

# 青藏高原高寒草甸非生长季温室气体排放特征及其年度贡献\*

王广帅<sup>1,2</sup> 杨晓霞<sup>1,2</sup> 任飞<sup>1,2</sup> 张振华<sup>1</sup> 贺金生<sup>1\*\*</sup>

(<sup>1</sup> 中国科学院西北高原生物研究所高原生物进化与适应重点实验室, 西宁 810008; <sup>2</sup> 中国科学院大学, 北京 100049)

**摘要** 高寒草甸是青藏高原地区的主要植被类型, 目前对其温室气体研究多集中于生长季。本文利用静态箱-气相色谱法, 对非生长季高寒草甸温室气体排放特征及其与主要环境因子的关系进行了研究。结果表明: 非生长季高寒草甸表现为 CO<sub>2</sub> 和 N<sub>2</sub>O 的源、CH<sub>4</sub> 的汇。其中非生长季 CO<sub>2</sub> 通量平均值为 89.33 mg · m<sup>-2</sup> · h<sup>-1</sup>, 累积排放通量为 280.01 g · m<sup>-2</sup>; CH<sub>4</sub> 通量平均值为 -11.35 μg · m<sup>-2</sup> · h<sup>-1</sup>, 累积吸收通量为 124.74 mg · m<sup>-2</sup>; N<sub>2</sub>O 通量平均值为 8.02 μg · m<sup>-2</sup> · h<sup>-1</sup>, 累积排放通量为 39.51 mg · m<sup>-2</sup>。非生长季 CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub> 和 N<sub>2</sub>O 累积排放通量分别占全年的 13.33%、53.47% 和 62.67%。冻融期(2012 年 4 月) CH<sub>4</sub> 累积吸收通量较小, 只占非生长季的 4.5%; 而 CO<sub>2</sub> 和 N<sub>2</sub>O 累积排放通量较大, 分别占非生长季的 25.8% 和 20.8%。非生长季 CO<sub>2</sub> 通量与温度(气温、5 和 10 cm 土壤温度)和 5 cm 土壤湿度均存在显著正相关关系, 而 CH<sub>4</sub> 和 N<sub>2</sub>O 通量仅与 5 cm 土壤湿度存在显著正相关。研究表明, 虽然冻融期 CH<sub>4</sub> 累积吸收通量在非生长季累积量中比重较小, 但非生长季 CH<sub>4</sub> 和 N<sub>2</sub>O 累积排放量却占全年累积排放量的 1/2 以上, 在温室气体累积通量评估中不容忽视。

**关键词** 青藏高原; 高寒草甸; 温室气体通量; 非生长季; 冻融期

中图分类号 Q149 文献标识码 A 文章编号 1000-4890(2013)8-1994-08

**Non-growth season's greenhouse gases emission and its yearly contribution from alpine meadow on Tibetan Plateau of China.** WANG Guang-shuai<sup>1,2</sup>, YANG Xiao-xia<sup>1,2</sup>, REN Fei<sup>1,2</sup>, ZHANG Zhen-hua<sup>1</sup>, HE Jin-sheng<sup>1\*\*</sup> (<sup>1</sup> *The Key Laboratory of Adaptation and Evolution of Plateau Biota, Northwest Institute of Plateau Biology, Chinese Academy of Sciences, Xining 810008, China;* <sup>2</sup> *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 10049, China*). *Chinese Journal of Ecology*, 2013, 32(8): 1994-2001.

**Abstract:** Alpine meadow is widely distributed on the Tibetan Plateau. The studies on the greenhouse gases (GHGs) flux in the alpine meadow are mostly carried out during growing season, but scarcely quantified during non-growing season. By using static chamber technique and gas chromatography, this paper studied the characteristics of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, and N<sub>2</sub>O fluxes in this alpine meadow during non-growing season. The mean fluxes of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, and N<sub>2</sub>O were 89.33 mg · m<sup>-2</sup> · h<sup>-1</sup>, -11.35 μg · m<sup>-2</sup> · h<sup>-1</sup>, and 8.02 μg · m<sup>-2</sup> · h<sup>-1</sup>, and the cumulative fluxes were 280.01 g · m<sup>-2</sup>, -124.74 mg · m<sup>-2</sup>, and 39.51 mg · m<sup>-2</sup>, respectively. Therefore, this alpine meadow was performed as the sources of CO<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>O and the sink of CH<sub>4</sub> during non-growing season. The cumulative CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes during non-growing season contributed 13.33%, 53.47% and 62.67% of the total in a whole year. During freeze-thawing period (April, 2012), cumulative CH<sub>4</sub> flux was smaller, only contributing 4.5% of the total during non-growing season, whereas the cumulative CO<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes were larger, contributing 25.8% and 20.8%, respectively. The CO<sub>2</sub> flux during non-growing season had significant positive correlations with air temperature, soil temperature at the depths of 5 cm and 10 cm, and soil

\* 中国科学院重要方向性项目(KZCX2-YW-JC404)和国家自然科学基金项目(31270481)资助。

\*\* 通讯作者 E-mail: jshe@pku.edu.cn

收稿日期: 2013-02-03 接受日期: 2013-04-12

moisture at depth 5 cm. Our results showed that though the cumulative CH<sub>4</sub> flux during freeze-thawing period only occupied a smaller part of that during non-growing season, the cumulative CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes during non-growing season contributed more than 50% of the total in a whole year, which should not be neglected in the estimation of the GHGs fluxes and their global warming potential in the alpine meadow on the Tibetan Plateau.

