

王晓龙, 张寒, 姚志生, 等. 2016. 季节性冻结高寒泥炭湿地非生长季甲烷排放特征初探 [J]. 气候与环境研究, 21 (3): 282–292. Wang Xiaolong, Zhang Han, Yao Zhisheng, et al. 2016. A preliminary study on methane emission from a seasonal-freezing alpine peat wetland during a non-growing period [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 21 (3): 282–292, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.15088.

季节性冻结高寒泥炭湿地非生长季甲烷 排放特征初探

王晓龙^{1,2} 张寒^{2,3} 姚志生² 郑循华² 张社奇¹

¹ 西北农林科技大学理学院, 杨凌 712100

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 南京信息工程大学, 南京 210044

摘要 高寒泥炭湿地是重要的大气甲烷 (CH₄) 排放源。由于高寒湿地非生长季的气候条件极其恶劣, 过去的原位观测研究大多集中在生长季, 致使迄今仍对季节性冻土区高寒泥炭湿地的非生长季 CH₄ 排放缺乏充分认识。以地处青藏高原东北部的若尔盖地区典型湿地为例, 采用静态暗箱—气相色谱人工观测方法, 开展了跨越冬、春季和初夏季连续 9 个月的原位观测研究, 试图了解该湿地的非生长季 CH₄ 排放特征及其相对重要性。结果与初步结论如下: (1) 整个观测期间上午 09:00 (北京时间, 下同) 至 11:00 时段在 6 个空间重复位置的 CH₄ 通量平均值介于 0.1~1.0 mgC m⁻² h⁻¹; (2) 非生长季也发生着较强 CH₄ 排放, 且温度响应系数 Q_{10} (18.1~29.8) 远远大于生长季 (1.4~2.2), 这意味着非生长季的 CH₄ 排放对气候变暖更加敏感; (3) 结合其他生长季的观测结果, 对观测数据的外推估计, 该湿地的 CH₄ 年排放量约为 29.4 kgC ha⁻¹ a⁻¹, 其中非生长季的贡献率高达 50% 以上; (4) 观测期的 CH₄ 通量具有明显季节变化, 可解释为温度季节变化、土壤冻结与消融过程、水位 (或土壤湿度) 季节动态和植物生长节律等共同作用的结果; (5) CH₄ 排放年通量在湿地三种微地形之间呈现出显著差异, 即凸起处相对最弱, 凹陷处相对最强 ($p < 0.05$), 这主要是水位 (或土壤湿度)、植物分布等因素的空间差异所致; (6) 考虑到三种微地形在整个湿地的面积占比时, 凸起处、凹陷处和过渡带对整个湿地 CH₄ 排放年通量的贡献率依次大约为 16%、11% 和 73%。不过, 本研究中原位观测的持续时间相对较短, 上述结果或结论能否在年度或更长时间尺度上重现, 还需要长期连续观测研究加以检验。

关键词 甲烷排放 高寒泥炭 季节性冻土湿地 空间变异 温度敏感性

文章编号 1006-9585 (2016) 03-0282-11

中图分类号 P461^{+.4}

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.15088

A Preliminary Study on Methane Emission from a Seasonal-Freezing Alpine Peat Wetland during a Non-growing Period

WANG Xiaolong^{1,2}, ZHANG Han^{2,3}, YAO Zhisheng², ZHENG Xunhua², and ZHANG Sheqi¹

¹ College of Science, Northwest Agriculture and Forestry University, Yangling 712100

² State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

收稿日期 2015-04-13; 网络预出版日期 2016-03-04

作者简介 王晓龙, 男, 1988 年出生, 硕士研究生, 主要从事生态学研究。E-mail: wxl645977169@163.com

通讯作者 郑循华, E-mail: xunhua.zheng@post.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41321064, 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2012CB417106

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 41321064), National Key Fundamental Research Program of China (973 Program, Grant 2012CB417100)

3 Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract Alpine peat wetlands are important sources of atmospheric methane. Most of available in situ measurements were exclusively conducted in growing seasons because weather conditions are usually extremely harsh in non-growing seasons. Due to this situation, the CH₄ emission from seasonal-freezing alpine peat wetlands in non-growing seasons so far has not been well known. This study aimed at the investigation of the CH₄ emission characteristics in the non-growing season and its importance by carrying out 9-month field measurements (from the beginning of the winter to early summer) in a Zoigê alpine wetland with seasonal-freezing peat. The field site was located at the northeastern edge of the Qinghai-Tibetan Plateau. Methane fluxes were manually measured weekly or half-weekly at 0900 LST to 1100 LST in the morning at six random locations that were situated at typical bulge (BA), hollow (HA), and transition (TA) areas respectively. Static opaque chambers were used to collect gas samples and a gas chromatograph was used for immediate sample analysis. During the entire observational period, mean methane emission rate among the six spatial redundancies ranged from 0.1 to 1.0 mgC m⁻² h⁻¹, and significant emission was observed in the non-growing season. The temperature sensitivity (Q_{10} , which is the fold change of CH₄ flux in response to a temperature change of 10 °C) during the non-growing period (18.1–29.8) was much higher than that during the growing season (1.4–2.2), implying that the methane emission in non-growing seasons could be much more sensitive to climate warming. By extrapolating our measured fluxes and taking into account results of some other studies for the growing season, the annual CH₄ emission from the investigated alpine wetland was estimated to be about 29 kgC ha⁻¹ a⁻¹, of which at least 50% was released in the non-growing season. The CH₄ flux during the observational period showed a significant seasonal variation, which may be attributed jointly to temperature variation, freezing-thawing alternation, water table (or soil moisture) dynamics and seasonality of plant growth. The CH₄ fluxes were also significantly different among the micro-landforms, with the statistically lowest, highest and moderate values at the BA, HA, and TA, respectively ($p < 0.05$). Such differences may be attributed to the spatial variations in environmental factors like as the water table (or soil moisture) and the plant distribution. Considering the area coverage proportions of individual micro-landforms, the emissions at the BA, HA, and TA areas accounted for about 16%, 11%, and 73% of the bulk annual CH₄ emission from the entire wetland, respectively. It is notable that the above results and conclusions were derived from our field measurements during a relatively short period. Long-term field observations lasting for a full year or even longer are necessary to further confirm the results of the present study.

Keywords Methane emission, Alpine wetland, Seasonal freezing peat, Spatial variation, Temperature sensitivity

1 引言

大气甲烷(CH₄)是一种重要的温室气体,其在百年尺度上的增温潜势是二氧化碳(CO₂)的28倍,少量的变化就可以对全球气候产生较大的影响,大气中CH₄浓度已经超出工业化时代前150%(IPCC, 2013)。CH₄作为重要的温室气体,大气CH₄的源汇机制引起广泛关注。据估计,大气CH₄的源强度在每年500~600 Tg(1 Tg=10¹² g),但迄今对其中自然湿地CH₄源强度还不够清楚。自然湿地每年排放的CH₄在115~232 Tg,平均为163 Tg(Bridgham et al., 2013)。中国自然湿地每年的CH₄排放量约2.69 Tg(Chen et al., 2013a)。据大气反演估计,自然湿地每年排放CH₄的73%来源于热带地区。但是北方泥炭湿地的有机碳储量丰富,随着全球变暖可能导致的升温,拥有巨大碳储量的北方

泥炭湿地可能会排放更多的CH₄(Bridgham et al., 2013)。因而,研究高寒泥炭湿地CH₄排放特征与规律,有助于进一步了解北方泥炭湿地对未来气候变化的影响与反馈机制。

近年来国内外对高寒湿地CH₄排放的研究逐渐增多,北美(West et al., 1999; Wickland et al., 1999)和瑞士高原(Liebner et al., 2012; Franchini et al., 2014)以及中国天山地区(He et al., 2014)等有见报道,然而观测都主要集中在生长季,而对于非生长季则没有观测或者只有零星观测,不能准确的反映高寒湿地非生长季CH₄排放的特征。因此,高寒湿地非生长季CH₄排放的观测研究对于更准确的估算高寒湿地全年CH₄排放具有重要的意义。

