外源氮输入对黄河口碱蓬湿地土壤碳氮含量动态的影响

胡星云[1]，孙志高[1]，张党玉[1,2]，孙文广[3]，王 伟[4]，王苗苗[5]，陈冰冰[1]

(1. 福建师范大学地理研究所，湿润亚热带生态地理过程教育部重点实验室，福州 350007；
2. 山东省黄河三角洲生态环境重点实验室(滨州学院)，山东 滨州 256603；
3. 路易斯安那州立大学植物、环境与土壤科学系，美国 巴图鲁日 70803；
4. 鲁东大学地理与规划学院，山东 烟台 264025；5. 成都信息工程学院资源环境学院，成都 610225)

摘要：2014 年 4—11 月，选择黄河入海口北部滨岸高潮滩的碱蓬湿地为研究对象，基于野外原位氮输入模拟试验，研究了不同氮输入梯度下(N0，无氮输入；N1，低氮输入；N2，中氮输入；N3，高氮输入)湿地土壤碳氮含量动态特征及其差异。结果表明，不同氮输入处理下土壤的 SOC、TN、NH_4^+—N 和 NO_3^-—N 含量整体上均随着土层深度的增加而逐渐降低，各土层的 SOC 和 NO_3^-—N 含量在 N2 处理最高，而 TN 和 NH_4^+—N 含量在 N3 处理最高。尽管不同氮输入处理并未改变湿地土壤中 TN 和 NH_4^+—N 含量的动态变化模式，但随氮负荷增强二者含量均呈增加趋势。不同的氮输入处理明显改变了土壤中 SOC 和 NO_3^-—N 的动态变化模式，适量氮输入(N1 和 N2)明显提高了土壤中的 NO_3^-—N 含量，过量氮输入(N3)则不利于 NO_3^-—N 的累积；不同氮输入处理下(特别是 N2 和 N3 处理)湿地表层土壤(0—20 cm)的 SOC 含量在 7 月中旬后远大于 N0 处理($P<0.05$)，说明持续的氮输入可能不利于表层土壤中 SOC 的转化。研究发现，当未来黄河口湿地氮养分达到 N1 和 N2 水平时将有利于土壤氮矿化，而这将使得土壤氮养分的供给更为充足；但氮负荷持续增强可能使土壤表层的 SOC 转化受到抑制，而这将有助于提升土壤的储碳功能。

关键词：氮输入；碳氮；潮滩湿地；碱蓬；黄河口

中图分类号：Q948.1；X171　　**文献标识码**：A　　**文章编号**：1009-2242(2017)06-0204-08

DOI：10.13870/j.cnki.stbcxb.2017.06.033

Effects of Exogenous Nitrogen Input on the Dynamics of Soil Carbon and Nitrogen Contents in *Suaeda Salsa* Marshes of Yellow River Estuary, China

HU Xingyun[1], SUN Zhigao[1], ZHANG Dangyu[1,2], SUN Wenguang[3],
WANG Wei[4], WANG Miaomiao[5], CHEN Bingbing[1]

(1. *Institute of Geography, Key Laboratory of Humid Subtropical Eco-geographical Process (Fujian Normal University), Ministry of Education, Fujian Normal University, Fuzhou* 350007;
2. *Shandong Provincial Key aboratory of Eco-Environmental Science for Yellow River Delta (Binzhou University), Binzhou, Shandong* 256603; 3. *School of Plant, Environment and Soil Science, Louisiana State University, Baton Rouge, United States of America* 70803; 4. *Department of Geography and Planning, Ludong University, Yantai, Shandong* 264025; 5. *Department of Resources and Environment, College of Information and Engineering, Chengdu* 610225)

Abstract: The dynamic characteristics of soil carbon and nitrogen contents were investigated under four N treatments (N0, no N input treatment; N1, low N input treatment; N2, middle N input treatment; and N3, high N input treatment) in a *Suaeda salsa* marsh in the high tidal flat of the northern Yellow River estuary from April to November in 2014. Generally, the contents of SOC, TN, NH_4^+—N and NO_3^-—N under different N input treatments generally increased with increasing depth. Compared with other N input treatments, the highest contents of SOC and NO_3^-—N of each soil layer occurred under the N2 treatment and the highest contents of TN and NH_4^+—N of each soil layer occurred under the N3 treatment. Although the dynamics model of TN and NH_4^+—N contents in soil were not altered by different N input treatments,

收稿日期：2017-06-08
资助项目：国家自然科学基金面上项目(41371104)；山东省黄河三角洲生态环境重点实验室开放基金项目(2015KFJJ02)；福建省“闽江学者奖励计划”项目；福建师范大学地理科学学院研究生科研创新基金项目
第一作者：胡星云(1992—)，女，硕士研究生，主要从事河口湿地生物地球化学研究。E-mail：244932550@qq.com
通信作者：孙志高(1979—)，男，博士，研究员，博导，主要从事湿地生态与生物地球化学循环研究。E-mail：zhigaosun@163.com

they were increased with the increase of nitrogen loading. Different N input treatments could alter the dynamic change model of SOC and NO_3^-—N contents in soil. The appropriate input (N1 and N2) significantly increased the contents of NO_3^-—N in soil, while the excess N input (N3) was not benefit for the accumulation of NO_3^-—N. Furthermore, the surface soil (0—20 cm) from different N input (especially N2 and N3 treatments) showed a significantly higher SOC contents than those from N0 treatment ($P<0.05$) after mid-July, indicating that the continuous input of exogenous nitrogen may not be favorable to the chemical conversion of SOC in soil. This study suggest that wetland environment is conducive to soil nitrogen mineralization when the nutrient situation in *S. salsa* marsh reaches N1 and N2 level in the future, which in turn can improve the supply of soil nitrogen nutrients. This study also highlights the continuous input of nitrogen loading may inhibit the chemical conversion of SOC, which in turn can help to improve the carbon sink function of *S. Salsa* marsh.

