

若尔盖高原湿地甲烷排放的时空异质性

陈 槐^{1,2}, 高永恒³, 姚守平¹, 吴 宁^{1,*}, 王艳芬⁴, 罗 鹏¹, 田建卿⁵

(1. 中国科学院成都生物研究所, 成都 610041; 2. 重庆大学资源与环境科学学院, 重庆 400030;
3. 中国科学院成都山地灾害与环境研究所, 成都 610041; 4. 中国科学院研究生院资源与环境学院, 北京 100049;
5. 中国科学院生命科学院, 北京 100049)

摘要:集中于北美落基山高山湿地甲烷排放的零星报道远不能解析全球高山湿地甲烷源强。因此,世界范围内其他区域高山湿地甲烷排放的研究对于合理估计全球高山湿地甲烷源强,意义重大。采用静态箱-气相色谱法,基于 3 种典型湿地类型的甲烷排放数据,认为若尔盖高原湿地生长季甲烷的平均排放量为 $4.69 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ 。同时根据 2a 数据,初步分析了甲烷通量及其对环境因素和生物因素的响应特征,结果表明:(1)甲烷排放昼夜变化具有双峰模式(主峰出现在 15:00,次峰出现在 06:00),可由土壤温度以及植物气孔开启来解释。(2)若尔盖湿地甲烷排放季节动态较为典型,即在 7 月份或 8 月份出现排放高峰,冬季甲烷排放较少。生长季,对 3 类群落类型,表面温度与甲烷排放显著相关 ($r^2 = 0.55$, $P < 0.05$, $n = 30$),地表水位和植物群落高度与甲烷排放相关性更为显著 ($r^2 = 0.32$, 0.61 , $P < 0.01$, $n = 30$)。分析认为该季节节律是由温度以及植物生长状况直接影响的,而水位则是使该节律发生波动的原因(高原气候)。(3)群落尺度下,物候学上相当重要的两个时期,甲烷排放通量均有较高的空间变异(植物生长高峰变异系数为 38%,积雪融化高峰为 61%)。通过逐步回归线性分析,发现植物生长高峰期,地表水位和群落高度是影响甲烷排放空间差异的主要因素 ($r^2 = 0.43$, 0.59 , $P < 0.01$, $n = 30$)。(4)景观尺度下,生长季,景观尺度下甲烷排放有较大的空间变异,湖滨湿地甲烷平排放量最高为 $11.95 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$,其次为宽谷湿地,其排放量为 $2.12 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$,河岸湿地表现为甲烷吸收,其吸收量为 $0.007 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ 。地表水位、植物地上生物量以及植物高度能够很好地解释甲烷排放的景观差异。

关键词:青藏高原;温室气体通量;景观;时间动态;空间动态;地表水位;植物高度

文章编号:1000-0933(2008)07-3425-13 中图分类号:S944 文献标识码:A

Spatiotemporal variation of methane emissions from alpine wetlands in Zoige Plateau

CHEN Huai^{1,2}, GAO Yong-Heng³, YAO Shou-Ping¹, WU Ning^{1,*}, WANG Yan-Fen⁴, LUO Peng¹, TIAN Jian-Qing⁵

1 Chengdu Institute of Biology, CAS, Chengdu 610041, China

2 College of Resources and Environment, Chongqing University, Chongqing 400030, China

3 Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS, Chengdu 610041, China

4 College of Resources and Environment, The Graduate School of CAS, Beijing 100049, China

5 Department of Biology, The Graduate School of CAS, Beijing 100049, China

基金项目:中国科学院知识创新工程重大资助项目(KZCX2-XB2-02, KZCX2-YW-418);国家科技支撑计划课题资助项目(2006BAC01A15);国家自然科学基金面上资助项目(40671181);国家自然科学基金重点资助项目(90511008);中国科学院“西部之光”联合学者资助项目;中国科学院“西部之光”人才培养资助项目

收稿日期:2007-10-08; **修订日期:**2008-04-15

作者简介:陈槐(1981~),男,四川人,博士,主要从事湿地生态系统与气候变化研究. E-mail: chenhuai@cib.ac.cn

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

Foundation item: The project was financially supported by CAS Knowledge Innovation Direction Project (No. KZCX2-YW-418, KZCX2-XB2-02); National Key Technology R&D Program (No. 2006BAC01A15); General Project of NSFC (No. 40671181); Key Project of NSFC (No. 90511008); CAS joint-scholar project of the Bright of Western China; CAS project of the Bright of Western China

Received date:2007-10-08; **Accepted date:**2008-04-15

Biography: CHEN Huai, Ph. D., mainly engaged in wetland ecosystem and climate change. E-mail: chenhuai@cib.ac.cn

Acta Ecologica Sinica, 2008, 28(7): 3425 ~ 3437.

Abstract: Zoige Plateau (av. 3400 m a. s. l.), located in the eastern edge of Qinghai-Tibetan Plateau (av. 4000 m a. s. l.), is a complete and orbicular plateau surrounded by a series of alpine mountains (av. 4000 m a. s. l.), covering an area of 2.8×10^4 km². Due to the unique alpine climate of the plateau, characterized by cold-long winters alternating with cool-short summers with relatively high precipitation, these alpine wetlands undergo a continuous methane emission through the frozen soil, and then an impulse of methane emission during and immediately following the soil thawing. It was found that methane emission was well coupled with the growing rhythm of plants. However, the magnitude, temporal, and spatial patterns of methane fluxes in alpine wetlands on Zoige Plateau are still highly uncertain.

To refine the actual global methane budget of alpine wetlands, methane fluxes were measured among three wetland landscapes at the Zoige National Wetland Reserve. Based on such measurements, it was roughly estimated that mean methane flux from Zoige Plateau was $4.69 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ in the growing season.

A special diurnal variation pattern of methane emission was observed that there was two emission peaks: one minor peak occurred at 06:00 and the major one at 15:00. In this study, soil temperature of 5 cm depth was considered as the key factor to explain the higher peak at 15:00. After clipping, the methane flux from the *Eleocharis valleculosa* and *Carex muliensis* sites were dropped substantially by 47.1% and 63.2%, respectively. The stomata whose opening and closure were under the control of light (PAR) should be major vents for methane efflux. Therefore, one hour after sunrise, the stomata opened substantially and methane efflux reached a small climax at 06:00 because a lot of methane accumulated at night.

There were clearly seasonal patterns of methane flux in different environmental types during the growing and non-growing seasons. In the growing season, the main maximum values of methane flux were found in July and August, except for a peak value in September in CM sites. In the non-growing season, the similar seasonal variation pattern was shared among all of three sites, in which the methane emissions increased from February to April. It was found that the determining factors in the growing season were ground surface temperatures, standing water depths and plant community heights; while in the non-growing season, ice thickness was found most related to flux. Different environmental types within the wetland also influenced the seasonal pattern of methane flux.

There were high spatial variations among environmental types and for all spots in the two phenological seasons. In the peak growing season, coefficients of variation were on the average 38% among environmental types and 57% within environmental types; in the quickly thawing season, coefficients of variation were on the average 61% among environmental types and 77% within environmental types. The key influencing factors were standing water depths and plant community height in the peak growing season, while in the quickly thawing season, the redox potentials were best related with the methane emissions due to the complex of the water phases ($r^2 = 0.72$, $P < 0.05$).

Landscape types had significant impacts on methane fluxes. Standing water depth was the major factor to explain the landscape variation of methane flux, while vegetation characteristics were also valuable to predict methane flux from Zoige Plateau.

