

# 高寒草原土壤有机碳矿化对水氮添加的响应

朱灵<sup>1</sup>, 张梦瑶<sup>1</sup>, 高永恒<sup>1,2</sup>

(1. 中国科学院 水利部成都山地灾害与环境研究所, 四川 成都 610041; 2. 中国科学院 成都生物研究所, 四川 成都 610041)

**摘要:** [目的] 研究不同水氮添加下的高寒草原土壤有机碳矿化过程, 探讨土壤性质与土壤碳矿化的关系, 为揭示全球变化背景下高寒草原土壤碳转化规律提供科学依据。[方法] 设置 45%, 60%, 75%, 90% 的田间持水量(WHC) 4 个水分梯度和 4 个氮添加梯度(0, 0.2, 0.4, 0.8 mg/g) 进行室内培养, 分析 CO<sub>2</sub> 浓度, 测定土壤溶解性有机碳(DOC)、土壤微生物生物量碳(MBC) 含量以及土壤酶活性。[结果] ①在水或氮添加范围内, 土壤有机碳矿化量呈抛物线变化趋势, 土壤碳矿化受水分调控更加敏感, 氮添加对土壤碳矿化的影响依赖于水分添加量。②土壤水分从 45% 增加到 60% WHC, 加速了土壤中可溶性物质溶出, 增加了有机碳矿化; 施氮量从 0 mg/g 增加到 0.4 mg/g, 土壤有机碳含量、土壤微生物量碳含量呈上升趋势, 刺激了土壤有机碳的矿化。③90% 田间持水量 WHC 的高水分添加与 45% 田间持水量土壤水分下的高氮添加(0.8 mg/g) 抑制高寒草原土壤碳矿化, 高水分添加通过降低土壤通透性抑制有机碳矿化过程, 高氮添加通过降低土壤 DOC 生物有效性、土壤 MBC 含量、土壤酶活来抑制土壤有机碳矿化过程, 高氮添加对碳矿化的抑制作用在 90% WHC 条件下得到缓解。[结论] 随着未来氮沉降量与降雨量的持续增加, 青藏高原高寒草原土壤有机碳的矿化作用可能会受到抑制, 有利于高寒草原土壤有机碳积累。

**关键词:** 高寒草原; 有机碳矿化; 水氮添加; 微生物量碳

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2020)01-0030-08

中图分类号: S154.1

**文献参数:** 朱灵, 张梦瑶, 高永恒. 高寒草原土壤有机碳矿化对水氮添加的响应[J]. 水土保持通报, 2020, 40(1): 30-37. DOI:10.13961/j.cnki.stbctb.2020.01.005; Zhu Ling, Zhang Mengyao, Gao Yongheng. Response of soil organic carbon mineralization to water and nitrogen addition in alpine steppe[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2020, 40(1): 30-37.

## Response of Soil Organic Carbon Mineralization to Water and Nitrogen Addition in Alpine Steppe

Zhu Ling<sup>1</sup>, Zhang Mengyao<sup>1</sup>, Gao Yongheng<sup>1,2</sup>

(1. Institute of Mountain Hazards and Environment, Ministry of Water Resources, Chinese Academy of Sciences, Chengdu, Sichuan 610041, China; 2. Chengdu Institute of Biology, Chinese Academy of Sciences, Chengdu, Sichuan 610041, China)

**Abstract:** [Objective] The mineralization processes of soil organic carbon under different water and nitrogen additions were studied to understand the relationship between the soil properties and carbon mineralization, and to provide scientific references for revealing the soil carbon conversion pattern in alpine steppe under global change. [Methods] A laboratory experiment was conducted with four different soil water contents (45%, 60%, 75%, 90% water-holding capacity, WHC) and four nitrogen levels (0, 0.2, 0.4, 0.8 mg/g). The following parameters were measured: CO<sub>2</sub> concentration, dissolved organic carbon (DOC), microbial biomass carbon (MBC) content, and enzyme activity. [Results] ① Within the experimented range of water and nitrogen addition, carbon mineralization volume showed a parabolic pattern. Soil carbon mineralization was more sensitive to the addition of water and the effect of the nitrogen addition on soil carbon mineralization was dependent on the water content. ② Increasing the water content from 45 to 60% WHC led to a faster leaching

收稿日期: 2019-08-23

修回日期: 2019-10-14

资助项目: 国家重点研发计划“若尔盖退化高寒草地恢复关键过程研究”(2016YFC0501802); 青海省国际合作项目“降水和氮沉降对高寒草原关键生态过程的协同影响机制”(2019-HZ-807)

第一作者: 朱灵(1995—), 女(羌族), 四川省绵阳市人, 硕士研究生, 研究方向为高寒生态系统碳氮循环。Email: 1165612297@qq.com。

通讯作者: 高永恒(1977—), 男(汉族), 甘肃省庆阳市人, 博士, 研究员, 主要从事高寒生态系统与全球变化方面的研究。Email: yhgao@imde.ac.cn。

of the soluble substances from the soil, indicating a greater carbon mineralization. The soil organic carbon and microbial biomass carbon also showed an upward trend with an increase of the nitrogen addition from 0 to 0.4 mg/g. ③ The soil carbon mineralization was inhibited either with the high WHC (90%) or by the addition of a higher content of nitrogen (0.8 mg/g) at 45% WHC. The high water content led to a lower soil carbon mineralization by a reduction in the soil porosity; whereas the addition of a high nitrogen content (0.8 mg/g) led to the inhibition of the soil carbon mineralization process by decreasing the availability of the DOC of the soil, level of MBC in the soil, and activity of soil microbial enzyme. The carbon mineralization inhibition by high-content nitrogen addition was alleviated at a high WHC (90%). [Conclusion] The predicted continuous increase in nitrogen deposition and precipitation in the Tibet Plateau may inhibit the carbon mineralization processes of the alpine steppes and benefit the accumulation of soil organic carbon.