**Key words:** Tibetan Plateau; alpine meadow; greenhouse gases flux; non-growing season; thawing period.

温室气体(主要包括 CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub> 和 N<sub>2</sub>O)排放导致的全球气候变化及其对环境的影响是当今人类面临的严峻挑战,也是国际社会公认的全球性环境问题(Steffen *et al.*, 1998)。其浓度的增加对增强温室效应的总贡献率达到近 80%,是温室效应的主要贡献者(IPCC 2007)。随着全球气候变暖的加剧,大部分地区温度和降水变化显著(IPCC 2007; Piao *et al.*, 2010)随之温室气体通量特征也会发生显著改变(Groffman *et al.*, 2006)。

高海拔地区生态系统对全球变化的响应更为敏感而迅速(孙鸿烈和郑度, 1998)。青藏高原平均海拔 4000 m 以上,属气候变化的敏感区和生态脆弱带,是研究陆地生态系统对气候变化响应机制的理想场所(Grabherr *et al.*, 2009)。高寒草甸是青藏高原生态系统的主体类型之一,覆盖面积约 70×10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>,占青藏高原可利用性草地的近 50%(Zhao & Zhou, 1999),该地区温室气体源汇状况研究已成为热点(姚檀栋和朱立平, 2006; Lin *et al.*, 2009),但目前高寒草甸生态系统温室气体研究多集中于生长季(Hu *et al.*, 2010)。尽管生长季温室气体通量的研究为青藏高原生态系统碳收支提供了重要信息,但对于非生长季漫长、植被覆盖率低、地表温湿度变化剧烈的青藏高原高寒草甸而言,非生长季温室气体通量的研究更是必不可少(Hu *et al.*, 2010; Jiang *et al.*, 2010; Lin *et al.*, 2011),对其的忽略将造成温室气体全年通量估算出现较大的不确定性。另外,青藏高原作为地球陆地生态系统的重要组成部分,同时是世界上低纬度冻土集中分布区。非生长季的土壤冻融交替是中、高纬度和高海拔地区常见的自然现象(朴河春等, 1995)。冻融交替不仅能够改变土壤的水热条件、理化性质,而且会显著影响温室气体通量特征。有研究表明,冻融期土壤温室气体通量在全年总通量中占有重要份额(Zhang *et al.*, 2005; Song *et al.*, 2006; Mastepanov *et al.*, 2008; Wolf *et al.*, 2010)。因此,研究非生长季(包括冻融期)高寒草甸温室气体通量特征,将有助于准确评

估全球变化背景下青藏高原温室气体通量。

本研究通过连续观测 3 种温室气体在生长季和非生长季通量,探讨其季节变化特征,其季节总通量,其与主要环境因子的相关关系,为科学、准确地评估青藏高原高寒草甸全年温室气体通量提供实验依据。

## 1 研究地区与研究方法

### 1.1 自然概况

本研究设置在中国科学院海北高寒草甸生态系统定位站(海北站)。海北站地处青藏高原东北隅的青海海北藏族自治州门源县境内,地理范围为:37°29′N—37°45′N, 101°12′E—101°23′E,处于祁连山北支冷龙岭东段南麓坡地的大通河河谷西段,海拔为 3200~3600 m。海北站站区属于典型的高原大陆性气候,夏季受东南季风气候,冬季受西伯利亚寒流的影响,一年中无明显的四季之分,只有冷暖季之别,暖季短暂而凉爽湿润,冷季漫长而寒冷干燥。年内无绝对无霜期,相对无霜期约为 20 d,年均气温 -1.7℃,最热月份(7 月)平均气温为 9.8℃,最冷月份(1 月)平均气温为 -14.8℃。年均降水量 580 mm,其中 80% 集中于生长季(5—9 月),植物生长季内雨热同期。土壤为草毡寒冻雏形土,土层发育年轻,有机质含量高,季节性冻融变化和昼夜融冻交替明显。在上述气候、土壤因素的综合影响下,本地区主要分布着高寒草甸和高寒灌丛,具有生长季短暂(5—9 月)、草丛低矮、种类组成较少、结构简单的特点。本研究选择矮嵩草高寒草甸生态系统为研究对象。植被建群种为矮嵩草(*Kobresia humilis*),主要优势种有垂穗披碱草(*Elymus nutans*)、美丽风毛菊(*Saussurea superba*)、紫羊茅(*Festuca rubra*)、麻花苻(*Gentiana straminea*)、甘肃棘豆(*Oxytropis kansuensis*)、线叶龙胆(*G. farreri*)和异针茅(*Stipa aliena*)等。

### 1.2 研究方法

1.2.1 样地布置以及采样 在海北站观测场内,选

表1 高寒草甸土壤基本理化性质

Table 1 Characteristics of the alpine meadow soil

土壤深度 (cm)	pH	容重 (g·cm <sup>-3</sup> )	总有机碳 (g·kg <sup>-1</sup> )	全氮 (g·kg <sup>-1</sup> )	全磷 (g·kg <sup>-1</sup> )	全钾 (g·kg <sup>-1</sup> )	有效磷 (mg·kg <sup>-1</sup> )	有效钾 (mg·kg <sup>-1</sup> )
0-10	7.5	0.9	67.4	7.8	0.8	14.5	5.7	234.7
10-20	8.0	1.2	42.8	5.9	0.6	9.6	3.2	100.7
20-40	8.4	1.2	33.0	3.7	0.4	7.4	2.2	84.7
40-60	8.6	-	23.6	1.9	0.3	3.7	0.2	61.5