Key Words: Qinghai-Tibetan Plateau; GHG flux; landscape; temporal variation; spatial variation; standing water depth; plant height

大气中甲烷的浓度是地球气候的主要控制因素之一,已由工业革命以前的 700 nl L^{-1} 增加到目前的 1750 nl L^{-1} , 其年均增幅为 $0.5\% \sim 0.8\%$ [1]。甲烷分子具有很强的红外吸收能力,单分子的增温潜势是 CO_2 的 $15 \sim 30$ 倍 [2]。因此,在过去的 150a 间,甲烷辐射强迫为 0.48 W m^{-2} , 对全球变暖的贡献为 CO_2 的 29%, 是所有长寿命温室气体的 19% [3]。同时,甲烷能与大气污染物(如氟利昂)发生反应产生其它温室气体(一氧化

碳、二氧化碳),所以,甲烷被认为是继二氧化碳之后最重要的温室气体之一,其产生、消耗以及排放机制引起广泛关注^[4]。甲烷不仅仅由于对全球变暖的显著贡献而倍受科学界关注,同时其参与一系列的反应从而影响对流层以及平流层臭氧浓度,这也成为甲烷倍受关注的原因之一^[2,5,6]。

长期处于水淹和厌氧条件下,湿地作为甲烷的重要排放源,其排放量占甲烷自然源的 70%,占全球甲烷排放总量的 24.8%^[1,7]。数十年来,基于模型的湿地甲烷排放总量的估计值在 92~232 Tg CH₄ a⁻¹之间^[8~11]。因而,湿地不光是甲烷极为重要的排放源,同样也是甲烷最为不确定的排放源之一。不同尺度下甲烷排放高度的时空异质性以及特定湿地类型通量数据的相对匮乏导致了湿地甲烷排放的不确定性^[12]。Keppler 等^[13]发现在好氧条件下陆生植物能够产生甲烷,这一发现使得湿地甲烷排放的不确定性更加复杂。

近年来,世界范围内不同湿地类型甲烷通量监测的研究逐年增多^[14~18]。然而,对高山湿地甲烷排放的零星报道主要集中于北美落基山高山湿地,所以科学界对高山、亚高山湿地甲烷排放的认识远不能解析全球高山湿地甲烷源强^[9,19~22]。因此,世界范围内其他区域高山湿地甲烷排放的研究对于精确估计全球高山湿地源强,意义重大。

若尔盖高原,位于青藏高原东北缘,地理位置介于 32°10'~34°10'N 和 101°45'~103°55'E 之间,包括黄河上游两大支流——黑河与白河流域,平均海拔 3400 m,总面积为 19600 km²,是一个完整的高原盆地自然地理区^[23]。高原湖泊和沼泽高度发达,占高原总面积的 17.8%^[24]。因而该地区早期的研究指出若尔盖高原是青藏高原甲烷排放中心之一^[25]。由于实验条件的限制,现有对若尔盖高原湿地甲烷排放的研究还局限于相对较小的尺度下,单一生长季甲烷监测的基础上^[9,25~28]。因此,要准确估计该地区甲烷排放,不同尺度下,生长季和非生长季,甲烷排放的长期监测是相当重要的。

基于上述原因,本研究拟讨论不同尺度下,若尔盖高原湿地甲烷排放的时间和空间异质性,以及其控制因子。

1 研究区域概况

若尔盖湿地自然保护区(Zoige Wetland Nature Reserve, ZWNR)位于四川省西北部,受青藏高原寒冷气候影响,寒冷而潮湿,四季不分,仅有冷暖二季;降水多,湿度大,霜冻期极长。年平均气温 1.7℃,最冷月为 1 月份,平均气温为 -8.2~-10.9℃,最热月为 7 月份,平均气温为 9.1~11.4℃;由于高原上大气透明度好,辐射极强,故气温日变幅较大,平均为 15℃;年均降水量为 640mm,有 50% 左右的降水量集中在 5~8 月。

2 研究方法

2.1 样地选择与采样箱布设

实验选取了 3 类典型的高原湿地类型:宽谷湿地(organic flat),湖滨湿地(lacustrine)以及河漫滩湿地(riverine)作为研究对象。

宽谷湿地(organic flat)主要分布在黑河中下游的宽谷地区,约占若尔盖湿地面积的 50%。此类湿地水分的主要来源为大气降水。谷地中大部分地带多为常年积水而边缘地区则呈现季节性积水现象。植物群落中的成分较为复杂,这与湿地微地貌紧密相关。这类湿地草丘发达,一般高度为 30~60 cm,密度为 30%~60%。丘上多为草甸植物,主要有藏嵩草(*Kobresia tibetica*)、曹氏灯芯草(*Juncus continuus*)和二裂委陵菜(*Potentilla bifurca*)等,丘间多为木里苔草(*Carex muliensis*)和刚毛荸荠(*Eleocharis valleculosa*)等。刚毛荸荠的水位比木里苔草稍高。

湖滨湿地(lacustrine)主要分布于若尔盖高原内各湖泊周围,约占若尔盖湿地面积的 20%。这类湿地地面微向湖面倾斜,雨季有季节性溪流将地表径流导入湖泊中。植物呈带状分布,紧靠湖边为浮毡型的水甜茅(*Glyceria aquatica*)群落;向外为木里苔草(*Carex muliensis*)群落;再向外为杉叶藻(*Hippuris Vulgaris*)群落。

河漫滩湿地(riverine)主要在黑河、白河等的一级阶地以及各支流两岸呈带状分布,约占若尔盖湿地总面积的 10%。这类湿地主要的水分来源为河流中近地表或周期性泛滥的水分。紧靠河流为裸露滩涂,接着分布着两栖蓼(*Polygonum amphibium*)群落,最外亚高山草甸植物占优势,分布有藏嵩草(*Kobresia tibetica*)和早熟

禾(*Poa* sp.)等。

实验开始于2005年6月,宽谷湿地由于其典型性,以及其微地貌变化,本研究布设了30个采样箱探讨甲烷排放的昼夜变化,季节变化以及群落尺度下甲烷排放的空间差异。于2006年6~8月,本实验选取上述三类典型湿地以研究景观尺度下甲烷排放的空间差异(表1)。

表1 实验选取的湿地类型及其植被类型,各植被类型的优势物种,采样箱的数量

Table 1 Wetland and vegetation classes of the alpine wetland in the Zoige Plateau, and dominant species of each vegetation type. The number of sampling plots and sampling time were also recorded

湿地类型 Wetland types	植被类型 Vegetation types	优势物种 Dominant species	采样箱数目 Number of sampling plots	采样时间 Sampling time
宽谷湿地 Organic flat			30 (11)	2005年6月中旬到9月中旬) (From mid-June to mid-September, 2005)
草丘 Dry hummock	<i>Kobresia tibetica</i>	11 (5)		(2006年2月中旬到4月底,7月中旬到9月中旬) (From mid-February to late March, From mid-July to mid-September, 2006)
刚毛荸荠群落 <i>Eleocharis valliculosa</i> stands	<i>Eleocharis valliculosa</i>	9 (3)		(2005年6月中旬到9月中旬) (From mid-June to mid-September, 2005)
木里苔草群落 <i>Carex muliensis</i> stands	<i>Carex muliensis</i>	10 (3)		
湖滨湿地 Lacustrine		<i>Carex muliensis</i> , <i>Glyceria maxima</i> , <i>Hippuris Vulgaris</i>	18	2006年6月中旬到8月中旬 From mid-June to mid-August, 2006
河漫滩湿地 Riverine		<i>Polygonum amphibium</i> , <i>Kobresia tibetica</i> , <i>Poa</i> sp.	12	2006年6月中旬到8月中旬 From mid-June to mid-August, 2006

