

李婷婷, 张稳. 2010. 自然湿地甲烷排放模拟研究——模型的灵敏度分析与应用 [J]. 气候与环境研究, 15 (3): 257-268. Li Tingting, Zhang Wen. 2010. Modeling CH₄ emissions from natural wetlands—Model sensitivity analysis and application [J]. Climatic and Environment Research (in Chinese), 15 (3): 257-268.

自然湿地甲烷排放模拟研究 ——模型的灵敏度分析与应用

李婷婷^{1,2} 张稳¹

1 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

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘要 对甲烷湿地排放模型 CH₄MOD_{wetland} 进行灵敏度分析表明, 环境驱动因素——温度和地表水深是影响甲烷排放通量的主要因素, 地表水深对季节性积水沼泽甲烷排放通量的灵敏度大于常年积水沼泽。模型对植物和土壤输入参数的灵敏度响应依次为 W_{\max} (地上生物量最大值) > F_R (地下净初级生产力占植物总净初级生产力的比例) > f_v (植被类型系数) > $T_{A\max}$ (植物从生长初期到最大地上生物量所需有效积温) > ρ (容量), O_M (土壤有机质含量) > S_{AND} (土壤砂粒含量)。以经验水位模型驱动 CH₄MOD_{wetland}, 模拟三江平原毛果苔草和小叶章沼泽 (1950年代~2000年代), 以及若尔盖高原木里苔草和乌拉苔草沼泽 (1960年代~2000年代) 多年甲烷排放通量的变化。结果表明, 年代际甲烷排放通量的变化主要受降水量的影响, 但气候变暖使得降水量基本相同的年代甲烷排放通量增加: 三江平原毛果苔草沼泽和小叶章沼泽 (1980年代~2000年代比1950年代~1970年代模拟的甲烷排放通量分别增加了 9.5% 和 8.3%; 若尔盖高原乌拉苔草沼泽和木里苔草沼泽 (1990年代~2000年代比1960年代~1970年代) 分别增加了 6.0% 和 5.5%。该结论能够为评估未来气候变化对中国湿地甲烷排放的影响提供依据。

关键词 CH₄MOD_{wetland} 模型 灵敏度 湿地甲烷 气候变化

文章编号 1006-9585 (2010) 03-0257-12 **中图分类号** P421 **文献标识码** A

Modeling CH₄ Emissions from Natural Wetlands —Model Sensitivity Analysis and Application

LI Tingting^{1,2} and ZHANG Wen¹

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

2 *Graduated University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

Abstract Sensitivity analysis of the biogeophysical model called CH₄MOD_{wetland} showed that environmental driving factors such as temperature and standing water depth are the most sensitive contributors to CH₄ fluxes from natural wetlands. The response of CH₄ fluxes to standing water depth is more sensitive in seasonal flooded wetland than in continuously flooded wetland. The sensitive significance of the model to input parameters increased in the order of

收稿日期 2009-03-17 收到, 2010-04-20 收到修定稿

资助项目 国家自然科学基金重点项目“三江平原沼泽湿地垦殖对地—气碳交换和土壤碳库影响的研究”(40431001)

作者简介 李婷婷, 女, 1982年出生, 博士研究生, 主要从事湿地生态模型研究。E-mail: litingting@mail.iap.ac.cn

作者简介 张稳, E-mail: zhangween@yahoo.com

the maximum aboveground biomass, the proportion of below-ground biomass to total production biomass, the vegetation index, the required accumulated temperature for reaching maximum biomass, and soil input parameters. The empirical equations of water table are used to support the CH4MOD_{wetland} in order to simulate the variations of CH₄ fluxes from the 1950s to the 2000s in Sanjiang Plain and from the 1960s to the 2000s in Zoigê Plateau. The interannual change in CH₄ fluxes is mainly affected by precipitation, while the climatic warming enhanced the CH₄ fluxes from wetlands during similar precipitation years. In the Sanjiang Plain, the simulated CH₄ fluxes increased by 9.5% and 8.3% from the 1980s to the 2000s compared with those from the 1950s to the 1970s in the marshland dominated with *Carex lasiocarpa* and *Deyeuxia angustifoli*, respectively. In the Zoigê Plateau, the simulated CH₄ fluxes increased by 6.0% and 5.5% from the 1990s to the 2000s compared with those from the 1960s to the 1970s in the peatland dominated with *Carex meyeriana* and *Carex muliensis*, respectively. The results of this study may be used to project the effects of future climate change on CH₄ emissions from Chinese wetlands.

Key words CH4MOD_{wetland}, model, sensitivity, wetland methane, climatic change

1 引言

CH₄是仅次于CO₂的重要温室气体,自然湿地是最重要的大气CH₄自然源,模型是估算湿地甲烷排放的有效方法,近十余年来,国内外在自然湿地甲烷排放模型的研究方面取得了很大的研究进展(Cao et al., 1996; Walter and Heimann, 2000; Zhang et al., 2002)。模型的灵敏度分析是模型研究的重要内容,能够评估输入参数对于模型输出结果的重要性(Morgan and Henrion, 1990)。Wetland-DNDC(Zhang et al., 2002), WMEM(Cao et al., 1996)和Walter的甲烷排放模型(Walter and Heimann, 2000)的灵敏度分析均表明,气候、环境驱动因素(温度和降水/水位)的变化对甲烷排放通量产生很大影响。

近几年来国内学者对于三江平原沼泽湿地甲烷排放通量的长期定位观测亦发现,气候变化尤其是降水的年际差异是甲烷排放通量具有显著年际变化的主要原因(Yang et al., 2006; Song et al., 2007),但是观测研究的局限性在于无法估算年代尺度的甲烷排放通量变化趋势。模型是估算年代尺度自然湿地甲烷排放的有效手段(Walter et al., 2001; Li et al., 2004),许多模型研究表明,气候变化对湿地生态系统甲烷排放有重要的影响(Roulet et al., 1992; Cao et al., 1998; Gedney et al., 2004)。

最近50年,中国年平均地表气温增加速率为 $0.22\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{ a})^{-1}$ (丁一汇等, 2006),气温和年降水量存在明显的年代际变化特征(李崇银等, 2002;

Zhai et al., 2004; 宋巧云和魏凤英, 2006)。中国两大自然湿地三江平原和若尔盖高原也出现相同的气候变化特征。三江平原由于垦殖加剧了干热化程度,年平均气温以 $0.379\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{ a})^{-1}$ 上升,年降水量变化总趋势以 $0.19\text{ mm}\cdot(10\text{ a})^{-1}$ 下降,干旱年份与湿润年份交替出现(汪宏宇和龚强, 2003)。若尔盖高原所处的青藏高原自1961年起存在由暖干到暖湿时期的年代际变化特征(牛涛等, 2005)。这必然会对中国自然湿地甲烷排放产生影响。

本文旨在对已建成的湿地甲烷排放模型CH4MOD_{wetland}进行灵敏度分析,揭示CH4MOD_{wetland}对模型输入参数和环境驱动因子(温度和水深)的灵敏度响应;并在此基础上以经验水位模型驱动CH4MOD_{wetland},模拟三江平原毛茛苔草和小叶章沼泽1950年代~2000年代,以及若尔盖高原木里苔草和乌拉苔草沼泽1960年代~2000年代甲烷排放通量的变化特征,为评估未来气候变化对中国湿地甲烷排放的影响提供依据。