择能够代表该地区地表植被特征且地势平坦的地点布设观测点,观测区为冬牧场,夏季封育,冬季中放牧。温室气体通量用静态箱-气相色谱法测定,静态箱顶箱体积为40 cm×40 cm×40 cm,箱体顶端安装直流风扇以使采样时箱体内部气体能够混匀,箱体侧面安装采气阀和数字温度计以备采样时使用。为减少扰动,5月初在观测点埋入静态箱底座(40 cm×40 cm×10 cm),设3次重复。采样从2011年7月初至2012年6月底,采样期可分为:生长季(2011年7—9月和2012年5—6月),测定频率为每月3次;非生长季(2011年10月—2012年4月),测定频率为每月1次;因4月份出现冻融交替现象,故采样频次改为3天1次并称其为冻融期。采样容器为100 mL医用注射器(装有三通阀),采样时,首先在底座凹槽中加入适量的水,之后将顶箱罩在底座凹槽上,将注射器与箱体一侧的三通阀相联,采取100 mL气体样品,同时记录采样时间、箱内温度和土壤5 cm处温度及湿度;采用与Jiang等(2010)一直的采样间隔,即在0、10、20和30 min时间间隔内共采集4次。非生长季采样时,在底座凹槽加玻璃水密封,避免水封冰冻使顶箱难以从底座拔出。采样时间均为当日9:00—11:00。于此同时,安装了土壤温度/水分自动记录仪Em50 ECH2O logger(Decagon Devices Inc., Pullman, WA, USA)记录整个实验期间的气温,土壤5、10和20 cm温度及湿度,记录频率为每1 h一次,并且于2011年7月在实验区用5 cm土钻取土样,测定土壤的理化性质(表1)。

**1.2.2 气体分析及通量计算** 所采气体样品浓度在实验室内用安捷伦气相色谱仪Agilent 7890A GC System(Agilent, Hewlett Packard, USA)测定。仪器内装离子火焰检测器(FID)和电子捕获检测器(ECD),FID用于检测CO<sub>2</sub>和CH<sub>4</sub>浓度,工作温度250℃,载气为高纯N<sub>2</sub>,CO<sub>2</sub>分析完成时间为3.6 min,CH<sub>4</sub>分析完成时间为7.8 min。ECD用于检测N<sub>2</sub>O浓度,工作温度300℃,载气为高纯N<sub>2</sub>,分析完成时间为7.8 min。3种温室气体通量采用下

式计算:

$$J = \frac{dc}{dt} \times \frac{M}{V_0} \times \frac{P}{P_0} \times \frac{T}{T_0} \times H$$

式中:J为通量(mg·m<sup>-2</sup>·h<sup>-1</sup>),dc/dt为气体体积分数随时间变化的回归曲线斜率,M为被测气体摩尔质量(g·mol<sup>-1</sup>),P为气压(Pa),T为绝对温度(K),V<sub>0</sub>、P<sub>0</sub>、T<sub>0</sub>分别为标准状态下的气体摩尔体积(mL·mol<sup>-1</sup>)、空气气压(Pa)和绝对温度(K),H为静态箱箱高(m)。

另外,累积通量计算采用线性内插法(Holland *et al.*, 1995)。

### 1.3 数据处理

环境因子与温室气体通量的相关性用Pearson方法分析在SPSS 16.0软件中完成;所有的图形均在SigmaPlot 10.0软件中完成。

## 2 结果与分析

### 2.1 环境因子

如图1所示:2011—2012观测年降水、气温和地温均呈现“V”型季节性变化。非生长季降水量为48.8 mm,占整个观测年的12.0%;其中10月份降水最多,为23.6 mm,1月份降水最少,仅为0.5 mm;冻融期降水量为10.7 mm,占非生长季的21.9%。非生长季气温最高值出现在4月(6.2℃),最低值出现在12月(-21.1℃);非生长季土壤10 cm地温最高值出现在10月(8.0℃),最低值出现在1月(-7.1℃)。非生长季平均气温、土壤10 cm地温分别为-7.6℃、-0.8℃,冻融期平均气温、土壤10 cm地温分别为0.9℃、1.6℃。非生长季土壤湿度变化明显,非生长季冰冻时平均湿度在10%以下,而其他时期湿度均在30%左右。

### 2.2 温室气体通量特征及土壤温度、土壤湿度对其的影响

高寒草甸生态系统CO<sub>2</sub>通量具有明显的季节动态:2011年7月份出现最高值1143.11 mg·m<sup>-2</sup>·h<sup>-1</sup>,随后逐渐降低,至2011年生长季结束时CO<sub>2</sub>通量

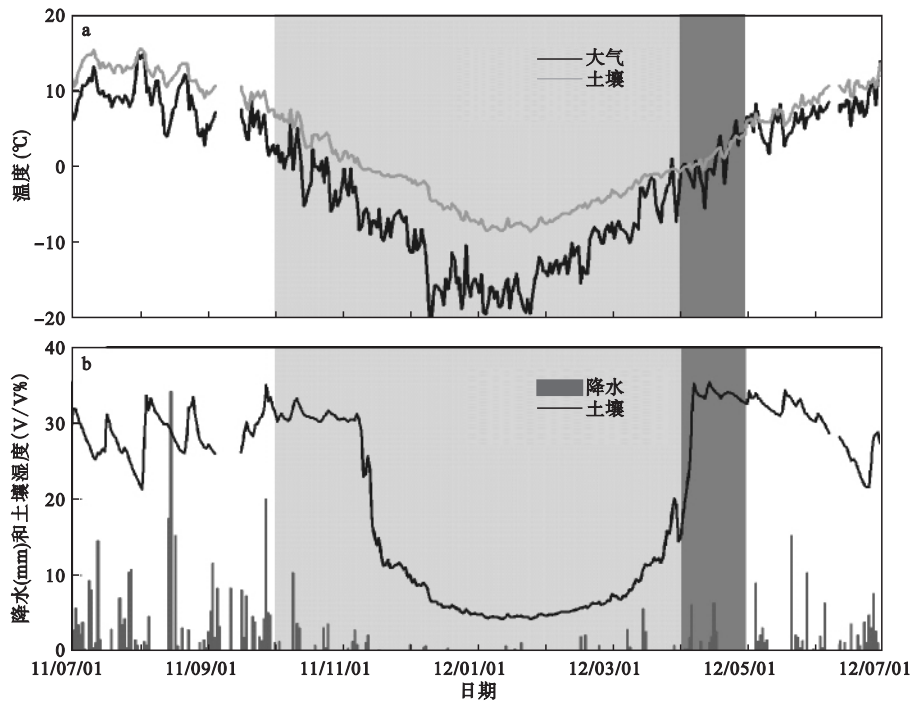


图1 青藏高原高寒草甸气温和土壤5 cm 温度(a) 降水和5 cm 土壤湿度(b)  
 Fig.1 Air temperature and soil temperature at the depth of 5 cm (a) , precipitation and soil moisture at the depth of 5 cm (b) in the alpine meadow on Tibetan Plateau  
 浅灰色阴影部分表示处于非生长季阶段,深灰色阴影部分表示处于冻融期阶段。