2.2 气体样品采集与分析

气体采集用通气式静态箱法,采样箱分顶箱和底座,箱体用直径30 cm的PVC管制成,为防止太阳辐射下箱内温度的升高对观测结果的影响,箱体以铝膜包裹。顶箱高30 cm,在其顶面有一铜管($\phi=2$ mm)以联通箱内外空气,铜管的箱内部分制作成为螺旋状。底座高20 cm(湖滨湿地群落由于其群落高度较高,底座高增加为80 cm),为平衡土壤扰动对试验结果的影响,在实验开始前48h就埋入实验地,其埋入深度视湿地基质的稳定程度而定,一般埋入深度为8~10 cm。视植物群落高度情况,用加高箱(20cm,50cm)增加采样箱高度。实验开始时,顶箱、底座和加高箱以橡皮条连接,以使两箱连接间的气路密闭。气体采集使用50 ml真空瓶,采样时间间隔为0、10、20、30 min。昼夜观测,每隔3h取一次样,其余采样均在9:00~11:00时完成,并及时带回实验室进行分析。

CH₄浓度采用PE Clarus 500气相色谱仪进行分析,检测器为离子火焰化检测器(FID),色谱柱为Porapak 60/80,检测器和色谱柱温度分别为375℃和35℃。载气为高纯氮气,氢气为燃气,空气为助燃气,流速分别为20、50、450 ml min⁻¹。

2.3 其他样品采集与环境因子测定

气样采集的同时,记录环境温度,地表温度,水温,土壤温度(5cm,10cm),氧化还原电位(5cm,10cm,15cm),地表水位以及群落高度等。地上生物量8月中旬采集,65℃恒温干燥48h后,称取干重。土壤样品的采集时间同样在8月中旬。土壤理化性质按照中国土壤学会编写的土壤化学分析方法进行^[29],有机质用重铬酸钾油浴外加热法,全氮用凯氏消煮法,全磷用酸溶-钼锑抗比色法。

3 结果分析与讨论

3.1 甲烷排放的昼夜变化及其影响因子

如图1所示,木里苔草(*Carex muliensis*)($n=3$)和刚毛荸荠(*Eleocharis valliculosa*)($n=3$)群落有着较为相似的甲烷排放昼夜动态,即均呈不规则的双峰及多峰模式,其中明显的两个峰,第1个出现在6:00左右,第2个出现在15:00左右。而不同月份,其昼夜变化动态也略有不同。在本研究中,甲烷排放昼夜变化与土壤5cm、10cm温度显著相关,但其 r 值较低(表2)。

这一研究发现不同于其他湿地类型甲烷排放的昼夜变化^[17,27,30~32]。其他研究主要报道了甲烷排放昼夜变化的单峰模式。甲烷排放通量是随着日出后温度逐渐升高而增大,下午达到排放高峰,然后快速下降,在夜间甲烷排放缓慢下降,并逐步趋于平稳,至日出前甲烷排放通量为最低。表层土壤温度的变化是控制湿地甲烷排放日变化规律的主要因素。本研究中,同样在 15:00 左右,观测到甲烷排放的一个峰值。由温度与甲烷排放昼夜变化的相关关系(表 2),甲烷排放 15:00 左右的峰值是温度驱动的。

而 Ding 等^[27]通过在三江平原对湿地甲烷通量日变化的研究指出,该区域内甲烷通量的最大值出现在 9:00,而最低值出现在 0:00;温度对于甲烷排放的日变化没有影响或是影响甚微。Van der Nat 等^[31]同样指出温度对于甲烷排放昼夜变化的贡献不超过 35%。由此可见,尽管本研究中甲烷通量的日变化同温度有显著的相关性,但其 r 值较小,因此仅用温度来解释甲烷排放的日变化是难以让人信服的。通过对苔草占优势的苔原和泰加湿地的研究,Morrissey 等^[33]指出甲烷排放速率与气孔导度有显著相关性。日出之后,随着温度增高以及气孔的开启,夜间在植物体内蓄积的甲烷在很快时间内通过气孔排放到大气中去,因而在日出后短时间内,甲烷排放应该出现一个峰值。这与作者的观测结果是一致的。林而达等^[34]进一步指出气温变化引起的甲烷 3 条传输途径(植物体、气泡以及扩散)传输效率的变化才是稻田甲烷日变化的真正原因。因此,需要更多深入的研究来探索若尔盖高原湿地甲烷排放昼夜变化。

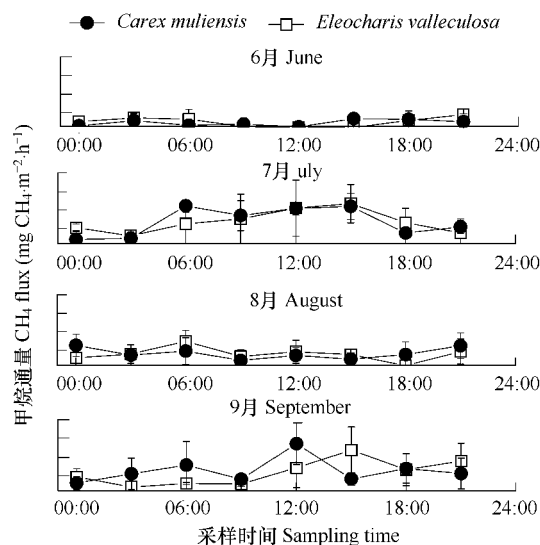


图 1 不同月份甲烷排放的昼夜变化
Fig. 1 Diurnal variation of methane emissions among different months

表 2 木里苔草,刚毛茛菪群落甲烷排放昼夜变化与温度 Spearman 相关性分析

Table 2 Spearman's rank correlation coefficient for correlations between methane flux and temperatures in both *Eleocharis valliculosa* and *Carex muliensis* sites

温度 Temperatures	物种 Species	
	刚毛茛菪 <i>Eleocharis valliculosa</i>	木里苔草 <i>Carex muliensis</i>
大气温度 Air temperature	0.070	0.081
地表水温度 Standing water temperature	0.141	0.106
5cm 土壤温度 5cm soil temperature	0.351 *	0.392 *
10cm 土壤温度 10cm soil temperature	0.345 *	0.377 *

* 显著相关性 ($P < 0.05$) Correlation is significant at the 0.05 level of P

3.2 甲烷排放的季节变化及其影响因子

如图 2,不同群落类型,生长季甲烷排放季节变化略有不同^[35]。木里苔草群落(CM),其甲烷排放的最大值出现在 9 月份,另外一个峰值出现在 7 月份。刚毛茛菪群落(EV),其甲烷排放的峰值出现在 7 月份,随后其排放量逐渐变小。而草丘,其甲烷排放峰值出现在 8 月份。显而易见,木里苔草、刚毛茛菪群落的甲烷排放量要高于草丘。非生长季,不同群落类型甲烷季节变化相似,其排放量由 2~4 月份逐步增大。

如表 3,生长季,对所有群落类型,表面温度与甲烷排放显著相关^[35]($r^2 = 0.55$, $P < 0.05$, $n = 30$),地表水位和植物群落高度与甲烷排放相关性更为显著($r^2 = 0.32$, 0.61 , $P < 0.01$, $n = 30$)。刚毛茛菪群落,其植物高度与甲烷排放显著相关($r^2 = 0.99$, $P < 0.05$, $n = 9$)。草丘,其甲烷排放与 5cm,10cm 土壤温度以及植物群落高度显著相关($r^2 = 0.47$, 0.39 , 0.51 , $P < 0.01$, $n = 11$)。非生长季,表面温度仍然与甲烷排放显著相关,但

其 r 值较低 ($r^2 = 0.12$, $P < 0.05$, $n = 11$)。刚毛茛菪群落,其表面温度同样与甲烷排放显著相关 ($r^2 = 0.31$, $P < 0.05$, $n = 3$)。对于木里苔草和刚毛茛菪群落而言,其冰层厚度与甲烷排放量显著相关 ($r^2 = 0.27$, $P < 0.05$, $n = 6$)。