**Keywords:** alpine steppe; carbon mineralization; water and nitrogen addition; microbial biomass carbon

草原生态系统是全球面积最大的陆地生态系统,全球草原生态系统碳储量约  $1.20 \times 10^{15}$  kg C,其中 90% 以上碳储存在土壤中<sup>[1]</sup>。全球变化背景下,降雨量与氮沉降呈上升趋势<sup>[2-3]</sup>,降水和氮沉降变化会通过影响土壤的化学性质、微生物、酶活性等而影响土壤有机碳矿化过程。截止目前在温带或者低海拔地区开展了不少有关水氮变化对土壤碳矿化影响的研究<sup>[4]</sup>,主要有促进、抑制以及无显著影响 3 种结论<sup>[5-7]</sup>。氮沉降和降水变化主要通过提高土壤中的微生物量、土壤碳分解酶的活性等促进碳矿化<sup>[5]</sup>,或造成土壤有机碳周转减慢、土壤酸化等抑制碳矿化<sup>[6]</sup>。高海拔寒冷地区的高寒草原对气候变化响应敏感<sup>[8]</sup>,但土壤碳矿化对水氮变化的响应研究较少。

青藏高原作为全球最高的地理单位正经历着降水变化和氮沉降增加的影响,研究预测到 2050 年青藏高原原氮沉降量将达到  $40 \text{ kg}/(\text{hm}^2 \cdot \text{a})$ <sup>[9]</sup>;为期 55 a 的降水观测也表明青藏高原主体部分年降水量以  $6.24 \text{ mm}/10 \text{ a}$  的倾向率增多<sup>[10]</sup>。高寒草原作为青藏高原的重要组成部分,对气候变化响应敏感,但土壤碳矿化的研究多关注对单一氮添加和温度变化的响应<sup>[11]</sup>,对水氮添加的响应研究较少。本研究通过对藏北高寒草原土壤进行室内模拟水氮添加,研究高寒草原土壤有机碳矿化的变化,并分析水氮添加后土壤酶活性、土壤碳的变化,为深入认识氮沉降增加和降水变化情形下青藏高原高寒草原土壤碳矿化的响应过程和机理提供基础依据。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

本次试验研究区在西藏自治区那曲地区申扎县境内( $30^{\circ}57'N, 88^{\circ}42'E$ ),海拔 4 675 m。研究区气候属于高原亚寒带干旱季风性气候,寒冷干燥。年均气温  $0^{\circ}\text{C}$  左右,最低温 1 月份的平均气温为  $-10.1^{\circ}\text{C}$ ,高温期 7 月份的平均气温为  $9.6^{\circ}\text{C}$ 。年降雨量为

300 mm,降水主要集中在 5—9 月。紫外辐射强度大,年均太阳辐射为 2 915.5 h,霜期持续 279.1 d。研究区植被类型以高寒草原为主,植被盖度约为 40%,群落优势种为多年生禾草紫花针茅(*Stipa purpurea*)和青藏苔草(*Carex moorcroftii*)<sup>[12]</sup>。本文选用围封 5 a 的草原作为试验地,根据中国土壤系统分类方法,试验地土壤主要为寒性旱成土,表层土壤包含 91% 的砂质土,7% 的泥沙和 2% 的黏土,0—10 cm 土壤中有有机碳和全氮的含量分别为  $62.05 \text{ g}/\text{kg}$  与  $3.13 \text{ g}/\text{kg}$ , $\text{pH}=8.43$ <sup>[13]</sup>。

### 1.2 研究方法

1.2.1 样品采集及处理 2017 年 6 月在样地选取空间上地形一致、土壤条件相似的 3 处  $10 \text{ m} \times 10 \text{ m}$  的大样方,按照简单随机抽样的原则,在大样方内在随机设置 3 个  $1 \text{ m} \times 1 \text{ m}$  的小样方。清除小样方土壤表面植被凋落物层后,用铁锹取 0—15 cm 土壤并清除土壤中肉眼可见杂物,再把每个大样方里 3 个土样混合均匀,3 个大样方共计得到 3 个土样,4  $^{\circ}\text{C}$  保存在便携式冰箱里尽快送回实验室。在实验室里过 2 mm 土壤筛后放至通风处自然风干,另取一部分过筛土用研钵磨细后过 0.149 mm 的土壤筛测定土壤理化性质。

1.2.2 土壤基本性质测定 采用下述方法测定田间水量(WHC),用取 10 g 土壤,置于覆有滤纸的漏斗中,用合适的橡胶塞堵塞漏斗的长颈口,添加足够的水将漏斗内的土壤全部浸泡。浸泡 2 h 后,取走漏斗长颈口的橡胶塞,让水分自由滴下。保持水分的自由滴流 8 h 后,取出漏斗内的湿土放置于铝盒中,记录湿土和铝盒的总重量,再把装有湿土的铝盒置于  $105^{\circ}\text{C}$  的烘箱中烘干 8 h 至恒重,再取出铝盒迅速测量干土和铝盒总重量;土壤 pH 值用 pH 计测定(水:干土=5:1);溶解性有机碳(DOC)采用 TOC5000 仪测定<sup>[14]</sup>;土壤微生物生物量碳(MBC)、土壤微生物生物量氮(MBN)

采用氯仿熏蒸法测定<sup>[15]</sup>;土壤脲酶、蔗糖酶和 $\beta$ -葡萄糖苷酶活性用土壤酶 ELISA 试剂盒测定<sup>[16]</sup>。

1.2.3 培养试验设计 预培养保持土壤含水量在田间持水的 40%,取过 2 mm 土壤筛的自然风干土 100 g,放入 250 ml 三角瓶中,水分换算后把水均匀喷洒于瓶中风干土上。土壤培养温度设置为 20 ℃,等于土样采集时野外原位土壤温度,首先进行连续 7 d 的预培养,以恢复土壤微生物活性<sup>[17]</sup>,接着进行连续 90 d 的培养试验。在培养期间,通过称重法给土壤补水以保持 40% 的田间持水量<sup>[18]</sup>。为了探索不同土壤水分条件下微生物的代谢性能,本试验共设置 45%,60%,75% 和 90% 4 个水分梯度。预培养的土壤含水量为 40% WHC,预培养结束后,在 40% WHC 的基础上通过称重法进行水分的补给,以达到培养期间 45%,60%,75%,90% WHC 4 个水分条件。水分添加后,把所有三角瓶于黑暗环境置于 20 ℃ 的人工培养箱中培养 24 h 后添加氮。每个水分梯度处理下分别以  $\text{NH}_4\text{NO}_3$  水溶液的形式输入无机氮肥,1 个对照(0 mg/g)和 3 个氮添加梯度(0.2,0.4,0.8 mg/g),文中记为  $\text{N}_0, \text{N}_{0.2}, \text{N}_{0.4}, \text{N}_{0.8}$ 。 $\text{N}_{0.2}$  处理接近当地草原施肥量,结合高寒草原土壤最大氮载荷,设置  $\text{N}_{0.4}, \text{N}_{0.8}$  处理以探究低氮和高氮添加对高寒草原土壤碳矿化的影响,不同氮添加下各 3 个重复。经换算室内培养氮添加量分别等同于 0,2.5,5,10 g/(m<sup>2</sup>/a)(以 N 计)的田间添加量。