高寒湿地分布在季节性和永久冻土区域,位于青藏高原东部的若尔盖湿地属于前者。若尔盖地区是我国最大的高寒泥炭沼泽分布区,其泥炭总量(以C计)大约为28.78 Pg(高俊琴等, 2010),

区域内湿地的泥炭层厚度可达到 2~5 m (王德宣等, 2002)。关于这样独特的高寒沼泽泥炭湿地的 CH₄ 排放, 以前已经有些报道, 但基本上也都集中在生长季 (5~9 月) (Chen et al., 2010a, 2010b, 2013b; Yang et al., 2014), 而对非生长季 (10 月至翌年 4 月) 缺乏系统的观测研究, 因而对其非生长季的排放特征与规律的认识仍然比较薄弱 (Chen et al., 2008; Zhu et al., 2011)。鉴于此, 本研究于 2013 年 11 月 7 日至 2014 年 7 月 17 日, 对位于若尔盖地区的典型季节性冻土泥炭湿地进行了 CH₄ 排放通量及相关环境因素的持续同步观测, 旨在了解这类湿地在非生长季的 CH₄ 排放特征。

2 材料与方法

2.1 观测点概况及土壤性质

观测地点选在若尔盖境内白龙江源区的一处典型季节性冻结泥炭湿地 (34°2'7"N, 102°43'30"E, 海拔 3300 m)。这里属高原寒温带湿润气候, 四季不分, 仅可分出冷暖两季, 每年 10 月至翌年 4 月受西伯利亚和蒙古冷空气控制, 为冷季, 亦即非生长季, 5~9 月受西南夏季风控制, 为暖季, 亦即生长季 (牛佳等, 2011), 霜冻期极长, 年平均气温 0.6~1.2 °C, 极端最高和极端最低日平均气温分别为 -33 °C 和 28 °C (Bai et al., 2013), 最冷月 (1 月) 平均气温 -8.2~-10.9 °C, 最热月 (7 月) 平均气温 9.1~11.4 °C, 气温日变幅较大, 平均 15 °C, 辐射极强, 年均降水量 600~800 mm (其中约 50% 集中在 5~8 月) (陈槐等, 2008)。由于泥炭土受冻融变化影响, 导致湿地地面起伏明显, 有的地方凸起, 有的地方凹陷, 当水位高时, 所有地方都能被淹没, 而当水位降低后, 凸起处 (bulge area, 下简称 BA) 就会露出水面, 成为长满植物的小高地, 而凹陷处 (hollow area, 下简称 HA) 则成为季节性

或常年淹水的坑洼地。凹陷处为多边形水坑, 大小多在 1 m² 左右, 边缘明显。凸起处多与凹陷处相邻分布, 平均高出凹陷处约 29 cm。过渡带 (transition area, 下简称 TA) 为 BA 和 HA 的过渡地带, 平均比凹陷处高约 14 cm。BA、HA 和 TA 占湿地面积的比重依次为 20%、9% 和 71%, 每种微地形处的部分土壤信息数据如表 1。

2.2 样地选择与布设

在典型湿地样地中选取具有较充分空间代表性的 6 个重复位置, 再在每个位置, 为三种典型微地形, 即 BA、TA 和 HA, 各设置一个观测点, 用以在整个观测期实施气体通量及相关环境因素的观测, 即每种微地形有 6 个重复观测点, 共计 18 个采样观测点。

2.3 气体样品采集和分析方法

对各个微地形类型的空间重复观测点, 均采用暗箱静态箱—气相色谱法观测其 CH₄ 通量。采样箱为不锈钢材料制成的组合式不透明静态箱, 长、宽均为 50 cm, 顶箱高 15 cm, 当植物高度和积雪厚度接近或超过顶箱高时, 需要在底座和顶箱之间使用中段箱, 其高度为 30 cm, 用同样材质的不锈钢制成。不锈钢箱体外包装 3 cm 厚的泡沫隔热材料, 外表面还贴了一层反光铝膜, 以防止白天采样时强烈光照引起的箱内温度大幅度变化。顶箱、中段箱和底座之间, 贴有弹性橡胶密封条以确保采样时箱内气室的气密性。顶箱上安装有朝箱外一端可方便开关的气压平衡管, 以防止罩箱和采气操作造成较大箱内外气压差而影响观测精准度。气体采样使用 50 ml 容积的医用注射器, 每个样品采 40 ml 气体 (样品量足以同时分析 CH₄、CO₂ 和氧化亚氮浓度)。罩箱后立即抽取第一个气体样品, 之后每隔 10 min 重复从箱内抽取一个气样, 为确定一个 CH₄ 通量, 一共采集 5 个气样。对每个重复观测点, CH₄ 通量的观测频率为 12 月至翌年 2 月份每星期一

表 1 各种微地形的主要土壤性质

Table 1 Soil properties in areas of different micro-landforms

	泥炭层		土壤孔隙度	土壤全氮/土壤有机碳/土壤碳氮比			不同粒径土粒质量分数			
	厚度/m	容重/g cm ⁻³		gN kg ⁻¹	gC kg ⁻¹	土壤碳氮比	2~0.2 mm	0.2~0.02 mm	0.02~0.002 mm	<0.002 mm
凸起处 (BA)	>2	0.29 (±0.02, n=4)	89%	14.6 (±1.0, n=3)	255 (±13, n=3)	17.5 (±2.1, n=3)	19.1% (±0.8%, n=3)	56.0% (±0.4%, n=3)	20.9% (±0.4%, n=3)	4.0% (±0.1%, n=3)
过渡带 (TA)	>2	0.30 (±0.02, n=4)	89%	17.0 (±0.9, n=3)	302 (±19, n=3)	17.7 (±2.1, n=3)	22.4% (±2.2%, n=3)	54.6% (±0.6%, n=3)	19.5% (±1.7%, n=3)	3.5% (±0.5%, n=3)
凹陷处 (HA)	>2	0.30 (±0.02, n=4)	89%	15.1 (±1.1, n=3)	289 (±21, n=3)	19.1 (±2.8, n=3)	24.5% (±1.6%, n=3)	53.6% (±0.5%, n=3)	18.4% (±1.1%, n=3)	3.5% (±0.4%, n=3)

注: 土壤全氮、土壤有机碳、土壤质地结果为 0~100 cm 之间的平均值; 容重取土深度为表层 0~4 cm; n 为样本量。

次, 其他时间每星期两次, 每次观测的气体采样在上午 09:00 (北京时间, 下同) 至 11:00 完成, 气体样品就近用气相色谱仪当天分析完毕。

气体样品分析采用带氢火焰离子检测器的气相色谱仪 (Agilent 7890A, Agilent Technologies, Palo Alto/USA), 其配置及温度等各项分析条件与 Wang and Wang (2003) 所描述的相同。样品中的 CH₄ 浓度采用标准气体 (含 CH₄ 2.05 μmol mol⁻¹) 标定 (北京氦普北分气体工业有限公司)。根据罩箱期间观测的 5 次气体浓度和它们对应的罩箱后的时间, 用下式计算排放通量:

$$F = H \cdot \rho_0 \cdot \frac{T_0}{T} \cdot \frac{p}{p_0} \cdot \frac{dC}{dt}, \quad (1)$$

其中, F 为 CH₄ 排放通量 (单位: μg m⁻² h⁻¹), H 为采样箱的箱高 (单位: cm), ρ_0 为标准状态下待测气体浓度 (单位: 22.41 L mol⁻¹), T_0 和 p_0 分别代表标准状态下的空气热力学温度 (273.15 K) 和气压 (1.013×10⁵ Pa), T 和 p 分别代表采样时的热力学温度及气压, dC/dt 为 CH₄ 浓度随时间的初始变化率 (单位: μmol mol⁻¹ min⁻¹)。所采用观测方法测量 CH₄ 通量的检测限 (95%置信区间) 在箱高为 15 cm 时为 10 μgC m⁻² h⁻¹。