若尔盖湿地甲烷排放季节动态较为典型,即在 7 月份或者 8 月份出现排放高峰,冬季甲烷排放较少。北方沼泽^[36,37]、湖滨消落带^[38]、苔原湿地^[39]、温带湿地^[40]、湖泊^[41]等不同的湿地生态系统均报道了甲烷排放相似的季节变化。各种生物和环境因子,如温度、植被状况以及水分条件等,是导致甲烷排放季节动态的原因。温度能够解释甲烷排放的季节变化是由于其对甲烷古菌,根际甲烷传输^[42],植物生长,冻融交替等有直接或者间接的影响。温带湿地, Kim 等^[40] 研究指出甲烷排放季节变化与基质温度显著相关。高纬度湿地,多篇报道验证了甲烷排放季节动态与土壤或基质温度的显著相关性^[39,43~46]。这与本研究的结果基本一致。生长季,甲烷排放的季节变化同地表或水表温度显著相关 ($r^2 = 0.55$, $P < 0.05$, $n = 30$),而不是上述研究提到的基质或

土壤温度。高原气候,特别波动较大的热量状况是解释该现象的主要因素。如果这样的话,需要更多的研究来证明。草丘甲烷排放的季节变化同 5、10cm 土壤温度显著相关 ($r^2 = 0.47, 0.39$, $P < 0.01$, $n = 11$),是由于受温度影响显著的厌氧层较深。非生长,甲烷季节变化虽然与表面温度显著相关,但 r 值较低 ($r^2 = 0.12$, $P < 0.05$, $n = 11$),因此很难用表面温度来解释非生长季甲烷排放的季节变化。Nakano 等^[39] 在苔原湿地的研究指出,甲烷排放的季节变化同季节性融化冻土的热量状况显著相关。本研究同样测量了冰层温度以及季节冻土深度,但由于数据量有限,加上高原生态系统的脆弱性,暂时没有发现冻土热量状况与甲烷排放的相关性。但这一问题仍然不失为一个有趣的研究方向。

对有植物生长的湿地来说,植物生长已被证明对甲烷排放季节变化有较大影响^[47,48]。这是因为植物体通过通气组织将甲烷排放到大气中去,并且为根系提供氧气,从而也可能导致甲烷的氧化;同时其根系分泌物为甲烷古菌提供碳源^[38,40,49]。Kim 等^[40] 指出甲烷排放高峰出现在植物生长高峰后 2~3 周,而 Brix 等^[49] 观测到甲烷排放高峰要早于植物生长高峰,这是由于植物生长高峰时期,植物体能为甲烷提供大量的可溶性有机碳。也有报道指出甲烷季节变化同植物生长关系甚微^[38]。不同于上述研究,本研究选取能够较为直接指示植物生物量的植物群落高度来描述植物生长^[50]。植物群落高度与甲烷排放季节变化显著相关 ($r^2 = 0.61$, $P < 0.01$, $n = 30$)。刚毛茛菪群落,其甲烷季节变化同群落高度显著相关 ($r^2 = 0.99$, $P < 0.01$, $n = 11$),而木里苔草,其甲烷排放季节变化同群落高度无显著相关性。单个因子来解释甲烷排放季节变化是不充分的。在 3 类群落类型当中,木里苔草群落水位居中,且其水位波动剧烈 (CV:55%),可能是导致其甲烷排放季节变化与群落高度相关性不显著的原因。

水位控制着湿地基质的氧化还原代谢过程^[14]。7、8 月份气温的升高,不光是提高了甲烷古菌的活性,同时也增加好氧微生物的活性,从而导致氧浓度降低。因此在 7、8 月份氧还原电位减低,而甲烷产量增加^[51]。但水温升高,蒸散作用增加,地表水位相应降低,从而降低基质的还原程度。再加上降雨量的变化,情况会变得更加复杂。尽管本研究中,对三类群落而言,其甲烷排放的季节变化虽然同水位呈显著相关关系,但其 r 值较低。在若尔盖高原湿地这样的脆弱生态系统,其水位的波动是频繁的,地表水位之所以在研究当中能够与

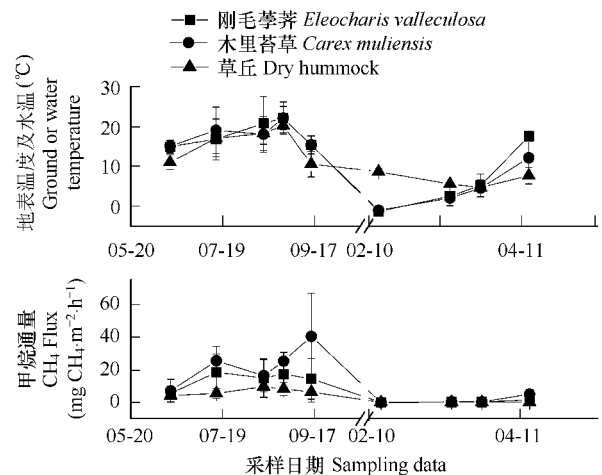


图2 生长季以及非生长季,宽谷湿地3种群落类型(木里苔草、刚毛茛菪、以及草丘群落),表面温度(地表温度或水温)以及甲烷排放的季节变化

Fig. 2 Seasonal variations of ground or water temperature and methane emissions at dry hummock sites (DH), *Carex muliensis* sites (CM), and *Eleocharis valliculosa* sites (EV) in growing season and nongrowing season

甲烷排放相关($r^2 = 0.32$, $P < 0.01$, $n = 30$), 主要的原因是该湿地内 3 种群落类型之间的水位空间差异引起的。也就是说, 尽管地表水位与甲烷排放具有一定的相关性, 但由于研究地内地表水为的存在明显的空间差异(CV:55%), 生长季甲烷排放的季节变化很难用地表水位来解释。

表 3 生长季及非生长季, 宽谷湿地, 3 类群落类型甲烷排放与其主要因子的线性回归方程

Table 3 The liner regressive equations between methane emissions and key factors in two emergent plants sites (*Eleocharis valliculosa* sites and *Eleocharis valliculosa* sites) and dry hummock sites in growing and nongrowing seasons

因子 Factors	方程 Equation	
	生长季 Growing season	非生长季 Nongrowing season
表面温度 Surface temperature(℃)	$F = -2.620 + 1.011T$ ($r^2 = 0.55$, $P < 0.05$; 3 种类型 in three sites)	$F = -0.06 + 0.102T$ ($r^2 = 0.12$, $P < 0.05$; 3 种类型 in three sites) $F = 0.44 + 0.075T$ ($r^2 = 0.31$, $P < 0.05$; 刚毛荸荠群落 <i>Eleocharis valliculosa</i> sites)
5cm 土壤温度 5cm sediment temperature(℃)	$F = -3.459 + 0.639T$ ($r^2 = 0.47$, $P < 0.01$; 草丘 Dry hummock sites)	ND
10cm 土壤温度 10cm sediment temperature(℃)	$F = -4.232 + 0.742T$ ($r^2 = 0.39$, $P < 0.01$; 草丘 Dry hummock sites)	ND
地表水位 Standing water depth(cm)	$F = 15.10 + 0.2.293D$ ($r^2 = 0.32$, $P < 0.01$; 3 种类型 in three sites)	ND
植物群落高度 Plant community height(cm)	$F = -3.287 + 0.792D$ ($r^2 = 0.61$, $P < 0.01$; 3 种类型 in three sites) $F = -14.314 + 0.971D$ ($r^2 = 0.99$, $P < 0.05$; 刚毛荸荠群落 <i>Eleocharis valliculosa</i> sites) $F = 2.372 + 0.375D$ ($r^2 = 0.51$, $P < 0.05$; 草丘 Dry hummock sites)	ND
冰层厚度 Ice thickness(cm)	ND	$F = 0.322 - 0.053T$ ($r^2 = 0.27$, $P < 0.05$; 两种挺水植物群落 two emergent plants sites)