1.2.4  $\text{CO}_2$  排放通量的测定 在培养后第 1,3,8,15,22,29,36,43,50,60,70,80,90 d 测定土壤的  $\text{CO}_2$  排放量,培养第 1,45,90 d 分别为培养初、中、末期。测定前用橡胶塞密封培养瓶 2 h,用注射器连通

三通阀抽取 20 ml 气体,用气相色谱仪分析  $\text{CO}_2$  浓度,用来表示土壤微生物呼吸强度。 $\text{CO}_2$  的通气单位为 mg/kg·h, $\text{CO}_2$  的通气量  $F$  的计算公式为:

$$F = \frac{\rho \times V \times \Delta C \times 273}{m \times \Delta t \times (273 + T)} \times \frac{12}{44}$$

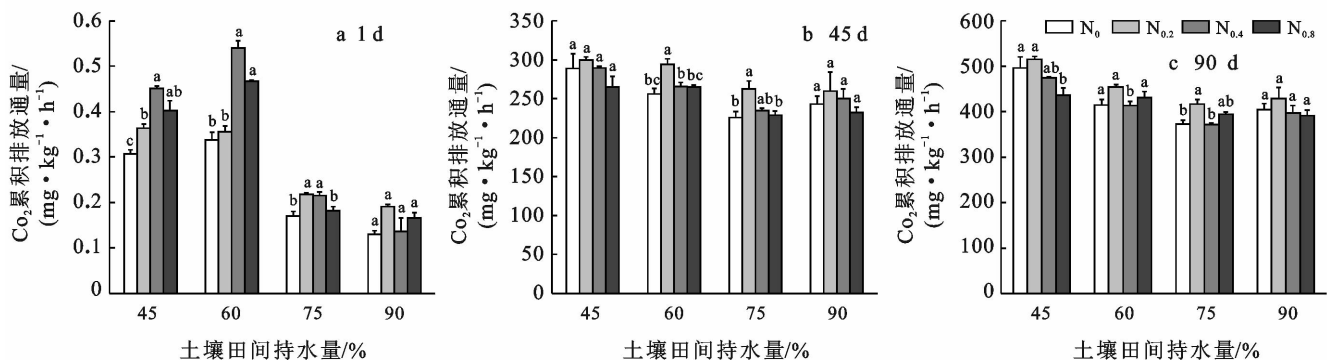
式中: $\rho$  为  $\text{CO}_2$  在标准状态下气体的密度,为 1.965 kg/m<sup>3</sup>;  $V$  为培养瓶内气体的有效体积(m<sup>3</sup>);  $\Delta C$  为气体浓度差(1 mg/L);  $m$  为培养土烘干重(kg);  $\Delta t$  为培养时间(h);  $T$  为进气时的室温(℃)。

1.2.5 数据处理 试验地土壤视为同一土壤类型,水氮添加对土壤碳矿化的影响采用 SPSS 21.0 进行双因素方差分析和 Pearson 相关性分析,不同梯度的水或者氮处理之间用最小显著差异(LSD 法, $p < 0.05$ )进行检验,图形绘制使用 Origin 9.0。

## 2 结果与分析

### 2.1 土壤有机碳矿化对水氮添加的响应

培养初期(图 1a),45% WHC 与 60% WHC 条件下,随着氮添加的增高,土壤  $\text{CO}_2$  排放通量呈上升趋势,但在 75%,90% WHC 高水分条件下,土壤  $\text{CO}_2$  排放通量明显下降。在此阶段,水氮交互作用对土壤有机碳矿化有显著影响。培养中期(图 1b), $\text{CO}_2$  累积排放通量占整个培养期间的 53.42%~60.59%,这是由于在这段期间内土壤中微生物的活性较高。培养末期(图 1c),在最接近土壤原始水分含量下(45% WHC),高氮添加抑制了土壤碳矿化。虽然水氮交互作用对土壤有机碳矿化在统计学上没有达到显著影响,但在 90% WHC 水分添加下缓解了高氮添加对土壤矿化过程的抑制作用,60%,75% WHC 条件下氮添加促进土壤碳矿化过程。



注:①图中不同小写字母表示差异显著, $p < 0.05$ ;② $\text{N}_0, \text{N}_{0.2}, \text{N}_{0.4}, \text{N}_{0.8}$ 表示氮添加梯度,氮添加量分别为 0,0.2,0.4,0.8 mg/g。下同。

图 1 不同培养阶段土壤  $\text{CO}_2$  累积排放量变化(以 C 计)

### 2.2 土壤溶解性有机碳的变化

培养初期(图 2a),45%,60%,75% WHC 条件下, $\text{N}_{0.2}, \text{N}_{0.4}$  低氮处理下土壤 DOC 含量与对照没有

显著差异。45% WHC 水分条件下,随着施氮量增加,土壤 DOC 含量呈上升趋势,高氮添加有利于土壤 DOC 的积累。但在 60%,75%,90% WHC 水分条件