Keywords: nitrogen input; carbon and nitrogen; tidal marsh; *Suaeda salsa*; Yellow River estuary

氮作为河口湿地营养水平的指示剂之一是最主要的限制性养分,其含量高低直接影响湿地系统的生产力[1]。有机碳是土壤碳库的重要组成部分,其不仅可为植物生长提供营养元素,而且还可维持土壤良好的物理结构,并对全球碳平衡产生重要影响[2]。氮输入增加作为当前重要的全球性环境问题可对湿地诸生态过程产生深刻影响[3],其通过显著影响土壤的碳氮比而在很大程度上影响土壤微生物活性和群落组成[4]、氮矿化和有机质分解[5]、土壤呼吸和温室气体释放[6]等碳氮循环关键过程。

黄河口湿地作为渤海与黄河河口相互作用而形成的重要湿地,承接着来自上游带来的大量含氮物质。近年来,黄河口营养盐入海通量已达 1.41×10^4～4.22×10^4 t,且一直保持在较高水平[3]。另外,黄河口地区的氮湿沉降量已从 1980 年的 1～2 g/(m^2 · a)增至现在的 3～4.5 g/(m^2 · a)[7],接近氮沉降临界负荷 4.0 g/(m^2 · a)[8]。当前,氮负荷增强已成为改变河口湿地最重要的因素之一,其对生态系统稳定与健康特别是对湿地碳氮循环的影响已成为当前研究的热点。碱蓬(*Suaeda salsa*)是黄河口最重要的盐生植被之一,是黄河三角洲丹顶鹤、白鹭和鸻形目鸟类等的主要栖息地,同时还具有维持湿地系统正常演替、防风固堤、调节气候等重要功能,其对环境变化具有重要指示作用。

当前,许多学者已在黄河口潮滩湿地土壤碳氮动态特征[9]、空间分异[10-11]、矿化作用和硝化—反硝化作用[12-13]以及温室气体释放[14-15]等方面开展了大量工作,而关于氮输入条件下潮滩湿地碳氮过程的研究已涉及 CH_4 产生潜力[14]和 N_2O 产生过程[16]等方面。整体而言,现有研究大多是基于野外原位采样或室内控制试验来实施,真正关于野外条件下持续氮输入模拟试验的相关研究还鲜有报道。为此,本研究选择黄河入海口北部滨岸高潮滩的碱蓬湿地为研究对象,基于野外原位氮输入模拟试验,研究了不同氮负荷强度下碱蓬湿地土壤碳氮含量动态特征及其差异。研究结果有助于揭示该区当前及未来持续氮负荷增强条件下潮滩湿地的碳氮循环关键过程,并可为退化湿地的恢复与保育提供重要科学依据。

1　研究区概况与研究方法

1.1　研究区概况

研究区位于山东黄河三角洲国家级自然保护区(37°40′—38°10′N,118°41′—119°16′E),保护区总面积 15.3 万 hm^2,其中陆地面积 8.27 万 hm^2,潮间带面积 3.83 万 hm^2,潮间带面积占保护区陆地面积的 46.25%。研究区年降水量 551.6 mm,年蒸发量 1 928.2 mm,年均温 12.1 ℃,无霜期 196 d,四季分明,雨热同期,属暖温带季风型大陆性气候。保护区的土壤类型主要为隐域性潮土和盐土,主要植被类型为碱蓬(*S. salsa*)、芦苇(*Phragmites australis*)、柽柳(*Tamatix chinensis*)、白茅(*Imperata cylindrica*)及罗布麻(*Apocynum venetum*)等。

1.2　研究方法

1.2.1　试验样地布设　选择今黄河入海口北部滨岸高潮滩的碱蓬湿地为研究对象,参照欧洲 NITREX 项目的设计,开展外源氮野外原位输入模拟试验。在碱蓬湿地试验区内布设相关装置通过人工喷氮方式模拟外源氮输入。试验设 N0[对照处理,无额外氮输入,其值为当前湿地实际氮输入量。结合该区现有资料,考虑陆源氮输入(2.5～3.5g N/(m^2 · a))和氮沉降(3～4.5 g N/(m^2 · a))的综合影响,将值确定为 6.0 g N/(m^2 · a)]、N1[低氮处理,1.5 N0(9.0 g N/(m^2 · a)),模拟湿地未来较低的外源氮增加量]、N2[中氮处理,2.0 N0(12.0 g N/(m^2 · a)),模拟湿地未来较高的外源氮增加量]和 N3[高氮处理,3.0 N0(18.0 g N/(m^2 · a)),模拟湿地未来更高的外源氮增加量]4 个处理,每个处理设 3 个样地(5 m×10 m)。试验于 2014 年 4—11 月进行,自 4 月下旬开始,每隔 20～30 天以 $CO(NH_2)_2$ 水溶液的形式对不同样地进行外源氮输入强度

的模拟。按照4种处理在不同阶段的氮输入要求，将$CO(NH_2)_2$溶解在20 L水中，通过预布设装置均匀喷洒入各样地。对照样地喷洒等量的水以减少因外加水造成对湿地生态过程的影响。

1.2.2 样品采集与测定 用土壤采样器在上述不同外源氮输入强度样地内分别逐月采集3个土壤柱样，柱样深度为40 cm(10 cm一层)。将采集的新鲜土样及时带回实验室后自然风干，去除杂物研磨过100目筛后装袋待测。地上生物量采用收获法，自5月份按照植物生长特点每隔20～30天左右采样一次。在不同氮处理样地内选取3～4个25 cm×25 cm的样方，沿地面剪下植物地上部分，带回实验室将其分离为茎和叶。地下生物量采用挖掘法，并在地上生物量测定样方内进行测定。采样时，将样方内0—40 cm的根挖出，放在细纱网袋中将泥土冲洗干净至无。所有植物样品置于80 ℃烘干箱中烘干至恒重后称量。

土壤全氮(TN)含量采用Vario EL型元素分析仪测定，采用苯磺酸进行误差测试(误差范围<0.3% abs)；铵态氮(NH_4^+—N)、硝态氮(NO_3^-—N)在用2 mol/L的KCL溶液浸提后通过连续流动分析仪(SKAL AR－SAN＋＋荷兰)测定(铵态氮标准物质：GSB 04—2832—2011a，标准曲线$R^2=0.999\ 4$；硝态氮标准物质：BWZ 6607—2016，标准曲线$R^2=0.999\ 2$)；土壤有机质采用水合热重铬酸钾氧化—比色法测定，采用麦卡希葡萄糖(M003267，HPLC)绘制标准曲线，$R^2=0.998$，再根据有机质与有机碳之间的转换系数(0.58)换算有机碳(SOC)含量[17]。