ND: 数据缺失 no data

非生长季, 基质同大气的气体交换能够透过冰层和覆雪^[36,37]。研究证明, 有冰层覆盖的挺水植物群落, 甲烷排放与冰层厚度显著负相关关系($r^2 = 0.27$, $P < 0.05$, $n = 6$)。这表明甲烷排放随冰层厚度的减少而增加。

3.3 群落尺度下甲烷排放的空间变异及其影响因子

植物生长旺季, 不论群落内部还是群落之间均发现了甲烷排放高度的空间差异(图 3,a)。其群落之间甲烷排放的空间变异系数(CV)平均值为 38% (两次的测量结果为 26% 以及 50%)。单一群落内部其甲烷排放的空间变异系数(CV)平均值为 57%, 其中草丘为 62%, 木里苔草群落为 43%, 刚毛荸荠群落为 65%。积雪融化高峰期, 甲烷排放高度的空间异质性同样存在(图 3,b)。其群落之间甲烷排放的空间变异系数(CV)平均值为 61% (两次的测量结果为 49% 以及 74%)。单一群落内部其甲烷排放的空间变异系数(CV)平均值为 77%, 其中草丘为 100%, 木里苔草群落为 76%, 刚毛荸荠群落为 54%。

植物生长旺季, 不同群落其生态因子与甲烷排放之间的相关性是不同的。草丘, 其甲烷排放通量同 5cm 土壤温度以及群落高度显著相关($r^2 = 0.18$ 及 0.24 , $P < 0.05$, $n = 11$)。木里苔草群落, 甲烷排放同水温以及 5cm 土壤温度显著相关($r^2 = 0.67$ 及 0.38 , $P < 0.01$, $n = 10$)。刚毛荸荠群落, 其甲烷排放同地表水位以及植物群落高度显著相关($r^2 = 0.55$ 及 0.61 , $P < 0.01$, $n = 9$)。对整个样地而言, 甲烷通量与表面温度, 地

表水位以及植物群落高度显著相关 ($r^2 = 0.18$, $P < 0.05$; $r^2 = 0.43$, 0.59 , $P < 0.01$, $n = 30$)。通过逐步回归线性分析,发现地表水位和群落高度是影响甲烷排放空间差异的主要因素,而非地表温度(图4)。积雪融化高峰期,仅氧化还原电位与甲烷排放显著相关 ($r^2 = 0.72$, $P < 0.05$, $n = 11$)。

基于湿地生态系统生态因子,如土壤,植被,气候,水分条件等的空间变异以及研究尺度选取的不同,湿地生态系统甲烷排放高度空间差异是很普遍的^[14,52]。Van der Pol-van Dasselaar 等^[53]通过植被状况以及土壤特征来解释甲烷排放的空间差异。Ding 等^[54]认为地表水位决定了湿地植物类型,同时通过控制植物凋落物的量而控制土壤孔隙水中甲烷的浓度,从而导致不同湿地甲烷排放的空间差异。而植物生物量,通过控制甲烷排放通道,导致了某一湿地不同样点甲烷排放空间差异。本研究发现,在微格局尺度下,甲烷排放仅与地表水位及植物高度显著相关(图4)。

对该湿地而言,在植物生长旺季,地表水位与甲烷排放的相关性最为显著 ($P < 0.01$)。随地表水位的增加,氧气浓度降低,因而甲烷产生势增加。对不同群落类型,挺水植物群落甲烷排放要高于草丘也是同样的道理(图2)。而 Grünfeld 等^[55]认为水位的微量增加仅能对甲烷产生及其排放产生不大的影响。在本研究中,水位差异不大(3.8 cm)的两种挺水植物群落,其甲烷排放同样无显著差异。

研究表明植物生物量与甲烷排放的空间差异有显著相关性^[53,54,56]。植物生物量影响甲烷排放,首先是通过根系凋落物和根系分泌物为甲烷古菌提供基质,同时有通气组织的湿地植物为甲烷提供排放通道,避免甲烷在土壤氧化层被氧化。因此可以说,植物生物量越大,甲烷产量会越多,甲烷排放通道也越多^[57]。不同于上述研究,本研究选取能够较为直接指示植物茎生物量(shoot biomass)的植物群落高度来描述植物生长^[50]。其群落高度与甲烷排放显著相关($r^2 = 0.59$, $P < 0.01$)。同时,植物群落高度,特别是挺水植物群落,能够某种程度上反映地表水位^[14]。并且如上所述,地表水位又与甲烷排放显著相关。加之,Bubier 等^[14]建议植被特征可以预测甲烷排放量。在小尺度下,用群落高度能够很有效地预测甲烷排放量。

3.4 景观尺度甲烷通量的空间变异及其影响因素

生长季,景观尺度下甲烷排放有较大的空间变异,湖滨湿地甲烷平均排放量最高为 $11.95 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$,其次为宽谷湿地,其排放量为 $2.12 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$,河岸湿地表现为甲烷吸收,其吸收量为 $0.007 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ (表4,图5)。其他环境因子,在该尺度下,也存在极大的空间差异,温度因子的空间差异相对较小(表4)。宽谷湿地氧化还原电位最低,湖滨湿地次之,河岸湿地最高。土壤总氮、总碳含量,宽谷湿地最高,湖滨

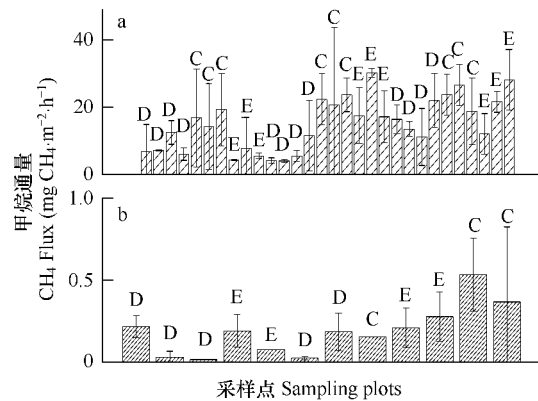


图3 各采样点甲烷排放平均值

Fig. 3 Mean methane emission from each plot in the measuring sites (a) 植物生长旺季; (b) 积雪融化高峰期; 其中 D, C, E 分别代表草丘, 木里苔草群落及刚毛荸荠群落(宽谷湿地) (a) The peak growing season ($n = 2$); (b) The quickly thawing season ($n = 2$); D, C and E stand for dry hummock, *Carex muliensis* and *Eleocharis valliculosa* sites of Organic flat

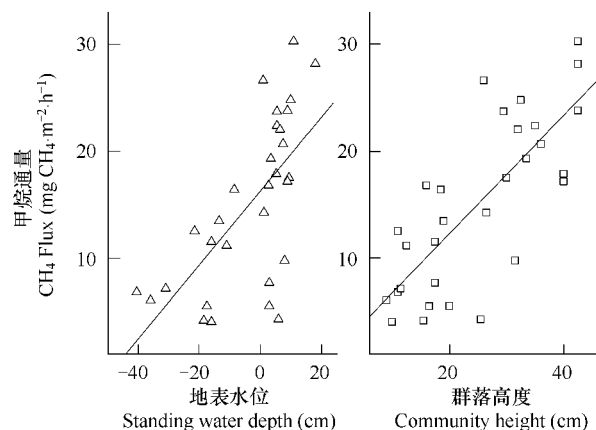


图4 群落尺度下,甲烷排放与其关键影响因素(群落高度(□)及地表水位(△))线性相关关系

Fig. 4 Relations between methane emission and key influencing factors under the community scale (community height (□) and standing water depth (△)) in the peak growing season

