽湿地在涨落潮阶段排放到大气的 CH_4 通量(潮水可能完全淹没静态箱)。此外, 涨落潮水淹过程中海水中原有的 CH_4 也会向大气扩散, 如何与沼泽湿地排放的 CH_4 通量加以区分也是今后需要研究的科学问题。

3.2 潮汐对河口湿地 CH_4 排放的影响

周期性涨落潮是沿海河口湿地的一个重要特征, 经过一个涨落潮水淹过程后, 潮汐湿地 CH_4 排放是否有一个短暂的提升或降低, 是一个有趣的问题, 但是鲜见相关的文献报道。台湾北部潮汐湿地 CH_4 通量研究结果表明, 在观测的 4 年内, 涨潮前和落潮后静态箱大气中 CH_4 浓度和据此估算的 CH_4 通量并没有一致的规律, 有的月份涨潮前 CH_4 通量大, 有的月份落潮后 CH_4 通量大^[7]。本研究的结果(图 1)也显示涨潮前和落潮后 CH_4 通量并没有一致的规律, 从 2 年的平均值看, 落潮后 CH_4 通量(2.10 $\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$)稍高于涨潮前(1.82 $\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$), 但是, 差异性不显著($P>0.05$)。Singh 等^[32]研究结果显示落潮后一段时间大气中甲烷浓度比涨潮前高, 分析原因认为涨落潮

表 4 短叶茳芏沼泽湿地 CH₄ 通量与其他潮汐沼泽湿地的比较

地点	植被类型	测定时段	CH ₄ 通量 (mg m ⁻² h ⁻¹)	参考文献
美国路易斯安那 Barataria 流域	互花米草盐沼 (<i>S. alterniflora</i> salt marsh)	1980-01~1981-01	0.49	[29]
加拿大 Fundy 湾	互花米草, 狐米草盐沼 (<i>S. alterniflora</i> salt marsh <i>S. patens</i> salt marsh)	1993-07~1993-09	0.2~11.0	[5]
荷兰 Scheldt 河口	芦苇淡水沼泽 (<i>P. australis</i> fresh marsh)	1994-01~1995-12	8.58	[6]
日本海岸 Nakaumi 湖	芦苇盐沼湿地 (<i>P. australis</i> salt marsh)	2003-08-19~ 2003-08-21	32.5	[8]
辽河三角洲	芦苇沼泽 (<i>P. australis</i> marsh)	1997-04~1997-11	0.52	[30]
台湾 Kuan-du 潮汐湿地	芦苇湿地 (<i>Phragmites communis</i>)	1995-09~1999-04	1.82	[7]
长江口九段沙湿地模拟微生态系统	芦苇盐沼湿地 (<i>P. australis</i> salt marsh)	2004-04~2004-10	0.21~0.66	[31]
长江口崇明东滩湿地	海三棱藨草湿地 (<i>Scirpus mariqueter</i>)	2004-05~2005-05	2.02	[17]
闽江口鳔鱼滩湿地	芦苇盐沼湿地 (<i>P. australis</i> salt marsh)	2007-01~2007-12	4.09	[22]
闽江口鳔鱼滩湿地	互花米草盐沼湿地 (<i>S. alterniflora</i> salt marsh)	2007-01~2007-12	9.47	[18]
闽江口鳔鱼滩湿地	短叶茳芏盐沼湿地 (<i>C. malaccensis</i> salt marsh)	2007-04~2007-12	0.78	[19]
闽江口鳔鱼滩湿地	短叶茳芏盐沼湿地 (<i>C. malaccensis</i> salt marsh)	2008-01~2009-12	1.63	本研究

过程中水淹厌氧条件下低氧化还原电位促进了产甲烷菌活性和甲烷产生, 落潮后仍可维持一段时间. 但是, 本研究中的一月份落潮后的氧化还原电位反而比涨潮前高(图 6)则较难支持以上的解释, 这也可能与退潮后气样取样及氧化还原电位测定的时间有关, 本研究大约是在落潮后 1 h 开始采集气样, 提前或推后取样, 测定的结果可能会有不同, 在今后的研究中可做进一步的研究.