2.4 其他相关数据采集

在进行 CH₄ 通量观测的同时, 人工测量箱内气温、箱外 5 cm 深度地温和地表水或地下水位。安装在距离各观测点约 50 m 处的自动气象站, 在整个观测期连续记录空气温度、降水量、气压等气象要素, 距离地面不同土层深度 (5、10、15、20、30、50、70 和 90 cm) 的温度以及表层 0~6 cm 的土壤体积含水量。另外, 测定土壤有机碳、全氮及土壤质地的土壤样品于 9 月份采集。由于高寒湿地泥炭层比较厚, 表层土壤代表性不够, 需要测定更深层土壤的性质。我们采集了 0~100 cm 之间的土壤样品, 风干后送往中国科学院水土保持与生态环境研究所的分析测试中心 (陕西杨凌) 测定。测定的土壤体积含水量直接除以孔隙度, 换算成充水孔隙率 (Water-Filled Pore Space, WFPS), 用来表征土壤湿度。

2.5 数据处理和计算方法

观测期 CH₄ 在不同季节的累积排放量是用两个相邻观测日通量的平均值代表其间缺测日期的日通量, 然后逐日累计日通量计算出来的 (Mori and Hojito, 2012)。假定在非生长季观测期取得 CH₄ 排

放通量对尚缺乏观测数据的 10 月具有代表性, 在此前提下, 按季节长度进行外推而获得整个非生长季长度 (10 月至翌年 4 月) 的 CH₄ 排放量估算值。根据其他研究对高寒湿地生长季 CH₄ 排放特征建立的认识 (Chen et al., 2010b; Franchini et al., 2014; He et al., 2014; Yang et al., 2014), 假设生长季前期的通量对生长季中后期 (即 7 月下旬至 9 月底) 具有代表性, 在此假设前提下, 将生长季前期的通量观测结果按季节长度外推, 从而得到整个生长季的 CH₄ 排放量。以季节排放总量估计值之和, 作为全年的 CH₄ 排放总量估计值。

CH₄ 通量对土壤温度的响应系数 Q_{10} (即温度每变化 10 °C 所引起的 CH₄ 通量变化的倍数), 通过拟合 CH₄ 通量与温度之间的指数正相关关系, 然后根据 Q_{10} 的定义计算其值, 即

$$F = ae^{bT}, \quad (2)$$

$$Q_{10} = e^{10b}, \quad (3)$$

其中, F 为 CH₄ 通量 (单位: μgC m⁻² h⁻¹), T 为土壤温度 (单位: °C), a 是温度为 0 °C 时的 CH₄ 通量, b 是温度敏感系数。

3 结果分析

3.1 降水、气温和土壤温湿度

图 1a 显示了日降水量观测值。观测期内累计降水 225 mm, 其中非生长季观测期 (2013 年 11 月 7 日至 2014 年 4 月 30 日) 97 mm, 且降水天数较少, 而生长季观测器前期 (5 月 1 日至 7 月 17 日) 为 128 mm, 且降水天数多, 但是都以小雨为主, 最大日降水量 (11 mm) 出现在 7 月 8 日。非生长季观测期气温低, 最低月平均气温 (-8.3 °C) 和最低日平均气温 (-13.2 °C) 均出现在 12 月, 3 月中旬以后的日平均气温均高于 0 °C。观测期的最高日平均温度 (15.6 °C) 出现在 7 月 6 日。

如图 1b 所示, 在表层土壤未冻结的观测阶段, 三种微地形的表层土壤 (0~6 cm) 湿度表现为 HA > TA > BA, 从 3 月中旬 4 月底, 表层土壤湿度处在相对较高的水平, 所有微地形处的最大值 (HA、TA 和 BA 分别为 97%、92% 和 87% WFPS) 均出现在这一阶段, 但到了生长季前期 (5~7 月), 表层土壤湿度表现为波动下降, 于 7 月初降至 50%~60% WFPS。地下水位的观测从 5 月 21 日开始, 观测到的最高水位为 -29 cm, 出现在 5 月 27 日, 之

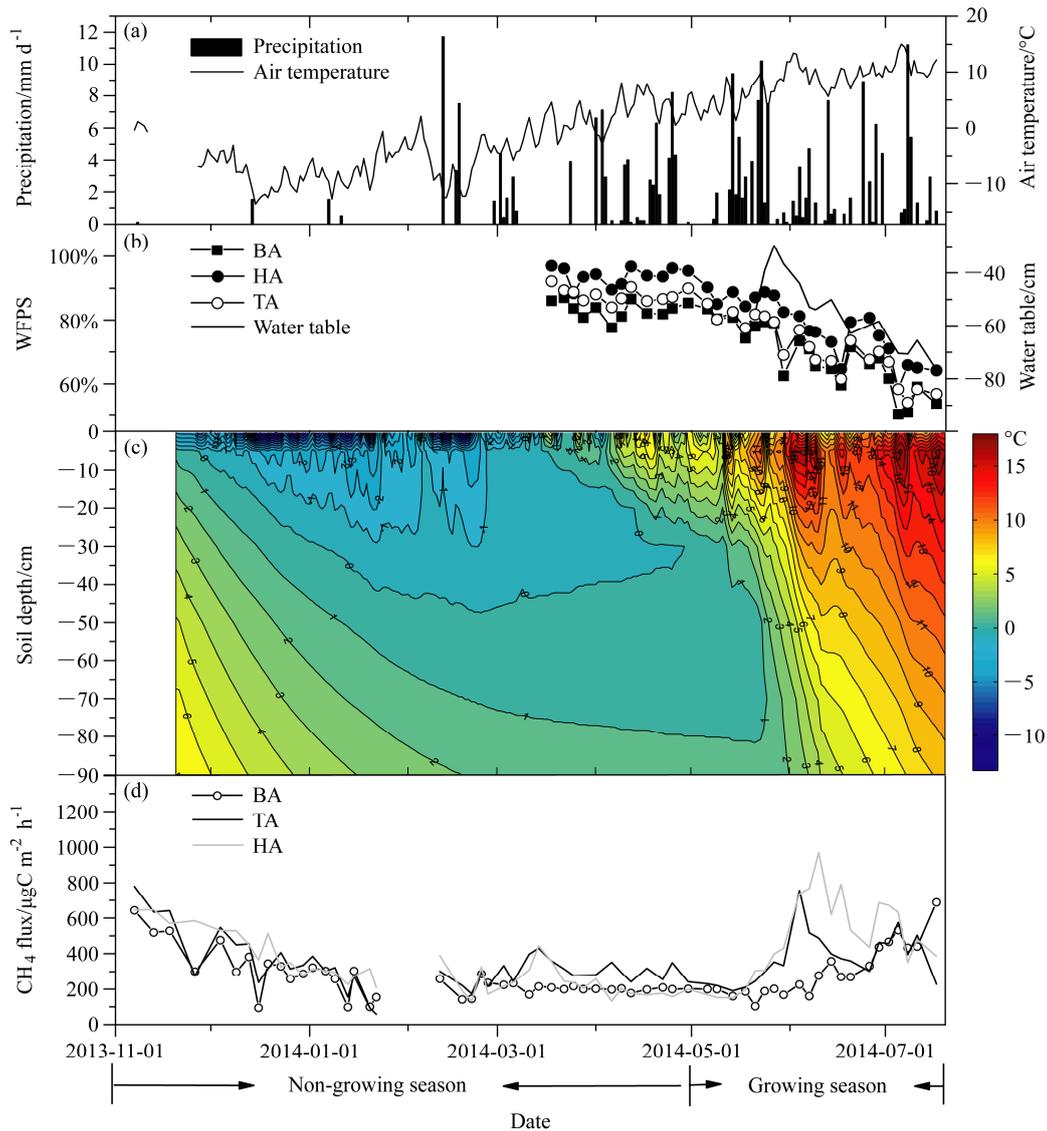


图1 观测期(2013年11月7日至2014年7月17日)的(a)日平均气温和日降水量、(b)日平均表层土壤(0~6 cm)湿度和地下水位、(c)不同土层的日平均温度以及(d)观测时段(09:00至11:00)的小时平均 CH_4 通量测定值。土壤湿度表示为充水孔隙度(WFPS),图中提供的表层土壤湿度、地下水位、 CH_4 通量均为6个空间重复观测结果的平均值(为了图形更清晰,图中未提供测定误差线)