湿地次之,河岸湿地最小;而土壤总磷含量是湖滨湿地最高,宽谷湿地其次,河岸湿地最小。湖滨湿地群落高度,地表水位,生物量均最高,宽谷湿地次之,河岸湿地无地表水覆盖(表 4)。

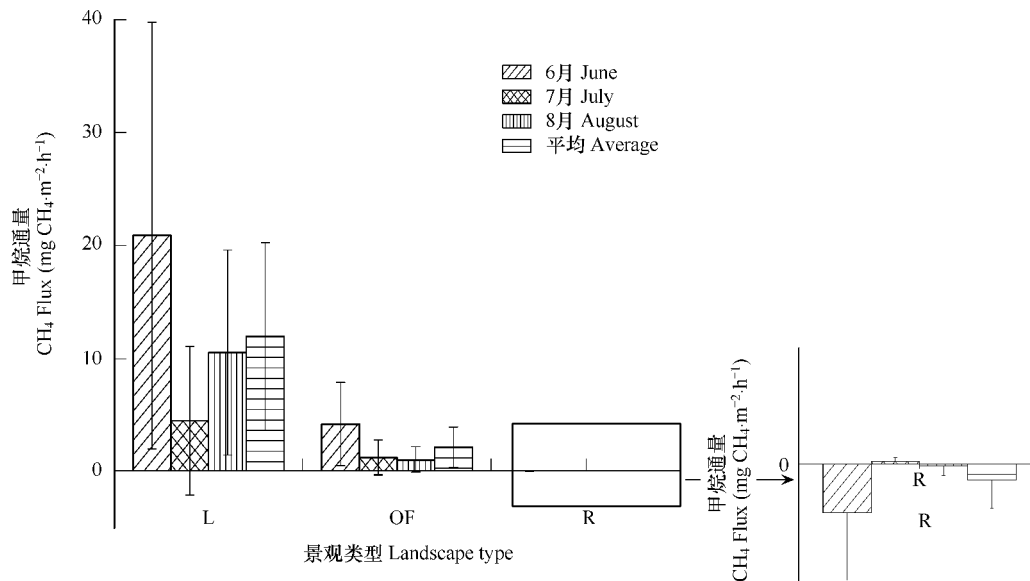


图 5 景观尺度下,若尔盖高原生长季不同高原湿地类型甲烷通量均值

Fig. 5 Mean methane flux from different landscape patterns in growing season from alpine wetlands in Zoige Plateau

L: 湖滨湿地;OF: 宽谷湿地;R: 河岸湿地 L: lacustrine; OF: organic flat; R: riverine

表 4 景观尺度下,不同湿地类型甲烷排放及环境因子均值比较

Table 4 Mean values of methane emissions and environmental factors among all landscape types in the growing season

项目 Item	L	OF	R
甲烷通量 CH_4 emission ($\text{mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$)	11.95 ± 8.29	2.12 ± 1.78	-0.0070 ± 0.012
表面温度 Surface temperature ($^{\circ}\text{C}$)	16.9 ± 4.6	17.5 ± 8.1	17.6 ± 7.0
5 cm 土壤温度 5 cm soil temperature ($^{\circ}\text{C}$)	14.8 ± 3.6	15.8 ± 7.1	16.9 ± 7.5
10 cm 土壤温度 10 cm soil temperature ($^{\circ}\text{C}$)	13.8 ± 3.5	15.6 ± 5.9	16.0 ± 6.6
5 cm 土壤氧化还原电位 5 cm soil Eh (mV)	-114 ± 45	-157 ± 38	-63 ± 6
10 cm 土壤氧化还原电位 10 cm soil Eh (mV)	-118 ± 53	-170 ± 38	-82 ± 15
15 cm 土壤氧化还原电位 15 cm soil Eh (mV)	-128 ± 45	-175 ± 38	ND
总氮 N-total (g kg^{-1})	8.16 ± 3.65	15.50 ± 5.12	1.40 ± 0.51
总碳 C-total (g kg^{-1})	101.97 ± 49.98	204.48 ± 85.86	17.17 ± 7.17
总磷 P-total (g kg^{-1})	0.82 ± 0.17	0.67 ± 0.27	0.60 ± 0.08
地表水位 Standing water depth (cm)	15.1 ± 12.5	5.8 ± 5.3	0
群落高度 Community height (cm)	63.6 ± 42.9	22.4 ± 9.7	13.9 ± 12.5
地上生物量 Aboveground biomass (g m^{-2})	254.8 ± 108.8	106.2 ± 44.2	93.2 ± 64.3

L: 湖滨湿地 lacustrine; OF: 宽谷湿地 organic flat; R: 河岸湿地 riverine; ND: 数据缺失 no data

研究发现,景观尺度下,甲烷通量与群落高度有极为显著的相关性($r^2 = 0.99$, $P < 0.05$)。植物生物量,地表水位,土壤总磷与甲烷通量也有较强的相关性,但相关性不显著($r^2 = 0.95, 0.94, 0.98$, $P > 0.05$)。其他环境要素与甲烷通量相关性较小。

景观尺度下,甲烷通量估计的研究较少。BOREAS (BOReal Ecosystem-Atmosphere Study) 的北部研究区 (NSA, North Study Area) 内,高地土壤夏季甲烷平均吸收量为 $0.4 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ [14]。基于对苔原,湿地以及开阔水域生长季甲烷通量的空间维绎,阿拉斯加 Kuparuk 河流域年甲烷通量的估计值为 $0.8 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ [58]。

图 4 列举了景观尺度下每种湿地类型甲烷通量。基于此,若尔盖高原湿地生长季甲烷排放的均值为 $4.69 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ 。为数不多的研究报道了其他高原湿地甲烷排放^[9,20~22,25,26,35],本研究对若尔盖高原湿地排放甲烷的估计值介于其间。

景观尺度不同湿地类型对甲烷排放通量有显著影响(表 4,图 5),这与其他湿地生态系统的研究结果一致^[21,59~61]。本研究,考虑到数据量有限,结合回归分析的结果,认为景观尺度下甲烷通量与地表水位,植物群落高度及地上生物量有较强的相关性,也就是说,上述 3 个生态因子是解释景观尺度甲烷排放空间差异的关键因子。

为数众多的研究指出,甲烷排放与地表水位呈正相关关系^[14,28]。本研究基于景观尺度,认为甲烷排放与地表水位密切相关($r^2=0.95$),不同与 Whalen 及 Reeburgh 所得出的结论。他们认为基于单一生长季的数据,甲烷通量同地表水位相关性较小^[46]。Waddington 及 Roulet 指出甲烷排放格局与景观地理格局密切相关。Ambus 及 Christensen 报道了丹麦湿地具有地形依赖的甲烷通量格局。Sommer 及 Fiedler 暗示甲烷通量与地形单元有关。上述提到的地理特征无不与水位或是地表水位密切联系。在德国西南所作的研究发现,地表水位降低 7cm,其价甲烷排放减少了 6.5~12 倍^[60],即湖滨湿地甲烷排放是宽谷湿地的 5.5 倍,其地表水位要比宽谷湿地高出 10 cm 左右。

基于植物提为甲烷古菌提供基质以及为甲烷提供排放通道,毋庸置疑,植物生物量与甲烷排放具有密切的相关性^[4,53]。所强调的是不同尺度下,植物生物量与湿地甲烷排放相关性相当复杂。Ding 等,在群落尺度下研究了 3 种湿地类型,地上生物量与甲烷排放的关系,指出三类湿地的地上生物量无显著差异,而在每种湿地内部植物生物量却是控制甲烷排放的关键因子。本研究,基于景观尺度,植物特征(植物地上生物量以及群落高等)能够很好地解释甲烷排放的空间差异。

