新疆古尔班通古特沙漠土壤N₂O、CH₄和CO₂通量及其对氮沉降增加的响应

周晓兵¹ 张元明^{1*} 陶冶^{1,2} 吴林^{1,3}

¹中国科学院新疆生态与地理研究所, 干旱区生物地理与生物资源重点实验室, 乌鲁木齐 830011; ²安庆师范大学, 安徽安庆 246000; ³湖北民族学院, 湖北恩施 445000

摘要 沙漠土壤在全球土壤主要温室气体通量中扮演着重要角色, 但是在环境变化条件下的通量估算结果存在很大的不确定性。在新疆古尔班通古特沙漠设定N0、N0.5、N1、N3、N6和N24 6个样方, 以0、0.5、1.0、3.0、6.0和24.0 g·m⁻²·a⁻¹ 6个不同模拟氮(N)沉降浓度进行N处理, 两年后开始对施N样方进行为期两个生长季的N₂O、CH₄和CO₂通量测定。研究表明生长季对照样方(N0)的N₂O、CH₄和CO₂的平均通量分别为4.8 μg·m⁻²·h⁻¹、-30.5 μg·m⁻²·h⁻¹和46.7 mg·m⁻²·h⁻¹, 季节变化显著影响3种气体的通量。N0、N0.5和N1在春季和夏季具有相似的N₂O排放速率, 排放速率高于秋季, 而N6和N24的N₂O排放主要受N输入时间影响; CH₄的吸收在春季和夏季相对较高, 秋季较低; CO₂的排放量在第一年春季和夏季之间变化较小, 但高于秋季排放量, 第二年CO₂动态与N浓度相关。N增加通常能显著促进N₂O的排放, 但受测定季节和年度的影响, 且各处理的N₂O排放因子大小无明显规律; CH₄的吸收受N增加影响不显著; CO₂的排放在第一年不受N增加的影响, 第二年高浓度N增加对春季和夏季CO₂排放具有限制作用, 对秋季影响不显著。结构方程模型的研究表明, 对N₂O、CH₄和CO₂的动态变化影响较大的因子分别是施N浓度、土壤温度或土壤含水量和植株密度。整个生长季由N带来的净通量和增温潜力非常小。

关键词 氮沉降; N₂O; CH₄; CO₂; 生物量; 结构方程模型

引用格式: 周晓兵, 张元明, 陶冶, 吴林 (2017). 新疆古尔班通古特沙漠土壤N₂O、CH₄和CO₂通量及其对氮沉降增加的响应. 植物生态学报, 41, 290–300. doi: 10.17521/cjpe.2016.0258

Effluxes of nitrous oxide, methane and carbon dioxide and their responses to increasing nitrogen deposition in the Gurbantünggüt Desert of Xinjiang, China

ZHOU Xiao-Bing¹, ZHANG Yuan-Ming^{1*}, TAO Ye^{1,2}, and WU Lin^{1,3}

¹Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Key Laboratory of Biogeography and Bioresource in Arid Land, Chinese Academy of Sciences, Ürümqi 830011, China; ²Anqing Normal University, Anqing, Anhui 246000, China; and ³Hubei University for Nationalities, Enshi, Hubei 445000, China

Abstract

Aims Desert soils play an important role in the exchange of major greenhouse gas (GHG) between atmosphere and soil. However, many uncertainties existed in understanding of desert soil role, especially in efflux evaluation under a changing environment.

Methods We conducted plot-based field study in center of the Gurbantünggüt Desert, Xinjiang, and applied six rates of simulated nitrogen (N) deposition on the plots, i.e. 0 (N0), 0.5 (N0.5), 1.0 (N1), 3.0 (N3), 6.0 (N6) and 24.0 (N24) g·m⁻²·a⁻¹. The exchange rates of N₂O, CH₄ and CO₂ during two growing seasons were measured for two years after N applications.

Important findings The average efflux of two growing seasons from control plots (N0) were 4.8 μg·m⁻²·h⁻¹, -30.5 μg·m⁻²·h⁻¹ and 46.7 mg·m⁻²·h⁻¹ for N₂O, CH₄ and CO₂, respectively. The effluxes varied significantly among seasons. N0, N0.5 and N1 showed similar exchange of N₂O in spring and summer, which was relatively higher than in autumn, while the rates of N₂O in N6 and N24 were controlled by time points of N applications. The uptake of CH₄ was relatively higher in both spring and summer, and lower in autumn. Emission of CO₂ changed minor from spring to summer, and greatly decreased in autumn in the first measured year. In the second year, the emission patterns were changed by rates of N added. N additions generally stimulated the emission of N₂O, while the effects varied in different seasons and years. In addition, no obvious trends were found in the emission factor of N₂O. The uptake of CH₄ was not significantly affected by N additions. N additions did not change

收稿日期Received: 2016-08-09 接受日期Accepted: 2017-01-03

* 通信作者Author for correspondence (E-mail: zhangym@ms.xjb.ac.cn)

CO₂ emissions in the first year, while high N significantly reduced the CO₂ emissions in spring and summer of the second year, without affected in autumn. Structure equation model analysis on the factors suggested that N₂O, CH₄ and CO₂ were dominantly affected by the N application rates, soil temperature or moisture and plant density, respectively. Over the growing seasons, both the net efflux and the global warming potential caused by N additions were small.

Key words nitrogen deposition; N₂O; CH₄; CO₂; biomass; structural equation model

Citation: Zhou XB, Zhang YM, Tao Y, Wu L (2017). Effluxes of nitrous oxide, methane and carbon dioxide and their responses to increasing nitrogen deposition in the Gurbantünggüt Desert of Xinjiang, China. *Chinese Journal of Plant Ecology*, 41, 290–300. doi: 10.17521/cjpe.2016.0258

氧化亚氮(N₂O)、甲烷(CH₄)和CO₂是引起全球变暖的3种主要温室气体。近年来, 3种气体分别以每年0.3%、0.9%和0.5%的速率增加, 它们对全球变暖的贡献占到了87% (Forster *et al.*, 2007)。在100年的尺度上, N₂O和CH₄的增温潜力分别是CO₂的298倍和25倍(IPCC, 1996; Denman *et al.*, 2007)。土壤能够产生和消耗温室气体, 是调节陆地生态系统中大气温室气体含量的主要贡献者(Canadell *et al.*, 2007)。然而, 土壤和大气界面的温室气体的交换变化非常大, 许多环境因子参与其中, 土壤温度、土壤含水量和pH值均有可能成为不同系统的主要驱动因子(Yan *et al.*, 2014; Bellingrath-Kimura *et al.*, 2015)。有研究表明, 干旱半干旱区土壤-大气界面的CH₄、CO和N₂O等交换可以占到全球土壤-大气界面交换的5%–40% (Schoenbach *et al.*, 2012; Zaady *et al.*, 2013), 然而, 目前干旱半干旱区气体交换与环境变化关系的定量研究还较少(Galbally *et al.*, 2008)。