1.2.3 数据处理与统计 运用Origin软件对数据进行作图和计算，运用SPSS软件对不同氮输入处理间的TN、NH_4^+—N、NO_3^-—N、SOC和C/N(SOC与TN的比值)进行单因素方差分析，显著性水平设定为$\alpha=0.05$。

2 结果与分析

2.1 氮输入对湿地土壤SOC含量动态的影响

不同氮输入处理下湿地土壤的SOC含量整体上均呈现出相似变化特征，即不同土层的SOC含量在7月中旬前均呈波动降低变化($P>0.05$，图1)，之后又呈波动增加趋势($P<0.05$)。其中，表层土壤的SOC含量在7月中旬前以N0处理最高，之后N2和N3(特别是N2)处理的SOC含量明显高于N0和N1处理。10—20 cm土层的SOC含量在7月中旬前也是以N0处理最高，但之后N3处理下SOC含量的增加更为迅速；20—30 cm土层，不同处理下的SOC含量在7月中旬前相差不大，而在7月中旬后，N2处理下的SOC含量迅速增加后又降低，并于生长末期明显高于其他氮处理($P<0.05$)；30—40 cm土层的SOC含量整体以N0处理最高，且其值在9—11月间明显高于其他处理($P<0.05$)。整体而言，不同土层的SOC含量均以表层最高，而在其他土层较低且相差不大。另外，随氮输入量的增加，N2和N3处理下SOC含量的变异系数明显高于N0和N1处理(表1)。

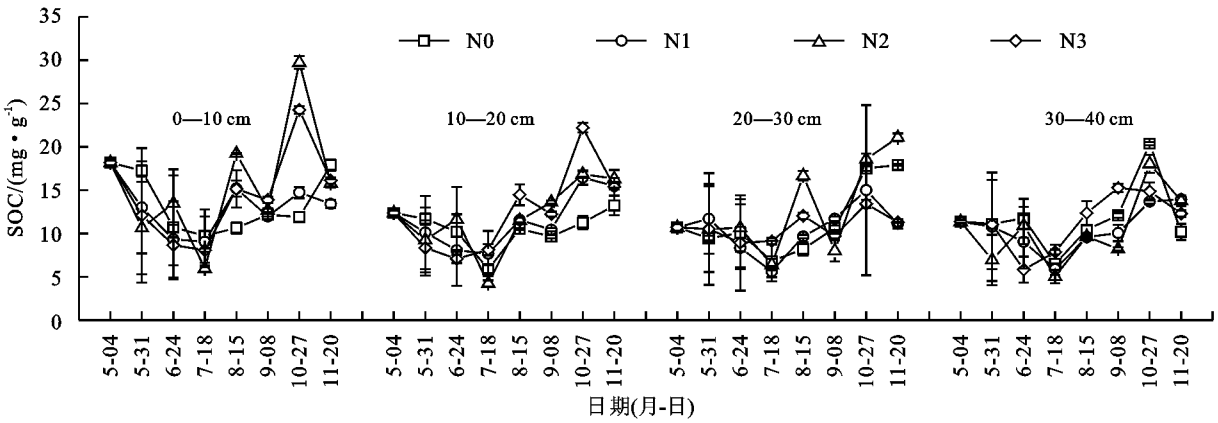

图1 不同氮输入处理下湿地土壤中SOC含量动态

2.2 氮输入对湿地土壤氮含量动态的影响

2.2.1 不同氮输入对TN含量的影响 不同氮输入处理下的湿地土壤TN含量均有明显的动态变化特征(图2)，整体以表层土壤最高且波动最大，而在30—40 cm土层最低且波动最小。具体而言，4种氮输入处理下表层土壤的TN含量在生长季整体均呈“W”型变化(N1和N2处理在5月的数值除外)，其值表现为N3>N2>N1>N0($P>0.05$)。不同的是，N0、N1和N2处理下表层土壤的TN含量在6月末迅速降至最低值，而N3处理下的相应数值则迅速增加至较高值，且与其他处理间存在显著差异($P<0.05$)。尽管10—20 cm土层的TN含量在不同氮输入处理间并无显著差异($P>0.05$)，但N2处理下土壤的TN含量在5月末明显高于其他氮输入处理，而在6月末和9月初则低于其他处理；20—30 cm土层，生长初期除N0处理下的TN含量呈小幅降低外，其他氮输入处理下的相应数值均呈增加趋势且存在显著差异($P<0.05$)，特别是N2处理下的TN含

量超过 N3 处理,达到最高值。之后,尽管不同氮输入处理下 20—30 cm 土层的 TN 含量均呈较大波动变化,但差异并不显著($P>0.05$)。与 0—30 cm 各土层相比,30—40 cm 土层的 TN 含量在不同氮输入处理下的季节变化不大且无明显差异($P<0.05$)。总之,生长季不同土层的 TN 平均含量均随氮输入量的增加而增加,并随土层深度的增加而降低(表 1)。另外,不同土层 TN 含量的季节变异均属于中等变异($10\%<CV<100\%$),且其季节变异系数整体均随氮输入量的增加而下降。