2 方法与数据来源

2.1 灵敏度分析方法与数据来源

灵敏度分析的主要目的是识别模型输出结果对输入参数变化的响应特征(Salehi et al., 2000),灵敏度分析有助于确定输入值的相对重要性(Brun et al., 2001),用于评估模型对各输入参数适宜程度的需求(Wotawa et al., 1997)。灵敏度分析的具体方法为:在输入值的可能范围内,分别将不同的输入参数值以及环境因素(逐日值)带入模型进行计算,分析输出结果的变化。灵敏

度的表示方法为: 由参数的不同输入值得出的季节甲烷排放总量的变化量 ($\Delta C_{\text{H}_4} = C_{\text{H}_4} - C_{\text{H}_4_baseline}$) 同基线情景下的季节甲烷排放总量 ($C_{\text{H}_4_baseline}$) 的比值。该比值越大, 所对应的输入参数灵敏度越高。CH₄MOD_{wetland} 模型的环境驱动因子包括日平均气温 (T_{air}), 逐日水深 (W_{D}), 植物参数包括地上生物量最大值 (W_{max}), 地下净初级生产力占植物总净初级生产力的比例 (F_{R}), 植被类型系数 (f_{V}), 植物从生长初期到最大地上生物量所需有效积温 (T_{Amax}), 土壤参数包括砂粒含量 (S_{AND}), 容重 (ρ) 和有机质含量 (O_{M})。用于模型灵敏度分析的输入参数的基准值见表 1。在选取输入参数的变化度时, 参考 Wetland-DNDC (Zhang et al., 2002) 中模型灵敏度分析的参数变化幅度, 输入参数的变化为 $\pm 10\%$, 气温的变化幅度为 $\pm 2\text{ }^{\circ}\text{C}$, 根据所选择站点的水深变化实际情况, 选择水深的变化幅度为 $\pm 5\text{ cm}$ 。

本研究选取的试验地分别位于中国科学院三江平原沼泽湿地生态试验站沼泽综合试验场 ($47^{\circ}35'\text{N}$, $133^{\circ}31'\text{E}$) 和四川省红原县 ($32^{\circ}47'\text{N}$, $102^{\circ}32'\text{E}$; 海拔 3470 m)。利用三江平原小叶章沼泽和毛果苔草沼泽 2003、2004 年的数据以及若尔盖高原乌拉苔草和木里苔草 2001 年的数据作为基线情景进行模型的灵敏度分析 (王德宣等, 2002; 郝庆菊, 2006; Song et al., 2007;)。三江平原的逐日气温数据来源于中国生态系统研究网络大气科学分中心 ([http://159.226.113.66/web\[2008-01-01\]](http://159.226.113.66/web[2008-01-01])), 若尔盖高原的逐日气温数据来源于中国气象科学数据共享服务网 ([http://cdc.cma.gov.cn/\[2008-01-01\]](http://cdc.cma.gov.cn/[2008-01-01])), 逐日水深数据为实测值 (王德宣等, 2002; 郝庆菊, 2006; Song et al., 2007)。当水位在土壤表面以下时, 在模型中设 $W_{\text{D}}=0$ 。

2.2 模型应用方法与数据来源

以水位模型作为驱动, 将湿地甲烷排放模型

应用到更大的时空尺度上是目前国际上普遍应用的方法 (Walter et al., 2001; Li et al., 2004)。水位模型分为经验水位模型 (Zhang et al., 2002) 和空间分布式水文模型 (Bathurst et al., 1995; Arnold et al., 1996)。空间分布式水文模型需要地形、气候、土壤植被的空间化数据, 应用较为困难 (王中根等, 2003; Li et al., 2004), 而经验水位模型简单易用, 输入数据较少, 但只适用于小尺度区域。本研究的三江平原和若尔盖高原从空间尺度大小和数据的可获得性方面考虑, 比较适合选择经验水位模型驱动, 进行 50 年 (60 年) 尺度的甲烷排放通量模拟。

本研究以紧邻三江平原的黑龙省富锦县 1950~2008 年 (计 59 年), 若尔盖高原的四川省红原县 1960~2008 年 (计 49 年) 的气象数据作为环境驱动, 模拟三江平原和若尔盖高原甲烷排放通量的多年变化趋势。这些气象数据来自中国气象科学数据共享服务网 ([http://cdc.cma.gov.cn/\[2008-01-01\]](http://cdc.cma.gov.cn/[2008-01-01]))。由于近 50 年三江和若尔盖高原湿地的历年地上生物量最大值数据缺失, 并且本研究的主要目的在于估计多年气候变化因素对湿地甲烷排放的直接影响, 因此假定湿地最大地上生物量参数为一个常量。由于 CH₄MOD_{wetland} 模型的主要输入数据——水深在过去 50 年内没有直接的观测记录, 本研究以经验水位模型利用降水量数据模拟水深变化并进一步驱动 CH₄MOD_{wetland} 模型, 在运转模型过程中, 以第一年的运行作为模型初始化过程, 以第一年底输出的水位作为初始值, 第二年正式开始运行模型。经验水位模型的输出结果为逐日水位 (water table), 而 CH₄MOD_{wetland} 模型的环境输入为逐日水深 (water depth), 当水位低于地表 (water table < 0) 时水深设为 0 (water depth = 0)。

表 1 用于模型灵敏度分析的参数基准值

Table 1 Baseline values of parameters used in the sensitivity analysis of the CH₄MOD_{wetland}

| | f_{V} | $W_{\text{max}}/\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$ | F_{R} | $T_{\text{Amax}}/^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$ | S_{AND} | $\rho/\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ | $O_{\text{M}}/\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ |
|------|----------------|---|----------------|---|------------------|--------------------------------------|--|
| 值域 | 1~3 | 5~1500 | 0.3~0.9 | 500~3000 | 1.0~90 | 0.1~2.0 | 10~990 |
| 小叶章 | 2.8 | 485 | 0.5 | 2000 | 47 | 1 | 70 |
| 毛果苔草 | 2.4 | 450 | 0.6 | 2000 | 56 | 0.74 | 246 |
| 乌拉苔草 | 2.4 | 340 | 0.6 | 800 | 65.5 | 0.75 | 520 |
| 木里苔草 | 2.4 | 290 | 0.6 | 800 | 65.5 | 0.75 | 520 |

2.2.1 经验水位模型的描述

依据经验水位模型的基本思路,本研究将每日的水位变化量 ΔW_T (cm) 处理为水分收入 S_m (cm), 径流出 F_{out} (cm) 和实际蒸散 E_T (cm) 的平衡 (方程 1), 每年的 11 月至次年 3 月为结冰期, 径流为 0, 水位变化为降水量 P (cm) 和蒸散量 E_T (cm) 的差值。水分收入和径流出的计算方法来自 Zhang et al. (2002)。实际蒸散 E_T 由 Priestley-Talyler 方程计算 (Priestley et al., 1972; Shuttleworth, 1992)。方程 (2) 中 W_{T_i} (cm) 代表第 i 日的水位, 由前一日的水位 $W_{T_{i-1}}$ (cm) 和当日水位变化量 ΔW_T (cm) 计算。

$$\Delta W_T = \begin{cases} S_m - F_{out} - E_T & (4 \sim 10 \text{ 月}), \\ P - E_T & (11 \sim 3 \text{ 月}), \end{cases} \quad (1)$$

$$W_{T_i} = W_{T_{i-1}} + \Delta W_T. \quad (2)$$

水分收入 S_m 是降水强度的函数

$$S_m = b \times P, \quad (3)$$

P 代表逐日降水量, 当有降水出现时, 低洼地不仅接收垂直方向的降水, 同时也接收洼地周围的地表径流入 (Zhang et al., 2002), b 为地表径流入强度系数。