为:  $396.50 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ ; 非生长季  $\text{CO}_2$  通量值较低, 从非生长季初期的  $234.30 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$  降低到非生长季中期的  $35.88 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ , 然而  $\text{CO}_2$  通量在4月冻融期出现了明显的增加, 平均值达到  $100.34 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 。整个非生长季  $\text{CO}_2$  通量平均值为  $89.33 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ ; 随着2012年生长季开始,  $\text{CO}_2$  通量迅速增加, 5月和6月的平均通量分别为:  $302.28$  和  $592.75 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$  (图2a)。在整个测量期高寒草甸生态系统均表现为  $\text{CH}_4$  的汇, 生长季、非生长季和冻融期  $\text{CH}_4$  通量平均值分别为  $-29.37$ 、 $-11.35$  和  $-2.06 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ ; 非生长季  $\text{CH}_4$  通量值前期和中期较低, 而后期(冻融期)较高, 前6个月  $\text{CH}_4$  吸收通量平均值为  $-25.27 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ , 而4月份冻融期  $\text{CH}_4$  通量出现剧烈波动, 吸收量减少, 平均值是  $-2.06 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$  (图2b); 高寒草甸生态系统  $\text{N}_2\text{O}$  通量没有明显的季节动态(图2c), 生长季、非生长季和冻融期  $\text{N}_2\text{O}$  通量分别为  $5.96$ 、 $8.02$  和  $9.43 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 。另外, 由表2可以看出, 非生长季高寒草甸  $\text{CO}_2$  通量与气温、土壤5 cm、10 cm 温度和土壤5 cm 湿度均表现出显著正相关关系。 $\text{CH}_4$  通量和  $\text{N}_2\text{O}$  通量在非生长季与温度均无显著相关关系, 但分别与5 cm 湿度存在显著和

表2 主要环境因子与3种温室气体通量的相关关系  
 Table 2 Correlation between main environmental factors and greenhouse gases

通量类型	2011—2012 观测年非生长季				
	气温	5 cm 地温	10 cm 地温	5 cm 湿度	10 cm 湿度
$\text{CO}_2$ 通量	0.58*	0.69**	0.63*	0.85**	0.45
$\text{CH}_4$ 通量	0.26	0.39	0.33	0.60*	0.43
$\text{N}_2\text{O}$ 通量	0.42	0.38	0.30	0.66**	0.39

\* 相关性达到0.05的显著水平, \*\* 相关性达到0.01的显著水平。

极显著相关关系。

### 2.3 不同时期温室气体总通量及其贡献

2011年7月—2012年6月观测年3种温室气体总通量及其在全年所占比例(表3), 表3表明: 1) 生长季高寒草甸  $\text{CO}_2$  排放总量为  $2316.75 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ , 非生长季(除去冻融期)排放总量为  $280.01 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ , 冻融期排放总量为  $72.24 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ ;  $\text{CO}_2$  非生长季排放总量占全年排放总量的13.33%, 冻融期排放总量分别占全年的2.71%, 非生长季的25.8% (表3, 图3、图4)。尽管冻融期  $\text{CO}_2$  排放总量在非生长季排放总量中占有重要份额, 但对于全年通量的贡献很低。2) 生长季  $\text{CH}_4$  总吸收量为  $108.53 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2}$ , 占全年的46.53%, 非生长季  $\text{CH}_4$  (除去冻融期) 吸收总量为  $119.41 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2}$ , 占全年的51.19% (表3, 图3), 冻融期  $\text{CH}_4$  吸收总量为  $5.33$