Fig. 1 (a) Daily precipitation and mean Air temperature, (b) water table and surface soil (0~6 cm) moisture, (c) soil temperature at different depths, and (d) measured hourly CH_4 fluxes during 7 November 2013 to 17 July 2014. BA, TA, and HA are defined as bulge area, transition area, and hollow area, separately. Soil moisture expressed as water-filled pore space (WFPS). Each datum given for water table, surface soil moisture, and CH_4 emission was the mean of six spatially replicated observations, and the measurement error was not shown

后因发生干旱,降水不足,地下水位波动下降,到观测期末(7月17日)时水位降到-76.5 cm。

从图1c可以看出,按土壤温度达到 0°C 以下可以结冰,表层土壤从11月初开始冻结,之后冻结层逐渐向更深土层延伸,到2月底达到最深(47 cm深处),而47 cm以下的土壤则未冻结。当冻土达到最深后,表层土壤开始发生冻融交替,到3月10日左右,表层土壤在白天可以融化到5 cm深度,

并且5、10、20、30和47 cm以上土层彻底融化不再冻结的起始日期分别为3月15日、3月22日、4月12日、4月30日和5月20日左右。当冻土层融化到30 cm以后,更深层冻土的融化较为缓慢,自冻结之日起,40 cm深度附近一直保持为冻结状态。实地取土观测结果也证实,33~45 cm深度在5月2日还保持冻结,40~43 cm深度直到5月14日仍然冻结。在深层土壤中,有冻土层存在时,土温相

对稳定, 从 2 月 18 日到 5 月 19 日期间, 40 cm 以下很大厚度的土层温度一直稳定在 0~1 °C, 但之后 45 cm 以下的土壤温度迅速升高, 整个冻土层快速地全部融化。显然, 冻土层存在的时间从整个非生长季一直延伸到了生长季初期的 5 月中旬。冻土层融化后, 土壤温度迅速上升, 7 月中旬 5 cm 深度的地温达到 18 °C 以上, 甚至 90 cm 深度的地温此时也达到 8 °C 以上。

3.2 观测期的 CH₄ 通量季节变化特征

如图 1d 所示, 在三种微地形处, 观测期内上午 09:00 至 11:00 时段的地面 CH₄ 通量呈现明显季节变化趋势, 且无论在生长季还是非生长季, 都保持较大正值, 表明季节性冻结高寒泥炭湿地常年表现为较强的大气 CH₄ 源。

从 11 月上旬开始, 各种微地形的 CH₄ 通量均从较大值缓慢降低, 到翌年 1 月中旬达到最低。之后, BA 处的通量在 6 月中旬回升之前, 一直较稳定地保持在一个低水平 (约 200 μgC m⁻² h⁻¹)。相比之下, TA 处的低通量却几乎始终都比 BA 处高, 且几乎与 HA 处的通量同步地在 5 月中下旬回升, 而 HA 处的同期通量在回升之前, 除偶尔高于 BA 外, 绝大多数时间都与 BA 保持在基本相同的水平。

在生长季开始后, 各微地形的 CH₄ 通量先后回升并达到第一个峰值, 其中 TA 处首先在 6 月上旬达到第一个峰值 (约 757 μgC m⁻² h⁻¹), HA 处稍晚几天达到第一个峰值 (969 μgC m⁻² h⁻¹), BA 处要比 TA 处晚大约 10 d 达到第一个峰值 (358 μgC m⁻² h⁻¹)。在 TA 和 HA 处, 第一个排放峰持续时间相近, 均为大约 36 d, 而 BA 处的峰值小, 且持续时间短, 仅大约 10 d。第一个峰值过后直到观测期在 7 月中旬结束之前, BA 处的通量呈持续增大趋势, 而 TA 和 HA 处的通量逐渐趋于一致。

表 2 提供的数据显示, 每种微地形的 CH₄ 通量均具有很高的空间异质性。在非生长季观测期间, TA 通量的空间变异系数[CV, CV = (标准偏差/平均值) × 100%]为 59%, BA 和 HA 均为 74%。在生长季观测期间的 CH₄ 通量空间变异性更大, BA、TA 和 HA 的变异系数分别达到 85%、105% 和 118%。为考察 CH₄ 通量在不同微地形之间的差异性, 首先分别对于每个重复观测位置三种微地形的每一次同步测定通量值, 以三种微地形中当次通量值最大者为参照进行归一化处理, 然后再分别对非生长季和生长季观测期的所有归一化通量值, 用方差分析

检验三种微地形间 CH₄ 通量的差异性。结果显示, 除了 1 个空间重复位置在非生长季和生长季观测期都一致表现为 HA 处通量最小之外, 其余 5 个观测位置无论在非生长季还是生长季, 都一致呈现为 BA 处的 CH₄ 通量最小, 同时有 3 个位置在 HA 处最大, 余下两个位置则在 TA 处最大。衡量三种微地形间 CH₄ 通量差异程度的变异系数, 在非生长季和生长季观测期分别为 1%~628% (平均 58%) 和 2%~9116% (平均 240%)。显然, 三种微地形之间的 CH₄ 通量差异性在生长季要比在非生长季大得多, 并且在非生长季, CH₄ 通量在不同微地形间的差异程度与同一微地形处于不同空间位置所形成的差异程度比较接近, 而在生长季观测期, 同一位置不同微地形间的差异程度远大于同一微地形类型在不同空间位置之间的差异程度。

表 2 非生长季观测期 (11 月 7 日至翌年 4 月底) 和生长季观测期 (5 月初至 7 月 17 日) 的 CH₄ 排放累积量及年排放量
Table 2 Cumulative CH₄ emissions during the observational periods of the non-growing season (7 November to the end of April of the next year) and the growing season (early May to 17 July) and those at the annual scale

	平均面积权重	CH ₄ 排放累积量/kgC ha ⁻¹			平均贡献率
		非生长季观测期	生长季观测期	CH ₄ 年排放强度/kgC ha ⁻¹ a ⁻¹	
BA	0.20	11.6±3.5	5.0±1.7	23.9±11.0	16%
TA	0.71	14.0±3.4	6.8±2.9	30.4±14.9	73%
HA	0.09	14.0±4.2	8.7±4.2	34.1±19.4	11%
整个湿地	1.00	13.5±2.5	6.6±2.1	29.4±10.7	100%

注: “±” 前后的数值分别为 6 个空间重复位置的算术平均值和标准误差; 估计年排放强度时, 分别根据生长季和生长季观测的平均通量估计缺测阶段的排放量; 贡献率=微地形的年排放强度×面积权重/整个湿地的年排放强度。

假设每次在上午 09:00 至 11:00 测定的 CH₄ 通量可以近似地代表观测日的日平均通量, 同时假设无观测日期的 CH₄ 通量可以直接用其前后各 1 个最临近观测日期的 CH₄ 通量算术平均值予以估计, 由此分别对非生长季和生长季观测期的累积 CH₄ 排放量进行估计, 结果的重复间平均值如表 2 所示。显然, 无论在何种微地形处, 非生长季观测期 (11 月 7 日至翌年 4 月底) 的累积 CH₄ 排放量都高于生长季前期 (5 月初至 7 月 17 日), BA、TA 和 HA 处非生长季观测期的累计排放量平均值分别为 11.6、14.0 和 14.0 kgC ha⁻¹, 生长季前期分别仅为 5.0、6.8 和 8.7 kgC ha⁻¹ (表 2)。