表 1　不同氮输入处理下湿地土壤 SOC、TN、NH_4^+—N 和 NO_3^-—N 平均含量及变异性

项目	土层深度/cm	氮输入类型 N0 含量/(mg·kg⁻¹)	N0 变异系数/%	N1 含量/(mg·kg⁻¹)	N1 变异系数/%	N2 含量/(mg·kg⁻¹)	N2 变异系数/%	N3 含量/(mg·kg⁻¹)	N3 变异系数/%
SOC	0—10	13.56±3.89	28.70	12.39±3.15	25.42	15.36±7.50	48.84	14.03±5.74	40.88
	10—20	10.59±2.26	21.34	11.40±3.74	32.83	11.92±4.43	37.22	12.55±5.25	41.87
	20—30	11.41±4.14	36.31	10.44±4.16	39.82	13.12±5.76	43.90	10.72±2.60	24.26
	30—40	11.72±3.87	33.05	10.42±3.32	31.85	10.36±4.36	42.12	11.36±3.69	32.50
TN	0—10	356.6±124.4	34.89	397.5±121.9	30.68	507.4±13.49	26.58	549.9±157.5	28.64
	10—20	321.9±110.5	34.31	349.4±116.9	33.47	369.4±121.2	32.80	420.2±106.4	25.31
	20—30	248.3±101.8	40.98	267.2±84.3	31.56	348.7±97.5	27.95	378.1±126.9	33.56
	30—40	218.1±91.96	42.17	246.2±71.1	28.87	260.8±72.3	27.74	277.9±81.1	29.16
NH_4^+—N	0—10	9.89±3.04	30.75	10.83±3.47	32.06	11.25±3.10	27.60	11.81±2.95	24.94
	10—20	9.53±3.03	31.75	10.15±2.97	29.26	9.45±2.99	31.58	10.32±2.93	28.39
	20—30	8.57±2.75	32.11	8.53±2.90	33.96	9.43±2.84	30.15	9.62±2.77	28.76
	30—40	7.57±2.70	35.69	8.13±2.77	34.01	8.70±2.72	31.31	8.28±2.75	33.24
NO_3^-—N	0—10	1.2±0.58	48.53	1.88±1.38	73.60	2.07±1.08	52.39	2.17±1.34	61.87
	10—20	0.93±0.26	27.58	1.11±0.52	46.86	1.13±0.43	38.44	1.04±0.37	35.43
	20—30	0.85±0.28	32.87	0.99±0.63	63.00	0.93±0.36	39.08	0.95±0.41	42.88
	30—40	0.87±0.43	49.20	1.05±0.65	61.47	1.08±0.30	27.38	0.91±0.32	35.01

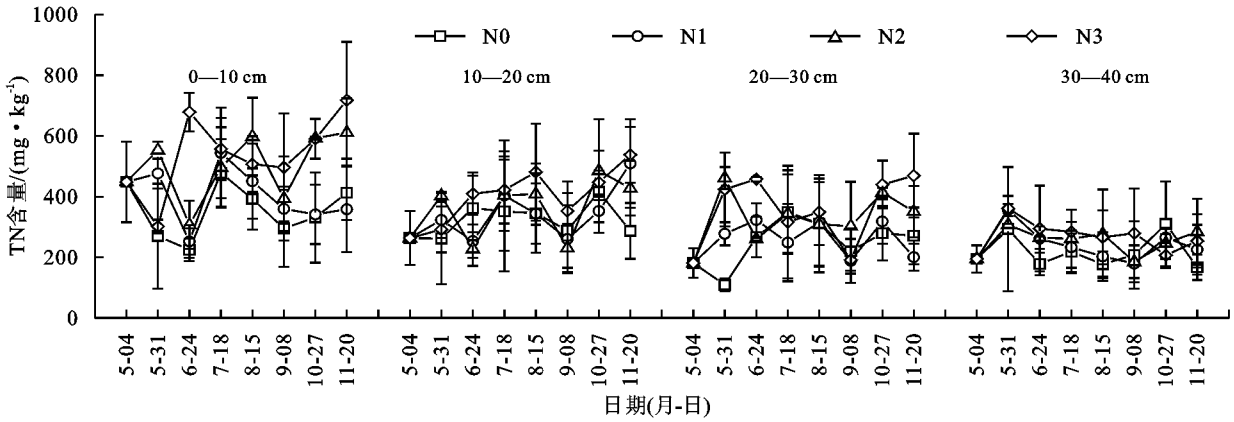

图 2　不同氮输入处理下湿地土壤 TN 含量动态

2.2.2　不同氮输入对 NH_4^+—N 含量的影响　不同氮输入处理下湿地土壤的 NH_4^+—N 含量在 7 月中旬前呈不同变化趋势($P<0.05$),而在 7 月中旬后则呈相似变化特征($P>0.05$,图 3)。总的来说,表层土壤 NH_4^+—N 含量的变化最为复杂,其在整体上以 N3 处理最高,N0 处理最低。除 N0 和 N1 处理下的 NH_4^+—N 含量在生长初期有所降低且与其他处理存在显著差异外($P<0.05$),4 种处理的 NH_4^+—N 含量在其他时期均呈波动增加趋势,其值于 7—8 月取得最高值后又整体降低。10—20 cm 土层的 NH_4^+—N 在不同氮输入处理下整体均呈波动上升趋势($P<0.05$),其在 8 月中旬达到最高值后又逐渐降低。比较而言,N2 处理下 10—20 cm 土层的 TN 含量和季节变异系数整体最低(表 1)。20—30 cm 和 30—40 cm 土层的 NH_4^+—N 含量季节变化模式相似。除 N0 处理外,其他 3 种处理的 NH_4^+—N 含量在生长初期均迅速增加($P<0.05$),且以 N3 处理下的增幅最大;生长旺期,不同处理下的 NH_4^+—N 含量均在 7 月中旬取得较低值后迅速增加,并于 8 月中旬达到最大值后又波动降低;生长末期,20—30 cm 土层的 NH_4^+—N 含量在 N1 处理下略有降低,而在其他处理下均出现小幅增加。除 N2 处理下 30—40 cm 土层的 NH_4^+—N 含量呈缓慢增加趋势外,其他处理下的 NH_4^+—N 含量均呈小幅降低趋势。此外,不同土层 NH_4^+—N 含量的季节变异均属于中等变异,且其季节变异系数整体均随氮输入量的增加而下降(表 1)。