径流出 F_{out} 分为地表径流和地下径流。径流出的计算方法为

$$F_{out} = \begin{cases} a_1(W_D - D_1) + a_2(W_D - D_2) & (W_D > D_1), \\ a_2(W_D - D_2) & (D_2 < W_D \leq D_1), \\ 0 & (W_D \leq D_2), \end{cases} \quad (4)$$

其中 D_1 、 D_2 为水位的临界值, 当水位高于这两组临界值时, 径流出呈线性增加, a_1 、 a_2 为增加速率。通常 D_1 接近地表而 D_2 在地表以下, 因此 $a_1(W_D - D_1)$ 和 $a_2(W_D - D_2)$ 分别代表地表径流出和地下径流出 (Zhang et al., 2002)。

Sun and Song (2008) 的研究结果表明, 用 Priestley-Talyler 方法 (Priestley et al., 1972; Shuttleworth, 1992) 计算湿地生态系统实际蒸散量效果最佳。Priestley-Talyler 方程为

$$E_T = \alpha' \times \frac{\delta \times (R_n - G)}{\delta + \gamma}, \quad (5)$$

$$\delta = \frac{4098.17e_s}{(T + 237.3)^2}, \quad (6)$$

$$e_s = 6.11 \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right), \quad (7)$$

E_T ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) 为实际蒸散量, δ ($\text{hPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$) 为饱和水气压-温度的曲线斜率, 是饱和水气压 e_s (hPa) 的函数 (方程 6), e_s 由马格努斯饱和水气压公式计算 (方程 7)。 γ (hPa) 为湿度计常数, 值为 0.66 hPa 。 α' 为经验常数, 根据 Sun and Song (2008), α' 在湿地生态系统中的值为 1.01 。 R_n ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) 为净辐射, G ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) 为土壤热通量, 湿地生态系统中 $R_n - G$ 约等于 $0.76 \cdot R_n$ (Sun et al., 2008)。本研究采用经由联合国粮食及农业组织 (FAO) 于 1998 年修订的 Penmann-Monteith 模型中净辐射的计算方法, 即 R_n 为地表接收的净短波辐射 R_{ns} ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) 和地表向外散发射的长波辐射 R_{nl} ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) 之差。计算式详见 Allen et al. (1998)。将三江平原 2005~2007 年实际蒸散量 E_T ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) 的模拟值与实测值进行回归分析, 相应的回归方程分别为 $E_{T_{mod}} = 0.76 \cdot E_{T_{obs}} + 0.45$ ($R^2 = 0.75$, $n = 519$, $p < 0.001$)。

2.2.2 经验水位模型参数校正

用于参数校正的数据为三江平原小叶章 2003~2004 年、毛果苔草沼泽 2002 年 6 月~2005 年生长季的水深实测值 (郝庆菊, 2006; Song et al., 2007), 以及若尔盖高原乌拉苔草和木里苔草 2001 年生长季内的水深实测值 (王德宣等, 2002)。经校正后得到的四种类型湿地的 b , a_1 , a_2 , D_1 , D_2 的值列于表 2。

表 2 四类湿地经验水位模型参数值

Table 2 Parameter values of experimental water table model for four kinds of wetlands

| 湿地类型 | b | a_1 | a_2 | D_1/cm | D_2/cm |
|------|------|-------|-------|-----------------|-----------------|
| 小叶章 | 1.1 | 0.012 | 0.02 | 0 | -15 |
| 毛果苔草 | 1.25 | 0.011 | 0.005 | 0 | -15 |
| 乌拉苔草 | 1 | 0.08 | 0.035 | 0 | -30 |
| 木里苔草 | 1 | 0.088 | 0.035 | 0 | -30 |

崔丽娟 (1994) 对别拉洪河流域水平衡要素的分析结果表明: 年蒸散量与年降水量的比值为 83% , 年地表径流出量占年降水量的 $3\% \sim 26\%$ 。经验水位模型输出的三江平原 2002~2005 年总实际蒸散量同总降水量的比值为 80.0% , 小叶章沼泽地表径流出量占总降水量的 9.0% , 毛果苔草沼泽地表径流出量占总降水量 30.0% , 文献研究结果比较一致。

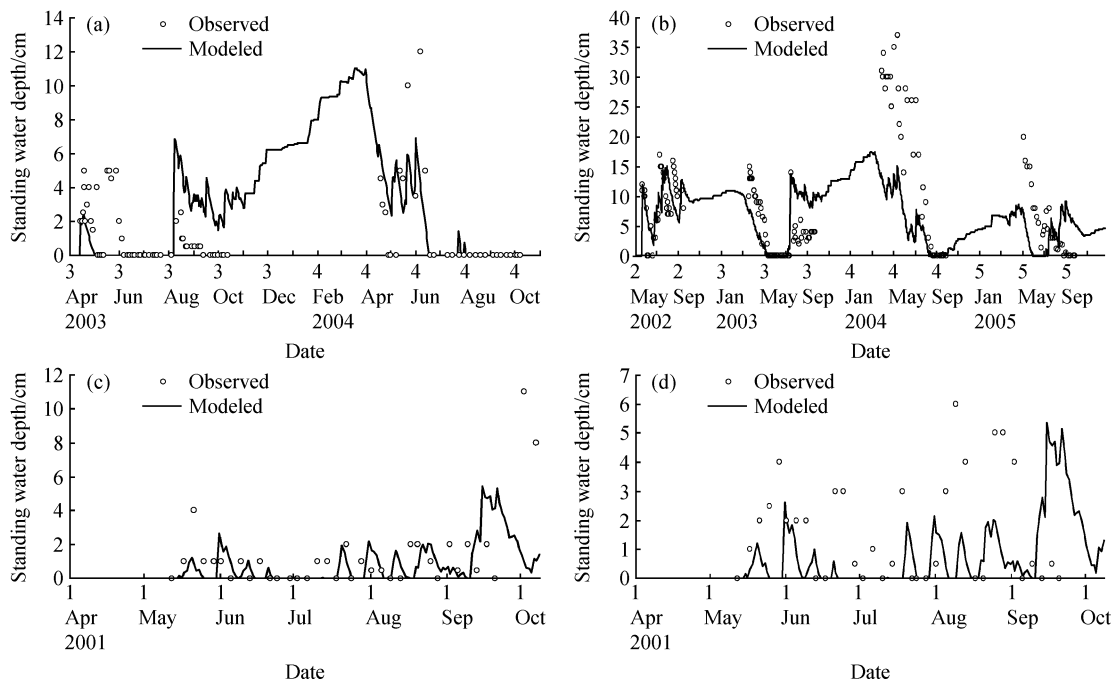


图1 地表水深季节变化趋势模拟值与观测值的比较：(a) 小叶章淡水沼泽 (Dan)，2003~2004年；(b) 毛果苔草淡水沼泽 (Cla)，2002~2005年；(c) 乌拉苔草泥炭沼泽 (Cme)，2001年；(d) 木里苔草泥炭沼泽 (Cmu)，2001年

Fig. 1 Comparison of simulated and observed seasonal patterns of standing water depth: (a) Marsh - *Deyeuxia angustifolia* (Dan), 2003 - 2004; (b) marsh - *Carex lasiocarp* (Cla), 2002 - 2005; (c) peatland - *Carex meyeriana* (Cme), 2001; (d) peatland - *Carex mu-liensis* (Cmu), 2001