随着全球变化的加剧, 氮(N)沉降的增加日益成为影响干旱区生态系统结构和功能的重要因子(Baez *et al.*, 2007; Bai *et al.*, 2010)。干旱半干旱区占全球陆地面积的1/3, 通常受N限制, 但是该区域消耗N的能力有限(Vourlitis *et al.*, 2007; Clark & Tilman, 2008)。干旱区少量的N增加能够带来比其他类型生态系统更大的影响(Adams, 2003)。干旱区的一些生物土壤化学过程, 如营养转化、微生物活动和气体交换等对N增加较敏感(Schaeffer & Evans, 2005; Zhou *et al.*, 2012; Zhang *et al.*, 2014)。目前, 在干旱区大部分研究集中于CO₂如何响应N增加(Zhang *et al.*, 2014; Zhou & Zhang, 2014), 而针对N增加条件下N₂O和CH₄的通量研究较为缺乏。N沉降的增加通常能刺激N₂O的排放, 部分抵消和平衡土壤界面N总量的增加(Xu *et al.*, 2003a, 2003b; Jiang *et al.*, 2010)。荒漠土壤一般表现为吸收CH₄, 因为荒漠面积大, 因此其吸收总量不可小视。由于控制CH₄

通量的土壤过程对N的响应不同, N对CH₄的影响也具有差异性。在目前全球努力控制温室气体排放的背景下, 研究温室气体的动态以及温室气体如何响应N的增加显得十分重要。由于冬季气温低, 微生物活性低, 通量通常极低(Xu *et al.*, 2003a), 大部分研究集中于生长季。生长季是温室气体活动的旺季, 这时非生物因子适宜生物活动。本研究选择古尔班通古特荒漠, 研究人工模拟N增加条件下主要温室气体N₂O、CH₄和CO₂的交换速率, 并分析影响其动态的主要因子, 为该区域温室气体的评估和生态系统管理提供数据支持。

1 材料和方法

1.1 研究区概况

研究区域位于古尔班通古特沙漠腹地(44.89° N, 87.82° E)。沙漠年平均气温为8.3 °C, 平均年降水量为150 mm, 大部分降水在4–7月。冬季沙漠被积雪覆盖(约20 cm), 稳定积雪能达100–160天, 冬季降雪占到全年降水的30%左右。春季积雪融化, 大量草本植物(如尖喙牻牛儿苗(*Erodium oxyrrhynchum*)、囊果薹草(*Carex physodes*)、角果藜(*Ceratocarpus arenarius*)等)生长, 部分区域盖度可达40%。沙漠以小半乔木梭梭(*Haloxylon ammodendron*)和白梭梭(*H. persicum*)为建群种。

1.2 实验处理

2008年10月, 在沙漠中心选择地势平坦、植被分布均匀的区域设定60个8 m × 8 m的样方。样方按随机区组设计, 实验分6个N浓度处理, 每个处理10个重复。施N浓度为0、0.5、1.0、3.0、6.0和24.0 g·m⁻²·a⁻¹, 样方分别命为N0、N0.5、N1、N3、N6和N24。于每年3月下旬(积雪融化后)和10月下旬(冬季降雪前)分两次施N, 每次添加全年一半的量。其中N0、N0.5、N1和N3相当沙漠周边城市的自然N浓度(张伟等, 2011), N6为接近华北平原报道的较

高N浓度(He *et al.*, 2007), N24为加倍处理。N6和N24也用于探讨荒漠生态系统N响应的临界状况, 这两个浓度有可能是由荒漠附近的农田系统大量施加的N肥进入荒漠造成的。为探讨N脉冲时间的效应, 2010年将10月施N提前到8月进行。N的形态为 $\text{NH}_4^+\text{-N} : \text{NO}_3^-\text{-N} = 2 : 1$, 相当于自然N沉降N形态比(Zhang *et al.*, 2008)。施N时, 将 NH_4NO_3 和 NH_4Cl 以 $\text{NH}_4^+\text{-N} : \text{NO}_3^-\text{-N} = 2 : 1$ 的比例混合于水中, 均匀喷洒于样地表面。施N增加的水分很少, 约0.4 mm, 相当于全年降水的0.27% (按年降水150 mm计), 带来的生态效应可以忽略不计。

1.3 指标测量

每个处理随机选择5个样方, 以静态箱法进行气体收集和测量。箱式系统包括一个80 cm × 40 cm的不锈钢底座, 插入土壤5 cm, 底座具有能密封系统的水槽。箱体大小为80 cm × 40 cm × 20 cm, 由PVC材料制成, 箱内装有两个能混匀气体的风扇。利用医用三通连接箱体, 用注射器进行气体收集。在2010年和2011年典型的生长季节(2010年4月、5月、7月、8月、9月、10月以及2011年5月、7月、8月和10月), 选择晴朗天气, 进行每月一次的测定。气体收集时, 每天10:00左右将箱体放入底座并且用水密封, 分别于0、10、20、40、60 min进行抽气, 每次抽取100 mL, 注入气体收集袋。收集的气体送入实验室, 利用气相色谱仪(HP Series 4890D, Hewlett Packard, Palo Alto, USA)分析 N_2O 、 CH_4 和 CO_2 浓度, 计算其通量。

同时, 对底座框内的植物进行调查, 利用底座附近的植株地上地下生物量模拟计算底座内生物量大小。对5 cm土壤温度和0–5 cm土壤质量含水量进行同步测量。每月收集土样, 利用风干样分析土壤pH值、电导率、有机碳等指标。