4 结论

世界范围内高山湿地甲烷排放的研究对于精确估计全球高山湿地甲烷源强,意义重大。具有世界显示度的若尔盖高原湿地是青藏高原甲烷排放中心之一,但由于实验条件的限制,现有对若尔盖高原湿地甲烷排放的研究还局限于相对较小的尺度下,单一生长季甲烷监测的基础上。

本研究在不同尺度下探讨了若尔盖甲烷排放的时间和空间格局,研究结果表明:

若尔盖湿地甲烷排放昼夜变化呈双峰模式,即 6:00 和 15:00 左右分别出现排放高峰。6:00,即日出后 1h 左右,气孔开启,夜间积累的甲烷迅速排放,从而出现一个排放峰值;15:00,即土壤温度最高之时,植物根系分泌以及甲烷古菌活动最为活跃,从而出现一个排放高峰。可见若尔盖甲烷昼夜变化模式是多个环境以及生物因素共同作用的结果,而对植物特征,特别是其生理特征的研究是该区域较为缺乏,因此要准确解释该模式,对植物生理生态的研究诚需加强。对宽谷湿地的研究发现,3 类植物群落均有典型且相似的甲烷排放季节变化。导致该甲烷排放季节变化的主要因素是表面温度以及植物生长,而地表水位,由于高原气候的急剧变化而剧烈波动,使得该温度和植物生长驱动的季节变化随之波动。群落类型也是甲烷通量的季节变化模式产生波动的原因之一。

群落尺度下,不管生长旺季还是积雪融化高峰期,甲烷排放均有着高度的空间差异。地表水位以及植被状况导致甲烷排放空间差异的主要原因。生长旺季,地表水位及群落高度与甲烷通量相关性最高。积雪融化高峰期,甲烷排放的空间有所升高是由于挺水植物群落(木里苔草和刚毛茛苳)表面有覆冰,从而使得 3 类群落之间空间差异加大而引起的。景观格局下,不同湿地类型甲烷通量具有极大的空间差异。其主要的影响因素有地表水位,植物生物量,群落高度等。与景观特征密切相连的地表水位,是解释甲烷通量景观格局的主要因素,同样植被特征,如群落高度以及地上生物量,同样能够有效地预测甲烷通量的景观模式。

References:

- [1] Houghton J T, Ding Y, Griggs, D J, Noguer M, Van Der Linden P J, Dai X, Maskell K, and Johnson C A. ed. Climate Change 2001: The

- Scientific Basis. New York: Cambridge University Press, 2001.
- [2] Rodhe A L. A comparison of the contribution of various gases to the greenhouse effect. *Science*, 1990, 248: 1217 — 1279.
- [3] Forster P, Ramaswamy V, Artaxo P, *et al.* Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M and Miller HL. ed. Cambridge, United Kingdom and New York: Cambridge University Press, 2007.
- [4] Lelieveld J, Crutzen P, Brühl C. Climate effects of atmospheric methane. *CHEMOSPHERE*, 1993, 26: 739 — 768.
- [5] Cicerone R L, Oremland R S. Biogeochemical aspects of atmospheric methane. *Global Biogeochemical Cycles*, 1988, 2: 716 — 722.
- [6] Johnson H S. Human effects on the global atmosphere. *Annual Reviews of Physical Chemistry*, 1984, 35: 481 — 505.
- [7] Khalil M A K, Atmospheric methane: an introduction. In: *Atmospheric Methane: Its Role in the Global Environment*. Khalil, M. A. K. ed. New York: Springer, 2000. 1 — 8.
- [8] Lelieveld J, Crutzen P, Dentener F J, Changing concentration, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus*, 1998, 50B: 128 — 150.
- [9] Hirota M, Tang Y H, Hu Q W, *et al.* Methane emissions from different vegetation zones in a Qinghai-Tibetan Plateau wetland. *Soil Biology & Biochemistry*, 2004, 36(5): 737 — 748.
- [10] Hein R, Crutzen P J, Heinmann M. An inverse modeling approach to investigate the global atmospheric methane cycle. *Global Biogeochemical Cycles*, 1997, 11: 43 — 46.
- [11] Houweling S, Kaminski T, Dentener F, *et al.* Inverse modeling of methane sources and sinks using the adjoint of a global transport model. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104: 22129 — 22145.
- [12] Middelburg J J, Nieuwenhuize J, Iverson N, *et al.* Methane distribution in European tidal estuaries. *Biogeochemistry*, 2002, 59: 95 — 119.
- [13] Keppler F, Hamilton J T G, Bra M, *et al.* Methane emissions from terrestrial plants under aerobic conditions. *Nature*, 2006, 439: 187 — 191.
- [14] Bubier J, Moore T, Savage K, *et al.* A comparison of methane flux in a boreal landscape between a dry and a wet year. *Global Biogeochemical Cycles*, 2005, 19: B1023 — B1023.
- [15] Yu J B, Sun W D, Liu J S, *et al.* Enhanced net formations of nitrous oxide and methane underneath the frozen soil in Sanjiang wetland, northeastern China. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2007, 112(D7).
- [16] Verma A, Subramanian V, Ramesh R. Methane emissions from a coastal lagoon: Vembanad Lake, West Coast, India *CHEMOSPHERE*, 2002, 47: 883 — 889.
- [17] Smith L K, Lewis W M, Chanton J P, *et al.* Methane emissions from the Orinoco River floodplain. *Venezuela Biogeochemistry*, 2000, 51: 113 — 140.
- [18] Purvaja R, Ramesh R, Frenzel P. Plant-mediated methane emission from an Indian mangrove. *Global Change Biology*, 2004, 10: 1825 — 1834.
- [19] Chinner R A, Cooper D J. Carbon dynamics of pristine and hydrologically modified fens in the southern Rocky Mountains. *Canadian Journal of Botany*, 2003, 81: 477 — 491.
- [20] Wickland K P, Striegl R G, Mast M A, *et al.* Carbon gas exchange at a southern Rocky Mountain wetland, 1996 — 1998. *Global Biogeochemical Cycles*, 2001, 15: 321 — 335.
- [21] West A E, Brooks P D, Fisk M C, *et al.* Landscape patterns of CH₄ fluxes in an alpine tundra ecosystem. *Biogeochemistry*, 1999, 45: 243 — 264.
- [22] Wickland K P, Striegl R G, Schmidt S K, *et al.* Methane flux in subalpine wetland and unsaturated soils in the southern Rocky Mountains. *Global Biogeochemical Cycles*, 1999, 13(1): 101 — 113.
- [23] Cai Y, Lang H Q, Wang X Y. *Mires of Zoige Plateau*. Beijing: Science Press, 1965.
- [24] Zhou H M, Zen L X, Yu G N, *et al.* Analysis, utilization and protection of wetland resources in the Northwest Plateau of Sichuan Province Southwest China. *Journal of Agricultural Sciences*, 1999, 12.
- [25] Jin H J, Wu J, Cheng G D, *et al.* Methane emissions from wetlands on the Qinghai-Tibet Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 1999, 44(24): 2282 — 2286.
- [26] Hu Q W, Wu Q, Li D, *et al.* Comparative study on methane emissions from alpine grasslands with different soil water content. *Chinese Journal of Ecology*, 2005, 24: 118 — 122.
- [27] Ding W X, Cai Z C, Wang D X. Preliminary budget of methane emissions from natural wetlands in China. *Atmospheric Environment*, 2004, 38(5): 751 — 759.
- [28] Wang D X, Li X G, Ding W X, *et al.* Methane emission from marshes in Zoige Plateau. *Advance in earth Sciences*, 2002, 17: 877 — 880.