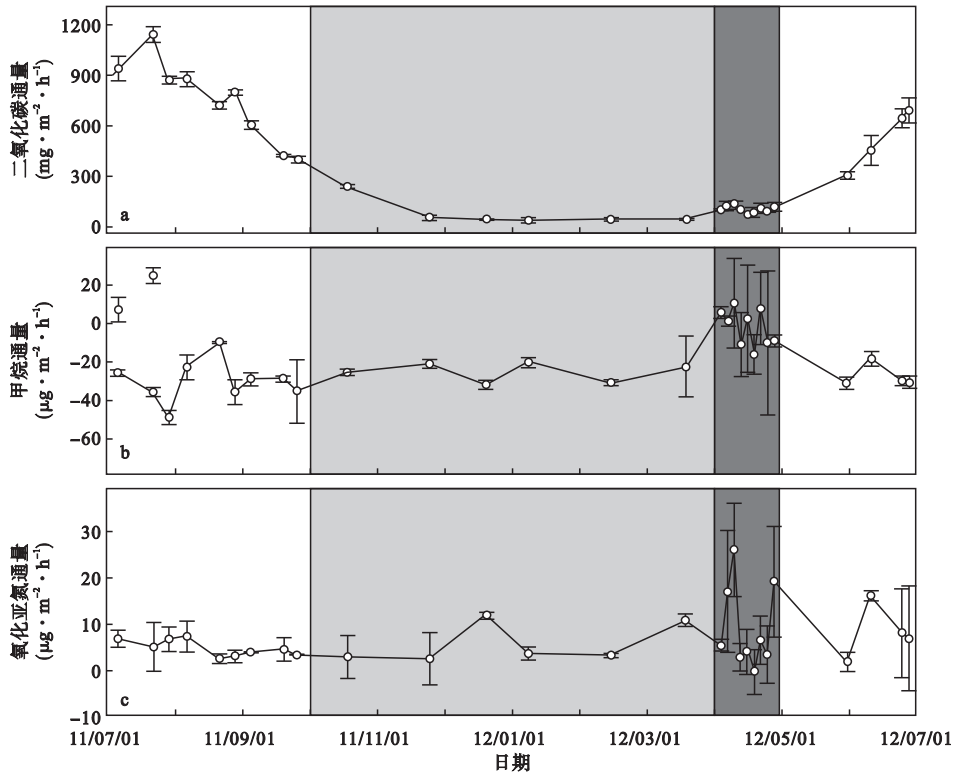


图2 青藏高原高寒草甸生态系统温室气体通量季节动态  
 Fig. 2 Seasonal variation of greenhouse gases fluxes in the alpine meadow ecosystem during the experiment period  
 误差线代表平均值±标准误。a: CO<sub>2</sub> 通量; b: CH<sub>4</sub> 通量; c: N<sub>2</sub>O 通量。

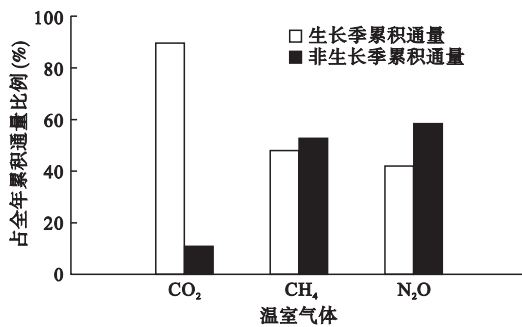


图3 青藏高原高寒草甸生态系统生长季及非生长季温室气体总通量占全年总通量的比例  
 Fig. 3 Percentage of cumulative fluxes of greenhouse gases in growing season and non-growing season respectively

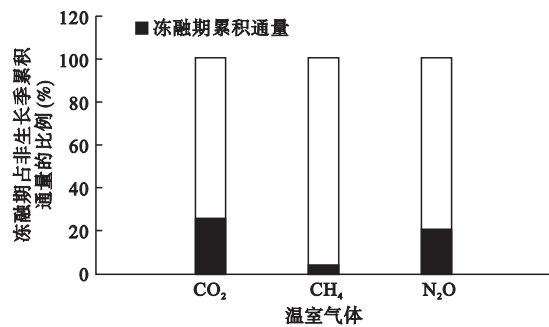


图4 青藏高原高寒草甸生态系统冻融期温室气体总通量占非生长季总通量的比例  
 Fig. 4 Percentage of cumulative fluxes of greenhouse gases of thawing period in non-growing season

表3 生长季、非生长季及冻融期温室气体总通量及其在测定期间所占比例

Table 3 Cumulative fluxes of greenhouse gases of different periods during the experiment period with the relative proportions as percentage

时间	CO <sub>2</sub> 总排放量 (g·m <sup>-2</sup> )	CH <sub>4</sub> 总吸收量 (mg·m <sup>-2</sup> )	N <sub>2</sub> O 总排放量 (mg·m <sup>-2</sup> )
生长季	2316.75(86.80%)	108.53(46.53%)	23.53(37.33%)
非生长季	280.01(10.45%)	119.41(51.19%)	32.72(51.90%)
冻融期	72.24(2.71%)	5.33(2.28%)	6.79(10.77%)

非生长季总通量包括冻融期通量。

mg·m<sup>-2</sup> ,分别占全年的 2.28% ,非生长季的 4.5% (图4)。高寒草甸全年都表现为 CH<sub>4</sub> “汇”,且非生长季吸收总量占全年吸收总量的 53.47% ,其重要性不容忽视。由于冻融期期间 CH<sub>4</sub> 通量变化剧烈,虽其总通量仍表现为吸收,但总量很低,在全年及非生长季所占比重均较小。3) 生长季 N<sub>2</sub>O 排放总量为 23.53 mg·m<sup>-2</sup> ,占全年排放总量的 37.33% ,非生长季 N<sub>2</sub>O (除去冻融期) 排放总量为 32.72 mg·m<sup>-2</sup> 约占全年排放总量的 51.90% ,冻融期排

放总量为  $6.79 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2}$ , 分别占全年的 10.77% ,非生长季的 20.8% (表 3, 图 3、图 4)。

### 3 讨论

#### 3.1 青藏高原高寒草甸生态系统非生长季温室气体通量特征

草地生态系统非生长季  $\text{CO}_2$  的排放主要来源土壤呼吸, 其中根呼吸和根际微生物呼吸分别约占 48% 和 52% (Kuzakov 2002)。青藏高原土壤微生物长期适应高寒、土壤潮湿等环境, 温度稍微升高时, 微生物代谢活动可能会急剧加强 (赵亮等, 2006)。本研究发现, 在 10 月和翌年 4 月, 土壤 10 cm 温度月平均值较高, 而  $\text{CO}_2$  月平均通量峰值约  $234.30$  和  $100.34 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ ; 土壤 10 cm 温度最低值出现在 1 月, 平均通量为  $35.88 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ , 仅是非生长季  $\text{CO}_2$  通量平均值的 40.17%, 这可能是由于低温抑制了土壤生物代谢活动 (徐世晓等, 2006)。4 月份  $\text{CO}_2$  通量明显增加, 这除了与土壤温度回升有关外, 还与冻融交替有关, Kato 等 (2005) 研究表明, 高寒草甸土壤冻融交替过程  $\text{CO}_2$  通量会出现明显增大; Song 等 (2006) 也发现, 在三江平原地区沼泽湿地冻融交替时会出现明显的  $\text{CO}_2$  排放高峰。土壤冻融交替过程许多生态系统都普遍存在  $\text{CO}_2$  排放量增大的现象 (伍星和沈珍瑶 2010)。