1.4 分析方法

N_2O 的排放因子表示排放的 N_2O 占施N量的比重, 具体计算公式为: $EF(\%) = (AE_i - AE_0) \times 100 / N_i$, AE_i 系指*i*处理 N_2O 的生长季累积排放量(4月末到10月末), AE_0 系指对照处理的排放量, N_i 系指*i*处理的N施加速率。整个生长季各处理样方的通量和增温潜力的计算参考文献Li等(2015a), 计算公式为: 样方通量 $E_{\text{GHG}} = f \sum_{i=1}^n 0.5 \times (F_i + F_{i+1}) \times (T_{i+1} - T_i) \times 24$, E_{GHG} 为生长季累积量, f 为转换系数, F 为取样时的通量, i 为取样数量, T 为取样时间。增温潜力 $GWP = F_{\text{CO}_2}$

+ $Y_{\text{CH}_4}F_{\text{CH}_4}$ + $Y_{\text{N}_2\text{O}}F_{\text{N}_2\text{O}}$, F_{CO_2} 、 F_{CH_4} 和 $F_{\text{N}_2\text{O}}$ 分别为 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 的通量, Y_{CH_4} 和 $Y_{\text{N}_2\text{O}}$ 为相对于 CO_2 的增温系数, 其值分别为25和298。本研究仅比较各处理样方的通量与对照 N_0 通量之间的比值。

利用重复测量方差分析法分析季节变化和N处理对 N_2O 、 CH_4 和 CO_2 通量的影响。计算春季(3–5月)、夏季(6–8月)和秋季(9–11月)的平均值, 探讨季节变化规律。选择典型的5月、8月和10月进行N效应分析, 利用最小显著差异法进行多重比较($\alpha = 0.05$)。结构方程模型是研究自然生态系统中复杂多因子关系的有力工具, 是基于对自然界已有认知基础上建立具有逻辑性关系的统计模型, 能够很好地解释变量变化的原因(Grace, 2006)。将气体变化与植物多样性、生物量和土壤理化性质等环境因子综合, 构建结构方程模型(SEM), 通过分析指示影响通量动态变化的主要因子, 比较各因子的相对贡献。其中地上生物量和地下生物量的相关系数为0.94 (> 0.7), 土壤温度和土壤水分的相关系数为−0.86 (< -0.7), 我们视其为同一因子, 分别选择地上生物量和土壤温度参与分析。数据分析利用SPSS 13.0和AMOS 22.0软件来完成。

2 结果和分析

2.1 大气与土壤水热的变化

2010年和2011年的大气月平均温度呈现一致的变化趋势, 6–8月大气温度达到最高值(图1)。两年中大气降水有所差异, 尤其是7–8月的大气降水差异较大, 其他月份差异较小。土壤的温度和含水量呈现相反的变化趋势(图2), 各施N处理之间的变化也

图1 2010和2011年研究区域降水和气温变化。
Fig. 1 Changes in air temperature and precipitation of the study area for 2010 and 2011.

图2 2010和2011年气体采集时各施氮(N)处理土壤温度和土壤含水量变化。N0、N0.5、N1、N3、N6和N24分别是6个样方, 以0、0.5、1.0、3.0、6.0和24.0 g·m⁻²·a⁻¹ 6个不同模拟N沉降浓度进行N处理。

Fig. 2 Changes in soil temperature and moisture at different nitrogen (N) treatments on the gas collected day in 2010 and 2011. N0, N0.5, N1, N3, N6 and N24 indicate 0, 0.5, 1.0, 3.0, 6.0 and 24.0 g·m⁻²·a⁻¹ of simulated N deposition on the studied plots, respectively.

较一致。第一年, 从4月开始温度一直呈增加的趋势, 8月达到峰值, 随后开始缓慢降低; 第二年8月采样时的温度低于7月的温度。土壤含水量在4月和10月较高, 其他季节都较低, 大部分在0.2%–0.4%之间。

2.2 温室气体的季节变化动态

用对对照样地的两年通量平均值反映荒漠未施N条件下温室气体排放动态。对通量的分析表明, N₂O在春、夏、秋三季的平均值分别为5.0、6.3和3.1 μg·m⁻²·h⁻¹, 三季平均为4.8 μg·m⁻²·h⁻¹。CH₄在春、夏、秋三季的平均值分别为-32.9、-34.6和-23.9 μg·m⁻²·h⁻¹, 三季平均为-30.5 μg·m⁻²·h⁻¹。CO₂在春、夏、秋三季的平均值分别为62.1、61.1和17.1 mg·m⁻²·h⁻¹, 三季平均为46.7 mg·m⁻²·h⁻¹。

N₂O的变化规律与N添加浓度和季节相关(表1; 图3A)。2010年, 春季施N后, 高N(N24)处理样方的N₂O在春季具有较高的释放速率, 在夏季降低, 秋季由于8月底的施N而再次升高。其他施N浓度的样方春季和夏季变化较为平缓, 秋季具有降低的趋势。2011年, 春季N施加后, N3和N24处理样方N₂O

的排放具有快速增加的趋势, 其他各处理N₂O的排放在夏季达最大, 春季和秋季相对较低。

图3 2010和2011年N₂O (A)、CH₄ (B)、CO₂ (C)通量的季节变化。N0、N0.5、N1、N3、N6和N24分别是6个样方, 以0、0.5、1.0、3.0、6.0和24.0 g·m⁻²·a⁻¹ 6个不同模拟氮(N)沉降浓度进行N处理。

Fig. 3 Seasonal changes in N₂O (A), CH₄ (B) and CO₂ (C) effluxes in 2010 and 2011. N0, N0.5, N1, N3, N6 and N24 indicate 0, 0.5, 1.0, 3.0, 6.0 and 24.0 g·m⁻²·a⁻¹ of simulated nitrogen (N) deposition on the studied plots, respectively.

表1 季节、氮(N)及其交互作用影响3种温室气体通量的重复测量的方差分析

Table 1 Results of repeated measures ANOVAS for the gas efflux on the effects of seasons, nitrogen (N) treatments and their interactions

	自由度	Degree of freedom	N ₂ O	CH ₄	CO ₂
季节 Season	9	13.41**	12.40**	63.09**	
N	5	53.19**	1.84	1.55	
季节×N	45	5.07**	0.55	2.42**	
Season×N					

**, $p < 0.01$.

doi: 10.17521/cjpe.2016.0258

CH₄的吸收受季节的影响显著(表1; 图3B)。2010年, 除N6处理外, 其他各处理在夏季CH₄的吸收略高于春季, 秋季吸收最少。2011年, 除N6处理外, 春季和夏季CH₄的吸收差异不大, 同样秋季吸收最少。