此外, 涨落潮过程中形成的潮水水淹如何影响河口沼泽湿地排向大气的 CH₄ 通量是人们感兴趣的问题. 目前关于河口湿地潮水水淹对于 CH₄ 通量的影响的文献报道很少. van der Nat 等^[6]报道荷兰 Scheldt 河口潮汐淡水芦苇沼泽潮水水位低于 8 cm 时, 静态箱中 CH₄ 浓度大大增加, 原因是离地面 20~30 cm 的植物茎部是芦苇植物体排放 CH₄ 的主要部位, 高潮位时植株底部完全淹没在潮水中, 潮水水淹会明显地“阻止”芦苇对于 CH₄ 的传输排放量, 结果造成排向大气环境的 CH₄ 通量急剧减少. 美国 White Oak 河口河岸潮汐湿地的研究也显示 CH₄ 通量变化与潮水高度关系密切, 在潮水水位远高于土壤表面并呈水淹状态时, CH₄ 通量明显减少, 而在涨潮前和

落潮后 2 个阶段, 当潮水水位降到接近土壤表层时 CH₄ 通量最大, 分析原因是在潮水水淹阶段, 湿地土壤产生的 CH₄ 首先排放进入到甲烷浓度较低的潮水中, 而该部分 CH₄ 在进入到大气之前, 一部分被处于氧化状态的潮水所氧化^[4]. 从本研究 3 个潮汐阶段排向大气的甲烷通量值比较(表 2)分析看, 潮水水淹同样明显地减少了短叶茳芏沼泽湿地排向大气的甲烷通量, 但是, 目前还未见关于短叶茳芏植物体 CH₄ 排放部位的文献报道. 我们认为短叶茳芏沼泽湿地排放并溶解在潮水中的 CH₄ 也会部分逐渐扩散进入到大气, 但在时间上存在滞后.

3.3 CH₄ 氧化和植物体介导的 CH₄ 传输途径

CH₄ 氧化是控制湿地 CH₄ 通量的重要环节, 氧化量的高低对于最终 CH₄ 排放通量影响巨大. 湿地 CH₄ 氧化主要是通过甲烷氧化菌完成^[33], 主要发生在有氧/无氧界面和根际, 一般的 CH₄ 氧化多指好氧 CH₄ 氧化. 实验室培养或原位直接添加 CH₄ 氧化抑制剂的方法是测定 CH₄ 氧化率的主要方法, 常用的 CH₄ 氧化抑制剂包括氟甲烷(CH₃F)^[34,35]和乙炔(C₂H₂)^[24,25]. 虽然乙炔在抑制 CH₄ 氧化的同时, 也会

一定程度地抑制 CH_4 产生, 但对于 CH_4 产生的抑制作用在短期内不明显且不会对 CH_4 通量产生影响^[25]. 添加不同浓度的乙炔对于 CH_4 氧化的抑制程度可能会稍有差异. King^[25]向巨大黑三棱草(*Sparganium eurycarpum*)湿地土样分别添加浓度为 0.01% 和 1% 的乙炔, 相应的 CH_4 氧化率分别为 86%~89% 和 96%~98%. 考虑到本研究中原位使用的静态箱体积较大, 确定添加纯乙炔后箱内的乙炔浓度为 3%. 湿地甲烷氧化量占产生量的比例变化较大(1%~90%)^[35-37]. 本研究对于短叶茳芰沼泽湿地仅在 7 月和 12 月 2 次测定了 CH_4 氧化率(16.3%和 68.4%), 单从实际的氧化量看, 2 个月相差不多, 分别为 (1.56 ± 0.57) 和 $(2.10 \pm 1.00) \text{ mg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, 但 7 月 CH_4 产生量 $((9.58 \pm 2.05) \text{ mg m}^{-2} \text{ h}^{-1})$ 远高于 12 月 $((3.07 \pm 1.44) \text{ mg m}^{-2} \text{ h}^{-1})$, 因而造成了 12 月甲烷氧化率大于 7 月. 由于仅在夏季和冬季各测定了 1 次, 因此最终给出确定的结论可能还需要增加测定次数. 最新研究表明在硫酸盐丰富的海岸河口湿地沉积物中, 厌氧环境下沉积物产生的 CH_4 也可以通过硫酸盐还原而被直接氧化($\text{CH}_4 + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}^+ \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S} + 2\text{H}_2\text{O}$), 即存在着的 CH_4 的厌氧氧化^[38]. 对于闽江河口潮汐沼泽湿地土壤, 是否也存在着深层土壤的 CH_4 厌氧氧化? 厌氧氧化率是多少? 在今后的研究中应给以关注, 此外, 土壤有机质含量、硫酸盐浓度等环境参数的季节变化及其对甲烷产生和氧化的影响也应深入研究.