3.3 土壤温度与 CH₄ 通量之间的关系

如表 3 所示, 不同微地形处的 CH₄ 通量在非生长季观测期与 15~30 cm 以下土层温度呈显著正相关 (Pearson 相关系数介于 0.34~0.80, $p < 0.01$ 或 0.05), 却与上层土壤的温度没有明显正相关关系, 而在生长季观测期, 则几乎与整个 0~90 cm 土层的温度都具有显著正相关关系 (Pearson 相关系数介于 0.51~0.91, $p < 0.01$ 或 0.05, TA 和 HA 在 70 cm 以下或 90 cm 土层无显著相关性的情形除外)。

表 3 非生长季观测期和生长季观测期不同深度土壤温度与 CH₄ 通量之间的相关关系

Table 3 The relationship between CH₄ flux and soil temperature at different depths during the observational periods of the non-growing and growing seasons

土壤深度/cm	非生长季观测期土壤温度与 CH ₄ 通量相关系数			生长季观测期土壤温度与 CH ₄ 通量相关系数		
	BA	TA	HA	BA	TA	HA
0	—	—	-0.44**	0.69**	0.58**	0.55**
5	—	—	-0.39*	0.69**	0.69**	0.70**
10	—	—	—	0.70**	0.68**	0.69**
15	—	0.34*	—	0.72**	0.66**	0.68**
20	—	0.49**	—	0.75**	0.64**	0.67**
30	0.55**	0.52**	0.74**	0.78**	0.59**	0.66**
50	0.58**	0.36*	0.80**	0.83**	0.52*	0.60**
70	0.58**	0.34*	0.80**	0.88**	—	0.51*
90	0.57**	—	0.79**	0.91**	—	—

注: 非生长季和生长季观测期的样本数分别为 37 和 21, 表中数据为 Pearson 相关系数。**, * 分别表示在 0.01 和 0.05 水平 (双侧) 上显著相关, — 表示没有显著的相关性。

如图 2 所示, 无论哪种微地形处的 CH₄ 通量对 30 cm 深度土壤温度的响应系数 Q_{10} (即温度每变化 10 °C 所引起的 CH₄ 通量变化的倍数) 都是在非生长季观测期远远大于在生长季观测期。这表明, 非

生长季的 CH₄ 通量对土壤温度变化的响应要比非生长季前期敏感得多, 不同微地形处的 CH₄ 通量对土壤温度的敏感程度也存在很大不同。在非生长季观测期, 以 HA 处最为敏感, BA 处的敏感性最弱 (HA、TA 和 BA 的 Q_{10} 平均值依次为 29.8、25.6 和 18.1)。而在生长季观测期, 以 HA 处最为敏感, TA 处的敏感性最弱 (HA、BA 和 TA 的 Q_{10} 平均值依次为 2.2、1.8 和 1.4)。

4 讨论

4.1 非生长季对全年 CH₄ 总量的重要性

假定在非生长季观测期取得 CH₄ 排放通量对尚缺乏观测数据一个非生长季月份 10 月具有代表性, 同时假定在生长季前期取得的通量观测数据尚缺乏观测数据的生长季后期 (即 7 月下旬至 9 月底) 也具有代表性, 在这两个假设前提下分别将非生长季和生长季观测期的排放通量按季节长度外推到整个非生长季和生长季, 在以季节排放总量估计值之和, 作为全年的 CH₄ 排放总量估计值。对高寒泥炭湿地 CH₄ 排放总量估计结果为: BA、TA 和 HA 处累积排放总量平均值在整个非生长季分别为 14.0、17.0 和 16.9 kgC ha⁻¹, 在整个生长季分别为 9.9、13.4 和 17.2 kgC ha⁻¹ (表 2), 在全年尺度分别为 23.9、30.4 和 34.1 kgC ha⁻¹。此初步估计结果表明, 非生长季对该季节性冻土高寒泥炭湿地全年 CH₄ 排放总量的贡献超过生长季, 或至少与生长季相当 (在 BA、TA 和 HA 处, 非生长季的贡献率分别约为 59%、56% 和 50%)。考虑到 BA、TA 和 HA 三种微地形在整个湿地所占面积权重分别为 0.20、0.71 和 0.09, 则整个湿地的全年 CH₄ 排放量平均值

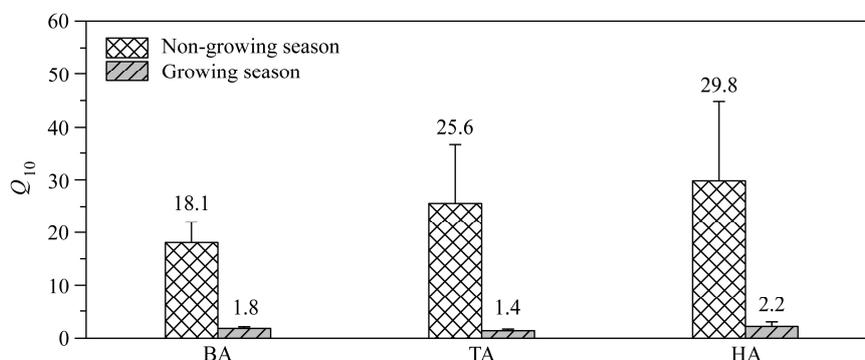


图 2 非生长季观测期和生长季观测期的 CH₄ 通量对 30 cm 土壤温度的温度响应系数 Q_{10}

Fig. 2 The response coefficient Q_{10} of CH₄ fluxes to the soil temperature at the 30-cm depth during the observational periods of the non-growing and growing seasons

可估计为大约 29.4 kgC ha^{-1} , 其中非生长季的排放约占 54%, BA、TA 和 HA 处对年排放总量各约占 16%、73%和 11% (表 2)。CH₄ 通量对土壤温度的响应系数 Q_{10} 在微地形间差异不大, 但在非生长季的值远大于生长季 ($p < 0.01$)。究其原因, 主要是非生长季期间, 温度是 CH₄ 产生和传输的首要限制性因素, 温度的微小变化就会引起大幅度的 CH₄ 变化。高寒湿地非生长季的 CH₄ 排放量已经达到全年排放量的 50%以上, 因而可以预计, 随着全球变暖的进程, 非生长季对全年 CH₄ 排放总量的贡献可能会进一步增大。

4.2 CH₄ 排放季节动态的主要影响因素

本研究观测到, 从 2013 年 11 月至翌年 1 月底, CH₄ 通量表现为波动下降, 这主要是此期间温度降低和土壤冻结 (如图 1c) 所致。土壤温度对 CH₄ 产生和排放起着重要作用, 一是越来越低的温度削弱了植物和微生物的活性, 降低了作为产 CH₄ 反应碳底物的根系分泌物和有机质分解中间产物——水溶性有机碳的供给量, 从而使 CH₄ 产率减少; 二是土壤温度降低直接降低了产 CH₄ 细菌的活性, 也使 CH₄ 产率降低; 三是较低的土壤温度降低了气体在土壤空气中扩散速率 (姚守平等, 2007), 同时土壤冻结更进一步减少了深层土壤中产生的 CH₄ 向地面传输的孔隙通道。非生长季开始以后, 随着土壤从表层向下逐渐冻结, 冻土层厚度逐渐增加 (图 1c), 冻结的土壤颗粒表面往往会覆盖一层薄冰膜 (Koponen and Martikainen, 2004), 所以, 尽管土壤冻结层大多在地下水位以上 (图 1b), 冻土层的形成还是降低了土壤的通透性, 阻碍了土壤中产生的气体向外扩散。