CO₂的排放同样受季节影响较大(表1; 图3C)。2010年, 春季和夏季变化不大, 秋季排放速率最小。2011年, N3和N6处理下CO₂的排在春季最高, 其次是夏季和秋季, 而N0、N0.5和N1处理下CO₂的排在春季和夏季变化较小, 秋季最低。

2.3 N处理对不同季节温室气体的影响

N₂O排放随着N浓度的增加具有增加的趋势(表1; 图4)。5月, 2010年各N处理之间差异不显著, 2011年N3、N6和N24处理显著高于N0、N0.5和N1处理(图4A)。8月, 2010年N6和N24处理显著高于N0、N0.5和N1处理, 2011年各N处理之间差异不显著(图4B)。10月, 2010年N24处理显著高于其他各处理, 2011年N排放无明显规律, 但以N24处理最高(图4C)。N₂O的排放因子在各处理间无明显的规律(表2)。

CH₄吸收受N影响较小(表1; 图5A、5B、5C), 2010和2011年两年中5月和10月, 各N处理之间差异不显著。仅2011年8月各处理之间具有显著差异。

表2 N₂O在各个处理的排放因子

Table 2 Emission factor of N₂O in different nitrogen (N)-added treatments

年 Year	N0.5	N1	N3	N6	N24
2010	0.05	0.11	0.09	0.16	0.11
2011	-0.33	0	0.03	0.04	0.03

N0.5、N1、N3、N6和N24分别是5个样方, 以0.5、1.0、3.0、6.0和24.0 g·m⁻²·a⁻¹ 5个不同模拟氮(N)沉降浓度进行N处理。

N0.5, N1, N3, N6 and N24 indicate 0.5, 1.0, 3.0, 6.0 and 24.0 g·m⁻²·a⁻¹ of simulated N deposition on the plots, respectively.

CO₂的排放受N的影响也较小(表1; 图6)。5月, 2010年各处理之间差异不显著, 2011年随着N浓度的增加, CO₂的通量在N3达到最大, 随后降低(图6A)。8月, 2010年CO₂排放差异不显著, 2011年N0.5和N1处理CO₂排放最高, 随后降低(图6B)。10月, 两年中各处理之间CO₂排放差异不显著(图6C)。

2.4 N增加的净效应及增温潜力

整个生长季N增加样方温室气体与对照相比, 仅N₂O的比值随着N增加呈增加趋势, CH₄与CO₂的排放比值均在1左右(表3)。由温室气体排放差异所带来的全球增温潜力较小。

2.5 温室气体与各因子之间的关系

SEM模型分析表明, 模型对N₂O、CH₄和CO₂的解释量分别达到了56%、43%和70% (图7)。在N₂O的模型中, N₂O的变化受N施加浓度的影响最大, 其

图4 不同N浓度添加下N₂O通量(平均值±标准误差)。A, 5月。B, 8月。C, 10月。*表示两年间差异显著。不同小写字母表示同一年不同处理间差异显著。N0、N0.5、N1、N3、N6和N24分别是6个样方, 以0、0.5、1.0、3.0、6.0和24.0 g·m⁻²·a⁻¹ 6个不同模拟氮(N)沉降浓度进行N处理。

Fig. 4 N₂O effluxes under different concentration nitrogen (N) treatments (mean ± SE). A, May. B, August. C, October. * indicates significant differences between two years. Different lowercase letters indicate significant differences among treatments in the same year. N0, N0.5, N1, N3, N6 and N24 indicate 0, 0.5, 1.0, 3.0, 6.0 and 24.0 g·m⁻²·a⁻¹ of simulated N deposition on the studied plots, respectively.

图5 不同N浓度添加下 CH_4 吸收速率(平均值 $\pm$ 标准误差)。A, 5月。B, 8月。C, 10月。*表示两年间差异显著。不同小写字母表示同一年不同处理间差异显著。N0、N0.5、N1、N3、N6和N24分别是6个样方, 以0、0.5、1.0、3.0、6.0和24.0 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 6个不同模拟氮(N)沉降浓度进行N处理。

Fig. 5 CH_4 effluxes under different nitrogen (N) treatments (mean $\pm$ SE). A, May. B, August. C, October. * indicates significant differences between two years. Different lowercase letters indicate significant differences among treatments in the same year. N0, N0.5, N1, N3, N6 and N24 indicate 0, 0.5, 1.0, 3.0, 6.0 and 24.0 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ of simulated N deposition on the plots, respectively.

图6 不同N浓度添加下 CO_2 排放速率(平均值 $\pm$ 标准误差)。A, 5月。B, 8月。C, 10月。*表示两年间差异显著。不同小写字母表示同一年不同处理间差异显著。N0、N0.5、N1、N3、N6和N24分别是6个样方, 以0、0.5、1.0、3.0、6.0和24.0 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 6个不同模拟氮(N)沉降浓度进行N处理。

Fig. 6 CO_2 effluxes under different nitrogen (N) treatments (mean $\pm$ SE). A, May. B, August. C, October. * indicates significant differences between two years. Different lowercase letters indicate significant differences among treatments in the same year. N0, N0.5, N1, N3, N6 and N24 indicate 0, 0.5, 1.0, 3.0, 6.0 and 24.0 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ of simulated N deposition on the plots, respectively.

载重达到了0.77, 其次是植物密度(0.21)。地上或地下生物量对 N_2O 影响不显著(图7A)。土壤温度或土壤含水量通过显著影响植株密度而间接影响 N_2O 。在 CH_4 模型中, 影响最大的是土壤温度或土壤含水

量, 其次是生物量。N浓度和土壤温度或土壤含水量通过显著影响生物量而影响 CH_4 的通量(图7B)。此外, 植株密度也能对 CH_4 产生较大的影响。在 CO_2 模型中, 植株密度和土壤温度是影响 CO_2 动态

表3 生长季各氮(N)处理的温室气体通量和增温潜力与对照(N0)之间的比值

Table 3 The ratios of greenhouse gas effluxes and global warming potentials of nitrogen (N) added plots (N0.5, N1, N3, N6, N24) to controls (N0) during growing seasons

氮处理 N treatment	2010					2011				
	N ₂ O	CH ₄	CO ₂	增温潜力	GWP	N ₂ O	CH ₄	CO ₂	增温潜力	GWP
N0.5	1.02	0.92	0.98	0.99		0.89	0.89	0.91	0.91	
N1	1.08	0.98	1.04	1.04		1.00	1.06	1.03	1.03	
N3	1.19	0.88	1.14	1.15		1.07	0.86	0.91	0.94	
N6	1.67	1.03	1.27	1.29		1.15	1.13	0.72	1.06	
N24	2.81	0.90	1.06	1.12		1.48	1.00	0.55	0.92	

N0.5、N1、N3、N6和N24分别是5个样方，以0.5、1.0、3.0、6.0和24.0 g·m⁻²·a⁻¹ 5个不同模拟氮(N)沉降浓度进行N处理。

N0.5, N1, N3, N6 and N24 indicate 0.5, 1.0, 3.0, 6.0 and 24.0 g·m⁻²·a⁻¹ of simulated N deposition on the plots, respectively. GWP, global warming potential.