对于有植物生长的湿地, CH_4 植物体传输释放途径与分子扩散途径和气泡途径相比更为重要, 一些研究表明水稻、芦苇和水葱等植物占优势的湿地, 植物体 CH_4 传输释放对于湿地 CH_4 通量的贡献率在 90% 以上^[39-41]. 本研究中短叶茳芰植物体对于 CH_4 传输释放量占甲烷通量的比例为 22.3%~43.9%, 与 Ding 等^[26]在东北三江平原小叶章(*Deyeuxia angustifolia*)沼泽湿地测得的植物体传输释放 CH_4 的比例(28%~31%)接近, 可推断短叶茳芰植物体对于 CH_4 的传输释放能力相对较弱. 本研究未测定 3~4 月份短叶茳芰生长初期植物体对于 CH_4 传输释放量, 是一个不足, 此外, 关于短叶茳芰植物体甲烷传输机制是属于对流传输还是分子扩散传输还未见文献报道, 今后可深入开展相关研究.

3.4 环境因子对于 CH_4 通量的影响

温度(特别是土壤温度)在湿地 CH_4 产生和氧化过程中起着重要的作用, 是控制湿地 CH_4 排放季节动态的主要因素之一. 虽然湿地 CH_4 通量对温度的响应具有一定的复杂性, 有的呈正相关, 也有的呈负相关或没有相关性^[42]. 多数研究还是表明湿地 CH_4 通量与温度具有正相关关系. 美国内布拉斯加芦苇湿地 CH_4 排放与 0~25 cm 土壤温度具有显著正相关, 对 CH_4 排放日变化的贡献率达 80% 以上^[43]. 辽河三角洲芦苇湿地研究也表明温度对 CH_4 排放有一定的影响^[44]. 本研究结果也表明温度是控制湿地甲烷通量的主要环境因子. 短叶茳芰沼泽湿地 CH_4 通量对于温度变化的敏感性 Q_{10} 值(涨潮前和落潮后分别为 3.65 和 5.42)较东北三江平原毛果苔草(*C. lasiocarpa*)和小叶章(*D. angustifolia*)沼泽湿地 Q_{10} 值(2.50 和 1.90)^[13]高.