图1为模拟和观测的地表水深变化。模型在三江平原能够基本模拟出地表干湿状况。毛果苔草沼泽2004、2005年以及小叶章沼泽2003年冻融期模拟值偏低，且2003年生长季后期模拟水深偏高。对于乌拉苔草沼泽，模拟水深变化趋势同实测水深变化趋势基本吻合，但对木里苔草沼泽水深变化模拟较差。

2.2.3 经验水位模型的驱动效果验证

为评估上述经验水位模型输出的逐日水深数据对甲烷排放通量模拟的准确度，本研究以经验水位模型输出的逐日水深为输入，模拟小叶章沼泽2003~2004年，毛果苔草沼泽2002~2005年，乌拉苔草、木里苔草沼泽2001年甲烷排放季节变化总量。三江平原甲烷排放实测数据来自 Song et al. (2007) 和郝庆菊 (2006)，若尔盖高原甲烷排放实测数据来自王德宣等 (2002)。湿地甲烷排放模型 CH₄MOD_{wetland} 的环境驱动因子为逐日气温和静止水深，输出结果为逐日甲烷排放通量以及季节甲烷排放总量。

模拟与实测数据的回归系数 $R^2 = 0.52$ ($n =$

313, $p < 0.001$)。模拟和实测值的均方根误差 (RMSE)、平均偏差 (RMD) 和模型效率 (EF) 分别为 74.9%，-1.3% 和 0.47。此外，模拟的甲烷排放季节总量同实测值有较好的一致性，将观测值与模拟值做 OP 回归分析 (Observed vs. Predicted analysis) (Piñeiro et al., 2008) (图2)，其决定系数 $R^2 = 0.93$ ($n = 7$, $p < 0.001$)，相应的回归方程可表示为 $y_{\text{observed}} = 1.16 \times x_{\text{modeled}} - 3.78$ 。模拟和实测值的平均偏差 (RMD) 为 -3.3%。上述结论表明，以此经验水位模型为驱动，能够较好地模拟季节甲烷排放总量。

3 CH₄MOD_{wetland} 模型的灵敏度分析结果

3.1 模型参数的灵敏度分析

表3为 CH₄MOD_{wetland} 对三江平原以及若尔盖高原灵敏度分析的结果。4种类型沼泽甲烷排放对输入参数的灵敏度响应基本相似。相对于植物参数而言，甲烷排放对土壤参数的响应不敏感

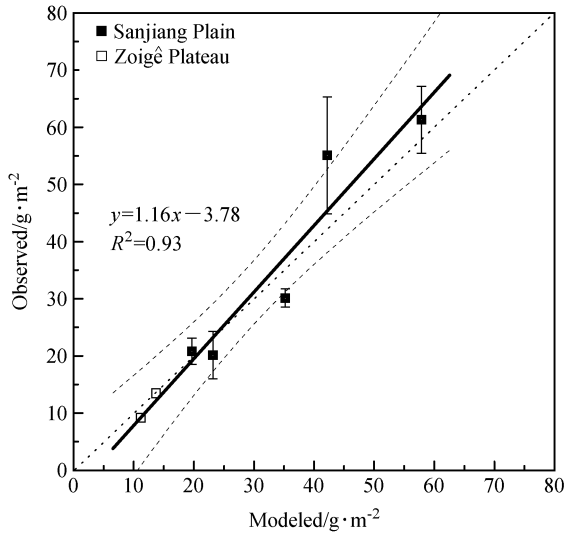


图2 三江平原淡水沼泽(2003~2005年)和若尔盖高原泥炭沼泽(2001年)甲烷季节排放总量观测值与模拟值的比较。虚线代表95%的置信区间,垂直误差线代表3个重复样本的标准误差
Fig.2 Linear regression of observed values versus simulated values for total amount of seasonal CH₄ emissions from marshlands in the Sanjiang Plain (2003-2005) and from peatlands in the Zoigê Plateau (2001). Dashed lines represent the 95% confidence interval. The vertical bars are the standard errors from three sampling replicates

(表3)。CH₄MOD_{wetland}中,产甲烷底物有三种来源:植物根系分泌物(King and Reeburgh, 2002),植物凋落物的分解(Ding et al., 2002)和土壤有机质的分解(Cao et al., 1996)。由于土壤有机质的厌氧分解速率较慢(Frolking et al., 2001),产甲烷底物的主要来源为根际分泌物和凋落物的厌氧分解(Chanton et al., 1995; Walter

and Heimann, 2000),因此O_M(土壤有机质含量)和ρ(土壤容重,用于计算O_M)的变化对甲烷排放通量无显著影响。由于湿地生态系统在地表累积的草根层中砂粒含量(S_{AND})极低,而根系分泌物和植物新鲜凋落物的分解过程大部分都发生于草根层中,因此本模型未考虑砂粒含量对根系分泌物和植物新鲜凋落物的分解的影响。土壤砂粒含量仅影响土壤有机质的分解,土壤有机质对甲烷排放的影响极小(表3),因此甲烷排放对土壤砂粒含量的响应也不敏感。

5个植物参数中,甲烷排放对W_{max}和F_R较为敏感(表3),W_{max}和F_R增加/减少10%分别会导致甲烷排放改变10.9%~ -10.7%和10.6%~ -7.9%(表3)。其原因在于根系分泌物来源于植物光合作用所固定的碳,W_{max}决定根系分泌物的数量,F_R决定地下部分凋落物的数量,根系分泌物和地下部分凋落物分解是产甲烷基质的最主要的来源(Chanton et al., 1995; Walter and Heimann, 2000)。三江平原毛果苔草(2002~2005年)最大地上生物量观测值与平均值相比的变化范围为-5.3%~4.6%,小叶章(2002~2004年)为-6.8%~9.7%,基于表3中甲烷排放对W_{max}的灵敏度响应结果,经估算得,由最大地上生物量的变化引起的季节甲烷排放总量的变化小于10%。f_V(植被类型系数)变化10%会引起甲烷排放变化6.6%~-6.6%,同W_{max},F_R和f_V相比,甲烷排放对T_{Amax}的响应最不敏感。