下,未表现出土壤 DOC 含量随施氮的增加而上升。培养中期,水氮交互作用对 DOC 含量有显著影响。在中期与末期阶段(图 2b,2c),90% WHC 高水分条

件下的 DOC 含量始终显著高于其余 3 个水分状态 ( $p < 0.05$ ),土壤 DOC 含量受水分添加的影响更敏感,与方差分析结果一致。

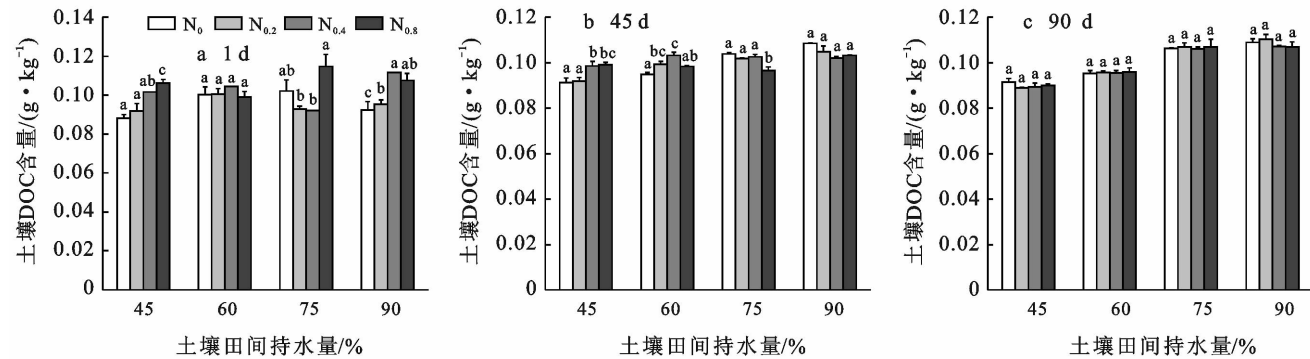


图 2 不同培养阶段土壤溶解性有机碳(DOC)动态变化

### 2.3 土壤微生物量碳、氮的变化

培养初期水氮添加对土壤 MBC 含量均有显著影响(见表 1),不同水平氮添加下,土壤微生物量碳含量随着水分含量的增多不同程度上升(见表 2)。氮添加对土壤 MBC 含量也有显著影响,同一水分条件下, $N_{0.2}$ 处理较  $N_0$  处理下的土壤 MBC 含量高, $N_{0.4}$ ,  $N_{0.8}$ 较  $N_0$  处理下的土壤 MBC 含量低。4 个不同水分条件下,最低 MBC 含量均出现在  $N_{0.8}$ 处理下,说明氮添加超过一定阈值后,会造成土壤 MBC 含量下降。

中期水分对土壤 MBC 含量有显著影响,氮添加与水氮交互作用对其影响不显著(见表 2)。45%,60%,75%WHC 的水分条件下,不同水平水氮添加后,土壤 MBC 含量较培养初期时有所上升,只有个别处理土壤 MBC 含量下降( $W_{45\%} + N_{0.2}$ 和  $W_{60\%} + N_{0.2}$ )。90%WHC 的水分条件下,4 个不同水平氮添加后,中期的土壤 MBC 含量反而均低于培养初期。从培养的初、中、末 3 个阶段里的土壤 MBC 峰值来看,在为期 90 d 的培养中,土壤 MBC 含量先上升再下降。

表 1 不同培养阶段土壤微生物生物量碳和土壤微生物生物量氮对水氮添加的响应

处理	土壤微生物生物量碳 MBC/(mg·kg <sup>-1</sup> )			土壤微生物生物量氮 MBN/(mg·kg <sup>-1</sup> )		
	1 d	45 d	90 d	1 d	45 d	90 d
$W_{45\%} + N_0$	235.423±4.338 <sup>cd</sup>	240.301±3.805 <sup>a</sup>	242.550±3.047 <sup>abc</sup>	26.854±1.0751 <sup>abc</sup>	26.967±0.353 <sup>a</sup>	27.143±0.267 <sup>abc</sup>
$W_{45\%} + N_{0.2}$	243.262±7.918 <sup>cd</sup>	231.449±18.254 <sup>ab</sup>	246.444±0.729 <sup>ab</sup>	27.508±0.841 <sup>ab</sup>	25.932±2.150 <sup>a</sup>	27.225±0.291 <sup>ab</sup>
$W_{45\%} + N_{0.4}$	222.675±6.578 <sup>c</sup>	248.940±17.165 <sup>ab</sup>	222.180±2.911 <sup>de</sup>	25.172±0.762 <sup>d</sup>	27.706±1.940 <sup>a</sup>	27.839±0.280 <sup>ef</sup>
$W_{45\%} + N_{0.8}$	231.529±3.260 <sup>de</sup>	243.412±16.309 <sup>ab</sup>	245.992±1.446 <sup>ab</sup>	26.726±0.073 <sup>cd</sup>	27.518±1.689 <sup>a</sup>	27.452±0.161 <sup>a</sup>
$W_{60\%} + N_0$	248.811±3.823 <sup>abc</sup>	253.780±3.944 <sup>ab</sup>	238.357±1.284 <sup>a~d</sup>	27.652±0.244 <sup>ab</sup>	28.453±0.618 <sup>a</sup>	27.304±0.461 <sup>a</sup>
$W_{60\%} + N_{0.2}$	256.877±7.090 <sup>a</sup>	253.735±8.681 <sup>ab</sup>	241.120±13.616 <sup>abc</sup>	28.180±0.381 <sup>a</sup>	27.890±0.175 <sup>a</sup>	26.781±1.430 <sup>a~d</sup>
$W_{60\%} + N_{0.4}$	237.025±6.519 <sup>b~e</sup>	246.322±9.247 <sup>ab</sup>	228.101±5.687 <sup>cde</sup>	26.764±0.513 <sup>abc</sup>	27.486±1.254 <sup>a</sup>	25.348±0.749 <sup>b~f</sup>
$W_{60\%} + N_{0.8}$	228.480±6.278 <sup>de</sup>	239.951±7.614 <sup>ab</sup>	242.593±8.343 <sup>abc</sup>	25.874±0.715 <sup>cd</sup>	26.927±0.711 <sup>a</sup>	27.148±0.745 <sup>abc</sup>
$W_{75\%} + N_0$	247.910±4.590 <sup>abc</sup>	254.040±7.221 <sup>ab</sup>	252.279±2.882 <sup>a</sup>	27.551±0.333 <sup>ab</sup>	28.202±0.607 <sup>a</sup>	28.005±0.253 <sup>a</sup>
$W_{75\%} + N_{0.2}$	253.074±1.780 <sup>ab</sup>	260.780±1.904 <sup>ab</sup>	224.089±2.230 <sup>de</sup>	28.123±0.200 <sup>a</sup>	27.634±1.509 <sup>a</sup>	25.252±0.443 <sup>c~f</sup>
$W_{75\%} + N_{0.4}$	230.887±2.294 <sup>de</sup>	243.021±3.367 <sup>ab</sup>	234.305±3.551 <sup>bed</sup>	26.295±0.261 <sup>bcd</sup>	27.196±0.302 <sup>a</sup>	26.448±0.323 <sup>a~e</sup>
$W_{75\%} + N_{0.8}$	243.288±2.958 <sup>a~d</sup>	253.684±9.661 <sup>ab</sup>	250.560±11.785 <sup>a</sup>	26.982±0.414 <sup>abc</sup>	28.718±1.135 <sup>a</sup>	28.166±1.257 <sup>a</sup>
$W_{90\%} + N_0$	243.415±4.891 <sup>a~d</sup>	233.990±7.640 <sup>ab</sup>	231.462±2.950 <sup>bed</sup>	26.462±0.309 <sup>bcd</sup>	26.692±0.984 <sup>a</sup>	25.366±0.950 <sup>b~f</sup>
$W_{90\%} + N_{0.2}$	239.483±7.377 <sup>bcd</sup>	234.638±8.252 <sup>ab</sup>	215.082±2.760 <sup>e</sup>	26.613±0.786 <sup>abcd</sup>	26.207±0.994 <sup>a</sup>	24.195±0.425 <sup>f</sup>
$W_{90\%} + N_{0.4}$	238.713±4.284 <sup>b~e</sup>	233.675±5.521 <sup>ab</sup>	241.207±3.171 <sup>abc</sup>	26.686±0.351 <sup>abcd</sup>	26.100±0.668 <sup>a</sup>	26.790±0.494 <sup>a~d</sup>
$W_{90\%} + N_{0.8}$	251.311±9.647 <sup>abc</sup>	238.020±1.083 <sup>b</sup>	224.533±2.841 <sup>de</sup>	27.816±0.348 <sup>ab</sup>	26.788±0.122 <sup>a</sup>	25.025±0.436 <sup>def</sup>