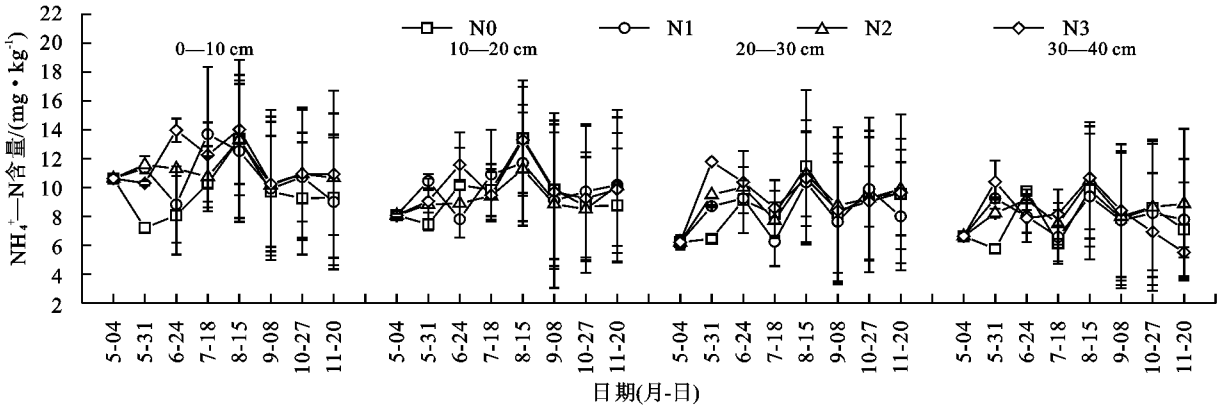

图 3 不同氮输入处理下湿地土壤中 NH_4^+—N 含量

2.2.3 不同氮输入对 NO_3^-—N 含量的影响 不同氮输入处理下湿地土壤的 NO_3^-—N 含量在不同土层呈现出不同动态变化模式(图 4)。其中,4 种处理下表层土壤的 NO_3^-—N 含量均在生长初期变化不大,而在生长旺期迅速增加并于 7—8 月取得最高值后又迅速降低,生长末期其值又呈增加趋势(N2 和 N3 处理下增幅明显)。不同的是,N1 处理下的 NO_3^-—N 含量较其他处理提前一个月达到最大值。另外,不同处理下表层土壤 NO_3^-—N 含量的季节变幅最大(表 1),且存在显著差异($P<0.05$)。尽管不同处理下其他土层的 NO_3^-—N 含量季节变幅不大($P>0.05$),但其值在 10 月下旬前整体均呈先增加后降低变化,而在生长末期,其值又出现小幅增加。方差分析表明,仅 N2 处理下 30—40 cm 土层的 NO_3^-—N 含量与其他处理间存在显著差异($P<0.05$)。比较而言,不同氮输入处理下各土层(特别是表层土壤)的 NO_3^-—N 含量整体均高于无氮处理,且在 8 月中旬之前整体以 N1 处理最高。就不同土层而言,N1 处理下各土层的 NO_3^-—N 含量变异系数均高于其他处理(表 1)。

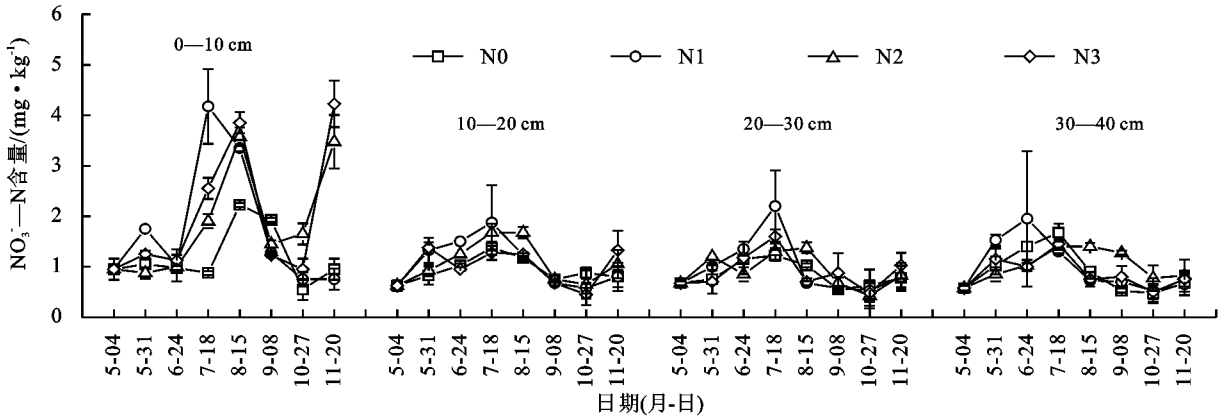

图 4 不同氮输入处理下湿地土壤中 NO_3^-—N 含量

3 讨论

3.1 氮输入对湿地土壤 SOC 含量及 C/N 变化的影响

已有研究表明,土壤中可利用性碳氮基质的数量是影响土壤 SOC 含量的主要因素[18]。河口湿地通常受氮养分限制,而氮输入量的高低显著影响湿地土壤中 SOC 的累积状况。本研究中,不同氮输入处理下土壤的 SOC 含量整体均随土层深度的增加而降低。由于碱蓬地上残体分解后的产物主要存留在地表,是表层土壤 SOC 的重要来源,而碱蓬根系(<20 cm)也由表层向深层递减,由此决定了 SOC 含量的垂直递减分布特征。本研究表明,不同氮输入处理下湿地土壤中 SOC 的动态变化规律整体较为相似。植被生长初期,不同土层(特别是表层)的 SOC 含量均较高,这与上一年度地表残体和地下根系分解导致有机质大量归还土壤有关;生长旺期(5—7 月),植物迅速生长导致对土壤中的养分需求增加,而此时土壤有机质伴随着环境温度升高而不断矿化出大量养分,由此导致其含量逐渐降低;生长末期,不同土层的 SOC 含量又开始波动上升,这与该时期枯体大量产生以及根系逐渐死亡导致分解归还土壤的有机质含量逐渐增加有关。研究还表明,尽管 7 月中旬前不同土层的 SOC含量在不同氮输入处理间并无明显差异($P>0.05$),但与对照处理(N0)相比,氮输入处理下土壤的 SOC 含量更低。原因在于氮输入增加了土壤的氮含量,提高了植被的初级生产力(图 5),而植物迅速生长需从土壤中吸收大量养分,由此导致氮输入处理下的土壤有机质和 SOC 含量较低(图 1)。另外,本研究中氮输入溶液为 NH_4^+—N 溶液,一方面