土壤盐度也是影响潮汐湿地 CH_4 排放的一个重要环境因子. 美国路易斯安那海岸 Barataria 流域沼泽湿地 CH_4 通量随盐度的增加而下降, 盐沼、咸水沼泽和淡水沼泽甲烷通量分别为 12, 200 和 400 $\text{mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ^[29]; 美国弗吉尼亚 Chesapeake 海湾湿地 CH_4 通量最高值 $(22.4 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1})$ 出现在土壤盐度处于中间点的地段, 而盐度最低地段 CH_4 通量仅为 $18.2 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 盐度最高地段 CH_4 通量大幅度下降为 $5.6 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ^[45]. 本研究通过将研究样地 2 年的 CH_4 通量值与土壤盐度进行相关分析, 结果为 CH_4 排放通量在涨潮前与盐度呈显著负相关, 但在落潮后与盐度无显著相关关系. 一般认为氧化还原电位值愈低愈有利于 CH_4 的产生. 一般认为氧化还原电位值愈低愈有利于 CH_4 的产生. 但是, 氧化还原电位值与 CH_4 通量的关系复杂, 包括 CH_4 产生所必需的氧化还原电位临界值, 不同研究者得出的结果不尽相同, 从最低需要 -300 mV CH_4 产生到 0~70 mV 即可产生 CH_4 ^[46,47]. 2008~2009 年, 本研究样地 10 cm 深度土壤 Eh 变化范围为 -38.8~125.0 mV, 同样产生并排放大量的 CH_4 . Purvaja 和 Pamesh^[48]认为湿地土壤中产甲烷菌活性受到包括温度、土壤结构和理化性质、优势植物以及 Eh 等许多因子的影响, 只要满足 CH_4 产生的必要条件, 就能产生 CH_4 , 并不一定严格受到 Eh 的控制. 本研究中, CH_4 排放通量在涨潮前与土壤 Eh 呈显著负相关, 但在落潮后与土壤 Eh 相关关系不显著.

4 结论

(1) 闽江河口短叶茳芏沼泽湿地 CH_4 通量具有明显的季节变化特征, 6~8 月份出现 CH_4 通量的高峰期; 涨潮前、涨落潮过程和落潮后 CH_4 排放通量范围分别是 0.19~13.99, 0.03~10.63 和 0.01~17.93 $\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$, 平均值分别为 1.82, 0.98 和 2.10 $\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$. 涨落潮过程中排向大气的 CH_4 通量低于涨潮前和落潮后, 涨潮前和落潮后的 CH_4 通量大小并没有一致的规律, 有的月份涨潮前大, 有的月份落潮后大, 落潮后 CH_4 通量稍高于涨潮前, 但差异性不显著($P>0.05$); 2008 和 2009 年短叶茳芏沼泽湿地 CH_4 年通量估算值为

21.45 和 5.99 $\text{g m}^{-2} \text{a}^{-1}$, 涨落潮阶段(潮水水淹阶段) CH_4 年通量仅分别占 CH_4 年通量的 19.8%和 8.0%.

(2) 涨落潮过程中潮水 CH_4 浓度增加, 表明短叶茳芏沼泽湿地土壤产生的 CH_4 可通过不同甲烷传输途径释放到潮水中; 短叶茳芏沼泽湿地 20 cm 深度土壤孔隙水溶解性 CH_4 浓度最高.

(3) 短叶茳芏植物体介导的 CH_4 传输排放量占短叶茳芏沼泽湿地 CH_4 通量的 22.4%~43.9%.

(4) 涨潮前和落潮后的土壤温度均是控制短叶茳芏沼泽湿地 CH_4 通量的重要环境因子, 两者呈显著正相关, 此外, 植株密度也是控制短叶茳芏沼泽湿地 CH_4 通量的重要植被因子.

致谢 感谢福建师范大学地理科学学院的杨红玉、鄂焱、廖稷、刘泽雄、胡智强、万晓飞、闫宗平和刘白贵等对于野外工作的支持, 对于两名匿名审稿人提出宝贵的意见, 在此我们表示衷心的感谢.