- [29] Lu R K, ed. Analytical methods of soil agrochemistry. Beijing: Chinese Agriculture Science and Technology Press, 1999.
- [30] Cao Y Y. Advance of rice paddy methane emission reseach. Journal of Anhui Agriculture Science, 2002, 30: 181 — 188.
- [31] Van der Nat, F J W A, Middelburg, J J, Van Meteren, D, *et al.* Diurnal methane emission patterns from *Scirpus lacustris* and *Phragmites australis*. Biogeochemistry, 1998, 41: 1 — 22.
- [32] Wang Z P, Han X G, Diurnal variation in methane emissions in relation to plants and environmental variables in the Inner Mongolia marshes. Atmospheric environment, 2005, 39: 6295 — 6305.
- [33] Morrissey L A, Zobel D B, Livingston G P. Significance of stomatal control on methane release from *Carex*-dominated wetlands. Chemosphere, 1993, 26: 339 — 355.
- [34] Lin E D, Li Y E. Global Climate Change and Category Method of Lists Greenhouse Gases. Beijing: Meteorological Press, 1998. 48 — 60.
- [35] Chen H, Yao S P, Wu N, *et al.* Determinants influencing seasonal variations of methane emissions from alpine wetlands in Zoige Plateau and their implications. Journal of Geophysical Research — Atmospheres, 2008.
- [36] Alm J, Saarnio S, Nykänen H, *et al.* Winter CO₂, CH₄ and N₂O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. Biogeochemistry, 1999, 44: 163 — 196.
- [37] Dise N B, Gorham E, Verry E S, Environmental factors controlling methane emissions from peatlands in northern Minnesota. Journal of Geophysical Research, 1993, 98: 10583 — 10594.
- [38] Kankaala P, Ojala A, Kåki T. Temporal and spatial variation in methane emissions from a flooded transgression shore of a boreal lake. Biogeochemistry, 2004, 68: 297 — 311.
- [39] Nakano T S, Kuniyoshi and M. Fukuda. Temporal variation in methane emission from tundra wetlands in a permafrost area, northeastern Siberia, Atmospheric Environment, 2000, 34, 1205 — 1213.
- [40] Kim J, Verma S B, Billesbach D P. Seasonal variation in methane emission from a temperate *Phragmites*-dominated marsh: effect of growth stage and plant-mediated transport. Global Change Biology, 1998, 5: 433 — 440.
- [41] Duan X N, Wang X K, Mu Y J, *et al.* Seasonal and diurnal variations in methane emissions from Wuliangsu Lake in arid regions of China, Atmospheric Environment. Atmospheric Environment, 2005, 39: 4479 — 4487.
- [42] Hosono T, Nouchi I. The dependence of methane transport in rice plants on the root zone temperature. Plant and Soil, 1997, 191: 233 — 240.
- [43] Bartlett K B, Crill P M, Sass R L, *et al.* Methane emissions from tundra environments in the Yukon-Kuskokwim delta, Alaska. Journal of Geophysical Research, 1992, 97: 645 — 660.
- [44] Nykänen H, Alm J, Tolonen P K, *et al.* Methane fluxes on boreal peatlands of different fertility and the effect of long-term experimental lowering of water table on flux rates. Global Biogeochemical Cycles, 1998, 12: 53 — 69.
- [45] Svensson B H, Sjöswall T. *In situ* methane production from acid peat in plant communities with different moisture regimes in a subarctic mire. Oikos, 1984, 43: 341 — 350.
- [46] Whalen S C, Reeburgh W S. Interannual variations in tundra methane emission: a 4-year time series at fixed sites. Global Biogeochemical Cycles, 1992, 5: 261 — 273.
- [47] Joabsson A, Christensen T R. Methane release from wetlands and relationship with vascular plants: an arctic example. Global Biogeochemical Cycles, 2001, 15: 919 — 932.
- [48] van der Nat F J, Middelburg J J. Methane emission from tidal freshwater marshes. Biogeochemistry, 2000, 49: 103 — 121.
- [49] Brix H, Sorrell B K, Lorenzen B. Are *Phragmites*-dominated wetlands as a net sink of greenhouse gases? Aquatic Botany, 2001, 69: 313 — 324.
- [50] Ding A, Willis C R, Sass R L, *et al.* Methane emissions from rice fields: Effect of plant height among several rice cultivars. Global Biogeochemical Cycles, 1999, 13: 1045 — 1052.
- [51] Ding W X, Cai Z C, Tsuruta H. Factors affecting seasonal variation of methane concentration in water in a freshwater marsh vegetated with *Carex lasiocarpa*. Soil Science Society of America Journal, 2005, 41: 1 — 8.
- [52] Bartlett K R, H, Review and assessment of methane emissions from wetlands. Chemosphere, 1993, 26: 261 — 320.
- [53] Van den Pol-van Dasselaar A, van Beusichem M L, Oenema O. Determinants of spatial variability of methane emissions from wet grasslands on peat soil. Biogeochemistry, 1999, 44: 221 — 237.
- [54] Ding W, Cai Z, Tsuruta H, *et al.* Key factors affecting spatial variation of methane emissions from freshwater marshes. Chemosphere, 2003, 51: 167 — 173.
- [55] Grünfeld S, Brix H, Methanogenesis and methane emissions: effects of water table, substrate type and presence of *Phragmites australis*. Aquatic Botany, 1999, 64: 63 — 75.

- [56] Whiting G J, Chanton J P. Primary production control of methane emission from wetlands. *Nature*, 1993, 364: 794 — 795.
- [57] Nouchi I, Mariko S. Mechanism of methane transport by rice plants. In: *Biogeochemistry of Global Change*, Oremland, R. S. ed. New York: Chapman and Hall, 1993. 336 — 352.
- [58] Reeburgh W S, King J Y, Regli S K, *et al.* A CH₄ emission estimate for the Kuparuk River basin, Alaska. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 1998, 103 (D22): 29005 — 29013.
- [59] Waddington J M, Roulet N T. Atmosphere-wetland carbon exchanges: Scale dependency of CO₂ and CH₄ exchange on the developmental topography of a peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, 1996, 10 (2): 233 — 245.
- [60] Sommer M, Fiedler S. Methane emissions from wetland soils in southwest-Germany. In: Broll, G., Merbach, W., and Pfeiffer, E. M. *Wetlands in Central Europe: Soil Organisms. Soil Ecological Processes and Trace Gas Emissions*. Springer: Heidelberg, 2002.
- [61] Ambus P, Christensen S. Spatial and Seasonal Nitrous-Oxide and Methane Fluxes in Danish Forest-Ecosystems, Grassland-Ecosystems, and Agroecosystems. *Journal of Environmental Quality*, 1995, 24 (5): 993 — 1001.

参考文献:

- [23] 中国科学院西部地区南水北调综合考察队. 若尔盖高原的沼泽. 北京: 科学出版社, 1965.
- [24] 周华茂, 曾良修, 喻歌农, 等. 卫星遥感和地理信息系统在湿地资源调查中的应用. *西南农业学报*, 1999, 12.
- [26] 胡启武, 吴琴, 李东, 等. 不同土壤水分含量下高寒草地 CH₄ 释放的比较研究. *生态学杂志*, 2005, 24: 118 ~ 122.
- [28] 王德宣, 吕宪国, 丁维新, 等. 若尔盖高原沼泽湿地 CH₄ 排放研究. *地球科学进展*, 2002, 17: 877 ~ 880.
- [29] 鲁如昆主编. 土壤农业化学分析方法. 北京: 中国农业科技出版社, 1999.
- [30] 曹云英, 稻田甲烷排放的研究进展. *安徽农业科学*, 2002, 30 (6): 872 ~ 876.
- [34] 林而达, 李玉娥, 全球气候变化和温室气体清单编制方法. 北京: 气象出版社, 1998. 48 ~ 60.