溶液中的 NH_4^+—N 会直接进入土壤,导致 NH_4^+ 的赋存量增加,进而会加速土壤 SOC 的分解[19];另一方面,较多的 NH_4^+—N 进入土壤使得 7 月中旬前土壤的 C/N 降低(图 6),较低的 C/N 可导致土壤 NH_4^+ 的释放增加[20]以及微生物活性的提高也会促使土壤中 SOC 的分解,从而导致输氮土壤的 SOC 低于无氮输入。与之不同,7 月中旬后不同土层的 SOC 含量尽管均呈波动增加趋势,但却存在显著差异($P<0.05$)。特别是在 0—10 cm 和 10—20 cm 土层中,其 SOC 含量均随氮负荷的增强而迅速增加且其值远大于 N0 处理,主要原因可能在于:一方面,可能与长期的氮输入抑制了 SOC 的矿化有关。李英臣等[4]对草甸湿地土壤的相关研究发现,氮输入可抑制 SOC 的矿化,因为输入的氮源不仅可与土壤中的木质素结合成更稳定的有机物[21],而且还可通过改变土壤微生物活性和群落组成来影响微生物的呼吸速率,进而对 SOC 的矿化产生抑制。亦有研究表明,高氮输入可抑制土壤木质素分解酶及其化学稳定性,从而抑制有机质的矿化分解[22]。另一方面,可能与 7 月中旬后植物残体产生量逐渐增加,残体分解归还浅层土壤的大量有机质有关。SOC 不是单纯的化合物,它包括植物、动物及微生物的遗体、排泄物、分泌物及其部分分解产物和土壤腐殖质。本研究中,由于碱蓬的地上生物量整体随氮负荷的增强而增加(图 5),故其产生的枯体也较 N0 处理高,由此导致 N1、N2 和 N3 处理下浅层土壤的 SOC 含量高于 N0 处理。与浅层土壤相比,不同氮输入处理下较深层土层的 SOC 含量在 7 月中旬后也呈波动增加趋势,且存在显著差异($P<0.05$)。不同的是,N3 处理下的 SOC 含量并未明显高于其他氮处理,反而 N0 和 N2 处理下的 SOC 含量整体上略高于 N3 处理,这可能与 7 月中旬后土壤表层中多余氮养分垂直淋失至深层土壤有关。本研究中,N3 处理下 20—40 cm 土层的 TN 含量明显高于其他氮处理(图 2)。由于氮含量增加的同时也导致了 N3 处理下的土壤 C/N 低于其他氮处理(图 6),而较低的 C/N 可提高 SOC 的矿化速率,由此导致 N3 处理下的 SOC 含量低于其他氮处理。与之相反,N0 处理下 20—40 cm 土层的 TN 含量最低(图 2),而较高的 C/N 导致 SOC 矿化缓慢,由此导致其 SOC 含量在生长末期较高。综上,不同氮输入处理改变了土壤 SOC 含量的动态特征,随着黄河口氮负荷的不断增强,当湿地养分达到本研究的 N1 和 N2 水平时,将有利于土壤氮的矿化,当氮养分持续增强时,表层土壤的 SOC 转化将受到抑制。然而,随着氮输入量的增加土壤氮和 SOC 的具体转化机制并不明确,还需加强各形态碳以及氮矿化速率和 N_2O 动态观测的研究。