若尔盖高原沼泽甲烷排放对土壤输入参数的灵敏度略大于三江平原沼泽(表3),主要原因是由于

表3 CH₄MOD_{wetland}模型灵敏度分析结果

Table 3 Sensitivity analysis results of CH₄MOD_{wetland}

| | 模型输入变化下的灵敏度(ΔCH ₄ /CH ₄ _{baseline}) | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------|---|-------|------------------|--------|----------------|-------|-------------------|-------|------------------|-------|-------|-------|----------------|-------|------------------|--------|----------------|--------|
| | f _V | | W _{max} | | F _R | | T _{Amax} | | S _{AND} | | ρ | | O _M | | T _{air} | | W _D | |
| | +10% | -10% | +10% | -10% | +10% | -10% | +10% | -10% | +10% | -10% | +10% | -10% | +10% | -10% | +2 °C | -2 °C | +5 cm | -5 cm |
| 小叶章 (2003年) | +6.6% | -6.6% | +10.0 | -10.0% | +6.2% | -5.0% | +2.5% | -4.0% | +0.2% | -0.2% | +0.2% | -0.2% | +0.2% | -0.2% | +28.8% | -23.9% | +269.9% | -90.0% |
| 小叶章 (2004年) | +5.2% | -5.1% | +8.3 | -8.5% | +8.0% | -6.5% | +1.2% | -0.7% | +0.2% | -0.2% | +0.3% | -0.3% | +0.3% | -0.3% | +41.5% | -31.5% | +398.2% | -42.3% |
| 毛果苔草 (2003年) | +5.5% | -5.5% | +10.9 | -10.7% | +9.8% | -7.3% | +1.9% | -3.8% | +0.4% | -0.3% | +0.5% | -0.4% | +0.5% | -0.4% | +27.3% | -19.2% | +121.9% | -57.7% |
| 毛果苔草 (2004年) | +4.6% | -4.9% | +10.1 | -10.4% | +7.9% | -6.2% | +1.3% | -1.1% | +0.3% | -0.3% | +0.4% | -0.4% | +0.4% | -0.4% | +23.4% | -19.7% | +13.2% | -5.5% |
| 乌拉苔草 (2001年) | +4.9% | -5.0% | +10.6 | -10.2% | +10.6% | -7.9% | +3.5% | -3.2% | +1.0% | -1.1% | +1.3% | -1.3% | +1.3% | -1.3% | +23.8% | -8.2% | +68.5% | -95.5% |
| 木里苔草 (2001年) | +5.2% | -5.2% | +10.2 | -10.1% | +9.5% | -7.1% | +2.4% | -2.3% | +1.1% | -1.1% | +1.3% | -1.3% | +1.3% | -1.3% | +23.6% | -10.8% | +81.8% | -94.8% |

若尔盖高原土壤有机质含量较三江平原高(表1)。但是甲烷排放依然对植物参数最为灵敏(表3)。

3.2 环境因素的模型灵敏度分析

甲烷排放对温度和水深的响应非常敏感(表3)。在三江平原,温度升高2℃会导致小叶章沼泽季节甲烷排放总量升高28.8%~41.5%,而温度降低2℃则会减少23.9%~31.5%的甲烷排放(表3)。对于毛果苔草沼泽,温度升高和降低2℃分别会导致季节甲烷排放总量变化23.4%~27.4%和-19.7%~-19.2%(表3)。从甲烷排放绝对量的模拟来看,以2004年为例,模拟的毛果苔草沼泽季节甲烷排放总量绝对值增长率为 $6.9 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{°C}^{-1}$,而小叶章沼泽仅为 $2.4 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{°C}^{-1}$,但由于小叶章沼泽季节甲烷排放总量($C_{\text{H}_4_baseline}$)远小于毛果苔草沼泽(图3),因此其灵敏度($\Delta C_{\text{H}_4} / C_{\text{H}_4_baseline}$)反而较大。由于在灵敏度分析时温度的变化是在基线情境下的 $\pm 2 \text{ °C}$ 增减,因此模型输出的甲烷排放仅表现为总量的变化,对甲烷排放的季节形态影响不明显(图3)。

在若尔盖高原,温度升高或降低2℃导致甲烷排放变化23.8%~-10.8%(表3)。乌拉苔草和木里苔草沼泽甲烷季节排放总量绝对值增长率分别为 $1.7 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{°C}^{-1}$ 和 $1.3 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{°C}^{-1}$ 。这与Hargreaves and Fowler(1998)的实验观测所示的温度对湿地甲烷排放影响具有一致性。温度对三江平原和若尔盖高原甲烷排放的灵敏度分析结果显示未来全球变暖将有可能增加湿地甲烷排放量。

对于季节性积水的小叶章沼泽,其实际的水深变化范围为0~15 cm,水深增加5 cm将导致模拟的季节甲烷排放总量增加269.9%~398.2%,而水深降低5 cm则导致模拟的甲烷排放量减少42.3%~90%(表3);而对于常年积水的毛果苔草沼泽,其实际的水深变化范围为0~40 cm,甲烷排放对于水深变化的响应程度随着年份湿润程度的改变而改变,2003年为干旱年份,1月至7月的降水量仅为126 mm,水深增加5 cm会导致甲烷排放增加121.9%,水深减少5 cm则导致甲烷排放减少57.7%;2004年为湿润年份,1月至7月的降水量为329 mm,甲烷排放对水深变化的响应不敏感,水深增加和减少5 cm仅会对模拟的甲烷排放有13.2%和5.5%的影响(表3)。小叶

章沼泽水深增加5 cm后,已经接近于常年积水沼泽(图3c),同常年积水的毛果苔草沼泽甲烷排放量与排放趋势相似(图3d、h)。

若尔盖高原沼泽的实际水深变化范围为0~6 cm,水深增加或减少5 cm导致模拟的季节甲烷排放总量变化81.8%~-95.5%。水深增加5 cm后,若尔盖高原沼泽也变为常年积水,但由于若尔盖高原的净初级生产力较低(表1),导致产甲烷机制的主要贡献者—根系分泌物和植物凋落物的数量较少,加之若尔盖高原处于高寒地带,温度较低,致使季节甲烷排放总量($C_{\text{H}_4_baseline}$)远小于三江平原,故甲烷季节排放总量绝对值增加量($9 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$),远小于三江平原小叶章沼泽($46 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$)。

水深对甲烷排放通量的灵敏度在季节性积水沼泽(小叶章沼泽,乌拉苔草沼泽和木里苔草沼泽)大于常年积水沼泽(毛果苔草沼泽)(表3)。其主要原因是:一方面季节性积水沼泽水深增加后,土壤氧化还原电位(E_h)迅速降低,为产甲烷菌提供了良好的环境;另一方面,水深增加后,地表大量易分解的植物凋落物由好氧环境变为厌氧环境,提供了大量的产甲烷基质。

4 甲烷排放通量多年变化的模拟

4.1 三江平原甲烷排放通量年代际变化特征

图4为三江平原CH₄排放通量、降水量及气温的每10年均值变化特征。可以看出,三江平原的降水量呈现明显的年代际变化特征。20世纪50年代降水量为55.75 cm,60和70年代降水量逐渐下降,60年代平均年降水量达到50.97 cm,70年代达到44.96 cm,而后80年代开始回升至55.35 cm,90年代略有下降,直至20世纪初年平均降水量下降至44.51 cm。20世纪50年代年平均气温为2.38℃,60年代、70年代温度有所上升,年平均气温分别为2.46℃和2.75℃,20世纪80年代、90年代增温效果显著,90年代的温度达2.87℃,而后20世纪初气温有所回落,为3.45℃。

湿地水文条件是决定湿地生态过程的关键因子(Boon et al., 1997; Ding et al., 2002),降水变化引起的地表水位变化直接影响氧化—还原环