Cao 等 (2008) 研究表明, 青藏高原高寒草甸非生长季是  $\text{CH}_4$  的汇, 本研究也得出一致的结果: 非生长季  $\text{CH}_4$  平均通量为  $-19.71 \text{ } \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 。这可能是由于青藏高原高寒草甸非生长季太阳辐射强, 空气干燥, 地表温度急剧上升并且地表浅层通气性好, 甲烷氧化菌仍然在消耗  $\text{CH}_4$  (李玉娥和林而达, 1999), 没有改变“源汇”关系; 并且有研究表明, 土壤表层结冰时仍可能有  $\text{CH}_4$  吸收现象 (Mosier *et al.*, 1991)。在北极苔原, Mastepanov 等 (2008) 发现,  $\text{CH}_4$  在冻融期存在爆发式释放, 而且释放量巨大相当于整个夏季的排放量; 在西西伯利亚地区冻融期, Heyer 等 (2002) 也观测到  $\text{CH}_4$  的排放强度明显增大; 但也有研究发现,  $\text{CH}_4$  在冻融期没有明显排放增加 (Priemé & Christensen, 2001)。而青藏高原高寒草甸  $\text{CH}_4$  通量在冻融期虽有剧烈波动, 但其平均值为  $-2.06 \text{ } \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ , 仍是一个“弱汇”。冻融交替并没有改变其“源汇”效应。

与  $\text{CH}_4$  非生长季通量相似, 高寒草甸生态系统非生长季  $\text{N}_2\text{O}$  通量并没有改变其“源汇”关系, 非生

长季仍是  $\text{N}_2\text{O}$  的源, 但有研究表明非生长季湿地土壤是  $\text{N}_2\text{O}$  “汇” (孙志高等, 2007)。非生长季青藏高原虽然较冷, 但由于太阳辐射强致使地表温度仍然较高, 硝化与反硝化过程并没有停止产生  $\text{N}_2\text{O}$ , 以及深层土壤向表层土壤的扩散传输。冻融期  $\text{N}_2\text{O}$  通量平均值为  $9.43 \text{ } \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ , 而且高于冻融期之外的非生长季平均值, 出现明显排放增加现象。冻融条件下,  $\text{N}_2\text{O}$  通量受到诸多因素影响, Koponen 等 (2004) 研究表明, 冻结的土壤颗粒表面覆盖了一层薄冰膜, 阻碍了土壤中产生的气体向外扩散, 从而聚积在土壤中并在土壤融解期时形成温室气体排放高峰; 也有研究认为, 土壤微生物种群和数量会影响  $\text{N}_2\text{O}$  的产生与释放 (Sharma *et al.*, 2006)。然而, 对于导致冻融期  $\text{N}_2\text{O}$  通量排放增加的原因, 尚需要进一步探究。

冻融期致使温室气体通量特征显著改变的原因极其复杂。总而言之, 冻融期致使温室气体通量改变的机理可能有: 1) 冻融作用改变了土壤物理性状, 能够改变土壤团聚体的大小和稳定性, 导致团聚体破裂释放大量有机碳供微生物利用; 2) 冻融交替过程会造成植物根系的死亡, 在其腐烂过程中释放有机碳, 增加微生物碳源, 促进土壤碳循环; 3) 冻融作用通过改变土壤通透性和土壤水热变化过程从而影响微生物生物量和活性 (Tierney *et al.*, 2001; Cleavitt *et al.*, 2008)。

#### 3.2 青藏高原高寒草甸生态系统非生长季温室气体总通量及其贡献

青藏高原高寒草甸生态系统非生长季  $\text{CO}_2$  总排放量仅占全年的 13.33%, 全年  $\text{CO}_2$  总排放量仍由生长季的  $\text{CO}_2$  排放量主导, 这和刘实等 (2010) 的研究结果一致。研究表明, 冻融期的  $\text{CO}_2$  排放量仅占其全年排放量的 5% 左右 (Dörsch *et al.*, 2004), 本研究表明, 冻融期总排放量占全年的 2.71%, 与上述研究结果一致。另外, 本研究发现, 冻融期  $\text{CO}_2$  总排放量占非生长季的 25.8%, 出现  $\text{CO}_2$  通量明显增加的现象, 这在研究非生长季  $\text{CO}_2$  通量时不容忽视。

青藏高原高寒草甸生态系统非生长季  $\text{CH}_4$  总吸收量为  $124.74 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2}$ , 占全年总吸收量的 53.47%, 略高于生长季 (46.53%)。这可能由于青藏高原高寒草甸非生长季地表干燥且通气性良好, 甲烷氧化菌活性未减仍能消耗大量  $\text{CH}_4$ , 加之非生长季漫长致使总吸收量较大。冻融期总吸收量仅为  $5.33 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2}$ , 占非生长季的 4.5%。这可能源于

冻融期间,土壤冻融交替并伴随降雪覆盖而导致高寒草甸生态系统吸收与排放  $\text{CH}_4$  之间转换(Mosier *et al.*, 1991)。在本研究中,观测到  $\text{CH}_4$  通量在冻融期间变化剧烈,出现正负值交替,故其总通量很小 ( $-5.33 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2}$ )。由此可见,青藏高原高寒草甸生态系统整个非生长季  $\text{CH}_4$  总吸收量对全年总吸收量的贡献非常重要,对于准确评估该地区全年  $\text{CH}_4$  吸收量有着非常重要的意义。