参考文献

- 1 Segers R. Methane production and methane consumption: A review of process underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry*, 1998, 41: 23–51
- 2 IPCC. Climate change: 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
- 3 Bartlett K B, Harris R C. Review and assessment of methane emissions from wetlands. *Chemosphere*, 1993, 26: 261–320
- 4 Kelley C A, Martens C S, Ussler W. Methane dynamics across a tidally flooded riverbank margin. *Limnol Oceanogr*, 1995, 40: 1112–1129
- 5 Magenheimer J F, Moore T R, Chmura G L, et al. Methane and carbon dioxide flux from a macrotidal salt marsh Bay of Fundy. *Estuaries*, 1996, 19: 139–145
- 6 van der Nat F J, Middelburg J J. Methane emission from tidal freshwater marsh. *Biogeochemistry*, 2000, 49: 103–121
- 7 Chang T C, Yang S S. Methane emission from wetland in Taiwan. *Atmos Environ*, 2003, 37: 4551–4558
- 8 Hirota M, Senga Y, Seike Y, et al. Fluxes of carbon dioxide, methane and nitrous oxide in two contrastive fringing zones of coastal lagoon, Lake Nakaumi, Japan. *Chemosphere*, 2007, 68: 597–603
- 9 Krupadam R J, Ahuja R, Wate S R, et al. Forest bound estuaries are higher methane emitters than paddy field: A Case of Godavari estuary, East Coast of India. *Atmos Environ*, 2007, 41: 4819–4827
- 10 Chmura G L, Anisfeld S C, Cahoon D R, et al. Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils. *Glob Biogeochem Cycle*, 2003, 17: 1111–1120
- 11 王德宣, 丁维新, 王毅勇. 若尔盖高原与三江平原湿地 CH_4 排放差异的主要环境影响因子. *湿地科学*, 2003, 1: 63–67
- 12 宋长春, 阎百兴, 王跃思, 等. 三江平原沼泽湿地 CO_2 和 CH_4 通量及影响因子. *科学通报*, 2003, 48: 24731–2477
- 13 Song C C, Xu X F, Tian H Q, et al. Ecosystem-atmosphere exchange of C and N ecosystem respiration in wetlands in the Sanjing Plain, Northeastern China. *Glob Change Biol*, 2009, 15: 692–705
- 14 于君宝, 刘景双, 孙志高, 等. 中国东北区淡水沼泽湿地 NO_2 和 CH_4 排放通量及主导因子. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39: 177–187
- 15 沈焕庭, 朱建荣. 论我国海岸带海陆相互作用研究. *海洋通报*, 1999, 18: 11–17
- 16 黄国宏, 李玉祥, 陈冠雄, 等. 环境因素对芦苇湿地 CH_4 排放的影响. *环境科学*, 2001, 22: 1–5
- 17 杨红霞, 王东启, 陈振楼, 等. 长江口潮滩湿地-大气界面碳通量特征. *环境科学学报*, 2006, 26: 667–673
- 18 全川, 闫宗平, 王维奇, 等. 闽江河口感潮湿地入侵种互花米草甲烷通量及影响因子. *地理科学*, 2008, 28: 826–832
- 19 曾从盛, 王维奇, 张林海. 闽江河口短叶茳芏潮汐湿地甲烷通量. *应用生态学报*, 2010, 21: 500–504
- 20 Buckley D H, Baumgartner L K, Visscher P T. Vertical distribution of methane metabolism in microbial mats of the Great Sippewissett salt marsh. *Environ Microbiol*, 2008, 10: 967–977