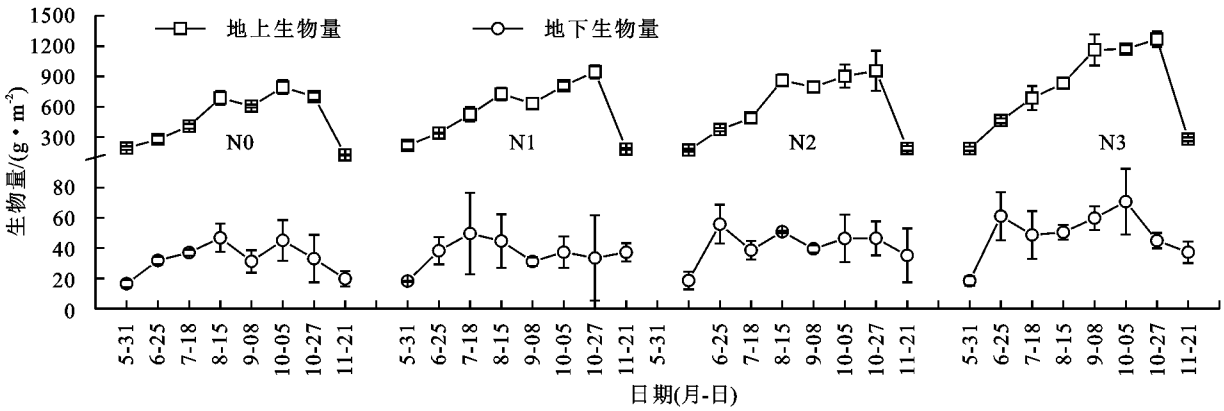

图 5　不同氮输入处理下碱蓬生物量动态变化

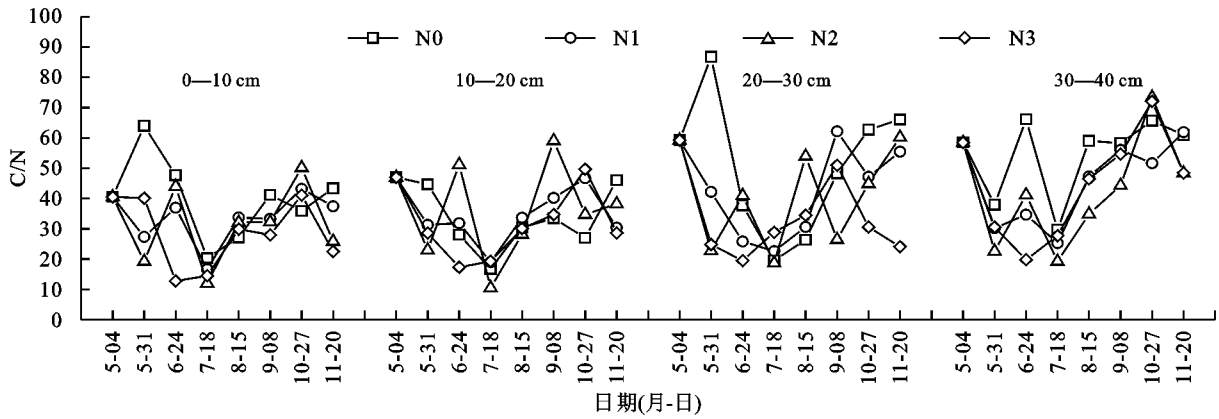

图 6　不同氮输入处理下湿地土壤 C/N 动态变化

3.2 氮输入对湿地土壤氮含量动态的影响

湿地土壤氮含量的动态变化特征不仅可反映出不同时期湿地土壤的养分供给状况及其可利用水平，而且还在一定程度上对湿地植物群落组成、湿地系统生产力以及湿地稳定与健康等产生深刻影响[23]。本研究表明，不同氮输入处理下湿地土壤的氮含量均具有明显的季节变化特征，而这主要与生长季内植被与土壤之间的养分供给关系密切相关。生长初期，植物生长需要大量的氮营养，此时N0处理下土壤的TN、NH_4^+—N和NO_3^-—N含量整体较低，而其他3种处理下的土壤由于外源氮来源丰富且有利于氮矿化作用的进行，由此导致其土壤中TN、NH_4^+—N和NO_3^-—N含量整体呈波动增加趋势(图2－4)。7—8月为黄河口的夏季，也是碱蓬的生长旺期(图5)，较为充沛的降水和较高的温度在很大程度上加速了土壤矿化作用的进行，从而使得这一时期土壤的NH_4^+—N和NO_3^-—N含量达到峰值(图3、图4)。同时，生长季较为充沛降水形成的厌氧环境也会使得土壤中的反硝化作用强烈。NO_3^-—N可经反硝化作用以气态形式大量损失，加之NO_3^-—N亦可随土壤水分淋失，由此导致该时期土壤中的NO_3^-—N含量明显降低(图4)。生长末期，土壤中的氮养分有所回升，特别是表层土壤的NO_3^-—N含量在N2和N3处理下增加迅速，原因可能在于：一方面，生长末期植物地上氮养分转移到地下根系，根系死亡后氮养分大量归还土壤；另一方面，由于生长末期植物枯体大量产生，枯体早期分解释放的氮养分亦可大量归还土壤。另外，适量外源氮输入在一定程度上可加快枯体的分解[24-25]，而分解释放的氮养分也可能被土壤表层残体和腐殖质所吸附[25]。本研究还表明，不同氮输入处理下土壤的TN、NH_4^+—N和NO_3^-—N含量整体上均随土层深度的增加而逐渐降低，原因主要有两方面：一是与土壤有机质的分布有关。由于本研究中的SOC是通过有机质含量乘以二者的转换系数计算而来，故二者的变化趋势一致。从图1可知，不同处理下土壤的SOC含量均随土壤深度的增加而降低，即有机质含量亦随土壤深度的增加而降低，而有机质是土壤中氮的重要来源[26]；二是与氮在土壤中的物理运移以及植物根系对氮养分的吸收利用有关。外源氮从地表进入深层土壤可因无机氮在土壤中的水平运移或垂直淋失能力的减弱而逐渐降低。另外，植物根系亦随土层深度的增加而减少，表层较多的根系可吸收并截留部分氮养分，也使得深层土壤的氮养分降低。尽管表层较多根系对氮养分的吸收量较高，但由于输入至表层土壤的外源氮量要高于根系的吸收量，使得表层土壤的氮养分依然充足。研究还发现，不同氮输入处理下各土层的TN和NH_4^+—N在N3处理下整体最高，原因与高氮输入为土壤提供了丰富的氮营养，而氮养分在满足植物吸收与利用后尚有较多残存有关。与之不同，N1(7月中旬前)和N2(7月中旬后)处理下的NO_3^-—N含量远大于N0和N3处理($P<0.05$)，说明一定量的氮输入促进了土壤中氮的转化，而过量的氮输入反而对其产生抑制作用。原因可能在于：首先，适量的氮输入促进了土壤有机氮的矿化作用，为土壤的硝化作用提供了更加充足的氮源，但过量氮输入则会增强NH_3挥发以及NO_2^-和NO_3^-的淋失，由此导致土壤中NO_3^-—N含量的降低[27-28]；其次，低氮和中氮输入处理可能会促进不同时期土壤的硝化作用。刘彩霞等[29]的研究发现，较低的氮输入可促进杉木林土壤中硝酸细菌数量的增长，而较高氮输入可导致土壤中大量氮累积，其游离出来的NH_4^+等物质会抑制硝化作用；方运霆等[30]的研究亦表明，中氮输入处理下马尾松林和混交林土壤中的NO_3^-—N含量明显增加，这是由于适量氮添加不仅直接增加了土壤有效氮水平，而且还增加了土壤和凋落物层的矿质氮含量，缓冲了硝化细菌、反硝化细菌与植物吸收的竞争，从而增强了土壤氮的硝化作用；最后，可能与植物的吸收与利用有关。本研究中，不同氮输入处理下植物的地上和地下生物量整体以N3最高(图5)，说明该处理下植物生长所需的氮养分可能也最高。由于植物在吸收NH_4^+—N的同时也吸收NO_3^-—N，而NO_3^-—N含量本身就远比NH_4^+—N低(图3、图4)，由此导致N3处理下土壤中的NO_3^-—N含量相对就更低。本研究还表明，N2处理下0—20 cm土层的TN含量在6月末和9月初均较其他处理低，而其他土层均以N0处理下最低，说明N2处理下土壤产生的有效氮可能更易被植物所吸收。另外，N2处理下0—20 cm土层的TN含量在生长末期增加迅速(略低于N3处理)，原因与我们之前对植物研究得出的N2处理下植物地上器官中的TN含量在生长末期迅速转移至根系从而使其根中的TN含量远高于其他处理有关[31]。由于碱蓬为一年生植物且根系主要分布于0—20 cm土层，故当N2处理下植物根系在生长末期死亡并被微生物分解后可释放出大量氮养分至表层土壤中，由此导致N2处理下表层土壤中的TN含量在生长末期出现较大幅度的增加。总而言之，尽管不同氮输入处理并未改变湿地土壤中TN和NH_4^+—N含量的动态变化模式，但随氮负荷的增强土壤中的TN、NH_4^+—N含量增加；而不同氮输入处理改变了湿地土壤中NO_3^-—N含量的动态变化模式，N1、N2处理明显提高了土壤中的NO_3^-—N含量，N3处理则不利于NO_3^-—N的累积。

4 结论

(1)不同氮输入处理改变了湿地土壤中SOC和NO_3^-—N含量的动态变化模式，适量氮输入(N1和

N2)明显提高了土壤的 NO_3^-—N 含量,过量氮输入(N3)则不利于 NO_3^-—N 的累积。

(2)尽管不同氮输入处理并未改变湿地土壤中 TN 和 NH_4^+—N 含量的动态变化模式,但随着氮负荷的增强二者含量均呈增加趋势。

(3)不同氮输入处理下湿地土壤中 SOC、TN、NH_4^+—N 和 NO_3^-－N 含量整体均随深度增加而降低;各土层的 SOC 和 NO_3^-—N 含量在 N2 处理最高,而 TN 和 NH_4^+—N 含量在 N3 处理最高。

(4)当未来黄河口湿地氮养分达到 N1 和 N2 水平时将有利于土壤氮矿化,而这将使得土壤氮养分的供给更为充足;但氮负荷持续增强可能使土壤表层的 SOC 转化受到抑制,而这将有助于提升土壤的储碳功能。

参考文献:

[1] Mistch W J, Gosselin J G. Wetlands[M]. New York: Van Nostrand Reinhold Company Inc.,1986:89-125.