高寒草甸非生长季  $\text{N}_2\text{O}$  总排放量为  $39.51 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2}$ , 占全年总排放量的 62.67%。Teepe 等(2000)通过定位监测发现冬季  $\text{N}_2\text{O}$  排放量占全年排放量的 50%, 与本研究结果一致。与  $\text{CH}_4$  通量特征不同的是,冻融期  $\text{N}_2\text{O}$  总排放量为  $6.79 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2}$ , 占非生长季总排放量的 20.8%, 同一时长内累积排放通量明显增加,可能是非生长季土壤微生物主要进行反硝化作用,而产物主要以  $\text{N}_2\text{O}$  为主,在土壤融冻阶段得以爆发式排放,加之降雪会刺激  $\text{N}_2\text{O}$  排放(杜睿, 2006), 故而使得冻融期出现  $\text{N}_2\text{O}$  排放高峰(Müller *et al.*, 2002)。这种现象导致冻融期  $\text{N}_2\text{O}$  平均通量几乎是非生长季其他阶段平均通量的 1.85 倍。综上所述,青藏高原高寒草甸生态系统  $\text{N}_2\text{O}$  在非生长季的总排放量大于生长季,其中冻融期又占非生长季总排放量较高比重。

### 3.3 非生长季温室气体与环境因子的关系

温度是影响高寒草地生态系统温室气体排放的主要因素之一(Liu *et al.*, 2002; 徐世晓等, 2006)。本研究发现,非生长季  $\text{CO}_2$  通量和不同层次温度都存在显著正相关关系,  $\text{CH}_4$  和  $\text{N}_2\text{O}$  通量与各层温度均无显著相关关系,可以说非生长季温度是  $\text{CO}_2$  通量的主要影响因子(Kato *et al.*, 2005; 赵亮等, 2006; 陈先江等, 2011), 而对  $\text{CH}_4$  和  $\text{N}_2\text{O}$  通量影响较小。 $\text{CO}_2$  通量与土壤 5 cm 温度相关性最好,可能是由于地下 5 cm 土壤有机质含量最高,并且其对温湿度变化响应较快,有利于微生物呼吸;因此,土壤 5 cm 温度能够较为准确地反映温度对土壤微生物的影响(张宪洲等, 2004)。

土壤湿度变化常通过改变土壤通透性和土壤理化性质进而影响温室气体排放(陈全胜等, 2003)。非生长季 3 种温室气体通量与土壤 5 cm 湿度均存在显著相关关系,与土壤 10 cm 湿度无显著相关关系。杜岩功等(2009)在高寒灌丛草甸没有观测到温室气体排放与湿度的显著相关关系。这也表明,虽然从微观机理上看湿度与 3 种温室气体的产生及

排放过程密切相关,但是宏观尺度控制温室气体交换的主导因子不尽相同;不同研究结果的差异可能来自于样地、观测时期和不同深度土壤湿度的选择。

## 4 结 论

本研究表明,青藏高原高寒草甸生态系统非生长季的  $\text{CO}_2$  总排放量占全年比例较低,而  $\text{CH}_4$  吸收总量和  $\text{N}_2\text{O}$  排放总量则均占全年总通量的 50% 以上,对全年总通量十分重要。冻融期间  $\text{CO}_2$  总排放量虽然较小,但占非生长季总排放量比重较大;  $\text{CH}_4$  在冻融期间通量变化剧烈,其总通量(表现为吸收)占非生长季较小;冻融期间  $\text{N}_2\text{O}$  总排放量占非生长季比重较大。非生长季  $\text{CO}_2$  通量与各层温度以及土壤 5 cm 湿度均有显著正相关关系,但  $\text{CH}_4$  和  $\text{N}_2\text{O}$  通量仅与 5 cm 湿度存在显著相关关系;因此,环境因子对 3 种温室气体的影响还需进一步研究。

### 参考文献

- 陈全胜,李凌浩,韩兴国,等. 2003. 水分对土壤呼吸的影响及机理. 生态学报, 23(5): 972-978.
- 陈先江,王彦荣,侯扶江. 2011. 草地生态系统温室气体排放机理及影响因素. 草业科学, 28(5): 722-728.
- 杜睿. 2006. 温度和水分对草甸草原土壤氧化亚氮产生速率的调控. 应用生态学报, 17(11): 2170-2174.
- 杜岩功,曹广民,邓永翠,等. 2009. 金露梅灌丛草甸氧化亚氮排放特征及冻融交替的影响研究. 山地学报, 27(6): 688-697.
- 李玉娥,林而达. 1999. 土壤甲烷吸收汇研究进展. 地球科学进展, 14(6): 613-618.
- 刘实,王传宽,许飞. 2010. 4 种温带森林非生长季土壤二氧化碳、甲烷和氧化亚氮通量. 生态学报, 30(15): 4075-4084.
- 朴河春,刘广深,洪业汤. 1995. 干湿交替和冻融作用对土壤肥力和生态环境的影响. 生态学杂志, 14(6): 29-34.
- 孙鸿烈,郑度. 1998. 青藏高原形成演化与发展. 广州: 广东科技出版社.
- 孙志高,刘景双,杨继松,等. 2007. 三江平原典型小叶章湿地土壤硝化-反硝化作用与氧化亚氮排放. 应用生态学报, 18(1): 185-192.
- 伍星,沈珍瑶. 2010. 冻融作用对土壤温室气体产生与排放的影响. 生态学杂志, 29(7): 1432-1439.
- 徐世晓,赵亮,赵新全,等. 2006. 青藏高原高寒灌丛非生长季节  $\text{CO}_2$  通量特征. 西北植物学报, 26(12): 2528-2532.
- 姚檀栋,朱立平. 2006. 青藏高原环境变化对全球变化的响应及其适应对策. 地球科学进展, 21(5): 459-464.
- 张宪洲,石培礼,刘允芬,等. 2004. 青藏高原高寒草原生态系统土壤  $\text{CO}_2$  排放及其碳平衡. 中国科学: D 辑, 34