注:①表中同列数据后不同小写字母表示在相同培养时间下土壤微生物生物量碳 MBC,土壤微生物生物量氮 MBN 含量差异显著, $p < 0.05$ ; ②表中  $N_0, N_{0.2}, N_{0.4}, N_{0.8}$  表示氮添加梯度,氮添加量分别为 0, 0.2, 0.4, 0.8 mg/g; ③  $W_{45\%}, W_{60\%}, W_{75\%}, W_{90\%}$  表示 4 个水分梯度,为土壤田间持水量为 45%,60%,75%和 90%。下同。

培养初期,与  $N_0$  处理相比, $N_{0.8}$  处理降低土壤 MBN 含量,但高氮对土壤 MBN 含量的负作用在高

水分条件下得到缓解。培养中期,水氮交互作用对土壤 MBN 含量影响更加明显,75%WHC 与 90%WHC

下,均是  $N_{0.8}$  处理下土壤 MBN 含量达到最大。3 个阶段里土壤 MBN 峰值先上升再下降,总体上看土壤 MBN 含量较稳定,不同处理下差异较小。

表 2 不同培养阶段水氮添加对土壤微生物生物量碳含量的影响

因素	土壤微生物生物量碳(MBC)		
	$p$ 值(1 d)	$p$ 值(45 d)	$p$ 值(90 d)
水	<0.05	<0.05	<0.05
氮	<0.05	>0.05	<0.05
水×氮	>0.05	>0.05	<0.05

## 2.4 土壤酶活性变化

在培养初期时(图 3a,3d,3g),4 个不同的水分条

件下,与土壤原始含氮量相比,高氮处理后,土壤脲酶、蔗糖酶、 $\beta$ -葡萄糖苷酶活性均降低,相比于 45% WHC 条件下,随着水分的添加,高氮处理对 3 种酶活的抑制得到不同程度的缓解。在培养中期,总体来看,除 90%WHC 条件下,其他不同水氮处理下的土壤脲酶活性均较培养第 1 d 有上升(图 3b)。土壤蔗糖酶活性对水分添加更敏感,与未进行氮添加处理的蔗糖酶活性相比,45%,60%,75% WHC 下不同水分氮添加处理后,土壤蔗糖酶活性上升(图 3e),这与初期时均是未对土壤进行施氮处理下的土壤蔗糖酶活性最大有较大改变。培养末期(图 3c,3f,3i),不同水氮处理下的脲酶活性均比第 45 d 时低,蔗糖酶活性, $\beta$ -葡萄糖苷酶活性总体呈降低趋势,高氮添加抑制酶活性更加明显。