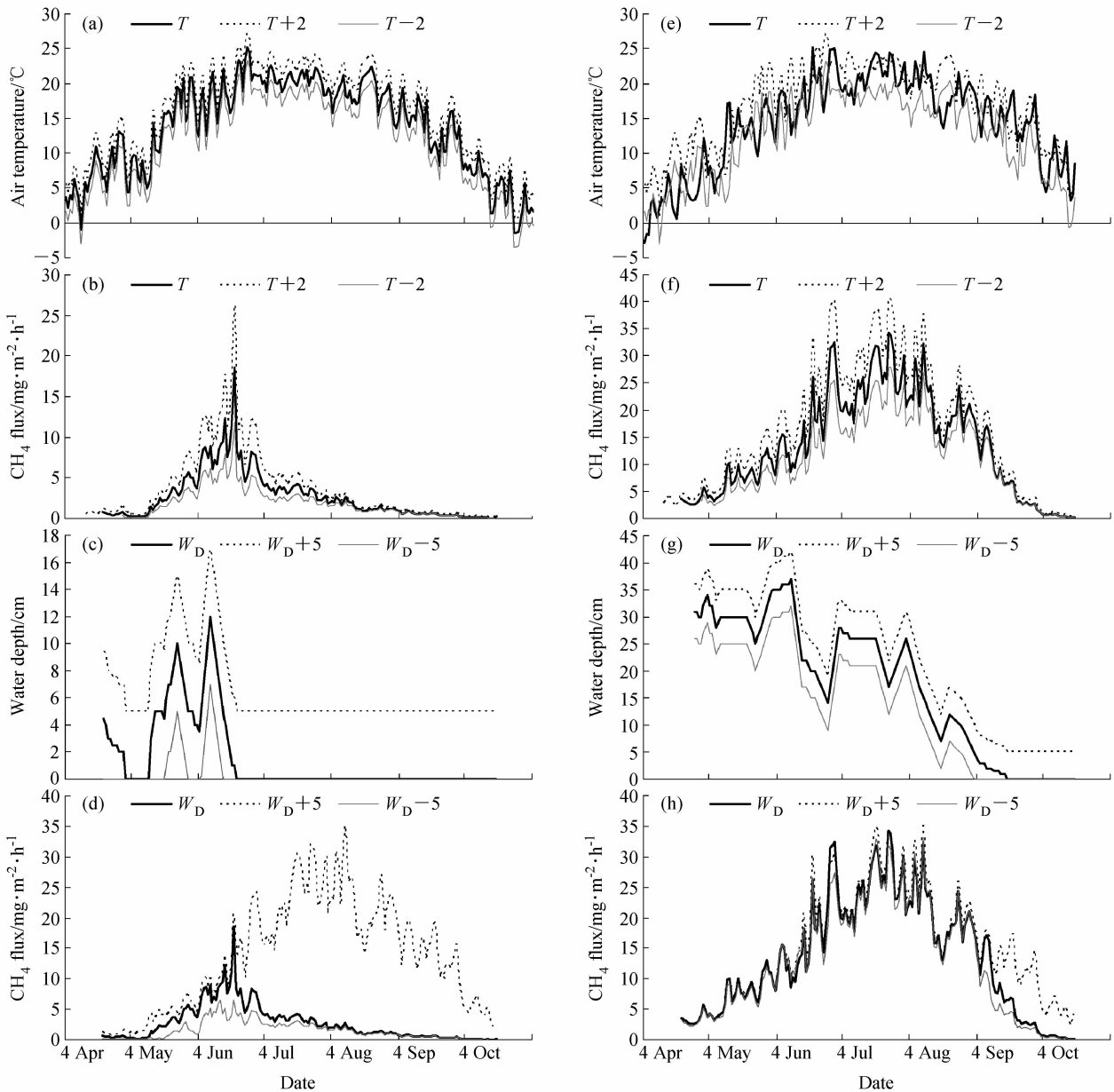


图3 气温和水深对甲烷排放通量的灵敏度分析(2004年):当日平均温度增加 2°C ($T+2$)和降低 2°C ($T-2$)时相应的(a、e)气温和(b、f)甲烷排放通量季节动态;水深增加5 cm(W_D+5)和降低5 cm(W_D-5)时相应的(c、g)逐日水深和(d、h)甲烷排放通量季节动态。(a) - (d)为小叶章沼泽,(e) - (h)为毛果苔草沼泽

Fig. 3 Sensitivity analysis of air temperature and standing water depth to CH_4 emission (2004). Seasonal dynamics of (a, e) air temperature and (b, f) CH_4 flux when the daily air temperature increases 2°C ($T+2$) or decreases 2°C ($T-2$) from the baseline; seasonal dynamics of (c, g) air temperature and (b, f) CH_4 flux when the standing water depth increases 5 cm (W_D+5) or decreases 5 cm (W_D-5) from the baseline. (a) - (d) Marsh - *Deyeuxia angustifolia*; (e) - (h) marsh - *Carex lasiocarp*

境条件的变化 (Yu et al., 2001), 以及凋落物处于厌氧环境中的数量 (Ding et al., 2002), 进而影响甲烷排放强度。气温的升高会导致土壤温度的增加, 土壤温度是影响甲烷产生的重要环境因子, 土壤温度对产甲烷菌有直接影响, 湿地土壤

中甲烷的产生速率随着温度的升高而增加 (Freemann et al., 2002)。甲烷排放通量的年代际均值变化趋势同降水量基本相同 (图4)。50~70年代甲烷排放通量逐渐下降, 而后80年代回升, 20世纪初又达到低值 (图4)。由于20世纪90年代平

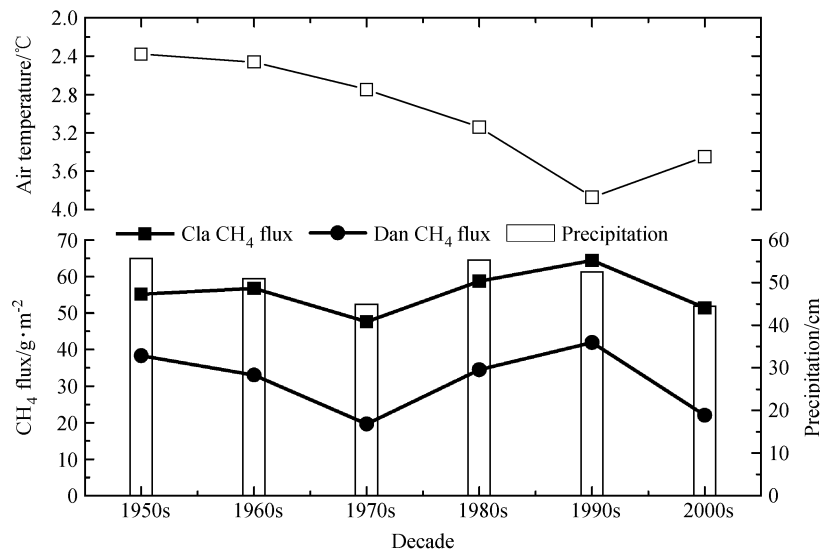


图4 三江平原 CH₄ 排放通量、降水量及气温的年代际变化

Fig. 4 Interdecadal variation of CH₄ flux, precipitation, and air temperature in Sanjiang Plain

均气温最高，相应的降水量也达到 52.5 cm，高于 1950~2008 年平均降水量 50.7 cm，在温度和降水的共同影响下，三江平原在 20 世纪 90 年代甲烷排放通量达最大值，其中毛果苔草沼泽为 64.5 g·m⁻²·a⁻¹，小叶章沼泽为 41.9 g·m⁻²·a⁻¹。三江平原 1980 年代~2000 年代年均降水量为 50.7 cm，与 1950 年代~1970 年代年均降水量基本相同 (50.8 cm)，年降水量似呈现 30 年的周期变化，但由于年均气温比之前升高了 0.96 °C，导

致这两个时段相比，毛果苔草沼泽甲烷排放通量增加了 9.5%，小叶章沼泽增加了 8.3%，年平均甲烷排放总量的增加速率分别为 5.2 g·m⁻²·°C⁻¹ 和 2.6 g·m⁻²·°C⁻¹。