本研究观测到, 在较长非生长季内, CH₄ 通量尽管相对于生长季较低, 但却为数量不小且长时间比较稳定的正值 ($> 0.2 \text{ mgC m}^{-2} \text{ h}^{-1}$), 这使得非生长季对 CH₄ 年排放总量的贡献达到 50%以上, 这与之前的一些报道存在很大差异。过去大多认为, 寒冷湿地在非生长季几乎没有 CH₄ 排放。例如, Van der Nat and Middelburg (2000) 观测到比利时的北部淡水湿地在非生长季的通量几乎为 0, 年排放总量几乎全部由生长季贡献。又如, He et al. (2014) 在新疆湿地观测到年 CH₄ 排放量的 92%来源于生长季, 非生长季几乎没有排放。若尔盖泥炭湿地在非生长季仍然有较强 CH₄ 排放, 可能与其深厚泥炭层和冬季冻结土层厚度不大有关。若尔盖泥炭湿地的

泥炭层厚度一般可以达到 2~4 m (本研究样地的泥炭层厚度大于 2 m), 且有机质含量很高 (表 1), 冬季冻土深度不超过 50 cm (图 1c), 因而, 即使在严寒冬季, 在深层未冻结的泥炭层中, 仍然可以有产生 CH₄ 的过程发生。Zhang et al. (2008) 分析若尔盖湿地土壤的产 CH₄ 基因多样性后认为, 该湿地中存在产 CH₄ 古菌中的 CH₄ 八叠球菌和 CH₄ 微菌, 尽管 CH₄ 古菌的最适生长温度通常在 35~42 °C, 但在 -2~15 °C 的低温范围内仍有 CH₄ 产生 (Cavicchioli, 2006)。若尔盖湿地的植被优势种为矮嵩草和滨发草, 二者都为多年生草本, 地下根系发达, 能生长到地下 60 cm 深处, 可以穿过整个冻土层, 活根系和死亡根系内部的空隙, 以及根系与土壤之间的缝隙, 都可以成为从冻土层以下土壤向地面传输 CH₄ 的通道, 使深层土壤中产生的 CH₄ 能够在浓度梯度驱动下扩散排放到大气中。本研究观测到非生长季 CH₄ 通量与表层土壤温度无关, 但却与深层土壤温度相关性强 (表 3), 这有力地支持了我们关于非生长季仍观测到较强 CH₄ 排放的观点, 即这是两方面机制共同作用的结果: 一是深层未冻结土壤中持续发生着 CH₄ 产生过程; 二是植物根系穿透冻土层形成了气体扩散传输的通道, 冻土层厚度越薄, 该通道的通畅程度越大。其中的第二个机制, 可以得到 3 月 6~22 日期间观测到的非生长季峰值排放 (图 1d) 的支持。如图 1c 所示, 随着表层土壤温度上升, 融化深度逐渐增大, 到 3 月 10 日, 冻土层融化到了 5 cm 深度, 到 22 日, 融化深度向下延伸到了 10 cm, 逐渐变薄的冻土层, 可能使封存在产生土层中的高浓度 CH₄ 向上扩散的速度加快, 因而出现了峰值排放, 峰值过后的非生长季的 CH₄ 通量又变得平稳, 这可能是由于深层未冻结土层的温度在此期间比较平稳, 与之相应的 CH₄ 产生过程也保持平稳。生长季开始后, 随着冻土层完全融化, CH₄ 通量迅速增加, 这可以用 4 个机制加以解释: 一是冻土融化后, 不再对底层产生的 CH₄ 向地表的传输产生阻碍; 二是冻土层消融后, 热量在土壤中向下传递更快, 下层土壤温度迅速升高, 使产 CH₄ 微生物活性增强, CH₄ 产生量迅速增加; 三是原来在冻土层以下集聚的 CH₄ 在冻土层消失后会迅速释放出来; 四是植物生长提供的根系分泌物和通气组织为 CH₄ 产生提供反应底物, 同时为 CH₄ 通过扩散传输途径排放提供了传输通道。Chasar et al. (2000)、Popp et al. (1999) 对泥炭沼泽湿地生

态系统的研究发现,上层泥炭土中以乙酸型产 CH_4 途径为主,而深层土壤中则以氢营养型产 CH_4 途径占优势。蒋娜等(2013)认为,在一些泥炭湿地中,随着植被的生长, CH_4 产生途径会从冬季的氢营养型转变成晚春的乙酸营养型, Kato et al. (2013) 用稳定性同位素 ^{13}C 方法测定的结果为夏季为乙酸发酵型,秋季时为氢营养型。生长季初期的 CH_4 通量在到达排放峰值后迅速下降,其原因可能是强烈的蒸发导致水位和土壤湿度下降,从而造成 CH_4 的产生减少和氧化消耗量增加。由图 1 可以看出,水位波动与 CH_4 通量波动之间有很好的—致性。众多的研究也指出, CH_4 排放与水位呈正相关 (Morrissey and Livingston, 1992; Amaral and Knowles, 1994), 这一时期降水较少,且以小雨为主,没有明显的大降水出现,同时,这一时期温度较高,水分蒸发较强,地下水位和土壤湿度都出现了明显大幅下降,地下水位下降到-60 cm 以下(图 1b),有的地方甚至降到-90 cm 以下, Yang et al. (2014) 在若尔盖湿地生长季的观测也得到类似的结果,水位从 0 cm 降低到-50 cm 时, CH_4 通量下降 82%,土壤温度升高(从 11.4 °C 升高到 12.7 °C)和降水减少 20%同时作用是时 CH_4 减少排放 58%。 CH_4 通量与地下水位、降水和土壤湿度的关系也可以解释 6 月下旬至 7 月中旬观测到的两个短期的 CH_4 排放峰(图 1d)。第一个排放峰出现在 6 月下旬的连续几次相对大的降水事件之后,当时地下水位有所升高,土壤湿度也增大。7 月 8~9 日出现的连续降水,也短暂地提高了土壤湿度和地下水位,但土壤湿度增加和水位升高幅度都不大,因而相应的 CH_4 排放峰也不太明显。

从本研究取得的观测结果和以上讨论初步推断,从季节性冻结泥炭湿地排放的 CH_4 ,在不同季节产生于不同土壤层。生长季初期及非生长季末期,产生于冻结层以上处于水分饱和状态的融化层,以及冻结层以下的未冻结层。生长季中后期,产生于处于水分饱和状态的泥炭土层。在除末期以外的整个非生长季,产生于冻结层以下处于水分饱和状态或缺氧的泥炭土层。

4.3 微地形间的 CH_4 通量差异及其影响因素

如上所述, CH_4 通量大小及空间变异性在三种微地形之间都存在差异,具体表现在,与 TA 或 HA 处相比, BA 处的通量大多数情况下显著偏小(6 个空间重复观测位置中,有 5 个在 BA 处的通量在