的主要因子，生物量对CO₂的影响未达到显著水平(图7C)。

3 讨论

3.1 N₂O排放及其对N沉降的响应

古尔班通古特沙漠对照样地N₂O的排放为该荒漠土壤的本底排放，其通量(4.8 μg·m⁻²·h⁻¹)与腾格里沙漠生物土壤结皮覆盖地的通量(3.2 μg·m⁻²·h⁻¹)差异不大，但后者季节变化不明显(徐冰鑫等, 2014)。内蒙古荒漠草原的研究也表明，N₂O的排在较冷的冬季(4.1 μg·m⁻²·h⁻¹)小于其他季节的平均值(6.3 μg·m⁻²·h⁻¹)，且不受施N (10 g N·m⁻²·a⁻¹)的影响(Wang *et al.*, 2011)。在青藏高原高山荒漠区，N₂O的排放春季为0.7–1.1 μg·m⁻²·h⁻¹，夏季在1.2–1.9 μg·m⁻²·h⁻¹之间，秋季非常低，春夏秋三季的排放值均远低于古尔班通古特沙漠等低海拔区域(Li *et al.*, 2015b)。在土壤极端低温、低水分和低N的北极，土壤也有可能作为N₂O的库，在一定的光照条件下吸收部分N₂O，但是不同植被覆盖条件下具有差异(Stewart *et al.*, 2012)。因此，荒漠N₂O的排放也与其荒漠本身的立地条件密切相关。

本研究发现，N的增加能够促进N₂O的排放，该研究结果与大部分的研究结果(Liu & Greaver, 2009; Jassal *et al.*, 2011; Li *et al.*, 2012)一致。一般来说，N0、N0.5和N1等低浓度的N处理N₂O的排在春季和夏季较高，秋季较低。高浓度的N处理受N施加季节的影响，N添加季N₂O高，随后降低。这些结果表明，在荒漠地区，N的脉冲带来的N，部分能够经过土壤过程以N₂O的形式重新回到大气中。N₂O季节动态在低浓度的N脉冲条件下不随脉冲发生时间点而变化。本研究中春夏生长季N₂O排放较高，也与Li等(2015b)的结果相一致，认为高山草原N₂O呈现生长期比生长早期和非生长期要高的特点。N₂O的

排放通常受微生物参与的两个过程——硝化和反硝化作用影响，这些过程都与温度和水分相关(Inclán *et al.*, 2012)。土壤的高含水量不仅能够刺激土壤微生物活性，而且能够降低土壤中O₂的流动，导致反硝化作用产生。一些研究认为，在森林系统中，土壤反硝化作用主要控制N₂O的产生和排放(Zhang *et al.*, 2009; Maris *et al.*, 2015)。然而，在本研究中，整个生长季土壤水分处于较低含量水平，并未达到田间含水量(约16%)，并且沙质土壤具有较好的O₂流动性。因此推断，在该研究中，N₂O的主要来源为硝化作用。在施N后，NH₄⁺的输入也为硝化作用快速增加提供了大量的基质，导致增N样方的N₂O在一定时期内增加。然而，N₂O的排放同时也受其他因子的影响。例如，植物能够吸收N₂O (Stewart *et al.*, 2012)，一些研究也表明土壤温度对N₂O排放也具有重要作用(莫江明等, 2006; Horváth *et al.*, 2010)。通过模型分析可以看出，N添加在N₂O的动态变化中具有最重要的作用。同时，植物多样性的变化也能影响N₂O，从而增加了N₂O排放的不确定性。不同季节植物密度相差很大，因此造成了N₂O排放具有明显的季节特征。沙漠土壤的非生物因子土壤温度和水分可以通过影响植株密度而影响N₂O动态。因此，年际间各N处理间N排放的差异性可能不同，如在2010年5月和2011年7月差异不显著。

3.2 CH₄吸收及其对N沉降的响应

在植被越稀少的区域，土壤年CH₄吸收量越高，一般为荒漠>灌丛地>草地>森林(Zhuang *et al.*, 2013)。荒漠土壤是陆地吸收CH₄的重要组成部分，荒漠土壤吸收CH₄的测量值多数在10–38 μg·m⁻²·h⁻¹之间(Striegl *et al.*, 1992)。然而，CH₄吸收随生态系统和区域变化非常大(Zhuang *et al.*, 2013; Wang *et al.*, 2014)。古尔班通古特沙漠对照样地吸收量在23–35 μg·m⁻²·h⁻¹之间，与全球大多数研究结果相近。

图7 结构方程模型模拟生物和环境因子对温室气体的影响。A, N₂O ($\chi^2 = 0.00$, $p = 0.988$; $RMSEA = 0.000$, $p = 0.989$)。B, CH₄ ($\chi^2 = 0.00$, $p = 0.988$; $RMSEA = 0.000$, $p = 0.989$)。C, CO₂ ($\chi^2 = 5.12$, $p = 0.402$; $RMSEA = 0.020$, $p = 0.487$)。其中, 实线指效应为正, 虚线指效应为负。箭头不同粗细与箭头旁载重系数成正比。RMSEA, 近似误差均方根。*, $p < 0.05$; **, $p < 0.01$ 。

Fig. 7 Final fitted structural equation models depicting relative effects of biotic and abiotic variables on the effluxes of greenhouse gas. A, N₂O ($\chi^2 = 0.00$, $p = 0.988$; $RMSEA = 0.000$, $p = 0.989$). B, CH₄ ($\chi^2 = 0.00$, $p = 0.988$; $RMSEA = 0.000$, $p = 0.989$). C, CO₂ ($\chi^2 = 5.12$, $p = 0.402$; $RMSEA = 0.020$, $p = 0.487$). Continuous and dashed arrows indicate positive and negative relationships, respectively. Arrow width is scaled to be proportional to path coefficients which appear adjacent to arrows. RMSEA, root mean square error of approximation. *, $p < 0.05$; **, $p < 0.01$.