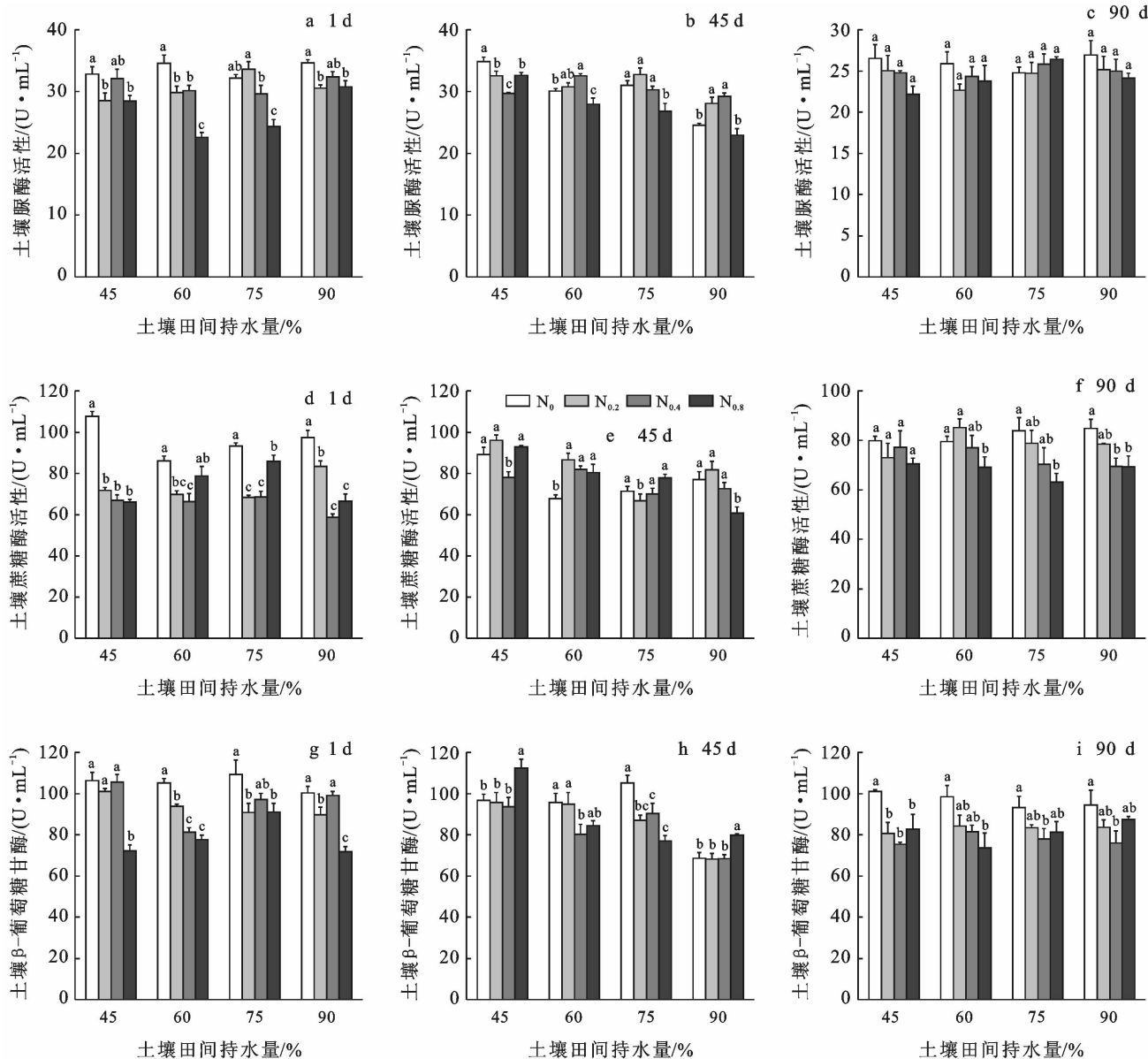


图 3 不同培养阶段土壤酶活性的动态变化

## 2.5 CO<sub>2</sub> 排放通量与土壤溶解性有机碳、土壤微生物生物量碳及酶活的相关分析

土壤 DOC 含量与 CO<sub>2</sub> 累积排放通量在培养初期呈正相关( $R=0.017, p=0.476$ , 见表 3), 随着培养的进行, 在中、末期呈显著负相关关系( $R=-0.616, p=0.006; R=-0.820, p<0.001$ ), 这说明随着水氮的添加, 虽然缓解了研究区干旱、氮素不足的情况, 土壤 DOC 含量呈上升趋势, 但 DOC 生物可利用性降低。土壤 MBC 含量与 CO<sub>2</sub> 累积排放通量关系在统计学意义上虽然没达到显著, 但是随着培养时间的进行, 土壤 MBC 含量的增加有利于有机碳矿化过程的

进行。在初期, 土壤脲酶、蔗糖酶、 $\beta$ -葡萄糖苷酶与 CO<sub>2</sub> 累积排放通量均呈负相关关系( $R=-0.319, p=0.114; R=-0.275, p=0.151; R=-0.229, p=0.197$ ), 这说明在初期适宜的水氮添加虽然提高了酶活性, 但由于研究区受有机质不足等的限制, 所以 CO<sub>2</sub> 排放通量未表现出随着土壤酶活的上升而增加。在培养中期, 水氮添加缓解了水分不足、营养匮乏下的限制作用, 促进土壤中有有机物质的溶解, 提高了参与土壤碳矿化相关微生物的活性, CO<sub>2</sub> 排放通量与土壤酶活表现出显著正相关关系, 中期 CO<sub>2</sub> 累积排放通量达到了整个培养期间的 53.42%~60.59%。

表 3 CO<sub>2</sub> 累积排放通量与土壤指标的 Pearson 相关性分析

培养时间/d	指标	CO <sub>2</sub> 累积通量	DOC	MBC	脲酶	蔗糖酶	$\beta$ -葡萄糖苷酶
1	CO <sub>2</sub> 累积通量	1					
	DOC	0.017	1				
	MBC	-0.446*	0.000	1			
	脲酶	-0.319	-0.307	0.030 5	1		
	蔗糖酶	-0.275	-0.419	0.088		1	
	$\beta$ -葡萄糖苷酶	-0.229	-0.335	0.051	0.525*	0.458*	1
	CO <sub>2</sub> 累积通量	1					
45	DOC	-0.616*	1				
	MBC	-0.085	-0.106	1			
	脲酶	0.506*	-0.512*	0.278	1		
	蔗糖酶	0.705**	-0.487*	-0.310	0.507	1	
	$\beta$ -葡萄糖苷酶	0.359	-0.500*	0.399	0.614**	0.318	1
	CO <sub>2</sub> 累积通量	1					
	DOC	-0.820**	1				
90	MBC	0.049	-0.252	1			
	脲酶	-0.183	0.355	-0.044	1		
	蔗糖酶	0.133	-0.047	-0.191	0.057	1	
	$\beta$ -葡萄糖苷酶	-0.027	0.036	0.126	0.414	0.570*	1

注:①表中数值为 Pearson 相关系数, 记为 R; ②\* 表示在置信度(单侧)为 0.05 时, 相关性显著 \*\* 表示在置信度(单侧)为 0.01 时, 相关性极显著。

## 3 讨论

### 3.1 土壤有机碳矿化

在培养初期, N<sub>0.4</sub>, N<sub>0.8</sub> 高氮添加处理下的 CO<sub>2</sub> 排放通量高于 N<sub>0</sub>, N<sub>0.2</sub> 低氮添加下的 CO<sub>2</sub> 排放通量, 但是随着培养时间的延长, 氮素添加反而抑制了土壤有机碳矿化过程, 这是由于在初期, 土壤中碳源充足, 且研究区土壤原始含氮量较低, 易氧化分解的物质受氮素限制<sup>[19]</sup>, 所以当外加氮源后, 提高了原本受氮素限制的微生物活性及其相关酶活<sup>[20-21]</sup>, 表现为氮添加促进土壤有机碳矿化过程。随着培养的进行, 土壤中可利用碳源的降低, 且有研究表明, 高氮添加增加了有机物的芳香性和复杂性<sup>[22]</sup>, 导致微生物碳源受限制; 此外, 氮添加增加了土壤氮的有效性, 增加了离子强度并降低了土壤 pH 值<sup>[23]</sup>, 降低了土壤酶活性, 表现