[2] 曹丛丛,齐玉春,董云社,等.氮沉降对陆地生态系统关键有机碳组分的影响[J].草业学报,2014,23(2):323-332.

[3] Sun Z G, Sun W G, Tong C, et al. China's coastal wetlands: Conservation history, implementation efforts, existing issues and strategies for future improvement[J]. Environment International,2015,79(6):25-41.

[4] 李英臣,宋长春,侯翠翠,等.外源氮输入影响下沼泽化草甸湿地土壤有机碳矿化和 N_2O 排放动态研究[J].水土保持学报,2010,24(4):140-143.

[5] Santos F, Nadelhoffer K, Bird J A. Rapid fine root C and N mineralization in a northern temperate forest soil [J]. Biogeochemistry,2016,128(1/2):187-200.

[6] 牟晓杰.闽江河口湿地碳氮循环关键过程对氮输入的响应[D].长春:中国科学院研究生院(东北地理与农业生态研究所),2013.

[7] 逄超普,颜晓元.基于氮排放数据的中国大陆大气氮素湿沉降量估算[J].农业环境科学学报,2010,29(1):1606-1611.

[8] 段雷,郝吉明,谢绍东,等.用稳态法确定中国土壤的硫沉降和氮沉降临界负荷[J].环境科学,2002,23(2):7-12.

[9] 牟晓杰,孙志高,刘兴土.黄河口翅碱蓬湿地土壤氮的季节变化[J].干旱区资源与环境,2013,27(1):114-119.

[10] 董洪芳,于君宝,孙志高,等.黄河口滨岸潮滩湿地植物—土壤系统有机碳空间分布特征[J].环境科学,2010,31(6):1594-1599.

[11] 牟晓杰,孙志高,刘兴土.黄河口滨岸潮滩湿地土壤碳、氮的空间分异特征[J].地理科学,2012,32(12):1521-1529.

[12] 闫琴.黄河口湿地土壤氮素的季节动态变化及转化过程研究[D].山东青岛:中国海洋大学,2010.

[13] 牟晓杰,孙志高,刘兴土.黄河口典型潮滩湿地土壤净氮矿化与硝化作用[J].中国环境科学,2015,35(5):1466-1473.

[14] 姜欢欢,孙志高,王玲玲,等.黄河口潮滩湿地土壤甲烷产生潜力及其对有机物和氮输入响应的初步研究[J].湿地科学,2012,10(4):451-458.

[15] 孙文广.黄河口生态恢复工程对湿地氮循环关键过程的影响[D].山东烟台:中国科学院烟台海岸带研究所,2015.

[16] 孙志高,孙文广.黄河口不同恢复阶段湿地土壤 N_2O 产生过程对氮输入的响应[J].应用生态学报,2016,27(4):1135-1144.

[17] 鲁如坤.土壤农化分析方法[M].北京:中国农业科学技术出版社,2000.

[18] Weinraub M N, Schimel J P. Interaction between carbon and nitrogen mineralization and soil organic matter chemistry in arctic tundra soils[J]. Ecosytems,2003,6(2):129-143.

[19] 肖胜生.温带半干旱草地生态系统碳固定及土壤有机碳库对外源氮输入的响应[D].北京:中国科学院地理科学与资源研究所,2010.

[20] Andersson S, Nilsson S I, Saetre P. Leaching of dissolved organic carbon (DOC) and dissolved organic nitrogen (DON) in mor humus as affected by temperature and pH[J]. Soil Biology & Biochemistry,2000,32(1):1-10.

[21] Agren G, Bosatta E, Magill A H. Combining theory and experiment to understand effects of inorganic nitrogen on litter decomposition[J]. Oecologia, 2001, 128(3):94-98.

[22] 刘德燕,宋长春.外源氮输入对土壤有机碳矿化和凋落物分解的影响[J].土壤通报,2008,39(3):675-679.

[23] 孙志高,刘景双,牟晓杰.三江平原小叶章湿地土壤中硝态氮和铵态氮含量的季节变化特征[J].农业系统科学与综合研究,2010,26(3):277-282.

[24] 邓小文,张岩,韩士杰,等.外源氮输入对长白山红松凋落物早期分解的影响[J].北京林业大学学报,2007,29(6):16-22.

[25] 刘德燕,宋长春.外源氮输入对沼泽湿地小叶章枯落物性质及其早期分解的影响[J].湿地科学,2008,6(2):235-241.

[26] 孙志高,刘景双.三江平原典型小叶樟湿地土壤氮的垂直分布特征[J].土壤通报,2009,4040(6):1342-1348.

[27] 甘建民,孟盈,郑征,等.施肥对热带雨林下种植砂仁土壤氮矿化和硝化作用的影响[J].农业环境科学学报,2003,22(2):174-177.

[28] 马红亮,王杰,高人,等.施用铵态氮对森林土壤硝态氮和铵态氮的影响[J].土壤,2011,43(6):910-916.

[29] 刘彩霞,焦如珍,董玉红,等.模拟氮沉降对杉木林土壤氮循环相关微生物的影响[J].林业科学,2015,51(4):96-102.

[30] 方运霆,莫江明,周国逸,等.南亚热带森林土壤有效氮含量及其对模拟氮沉降增加的初期响应[J].生态学报,2004,24(11):2353-2359.

[31] 胡星云,孙志高,孙文广,等.黄河口新生湿地碱蓬生物量及氮累积与分配对外源氮输入的响应[J].生态学报,2017,37(1):226-237.