在腾格里沙漠生物土壤结皮覆盖区, 大部分情况下土壤为CH₄汇, 平均值约为0.035 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ (徐冰鑫等, 2014), 远低于古尔班通古特沙漠。内蒙古荒漠草原的平均吸收速率为46.4 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$, 夏季具有最高的CH₄吸收速率, 其吸收不受N的影响(Wang *et al.*, 2011)。在高山荒漠区域, 春季和秋季可能为CH₄的释放季, 仅夏季表现为CH₄的吸收, 且吸收值在4–8 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ 之间(Li *et al.*, 2015b)。北极荒漠区整个生长季CH₄的吸收速率可达57.1 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ (Emmerton *et al.*, 2014), 高于其他荒漠类型。

在大部分季节, CH₄的吸收不受N增加的影响, 这与亚热带种植园土壤以及内蒙古退化草地N添加后的CH₄变化相一致(Chen *et al.*, 2013; Li *et al.*, 2015a)。然而, N增加通常抑制CH₄的氧化, N对CH₄单加氧酶具有竞争抑制作用, N转化过程生成的NH₂OH和NO₃⁻, 或者高浓度NH₄⁺或NO₃⁻带来的渗透调节压力也具有毒害抑制作用(Castro *et al.*, 1995; Bodelier, 2011)。在全球尺度上, N沉降能在一定程度上降低土壤作为CH₄库的能力(Zhuang *et al.*, 2013)。在本研究中, 有大量的NH₄⁺和NO₃⁻输入, 然而与对照相比, 并没有大的差异, 因此该研究中N的增加并不是一个直接的驱动因子。N对CH₄通量无显著影响的原因尚不明确, 可能是由于与CH₄相关的微生物活动受其他环境因子的影响更大, 而掩盖了N效应造成。模型结果也表明, 能够对CH₄产生最大影响的是非生物因子土壤温度或土壤含水量。例如, 秋季CH₄吸收的减少, 可能是由秋季土壤含水量的增加所导致。以前的研究表明, 土壤含水量能够通过影响O₂的浓度而影响CH₄氧化细菌活性(Konda *et al.*, 2010)。土壤温度可能影响CH₄氧化细菌活性, 使得CH₄氧化细菌对CH₄的变化具有显著作用。另外, 土壤温度还可通过植物而间接影响CH₄的吸收。

3.3 CO₂排放及对N沉降的响应

古尔班通古特沙漠生长季CO₂排放的平均值约为46.7 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$, 春夏季排放速率约是秋季的3.5倍。腾格里沙漠生物土壤结皮覆盖地CO₂的年平均约46.7 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$, 与古尔班通古特沙漠生长季平均值一致, 且季节变化明显(徐冰鑫等, 2014)。同样, 对内蒙古荒漠草原的研究表明, 其CO₂排放的平均值在夏季(109 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$)远高于其他季节(32 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$), 且不受加N的影响(Wang *et al.*, 2011)。青藏高原高山荒漠的春、夏、秋三季CO₂排放量约

为14、30和18 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ (Li *et al.*, 2015b), 春、夏季排放量远低于古尔班通古特沙漠和腾格里沙漠。这些差异可能是由研究区域温度和植被覆盖等因素造成。

CO_2 的排放主要包括土壤呼吸和植物呼吸, N对 CO_2 的排放影响也随着季节不同具有差异性。2010年, 在生长旺季的5月和8月N对 CO_2 的排放影响不显著可能是土壤和植物综合响应的结果。2011年, 植物和土壤呼吸通量的平衡被打破, N浓度变化带来的效应开始出现, 尤其是高N浓度对 CO_2 的释放通量显著抑制。已有研究表明, 高N处理下土壤呼吸被抑制(Zhou & Zhang, 2014), 加上植物多样性降低, 造成 CO_2 的排放较低。在秋季, 大部分植株死亡, 土壤温度也较低, 使得土壤呼吸变化不明显, 导致系统 CO_2 的排放各处理差异不显著。模型结果表明, 显著影响 CO_2 排放的主要有植株密度、土壤温度和土壤有机碳。因此, 生长季植物数量的变化对 CO_2 的排放影响最大。

根据整个生长季(4月末至10月末)通量估算, 古尔班通古特沙漠(面积 $4.88 \times 10^{10} \text{ m}^2$) 3种温室气体交换的估算值分别是: N_2O 排放约为 $1.12 \times 10^3 \text{ t}$, CH_4 吸收约为 $6.49 \times 10^3 \text{ t}$, CO_2 排放约为 $1.03 \times 10^7 \text{ t}$ 。其中 CH_4 的吸收量与撒哈拉大沙漠对 CH_4 的吸收量($1.36 \times 10^6 \text{ t}$)相距甚远, 占中国年 CH_4 估计吸收量($2.78 \times 10^6 \text{ t}$)的0.23% (Zhuang *et al.*, 2013)。该沙漠生长季 N_2O 的排放量约占全国年排放量($2.15 \times 10^6 \text{ t}$)的0.52% (Zhou *et al.*, 2014)。然而, 这些数据的粗略估算需要荒漠更多点位的数据加以验证。与对照相比, N带来的3种通量的净变化除 N_2O 外均较小, 增温潜力的比值也在1左右, 说明在荒漠土壤, 由N效应带来的净增温效应有限。同样, 对高山草甸的研究也表明, 短期的N增加不能影响净增温潜力(Jiang *et al.*, 2010)。也有研究表明, 荒漠系统中增温对土壤系统温室气体的交换影响不大, 对气候变暖的贡献较小(徐冰鑫等, 2014)。并且, 对荒漠的碳通量研究表明, 荒漠系统本身是一个碳库, 能够储存碳(Wohlfahrt *et al.*, 2008)。因此, 荒漠土壤在全球变化条件下可能不是全球变暖的一个重要贡献者。

基金项目 新疆维吾尔自治区自然科学基金面上项目(2015211A052)。

参考文献

Adams MB (2003). Ecological issues related to N deposition to

natural ecosystems: Research needs. *Environment International*, 29, 189–199.

Baez S, Fargione J, Moore DI, Collins SL, Gosz JR (2007). Atmospheric nitrogen deposition in the northern Chihuahuan desert: Temporal trends and potential consequences. *Journal of Arid Environments*, 68, 640–651.