$p < 0.01$ 或 0.05 水平上显著偏小),对冻融过程没有明显响应(图 1c 和 1d),且在生长季的空间变异相对偏小(表 2)。 CH_4 通量在不同微地形之间显现的这些差异性,主要是受土壤有机质含量、水位(或土壤湿度)、土壤温度以及植物生长状况等固有的空间差异性共同影响的结果。但是对于每种微地形,其主要影响因子又不尽相同。例如, BA 处由于缺少水分,有机质积累少,土壤湿度低则土壤温度变化率高,土壤结构松散,通气性强,不易形成厌氧环境,土壤湿度/水位是 CH_4 排放的主控因子。 HA 处土壤湿度容易保持(图 1b),最容易形成厌氧环境,但是土壤温度变化慢,因此温度是 HA 处的主控因子。 TA 处土壤湿度低于 HA 处高于 BA 处(图 1b),土壤温度变化快,同时土壤有机质含量高(表 1)。湿度提供厌氧环境,温度提供能量,有机会提供反应底物,因此,土壤温度和湿度共为 TA 处 CH_4 排放的主控因子。葛瑞娟等(2011)认为,土壤有机质含量与 CH_4 排放存在正相关关系, BA 处的土壤有机质含量低于 TA 和 HA 处,因此, BA 处 CH_4 排放较低。再者, BA 处地势相对较高,其表层土壤(0~6 cm)湿度明显低于 HA 处,但比 TA 处偏低或与之接近(图 1b)。较小的土壤湿度可改善氧气供给,导致对微生物产生 CH_4 的抑制作用和对微生物氧化消耗 CH_4 的促进作用,二者都会削弱 CH_4 排放 (Ding et al., 2002)。水位低时会在减少 CH_4 产生的同时,还增加 CH_4 的氧化,如 Sundh et al. (1995) 对沼泽的研究发现,最大 CH_4 氧化率出现在非淹水沼泽中紧靠水层的无水土层,并可随水位变化而上下波动。在本研究中, BA 处的地表高于 TA 或 HA 处,因而在水分饱和土层产生的 CH_4 通过土壤孔隙向上扩散传输的路径要比 TA 或 HA 长,传输过程中 CH_4 发生氧化反应的机会增大,从而导致由产地输送到地面大气中的 CH_4 相对较少,具体表现在观测到的 CH_4 排放通量相对较小。此外,由于 BA 处的表层土壤含水量相对偏少,即使在冻结期间仍然会保留相对较多的通气孔隙,这使深层产生的 CH_4 可以更容易地穿过冻结层到达地面,在冻结层以下不易集聚 CH_4 气体,因而地面观测到的通量对冻土层消融过程没有明显响应。 BA 处是所研究的湿地中矮嵩草等适宜湿润生境的莎草科植物种类最为茂盛生长的微地形位置,这类植物体内有发达的通气组织,可以将氧气输送到根系所能到达的土层,在那里形成较强的氧化环境,致使深层

产生的 CH_4 被较多地氧化, 这也可能是地面观测到的 CH_4 通量值通常会比 TA 或 HA 处偏小, 同时其空间变异性也相对偏小的一个原因。此外, 在季节变化上, TA 在非生长季中后期有较高的 CH_4 排放, 这可能是这一时期的土壤湿度足够形成厌氧条件, 同时, TA 处比 HA 处温度升高更快, 这种高排放一直持续到生长季中期。到生长季中期以后, 土壤湿度降低水位下降 (图 1b), 植物生长造成土壤透气性增加, 降低了厌氧条件, 增加了 CH_4 氧化, 导致了这一时期的排放降低。HA 处在生长季中期时为 CH_4 排放最高值, 虽然土壤湿度和地下水水位也都有所下降, 但是仍然比 TA 处有更好的厌氧条件, 加之此时 HA 处温度也已经升高 (图 1c), 植被通道发育, 土壤有机质含量高, 形成了这一时期的高排放。

当然, TA 或 HA 处 CH_4 通量的空间变异性大, 也与其水位深度、植物长势、微地形凹陷形状等存在较大空间差异有关。正是由于上述诸多原因, 前人的观测研究曾多次报道, 湿地 CH_4 排放的空间变异性很大 (Dise et al., 1993; Van den Polvan Dasselaar et al., 1999; Yu et al., 2013), 具有季节性冻结特征的若尔盖泥炭湿地当然也不例外 (Chen et al., 2009)。

5 结论

基于对若尔盖典型湿地连续 9 个月在上午 09:00 至 11:00 时段实施的甲烷 (CH_4) 通量及相关环境影响因素的原位观测, 得出如下初步结论: (1) 季节性冻结高寒泥炭湿地, 无论在生长季还是非生长季, 均表现为较强的大气 CH_4 源, 非生长季排放对年度源强度的贡献率达 50% 以上; (2) 非生长季 CH_4 通量的温度响应系数远远大于生长季, 这意味着该湿地在非生长季的 CH_4 排放对气候变暖更敏感; (3) 尽管 CH_4 排放强度在凹陷处最大, 凸起处最弱, 过渡带介于二者之间, 但按每种微地形在湿地中的面积占比估计对整个湿地 CH_4 年排放通量的贡献, 则是以凹陷处最小, 凸起处略大一些, 二者的过渡带最大; (4) 温度变化、土壤冻结与消融过程、水位 (或土壤湿度) 动态、植物生长节律等共同导致 CH_4 通量在非生长季和生长季之间呈现差异, 而水位 (或土壤湿度) 和植物长势等因素的空间差异, 共同导致 CH_4 通量在不同微地形之间呈现差异。不过,

这些初步结论能否在更长时间尺度上成立, 有待能跨越多个年度的长期连续观测研究来检验。

致谢 感谢中国科学院大气物理研究所刘春岩、王睿、王凯、付永峰、马磊、李磊、李萍等人对本研究提供的技术支持和帮助。

参考文献 (References)

- Amaral J A, Knowles R. 1994. Methane metabolism in a temperate swamp [J]. *Applied and Environmental Microbiology*, 60 (11): 3945–3951.
- Bai J H, Lu Q Q, Zhao Q Q, et al. 2013. Effects of alpine wetland landscapes on regional climate on the Zoigê Plateau of China [J]. *Advances in Meteorology*, doi: 10.1155/2013/972430.
- Bridgman S D, Cadillo-Quiroz H, Keller J K, et al. 2013. Methane emissions from wetlands: Biogeochemical, microbial, and modeling perspectives from local to global scales [J]. *Global Change Biology*, 19 (5): 1325–1346, doi: 10.1111/gcb.12131.
- Cavicchioli R. 2006. Cold-adapted archaea [J]. *Nature Reviews Microbiology*, 4 (5): 331–343, doi: 10.1038/nrmicro1390.
- Chasar L S, Chanton J P, Glaser P H, et al. 2000. Radiocarbon and stable carbon isotopic evidence for transport and transformation of dissolved organic carbon, dissolved inorganic carbon, and CH_4 in a northern Minnesota peatland [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 14 (4): 1095–1108, doi: 10.1029/1999GB001221.
- 陈槐, 高永恒, 姚守平, 等. 2008. 若尔盖高原湿地甲烷排放的时空异质性 [J]. *生态学报*, 28 (7): 3425–3437. Chen Huai, Gao Yonghong, Yao Shouping, et al. 2008. Spatiotemporal variation of methane emissions from alpine wetlands in Zoigê Plateau [J]. *Acta Ecologica Sinica (in Chinese)*, 28 (7): 3425–3437.
- Chen H, Yao S P, Wu N, et al. 2008. Determinants influencing seasonal variations of methane emissions from alpine wetlands in Zoigê Plateau and their implications [J]. *J. Geophys. Res.*, 113: D12303, doi: 10.1029/2006JD008072.
- Chen H, Wu N, Gao Y H, et al. 2009. Spatial variations on methane emissions from Zoigê alpine wetlands of Southwest China [J]. *Science of the Total Environment*, 407 (3): 1097–1104, doi: 10.1016/j.scitotenv.2008.10.038.
- Chen H, Wu N, Wang Y F, et al. 2010a. Methane fluxes from alpine wetlands of Zoigê Plateau in relation to water regime and vegetation under two scales [J]. *Water, Air, & Soil Pollution*, 217 (1–4): 173–183, doi: 10.1007/s11270-010-0577-8.
- Chen H, Wu N, Yao S P, et al. 2010b. Diurnal variation of methane emissions from an alpine wetland on the eastern edge of Qinghai–Tibetan Plateau [J]. *Environmental Monitoring and Assessment*, 164 (1–4): 21–28, doi: 10.1007/s10661-009-0871-3.
- Chen H, Zhu Q A, Peng C H, et al. 2013a. Methane emissions from rice paddies natural wetlands, lakes in China: Synthesis and new estimate [J]. *Global Change Biology*, 19 (1): 19–32, doi: 10.1111/gcb.12034.
- Chen H, Wu N, Wang Y F, et al. 2013b. Inter-annual variations of methane emission from an open fen on the Qinghai–Tibetan Plateau: A three-year