4.2 若尔盖高原甲烷排放通量年代际变化特征

图 5 为若尔盖高原湿地 CH₄ 排放通量、降水量及气温的多年变化结果。可以看出，若尔盖高原的降水量呈现明显的年代际变化特征。20 世纪 60 年代年平均降水量为 72.82 cm，70 年代比 60

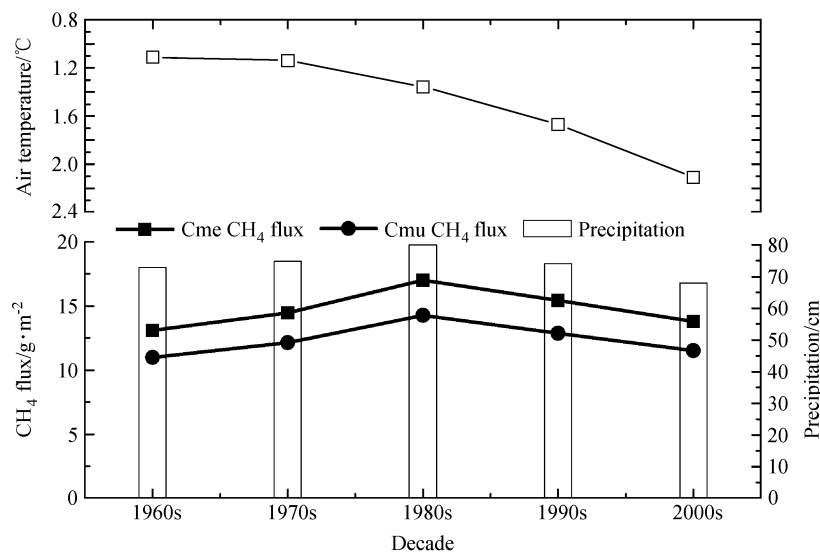


图5 若尔盖高原 CH₄ 排放通量、降水量及气温的年代际均值变化

Fig. 5 Interdecadal variation of CH₄ flux, precipitation, and air temperature in Zoigê Plateau

年代升高了 2 cm, 80 年代达到最高值 79.96 cm, 90 年代和 20 世纪初又逐渐下降, 90 年代为 74.03 cm, 20 世纪初平均年降水量下降至 68.01 cm。年平均气温自 20 世纪 60 年代以来一直上升, 50 年代年平均气温为 1.11 °C, 70 年代年平均气温与 60 年代持平, 为 1.14 °C, 80 年代和 20 世纪初增温效果显著, 年平均气温分别为 1.36、1.67 和 2.11 °C。

年代际甲烷排放通量呈现与降水量完全相同的趋势。若尔盖高原 20 世纪 80 年代年均降水量为 5 个年代中最高, 达到 80.0 cm, 远高于 1960~2007 年平均降水量 74 cm, 甲烷排放通量也达到最大值, 乌拉苔草沼泽甲烷排放通量为 17.0 $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$, 木里苔草沼泽甲烷排放通量为 14.25 $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$ 。以 80 年代为界, 1990 年代~2000 年代比 1960 年代~1970 年代年均降水量降低了 2.8 cm, 但由于年平均气温升高了 0.77 °C, 乌拉苔草和木里苔草沼泽年代际甲烷排放通量均值分别增加了 6.0% 和 5.5%。年平均甲烷排放总量的增加速率分别为 1.08 $\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{°C}^{-1}$ 和 0.82 $\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{°C}^{-1}$ 。由于若尔盖高原甲烷排放通量的绝对值明显低于三江平原, 因此由于温度增加所导致的甲烷排放总量的增加速率绝对值较三江平原低, 这与灵敏度分析结果相一致。

5 结论与讨论

模型敏感度分析表明, 环境驱动因子—温度和水深是影响甲烷排放通量的主要因素, 且对季节性积水沼泽的影响大于常年积水沼泽。在输入参数变化 $\pm 10\%$ 时, 模型对植物输入参数的敏感度依次为 $W_{\max} > F_R > f_V > T_{\text{Amax}} > \rho$, $O_M > S_{\text{AND}}$, 对土壤输入参数灵敏度远小于植物输入参数。

结合经验水位模型和 $\text{CH}_4\text{MOD}_{\text{wetland}}$ 模型, 模拟了三江平原沼泽 1950 年代~2000 年代和若尔盖高原 1960 年代~2000 年代甲烷排放通量的多年变化。结果表明, 甲烷排放通量的变化趋势同降水量基本相同, 在温度和降水的共同作用下, 三江平原甲烷排放通量于 20 世纪 90 年代达到最大, 若尔盖高原于 20 世纪 80 年代达到最大。降水量基本相同的年代, 由于气温增暖, 甲烷排放通量也会增加三江平原毛果苔草沼泽和小叶章沼泽

1980 年代~2000 年代比 1950 年代~1970 年代模拟的甲烷排放通量分别增加了 9.5% 和 8.3%; 若尔盖高原乌拉苔草沼泽和木里苔草沼泽 1990 年代~2000 年代比 1960 年代~1970 年代分别增加了 6.0% 和 5.5%, 就是缘于后期气温增加的作用。该结论能够为评估未来气候变化对中国湿地甲烷排放的影响提供依据。

本研究在模拟长时间尺度甲烷排放通量时, 虽然灵敏度分析表明甲烷排放通量对地上生物量最大值这一参数也较为敏感, 但由于实测数据缺乏而未考虑地上生物量最大值的年际变化, 这一简化处理会对最终模拟结果造成一定的误差。从三江平原 2002~2005 年毛果苔草和小叶章沼泽生物量观测值来看, 该地区湿地最大生物量的变化范围在 $-9\% \sim 7\%$ 之间, 依据本文灵敏度分析的结果, 估计可能会对最终的模型模拟结果造成 10% 左右的误差。此外, 经验水位模型未考虑融雪、下渗等过程, 也可能对甲烷排放通量的模拟造成误差。通过细化这些参数和过程的模拟有利于进一步提高模拟结果的准确度。

参考文献 (References)

- Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. 1998. Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements, Irrigation and Drainage Paper No. 56 [M]. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations, 465pp.
- Arnold J G, Williams J R, Srinivasan R, et al. 1996. SWAT: Soil and Water Assessment Tool [M]. Temple, TX: Texas A&M University, 116pp.
- Bathurst J C, Wicks J M, O'Connell P E. 1995. The SHE/SHESED Basin Scale Water Flow and Sediment Transport Modelling System [M]. Highlands Ranch, Colorado: Water Resource Publications, 563-594.
- Boon P I, Mitchell A, Lee K. 1997. Effects of wetting and drying on methane emissions from ephemeral floodplain wetlands in southeastern Australia [J]. *Hydrobiologia*, 357: 73-87.
- Brun R, Reichert P, Künsch H R. 2001. Practical identifiability analysis of large environmental simulation models [J]. *Water Resour. Res.*, 37 (4): 1015-1030.
- Cao M, Marshall S, Gregson K. 1996. Global carbon exchange and methane emissions from natural wetlands: Application of a process-based model [J]. *J. Geophys. Res.*, 101 (9): 14399-14414.
- Cao M, Gregson K, Marshall S. 1998. Global methane emission