Bai YF, Wu JG, Clark CM, Naeem S, Pan QM, Huang JH, Zhang LX, Han XG (2010). Tradeoffs and thresholds in the effects of nitrogen addition on biodiversity and ecosystem functioning: Evidence from Inner Mongolia Grasslands. *Global Change Biology*, 16, 358–372.

Bellingrath-Kimura SD, Kishimoto-Mo AW, Oura N, Sekikawa S, Yonemura S, Sudo S, Hayakawa A, Minamikawa K, Takata Y, Hara H (2015). Differences in the spatial variability among CO_2 , CH_4 , and N_2O gas fluxes from an urban forest soil in Japan. *Ambio*, 44, 55–66.

Bodelier PLE (2011). Interactions between nitrogenous fertilizers and methane cycling in wetland and upland soils. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 3, 379–388.

Canadell JG, Kirschbaum MUF, Kurz WA, Sanz MJ, Schlamadinger B, Yamagata Y (2007). Factoring out natural and indirect human effects on terrestrial carbon sources and sinks. *Environmental Science & Policy*, 10, 370–384.

Castro MS, Steudler PA, Melillo JM, Aber JD, Bowden RD (1995). Factors controlling atmospheric methane consumption by temperate forest soils. *Global Biogeochemical Cycles*, 9, 1–10.

Chen W, Zheng X, Chen Q, Wolf B, Butterbach-Bahl K, Brueggemann N, Lin S (2013). Effects of increasing precipitation and nitrogen deposition on CH_4 and N_2O fluxes and ecosystem respiration in a degraded steppe in Inner Mongolia, China. *Geoderma*, 192, 335–340.

Clark CM, Tilman D (2008). Loss of plant species after chronic low-level nitrogen deposition to prairie grasslands. *Nature*, 451, 712–715.

Denman KL, Brasseur GP, Chidthaisong A, Ciais P, Cox PM, Dickinson RE, Hauglustaine DA, Heinze C, Holland EA, Jacob DJ, Lohmann U, Ramachandran S, Leite da Silva Dias P, Wofsy SC, Zhang X, Steffen W (2007). Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry. In: Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 501–564.

Emmerton CA, St Louis VL, Lehnher I, Humphreys ER, Rydz E, Kosolofski HR (2014). The net exchange of methane with high Arctic landscapes during the summer growing season. *Biogeosciences*, 11, 3095–3106.

- Forster P, Ramaswamy V, Artaxo P, Bernsten T, Betts R, Fahey DW, Haywood J, Lean J, Lowe DC, Myhre G, Nganga J, Prinn R, Raga G, Schulz M, van Dorland R (2007). *Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing Chapter 2*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Galbally IE, Kirstine WV, Meyer CP, Wang YP (2008). Soil-atmosphere trace gas exchange in semiarid and arid zones. *Journal of Environmental Quality*, 37, 599–607.
- Grace JB (2006). *Structural Equation Modeling and Natural Systems*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 10.
- He CE, Liu XJ, Fangmeier A, Zhang FS (2007). Quantifying the total airborne nitrogen input into agroecosystems in the North China Plain. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 121, 395–400.
- Horváth L, Grosz B, Machon A, Tuba Z, Nagy Z, Czóbel SZ, Balogh J, Péli E, Fóti SZ, Weidinger T, Pintér K, Führer E (2010). Estimation of nitrous oxide emission from Hungarian semi-arid sandy and loess grasslands: Effect of soil parameters, grazing, irrigation and use of fertilizer. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 139, 255–263.
- Inclán R, Uribe C, Sánchez L, Sánchez DM, Clavero Á, Fernández AM, Morante R, Blanco A, Jandl R (2012). N₂O and CH₄ fluxes in undisturbed and burned holm oak, scots pine and pyrenean oak forests in central Spain. *Biogeochemistry*, 107, 19–41.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (1996). Contribution of working group I to the second assessment report of the intergovernmental panel on climate change. In: Houghton JJ, Meiro Filho LG, Callander BA, Harris N, Kattenberg A, Maskell K eds. *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*. Cambridge University Press, New York.
- Jassal RS, Black TA, Roy R, Ethier G (2011). Effect of nitrogen fertilization on soil CH₄ and N₂O fluxes, and soil and bole respiration. *Geoderma*, 162, 182–186.
- Jiang CM, Yu GR, Fang HJ, Cao GM, Li YN (2010). Short-term effect of increasing nitrogen deposition on CO₂, CH₄ and N₂O fluxes in an alpine meadow on the Qinghai-Tibetan Plateau, China. *Atmospheric Environment*, 44, 2920–2926.
- Konda R, Ohta S, Ishizuka S, Heriyanto J, Wicaksono A (2010). Seasonal changes in the spatial structures of N₂O, CO₂, and CH₄ fluxes from *Acacia mangium* plantation soils in Indonesia. *Soil Biology & Biochemistry*, 42, 1512–1522.
- Li KH, Gong YM, Song W, He GX, Hu YK, Tian CY, Liu XJ (2012). Responses of CH₄, CO₂ and N₂O fluxes to increasing nitrogen deposition in alpine grassland of the Tianshan Mountains. *Chemosphere*, 88, 140–143.
- Li XY, Cheng SL, Fang HJ, Yu GR, Dang XS, Xu MJ, Wang L, Si GY, Geng J, He S (2015a). The contrasting effects of deposited NH₄⁺ and NO₃⁻ on soil CO₂, CH₄ and N₂O fluxes in a subtropical plantation, southern China. *Ecological Engineering*, 85, 317–327.
- Li YY, Dong SK, Liu SL, Zhou HK, Gao QZ, Cao GM, Wang XX, Su XK, Zhang Y, Tang L, Zhao HD, Wu XY (2015b). Seasonal changes of CO₂, CH₄ and N₂O fluxes in different types of alpine grassland in the Qinghai-Tibetan Plateau of China. *Soil Biology & Biochemistry*, 80, 306–314.
- Liu L, Greaver TL (2009). A review of nitrogen enrichment effects on three biogenic GHGs: The CO₂ sink may be largely offset by stimulated N₂O and CH₄ emission. *Ecology Letters*, 12, 1103–1117.
- Maris SC, Teira-Esmatges MR, Arbones A, Rufat J (2015). Effect of irrigation, nitrogen application, and a nitrification inhibitor on nitrous oxide, carbon dioxide and methane emissions from an olive (*Olea europaea* L.) orchard. *Science of the Total Environment*, 538, 966–978.
- Mo JM, Fang YT, Lin ED, Li YE (2006). Soil N₂O emission and its response to simulated N deposition in the main forests of Dinghushan in subtropical China. *Journal of Plant Ecology (Chinese Version)*, 30, 901–910. (in Chinese with English abstract) [莫江明, 方运霆, 林而达, 李玉娥 (2006). 鼎湖山主要森林土壤N₂O排放及其对模拟N沉降的响应. *植物生态学报*, 30, 901–910.]
- Schaeffer SM, Evans RD (2005). Pulse additions of soil carbon and nitrogen affect soil nitrogen dynamics in an arid Colorado Plateau shrubland. *Oecologia*, 145, 425–433.
- Schoenbach P, Wolf B, Dickhoefer U, Wiesmeier M, Chen WW, Wan HW, Gierus M, Butterbach-Bahl K, Koegel-Knabner I, Susenbeth A, Zheng XH, Taube F (2012). Grazing effects on the greenhouse gas balance of a temperate steppe ecosystem. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 93, 357–371.
- Stewart KJ, Brummell ME, Farrell RE, Siciliano SD (2012). N₂O flux from plant-soil systems in polar deserts switch between sources and sinks under different light conditions. *Soil Biology & Biochemistry*, 48, 69–77.
- Striegl RG, McConnaughey TA, Thorstenson DC, Weeks EP, Woodward JC (1992). Consumption of atmospheric methane by desert soils. *Nature*, 357, 145–147.
- Vourlitis GL, Pasquini S, Zorba G (2007). Plant and soil N response of southern californian semi-arid shrublands after 1 year of experimental N deposition. *Ecosystems*, 10, 263–279.
- Wang YF, Chen H, Zhu QA, Peng CH, Wu N, Yang G, Zhu D, Tian JQ, Tian LX, Kang XM, He YX, Gao YH, Zhao XQ (2014). Soil methane uptake by grasslands and forests in China. *Soil Biology & Biochemistry*, 74, 70–81.
- Wang ZW, Hao XY, Shan D, Han GD, Zhao ML, Willms WD, Wang Z, Han X (2011). Influence of increasing temperature and nitrogen input on greenhouse gas emissions from a desert steppe soil in Inner Mongolia. *Soil*