- (增刊 II): 193–199.
- 赵亮, 徐世晓, 李英年, 等. 2006. 青藏高原矮嵩草甸和金露梅灌丛草甸 CO<sub>2</sub> 通量变化与环境因子的关系. *西北植物学报*, **26**(1): 133–142.
- Cao GM, Xu XL, Long RJ, *et al.* 2008. Methane emissions by alpine plant communities in the Qinghai–Tibet Plateau. *Biology Letters*, **4**: 681–684.
- Cleavitt NL, Fahey TJ, Groffman PM, *et al.* 2008. Effects of soil freezing on fine roots in a northern hardwood forest. *Canadian Journal of Forest Research*, **38**: 82–91.
- Dörsch P, Palojärvi A, Mommertz S. 2004. Overwinter greenhouse gas fluxes in two contrasting agricultural habitats. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, **70**: 117–133.
- Graherr G, Gottfried M, Pauli H. 2009. Climate effects on mountain plants. *Nature*, **369**: 448–448.
- Groffman PM, Hardy JP, Driscoll CT, *et al.* 2006. Snow depth, soil freezing, and fluxes of carbon dioxide, nitrous oxide and methane in a northern hardwood forest. *Global Change Biology*, **12**: 1748–1760.
- Heyer J, Berger U, Kuzin IL, *et al.* 2002. Methane emissions from different ecosystem structures of the subarctic tundra in Western Siberia during midsummer and during the thawing period. *Tellus B*, **54**: 231–249.
- Holland EA, Townsend AR, Vitousek PM. 1995. Variability in temperature regulation of CO<sub>2</sub> fluxes and N mineralization from five Hawaiian soils: Implications for a changing climate. *Global Change Biology*, **1**: 115–123.
- Hu YG, Chang XF, Lin XW, *et al.* 2010. Effects of warming and grazing on N<sub>2</sub>O fluxes in an alpine meadow ecosystem on the Tibetan plateau. *Soil Biology & Biochemistry*, **42**: 944–952.
- IPCC. 2007. Climate Change 2007: The Scientific Basis Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press.
- Jiang CM, Yu GR, Fang HJ, *et al.* 2010. Short-term effect of increasing nitrogen deposition on CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes in an alpine meadow on the Qinghai–Tibetan Plateau, China. *Atmospheric Environment*, **44**: 2920–2926.
- Kato T, Hirota M, Tang YH, *et al.* 2005. Strong temperature dependence and no moss photosynthesis in winter CO<sub>2</sub> flux for a *Kobresia* meadow on the Qinghai–Tibetan plateau. *Soil Biology & Biochemistry*, **37**: 1966–1969.
- Koponen HT, Flöjt L, Martikainen PJ. 2004. Nitrous oxide emissions from agricultural soils at low temperatures: A laboratory microcosm study. *Soil Biology & Biochemistry*, **36**: 757–766.
- Kuzyakov Y. 2002. Review: Factors affecting rhizosphere priming effects. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, **165**: 382–396.
- Lin XW, Wang SP, Ma XZ, *et al.* 2009. Fluxes of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, and N<sub>2</sub>O in an alpine meadow affected by yak excreta on the Qinghai–Tibetan plateau during summer grazing periods. *Soil Biology & Biochemistry*, **41**: 718–725.
- Lin XW, Zhang ZH, Wang SP, *et al.* 2011. Response of ecosystem respiration to warming and grazing during the growing seasons in the alpine meadow on the Tibetan plateau. *Agricultural and Forest Meteorology*, **151**: 792–802.
- Liu XZ, Wan SQ, Su B, *et al.* 2002. Response of soil CO<sub>2</sub> efflux to water manipulation in a tallgrass prairie ecosystem. *Plant and Soil*, **240**: 213–223.
- Müller C, Martin M, Stevens RJ, *et al.* 2002. Processes leading to N<sub>2</sub>O emissions in grassland soil during freezing and thawing. *Soil Biology & Biochemistry*, **34**: 1325–1331.
- Mastepanov M, Sigsgaard C, Dlugokencky EJ, *et al.* 2008. Large tundra methane burst during onset of freezing. *Nature*, **456**: 628–630.
- Piao SL, Ciais P, Huang Y, *et al.* 2010. The impacts of climate change on water resources and agriculture in China. *Nature*, **467**: 43–51.
- Priemé A, Christensen S. 2001. Natural perturbations, drying-wetting and freezing-thawing cycles, and the emission of nitrous oxide, carbon dioxide and methane from farmed organic soils. *Soil Biology & Biochemistry*, **33**: 2083–2091.
- Sharma S, Szele Z, Schilling R, *et al.* 2006. Influence of freeze-thaw stress on the structure and function of microbial communities and denitrifying populations in soil. *Applied and Environmental Microbiology*, **72**: 2148–2154.
- Song CC, Wang YS, Wang YY. 2006. Emission of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O from freshwater marsh during freeze-thaw period in Northeast of China. *Atmospheric Environment*, **40**: 6879–6885.
- Steffen W, Noble L, Canadell J, *et al.* 1998. The terrestrial carbon cycle: implications for the Kyoto Protocol. *Science*, **280**: 1393–1394.
- Teepe R, Brumme R, Beese F. 2000. Nitrous oxide emissions from frozen soils under agricultural, fallow and forest land. *Soil Biology & Biochemistry*, **32**: 1807–1810.
- Tierney GL, Fahey TJ, Groffman PM, *et al.* 2001. Soil freezing alters fine root dynamics in a northern hardwood forest. *Biogeochemistry*, **56**: 175–190.
- Wolf B, Zheng XH, Brüggemann N, *et al.* 2010. Grazing-induced reduction of natural nitrous oxide release from continental steppe. *Nature*, **464**: 881–884.
- Zhang JB, Song CC, Yang WY. 2005. Cold season CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes from freshwater marshes in northeast China. *Chemosphere*, **59**: 1703–1705.
- Zhao XQ, Zhou XM. 1999. Ecological basis of alpine meadow ecosystem management in Tibet: Haibei alpine meadow ecosystem research station. *Ambio*, **28**: 642–647.

作者简介 王广帅,男,1987年6月生,硕士研究生,主要从事青藏高原高寒草甸生态系统温室气体排放研究。E-mail: gswang@nwipb.cas.cn  
责任编辑 王伟