为累积 CO<sub>2</sub> 排放通量的降低。

在培养初期, 水氮交互作用对土壤碳矿化有显著影响, 在中期和末期, 随着水分含量的增加可以有效减缓高氮添加对土壤碳矿化的抑制作用。这是由于水分对土壤有机碳矿化的影响主要是通过改变土壤通透性来实现, 土壤碳矿化作用是一个需氧过程, 在接近土壤原始水分条件下(本研究区为 45% WHC), 高氮对土壤微生物量、土壤酶活等的抑制作用更容易表现出来。也就是说, 当水分条件不是土壤碳矿化作用的限值因素时, 其他影响土壤碳矿化作用的因素才容易表现出来, 这与其他研究结果一致<sup>[19, 24]</sup>。当水分过高时, 土壤处于厌氧环境, 土壤含氧量成为土壤碳矿化过程的主要调控因子, 高氮添加的抑制作用受阻, 对外表现为高水分添加减缓了高氮添加对土壤有机碳矿化的抑制作用。以上结果说明, 土壤碳矿化过程

对水分添加的响应更敏感,氮添加对土壤碳矿化作用的影响依赖于水分添加。

### 3.2 土壤溶解性有机碳

土壤 DOC 含量与土壤有机碳矿化相关<sup>[25-26]</sup>,容易受土壤理化性质影响,如土壤水分、pH 值、温度等。在适宜的水分添加会加速土壤中可溶性有机物质的溶解,并且研究表明土壤中的团聚体在高土壤含水量状态下发生裂解释放出被矿质土壤吸附的有机物质<sup>[27]</sup>,此外,DOC 是土壤微生物容易利用的碳源,在高水分条件下微生物活性降低,利用 DOC 能力下降,这也就解释了本次研究中 90% WHC 下 DOC 含量高于其余 3 个水分下 DOC 含量。本研究表明,与培养第 1 d 未添加氮的土壤 DOC 含量相比,在不同时期里,不同氮量添加后土壤 DOC 含量均上升,这是由于本研究中的土壤原始含氮量较低,低氮添加加速了土壤腐殖化进程<sup>[28]</sup>,也促进了土壤中的根系分泌物如碳水化合物、氨基酸等和微生物的代谢产物的降解作用,从而使得土壤中的 DOC 含量有所增加;高氮添加抑制木质素降解真菌的活性,增加水溶性产物的释放<sup>[29]</sup>,且高氮刺激一些木质纤维素放线菌的活性,其代谢产生可溶性多酚<sup>[30]</sup>,增加土壤 DOC 含量。

在培养中、后期,土壤碳矿化与土壤 DOC 含量呈显著负相关关系,这可能与土壤水分的影响以及土壤性质改变有关。高水分条件下,土壤通透性下降,氮添加造成土壤 pH 降低,这些都影响土壤酶活、土壤微生物数量、活性等;此外,也说明虽然水氮添加后土壤 DOC 含量上升,但微生物可利用的 DOC 却减少,例如上述提到的多酚类物质。

### 3.3 土壤微生物量碳、氮

土壤微生物量碳、氮可以表征土壤微生物<sup>[31]</sup>,适宜的水氮添加(45% WHC + N<sub>0.2</sub>)可以促进土壤中微生物量碳、氮的含量上升,这是由于本研究中的土壤样品来源于水分和土壤氮含量受限区,水分和氮素添加后缓解了这种限制,土壤微生物活性和含量上升。但是在高水分添加处理与高施氮处理下土壤微生物量碳、氮含量呈下降趋势,这与 Zhang 等<sup>[32]</sup>研究的氮沉降对全球土壤微生物的负效应中结果一致。土壤 MBC, MBN 含量的降低可能与土壤理化性质的改变有明显关系。在高施氮处理下,土壤理化性质的改变,例如产生的 NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 对微生物有毒害作用<sup>[33]</sup>,以及土壤团聚体受到破坏<sup>[34]</sup>,土壤环境不适合微生物生长,从而导致微生物量下降。此外,水氮添加对土壤 pH 值有影响,高氮添加使土壤生态系统不能通过自身的调节功能进行调节,造成 pH 值下降,进而可能会使土壤中铝离子的溶解度上升,进而对微生物的毒

害作用也上升,造成土壤微生物碳、氮含量的下降。

### 3.4 土壤酶活性

本次研究中的土壤采自受水分和氮素含量限制的区域,适宜的水分条件下(干旱地为 45%~75%)进行低氮添加提高了土壤脲酶活性。这是由于水氮添加缓解了水分不足、营养匮乏下的限制作用,促进土壤中有有机物质的溶解,提高了参与土壤碳矿化相关微生物的活性,酶活性也随之增加。且施氮肥为土壤脲酶的酶促反应提供了大量的基质,刺激了土壤脲酶活性<sup>[35]</sup>,这也就解释了与土壤原始含氮量相比,一定程度的氮肥添加可以提高脲酶活性。在培养的中、后期,随着水分含量的增加,蔗糖酶活性呈降低趋势,这说明当土壤水分含量较高时,土壤通透性降低导致孔隙度下降而抑制了土壤蔗糖酶活性,与脲酶相比,蔗糖酶对水分添加的响应更加敏感。总的来说,适宜的水氮添加下,土壤酶活性呈增强趋势,这是由于水分可以促进氮素有效性。特别是在高寒草原地区,水氮是重要的限值因素,适宜的添加,提高了微生物活性及酶活。当土壤水分含量超过田间最大持水量的 75%,通透性下降,且高氮添加土壤中氮达到饱和后,盐基离子损耗,土壤酸化<sup>[23]</sup>,从而降低了酶活性。

## 4 结论

(1) 在 45%~75% WHC 水分条件下,低氮添加(<0.4 mg/g)(以 N 计)促进了微生物对碳底物的代谢活性和利用,提高了土壤的碳矿化能力。45% WHC 条件下高氮添加(>0.8 mg/g)抑制土壤有机碳矿化过程。

(2) 土壤碳矿化受水分调控更加敏感。水氮存在交互作用,氮添加对土壤碳矿化作用的影响依赖于水分添加,高水分处理(>90% WHC)可以缓解高氮添加对土壤碳矿化的抑制作用。

(3) 研究区土壤碳矿化的最适水分条件为 60% WHC,最适氮添加量为 0.2 mg/g(以 N 计),水分含量与氮添加阈值分别为 75% WHC 与 0.4 mg/g,超过阈值便会抑制土壤碳矿化。

### [参 考 文 献]

- [1] 杨红飞,穆少杰,孙成明,等. 草地生态系统土壤有机碳估算研究综述[J]. 中国草地学报,2011,33(5):107-114.
- [2] Landman W. Climate change 2007: the physical science basis[J]. South African Geographical Journal, 2010, 92(1):86-87.
- [3] 谢迎新,张淑利,冯伟,等. 大气氮素沉降研究进展[J]. 中国生态农业学报,2010,18(4):897-904.
- [4] Zhang Xiaolin, Tan Yulian, Zhang Bingwei, et al. The