- study [J]. PLoS One, 8 (1): e53878, doi: 10.1371/journal.pone.0053878.
- Ding W X, Cai Z C, Tsuruta H, et al. 2002. Effect of standing water depth on methane emissions from freshwater marshes in Northeast China [J]. Atmos. Environ., 36 (33): 5149–5157, doi:10.1016/S1352-2310(02)00647-7.
- Dise N B, Gorham E, Verry E S. 1993. Environmental factors controlling methane emissions from peatlands in northern Minnesota [J]. J. Geophys. Res., 98 (D6): 10583–10594, doi: 10.1029/93JD00160.
- Franchini A G, Erny I, Zeyer J. 2014. Spatial variability of methane emissions from Swiss alpine fens [J]. Wetlands Ecology and Management, 22 (4): 383–397.
- 高俊琴, 雷光春, 李丽, 等. 2010. 若尔盖高原三种湿地土壤有机碳分布特征 [J]. 湿地科学, 8 (4): 327–330. Gao Junqin, Lei Chunguang, Li Li, et al. 2010. The distribution characteristics of soil organic carbon in three kinds of wetland soils in Zoigê Plateau [J]. Wetland Science (in Chinese), 8 (4): 327–330.
- 葛瑞娟, 宋长春, 王丽丽. 2011. 湿地甲烷生物化学过程及影响因素的研究进展 [J]. 土壤通报, 42 (1): 229–235. Ge Ruijuan, Song Changchun, Wang Lili. 2011. Review on biochemical processes of methane and its impacting factors in wetlands [J]. Chinese Journal of Soil Science (in Chinese), 42 (1): 229–235.
- He G X, Li K H, Liu X J, et al. 2014. Fluxes of methane, carbon dioxide and nitrous oxide in an alpine wetland and an alpine grassland of the Tianshan Mountains, China [J]. Journal of Arid Land, 6 (6): 717–724, doi: 10.1007/s40333-014-0070-0.
- IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis [M]. Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al., Eds. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 1535.
- 蒋娜, 陈紫娟, 曹轶, 等. 2013. 低温湿地甲烷古菌及其介导的甲烷产生途径 [J]. 微生物学通报, 40 (1): 137–145. Jiang Na, Chen Zijuan, Cao Tie, et al. 2013. Methanogenic archaea and their mediated methanogenic pathways in cold wetland [J]. Microbiology China (in Chinese), 40 (1): 137–145.
- Kato T, Yamada K, Tang Y H, et al. 2013. Stable carbon isotopic evidence of methane consumption and production in three alpine ecosystems on the Qinghai–Tibetan Plateau [J]. Atmospheric Environment, 77: 338–347, doi: 10.1016/j.atmosenv.2013.05.010.
- Koponen H T, Martikainen P J. 2004. Soil water content and freezing temperature affect freeze-thaw related N₂O production in organic soil [J]. Nutrient Cycling in Agroecosystems, 69 (3): 213–219, doi: 10.1023/B:FRES.0000035172.37839.24.
- Liebner S, Schwarzenbach S P, Zeyer J. 2012. Methane emissions from an alpine fen in central Switzerland [J]. Biogeochemistry, 109: 287–299, doi: 10.1007/s10533-011-9629-4.
- Mori A, Hojito M. 2012. Effect of combined application of manure and fertilizer on N₂O fluxes from a grassland soil in Nasu, Japan [J]. Agriculture, Ecosystem & Environment, 160: 40–50.
- Morrissey L A, Livingston G P. 1992. Methane emissions from Alaska Arctic tundra: An assessment of local spatial variability [J]. J. Geophys. Res., 97 (D15): 16661–16670, doi: 10.1029/92JD00063.
- 牛佳, 周小奇, 蒋娜, 等. 2011. 若尔盖高寒湿地干湿土壤条件下微生物群落结构特征 [J]. 生态学报, 31 (2): 474–482. Niu Jia, Zhou Xiaoqi, Jiang Na, et al. 2011. Characteristics of soil microbial communities under dry and wet condition in Zoigê alpine wetland [J]. Acta Ecologica Sinica (in Chinese), 31 (2): 474–482.
- Popp T J, Chanton J P, Whiting G J, et al. 1999. Methane stable isotope distribution at a Carex dominated fen in north central Alberta [J]. Global Biogeochemical Cycles, 13 (4): 1063–1077, doi: 10.1029/1999GB900060.
- Sundh I, Mikkilä C, Nilsson M, et al. 1995. Potential aerobic methane oxidation in a Sphagnum-dominated peatland—Controlling factors and relation to methane emission [J]. Soil Biology and Biochemistry, 27 (6): 829–837, doi: 10.1016/0038-0717(94)00222-M.
- Van der Nat F-J, Middelburg J J. 2000. Methane emission from tidal freshwater marshes [J]. Biogeochemistry, 49 (2): 103–121, doi: 10.1023/A:1006333225100.
- Van den Pol-van Dasselaar A, Van Beusichem M L, Oenema O. 1999. Determinants of spatial variability of methane emissions from wet grasslands on peat soil [J]. Biogeochemistry, 44 (2): 221–237, doi: 10.1007/BF00992980.
- 王德宣, 吕宪国, 丁维新, 等. 2002. 若尔盖高原沼泽湿地 CH₄ 排放研究 [J]. 地球科学进展, 17 (6): 877–880. Wang Dexuan, Lü Xianguo, Ding Weixin, et al. 2002. Methane emission from marshes in Zoigê Plateau [J]. Advance in Earth Sciences (in Chinese), 17 (6): 877–880.
- Wang Y S, Wang Y H. 2003. Quick measurement of CH₄, CO₂ and N₂O emissions from a short-plant ecosystem [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 20 (5): 842–844, doi: 10.1007/BF02915410.
- West A E, Brooks P D, Fisk M C, et al. 1999. Landscape patterns of CH₄ fluxes in an alpine tundra ecosystem [J]. Biogeochemistry, 45 (3): 243–264, doi: 10.1023/A:1006130911046.
- Wickland K P, Striegl R G, Schmidt S K, et al. 1999. Methane flux in subalpine wetland and unsaturated soils in the southern Rocky Mountains [J]. Global Biogeochemical Cycles, 13 (1): 101–113, doi: 10.1029/1998GB900003.
- Yang G, Chen H, Wu N, et al. 2014. Effects of soil warming, rainfall reduction and water table level on CH₄ emissions from the Zoigê peatland in China [J]. Soil Biology and Biochemistry, 78: 83–89, doi:10.1016/j.soilbio.2014.07.013.
- 姚守平, 罗鹏, 王艳芬, 等. 2007. 湿地甲烷排放研究进展 [J]. 世界科技研究与发展, 29 (2): 58–63. Yao Shouping, Luo Peng, Wang Yanfen, et al. 2007. Advances in the research on methane emissions from wetlands [J]. World Sci-Tech R&D (in Chinese), 29 (2): 58–63.
- Yu L F, Wang H, Wang G S, et al. 2013. A comparison of methane emission measurements using Eddy Covariance and manual and automated chamber-based techniques in Tibetan Plateau alpine wetland [J]. Environmental Pollution, 181: 81–90, doi: 10.1016/j.envpol.2013.06.018.
- Zhang G S, Tian J Q, Jiang N, et al. 2008. Methanogen community in Zoigê wetland of Tibetan Plateau and phenotypic characterization of a dominant uncultured methanogen cluster ZC-I [J]. Environmental Microbiology, 10 (7): 1850–1860, doi: 10.1111/j.1462-2920.2008.01606.x.
- Zhu D, Chen H, Wu N, et al. 2011. Winter methane emission from an alpine open fen on Tibetan Plateau [J]. Polish Journal of Ecology, 59 (1): 87–94.