- 21 郑彩红, 曾从盛, 陈志强, 等. 闽江河口区湿地景观格局演变研究. 湿地科学, 2006, 4: 29–34
- 22 全川, 曾从盛, 王维奇, 等. 闽江河口芦苇潮汐湿地甲烷通量及主要影响因子. 环境科学学报, 2009, 29: 207–216
- 23 Ding W X, Cai Z C, Tsuruta H, et al. Key factors affecting spatial variation of methane emissions from freshwater marshes. Chemosphere, 2003, 51: 167–173
- 24 Watanabe I, Takada G, Hashimoto T, et al. Evaluation of alternative substrates for determining methane-oxidizing activities and methanotrophic populations in soils. Biol Fertil Soils, 1995, 20: 101–106
- 25 King G M. *In situ* analysis of methane oxidation association with roots and rhizomes of a Bur Reed in a marine wetland. Appl Environ Microbiol, 1996, 62: 4548–4555
- 26 Ding W X, Cai Z C, Tsuruta H. Plant species effects on methane emissions from freshwater marshes. Atmos Environ, 2005, 39: 3199–3207
- 27 Hirota M, Tang Y H, Hu Q W, et al. Methane emissions from different vegetation zones in a Qinghai-Tibetan Plateau wetland. Soil Biol Biochem, 2004, 36: 737–748
- 28 Tamn F Y, Wong Y S. Variations of soil nutrient and organic matter content in a subtropical mangrove ecosystem. Water Air Soil Pollut, 1998, 103: 245–261
- 29 DeLaune R D, Smith C J, Patrick W H. Methane release from Gulf coast wetlands. Tellus, 1983, 35B: 8–15
- 30 黄国宏, 肖笃宁, 李玉祥, 等. 芦苇湿地温室气体甲烷(CH₄)排放研究. 生态学报, 2001, 21: 1494–1497
- 31 Cheng X L, Peng R H, Chen J Q, et al. CH₄ and N₂O emissions from *Spartina alterniflora* and *Phragmites australis* in experimental mesocosms. Chemosphere, 2007, 68: 420–427
- 32 Singh S N, Kulshreshtha K, Agnihotri S. Seasonal dynamics of methane emission from wetlands. Chemosphere Glob Change Sci, 2000, 2: 39–46
- 33 King G M. Ecological aspects of methane consumption, a key determinant of global methane dynamics. Advance Microb Ecol, 1992, 12: 431–468
- 34 Popp T J, Chanton J P, Whiting G J, et al. Evaluation of methane oxidation in the rhizosphere of a *Carex* dominated fen in north central Alberta, Canada. Biogeochemistry, 2000, 51: 259–281
- 35 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. Soil Biol Biochem, 2002, 34: 61–67
- 36 Frenzel P, Bosse U. Methyl fluoride, an inhibitor of methane oxidation and methane production. FEMS Microbiol Ecol, 1996, 21: 25–36
- 37 Lombardi J E, Epp M A, Chanton J P. Investigation of the methylfluoride technique for determining rhizospheric methane oxidation. Biogeochemistry, 1997, 36: 153–172
- 38 Purdy K J, Nedwell D B, Embley T M. Analysis of the sulfate-reducing bacterial and methanogenic Archaeal populations in contrasting Antarctic sediments. Appl Environ Microbiol, 2003, 69: 3181–3191
- 39 Holzapfel-Pschorn A, Conrad R, Seiler W. Effects of vegetation on the emission of methane from submerged paddy soil. Plant Soil, 1986, 92: 223–233
- 40 Banker B C, Kludze H K, Alford D P, et al. Methane sources and sinks in paddy rice soil-relationship to emission. Agric Ecosyst Environ, 1995, 53: 243–251
- 41 van der Nat F J W A, Middelburg J J, Meteren D V, et al. Diel methane emission patterns from *Scirpus lacustris* and *Phragmites australis*. Biogeochemistry, 1998, 41: 1–22
- 42 郝庆菊, 王跃思, 江长胜, 等. 湿地甲烷排放若干问题的探讨. 生态学杂志, 2005, 24: 170–175
- 43 Kim J, Verma S B, Billesbach D P, et al. Diel variation in methane emission from a mid latitude prairie wetland: Significance of convective through flow in *Phragmites australis*. J Geophys Res, 1998, 103: 28029–28039
- 44 黄国宏, 李玉祥, 陈冠雄, 等. 环境因素对芦苇湿地 CH₄ 排放的影响. 环境科学, 2001, 22: 1–5
- 45 Bartlett K B, Bartlett D S, Harriss R C. Methane emission along a salt marsh salinity gradient. Biogeochemistry, 1987, 4: 183–202
- 46 Cicerone R J, Oremland O. Biogeochemical aspects on atmospheric methane. Global Biogeochemical Cycle, 1998, 2: 299–327
- 47 Peters V, Conrad R. Sequential reduction processes and initiation of CH₄ production upon flooding of oxic upland soils. Soil Biol Biochem, 1996, 28: 371–382
- 48 Purvaja R, Ramesh R. Natural and anthropogenic methane emission from coastal wetlands of south India. Environ Manage, 2001, 27: 547–557