- impacts of precipitation increase and nitrogen addition on soil respiration in a semiarid temperate steppe[J]. *Ecosphere*, 2017,8(1):e01655.
- [5] Gilliam F S, McCulley R L, Nelson J A. Spatial variability in soil microbial communities in a nitrogen-saturated hardwood forest watershed[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2011,75(1):280.
- [6] Gao Qiang, Hasselquist N J, Palmroth S, et al. Short-term response of soil respiration to nitrogen fertilization in a subtropical evergreen forest[J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2014,76:297-300.
- [7] Wang Yongsheng, Cheng Shulan, Fang Huajun, et al. Contrasting effects of ammonium and nitrate inputs on soil CO<sub>2</sub> emission in a subtropical coniferous plantation of southern China[J]. *Biology and Fertility of Soils*, 2015, 51(7):815-825.
- [8] 金孙梅,王英,侯光良,等. 基于孢粉数据的全新世青藏高原降水定量重建[J]. *水土保持通报*, 2018,38(6):169-176.
- [9] Galloway J N, Dentener F J, Capone D G, et al. Nitrogen cycles: past, present, and future[J]. *Biogeochemistry*, 2004,70(2):153-226.
- [10] 赵雪雁,张钦,王亚茹,等. 近 55 a 来青藏高原东部气候演变特征[J]. *干旱区研究*, 2015,32(6):1088-1096.
- [11] 徐丽,于书霞,何念鹏,等. 青藏高原高寒草地土壤碳矿化及其温度敏感性[J]. *植物生态学报*, 2013,37(11):988-997.
- [12] 吴建波,王小丹. 围封年限对藏北退化高寒草原植物群落特征和生物量的影响[J]. *草地学报*, 2017,25(2):261-266.
- [13] 赵景学,陈晓鹏,曲广鹏,等. 藏北高寒植被地上生物量与土壤环境因子的关系[J]. *中国草地学报*, 2011,33(1):59-64.
- [14] 郝瑞军,李忠佩,车玉萍. 水分状况对水稻土有机碳矿化动态的影响[J]. *土壤*, 2006,38(6):750-754.
- [15] 吴金水. 土壤微生物生物量测定方法及其应用[M]. 北京:气象出版社,2006.
- [16] 陈榛惋. 转基因棉花的 Bt 毒素在土壤中的分布及对土壤酶活性的影响[D]. 武汉,华中农业大学,2008.
- [17] 李平,郎漫,李煜姗,等. 不同施肥处理对黑土硝化作用和矿化作用的影响[J]. *农业环境科学学报*, 2015,34(7):1326-1332.
- [18] 王丹,吕瑜良,徐丽,等. 植被类型变化对长白山森林土壤碳矿化及其温度敏感性的影响[J]. *生态学报*, 2013, 33(19):6373-81.
- [19] 李伟,白娥,李善龙,等. 施氮和降水格局改变对土壤 CH<sub>4</sub> 和 CO<sub>2</sub> 通量的影响[J]. *生态学杂志*, 2013,32(8):1947-1958.
- [20] Henriksen T. Nitrogen availability effects on carbon mineralization, fungal and bacterial growth, and enzyme activities during decomposition of wheat straw in soil[J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 1999,31(8):1121-1134.
- [21] Carreiro M M, Sinsabaugh R L, Repert D A, et al. Microbial enzyme shifts explain litter decay responses to simulated nitrogen deposition[J]. *Ecology*, 2000, 81(9):2359.
- [22] Michel K, Matzner E, Dignac M F, et al. Properties of dissolved organic matter related to soil organic matter quality and nitrogen additions in Norway spruce forest floors[J]. *Geoderma*, 2006,130(3/4):250-264.
- [23] Hagedorn F, Blaser P, Siegwolf R. Elevated atmospheric CO<sub>2</sub> and increased N deposition effects on dissolved organic carbon: clues from δ<sup>13</sup> C signature[J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2002,34(3):355-366.
- [24] 李银坤,陈敏鹏,梅旭荣,等. 土壤水分和氮添加对华北平原高产农田有机碳矿化的影响[J]. *生态学报*, 2014, 34(14):4037-4046.
- [25] 李永夫,姜培坤,刘娟,等. 施肥对毛竹林土壤水溶性有机碳氮与温室气体排放的影响[J]. *林业科学*, 2010,46(12):165-170.
- [26] 刘浩宇,巩晟萱,王兵,等. 阿尔泰山冷杉林下土壤有机碳矿化特征[J]. *水土保持通报*, 2016,36(1):327-331, 336.
- [27] 张梦瑶,王冬雪,高永恒. 高寒湿地水体溶解性碳氮磷对水位变化的响应[J]. *环境科学与技术*, 2017,40(12):25-31.
- [28] 朱培立,王志明,黄东迈,等. 无机氮对土壤中有有机碳矿化影响的探讨[J]. *土壤学报*, 2001,38(4):457-463.
- [29] DeForest J L, Zak D R, Pregitzer K S, et al. Atmospheric nitrate deposition and the microbial degradation of cellobiose and vanillin in a northern hardwood forest[J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2004,36(6):965-971.
- [30] Giroux H, Vidal P, Bouchard J, et al. Degradation of Kraft Indulin Lignin by *Streptomyces viridosporus* and *Streptomyces badius*[J]. *Applied and Environmental Microbiology*, 1988,54(12):3064-3070.
- [31] 赵彤,蒋跃利,闫浩,等. 黄土丘陵区不同坡向对土壤微生物生物量和可溶性有机碳的影响[J]. *环境科学*, 2013,34(8):3223-3230.
- [32] Zhang Tianan, Chen Y H, Ruan Honghua. Global negative effects of nitrogen deposition on soil microbes[J]. *The ISME Journal*, 2018,12(7):1817-1825.
- [33] 张成霞,南志标. 土壤微生物生物量的研究进展[J]. *草业科学*, 2010,27(6):50-57.
- [34] 徐阳春,沈其荣,冉炜. 长期免耕与施用有机肥对土壤微生物生物量碳、氮、磷的影响[J]. *土壤学报*, 2002,39(1):83-90.
- [35] 肖新,朱伟,肖靛,等. 适宜的水氮处理提高稻基农田土壤酶活性和土壤微生物量碳氮[J]. *农业工程学报*, 2013,29(21):91-8.