- Science and Plant Nutrition*, 57, 508–518.
- Wohlfahrt G, Fenstermaker LF, Arnone Iii JA (2008). Large annual net ecosystem CO₂ uptake of a Mojave Desert ecosystem. *Global Change Biology*, 14, 1475–1487.
- Xu BX, Hu YG, Zhang ZS, Chen YL, Zhang P, Li G (2014). Effects of experimental warming on CO₂, CH₄ and N₂O fluxes of biological soil crust and soil system in a desert region. *Chinese Journal of Plant Ecology*, 38, 809–820. (in Chinese with English abstract) [徐冰鑫, 胡宜刚, 张志山, 陈永乐, 张鹏, 李刚 (2014). 模拟增温对荒漠生物土壤结皮-土壤系统CO₂、CH₄和N₂O通量的影响. 植物生态学报, 38, 809–820.]
- Xu R, Wang M, Wang Y (2003a). Using a modified DNDC model to estimate N₂O fluxes from semi-arid grassland in China. *Soil Biology & Biochemistry*, 35, 615–620.
- Xu R, Wang YS, Zheng XH, Ji BM, Wang MX (2003b). A comparison between measured and modeled N₂O emissions from Inner Mongolian semi-arid grassland. *Plant and Soil*, 255, 513–528.
- Yan JH, Zhang W, Wang KY, Qin F, Wang WT, Dai HT, Li PX (2014). Responses of CO₂, N₂O and CH₄ fluxes between atmosphere and forest soil to changes in multiple environmental conditions. *Global Change Biology*, 20, 300–312.
- Zaady E, Groffman PM, Standing D, Shachak M (2013). High N₂O emissions in dry ecosystems. *European Journal of Soil Biology*, 59, 1–7.
- Zhang C, Niu D, Hall SJ, Wen H, Li X, Fu H, Wan C, Elser JJ (2014). Effects of simulated nitrogen deposition on soil respiration components and their temperature sensitivities in a semiarid grassland. *Soil Biology & Biochemistry*, 75, 113–123.
- Zhang JB, Cai ZC, Cheng Y, Zhu TB (2009). Denitrification and total nitrogen gas production from forest soils of Eastern China. *Soil Biology & Biochemistry*, 41, 2551–2557.
- Zhang W, Liu XJ, Hu YK, Li KH, Shen JL, Luo XS, Song W (2011). Analysis on input of atmospheric nitrogen dry deposition in Ürümqi. *Arid Zone Research*, 28, 771–716. (in Chinese with English abstract) [张伟, 刘学军, 胡玉昆, 李凯辉, 沈健林, 骆晓声, 宋韦 (2011). 乌鲁木齐市大气N素干沉降的输入性分析. 干旱区研究, 28, 771–716.]
- Zhang Y, Zheng LX, Liu XJ, Jickells T, Cape JN, Goulding K, Fangmeier A, Zhang FS (2008). Evidence for organic N deposition and its anthropogenic sources in China. *Atmospheric Environment*, 42, 1035–1041.
- Zhou F, Shang ZY, Ciais P, Tao S, Piao SL, Raymond P, He CF, Li BG, Wang RH, Wang XH, Peng SS, Zeng ZZ, Chen H, Ying N, Hou XK, Xu P (2014). A new high-resolution N₂O emission inventory for China in 2008. *Environmental Science & Technology*, 48, 8538–8547.
- Zhou XB, Zhang YM (2014). Seasonal pattern of soil respiration and gradual changing effects of nitrogen addition in a soil of the Gurbantünggüt Desert, northwestern China. *Atmospheric Environment*, 85, 187–194.
- Zhou XB, Zhang YM, Downing A (2012). Non-linear response of microbial activity across a gradient of nitrogen addition to a soil from the Gurbantünggüt Desert, northwestern China. *Soil Biology & Biochemistry*, 47, 67–77.
- Zhuang QL, Chen M, Xu K, Tang JY, Saikawa E, Lu YY, Melillo JM, Prinn RG, McGuire AD (2013). Response of global soil consumption of atmospheric methane to changes in atmospheric climate and nitrogen deposition. *Global Biogeochemical Cycles*, 27, 650–663.

责任编辑: 石培礼 责任编辑: 王 葳

扫码向作者提问