- from wetlands and its sensitivity to climate change [J]. *Atmos. Environ.*, 32 (19): 3293–3299.
- Chanton J P, Bauer J E, Glaser P A, et al. 1995. Radiocarbon evidence for the substrates supporting methane formation within northern Minnesota peatlands [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (17): 3663–3668.
- 崔丽娟. 1994. 三江平原沼泽生态系统水量平衡——以别拉洪河流域为例 [J]. *地理科学*, 14 (4): 384–386. Cui Lijuan. 1994. Water balance in the wetland ecosystem of Sanjiang Plain—A case study of Bielahong river watershed [J]. *Scientia Geographica Sinica* (in Chinese), 14 (4): 384–386.
- 丁一汇, 任国玉, 石广玉, 等. 2006. 气候变化国际评估报告 (I): 中国气候变化的历史和未来趋势 [J]. *气候变化研究进展*, 2 (1): 3–8. Ding Yihui, Ren Guoyu, Shi Guangyu, et al. China's national assessment report on climate change (I): Climate change in China and the future trend [J]. *Advances in Climate Change Research* (in Chinese), 2 (1): 3–8.
- Ding W, Cai Z, Tsuruta H, Li X. 2002. Effect of standing water depth on methane emissions from freshwater marshes in northeast China [J]. *Atmos. Environ.*, 36 (33): 5149–5157.
- Freemann C, Nevison G B, Kang H. 2002. Contrasted effects of simulated drought on the production and oxidation of methane in amid-Wales wetland [J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 34 (1): 61–67.
- Frolking S, Roulet N T, Moore T R, et al. 2001. Modeling northern peatland decomposition and peat accumulation [J]. *Ecosystems*, 4 (5): 479–498.
- Gedney N, Cox P M, Huntingford C. 2004. Climate feedback from wetland methane emissions [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31 (20), doi: 10.1029/2004GL020919.
- 郝庆菊. 2006. 三江平原沼泽土地利用变化对温室气体排放影响的研究 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 205pp.
- Hao Qingju. 2006. Effect of land-use change on greenhouse gases emissions in freshwater marshes in the Sanjiang Plain [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 205pp.
- Hargreaves K J, Fowler D. 1998. Quantifying the effects of water table and soil temperature on the emission of methane from peat wetland at the field scale [J]. *Atmos. Environ.*, 32 (19): 3275–3282.
- King J Y, Reeburgh W S. 2002. A pulse-labeling experiment to determine the contribution of recent plant photosynthates to net methane emission in arctic wet sedge tundra [J]. *Soil Biology Biochemistry*, 34 (2): 173–180.
- 李崇银, 朱锦红, 孙照渤. 2002. 年代际气候变化研究 [J]. *气候与环境研究*, 7 (2): 209–219. Li Chongyin, Zhu Jinhong, Sun Zhaobo. 2002. The study interdecadal climate variation [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 7 (2): 209–219.
- Li C, Cui J, Sun G, et al. 2004. Modeling impacts of management on carbon sequestration and trace gas emissions in forested wetland ecosystems [J]. *Environmental Management*, 33: 176–186.
- Morgan M G, Henrion M. 1990. *Uncertainty: A guide to Dealing with Uncertainty in Quantitative Risk and Policy Analysis* [M]. Cambridge, NY: Cambridge University Press: 325pp.
- 牛涛, 刘洪利, 宋燕, 等. 2005. 青藏高原气候由暖干到暖湿时期的年代际变化特征研究 [J]. *应用气象学报*, 16 (6): 763–771. Niu Tao, Liu Hongli, Song Yan, et al. 2005. Study on decade change of climate shift from warm-dry period to warm-wet period over Tibetan Plateau [J]. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 16 (6): 763–771.
- Pineiro G, Perelman S, Guerschman J P, et al. 2008. How to evaluate models: Observed vs. predicted or predicted vs. observed? [J]. *Ecological Modeling*, 216 (3–4): 316–322.
- Priestley C H B, Taylor R J. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 100 (2): 81–92.
- Roulet N T, Moore T, Bubier J, et al. 1992. Northern fens: Methane flux and climatic change [J]. *Tellus*, 44: 100–105.
- Salehi F, Prasher S O, Amin S, et al. 2000. Prediction of annual nitrate-N losses in drain outflows with artificial neural networks [J]. *Transactions of the AESE*, 43 (5): 1137–1143.
- Shuttleworth W J. 1992. *Evaporation* [M] // Maidment D R. *Handbook of Hydrology*. New York: McGraw Hill, 4.1–4.53.
- 宋巧云, 魏凤英. 2006. 年代际气候变化研究进展 [J]. *气象科技*, 34 (1): 1–6. Song Qiaoyun, Wei Fengying. 2006. Progress in interdecadal climate variation [J]. *Meteorological Science and Technology* (in Chinese), 34 (1): 1–6.
- Song C, Zhang J, Wang Y, et al. 2007. Emission of CO₂, CH₄, and N₂O from freshwater marsh in northeast of China [J]. *Journal of Environmental Management*, 40: 6879–6885.
- Sun L, Song C. 2008. Evapotranspiration from a freshwater marsh in the Sanjiang Plain, Northeast China [J]. *J. Hydrol.*, 352: 202–210.
- Walter B P, Heimann M. 2000. A process-based, climate-sensitive model to derive methane emissions from natural wetlands: Application to five wetland sites, sensitivity to model parameters, and climate [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 14 (3): 745–765.
- Walter B P, Heimann M, Matthews E. 2001. Modeling modern methane emissions from natural wetlands 1. Model description and results [J]. *J. Geophys. Res.*, 106 (D24): 34189–34206.
- 王德宣, 吕宪国, 丁维新, 等. 2002. 若尔盖高原沼泽湿地甲烷排放研究 [J]. *地球科学进展*, 17 (6): 877–880. Wang Dexuan, Lu Xianguo, Ding Weixin, et al. 2002. Methane emission from marshes in Zoigê Plateau [J]. *Advance in Earth Sciences* (in Chinese), 17 (6): 877–880.
- 汪宏宇, 龚强. 2003. 湿地锐减下三江平原的气候变化 [J]. *辽宁气象*, 4: 5–7. Wang Hongyu, Gong Qiang. 2003. Climate change in Sanjiang Plain under the reduction of wetland [J]. *Lia-*

- oning Meteorology (in Chinese), 4: 5-7.
- Wotawa G, Stohl H A, Kolb K. 1997. Estimating the uncertainty of a lagrangian photochemical air quality simulation model caused by inexact meteorological input data [J]. Reliability Engineering and System Safety, 57 (1): 31-40.
- 王中根, 刘昌明, 黄友波. 2003. SWAT 模型的原理、结构及应用研究 [J]. 地理科学进展, 22 (1): 79-86. Wang Zhonggen, Liu Changming, Huang Youbo. 2003. The theory of SWAT model and its application in Heihe basin [J]. Progress in Geography (in Chinese), 22 (1): 79-86.
- Yang W, Song C, Zhang J. 2006. Dynamics of methane emissions from a freshwater marsh of northeast China [J]. Science of the Total Environment, 371: 286-292.
- Yu Z, Campbell I D, Vitt D H, et al. 2001. Modelling long-term peatland dynamics. I. Concepts, review, and proposed design [J]. Ecological Modeling, 145 (2-3): 197-210.
- Zhai P, Chao Q, Zou X. 2004 Progress in China's climate change in the 20th century [J]. Journal of Geographical Sciences, 14 (Suppl.): 3-11.
- Zhang Y, Li C, Trettin C C, et al. 2002. An integrated model of soil, hydrology, and vegetation for carbon dynamics in wetland ecosystems [J]. Global Biogeochemical Cycles, 16, doi: 10.1029/2001GB001838.