

DOI: 10.11766/trxb201404090159

氮素富集对青藏高原高寒草甸土壤有机碳 迁移和累积过程的影响*

李林森¹ 程淑兰^{1†} 方华军² 于贵瑞² 徐敏杰¹ 王永生²
党旭升² 李英年³

(1 中国科学院大学资源与环境学院,北京 100049)

(2 中国科学院地理科学与资源研究所,生态系统观测与模拟重点实验室,北京 100101)

(3 中国科学院西北高原生物研究所,西宁 810001)

摘要 为深入揭示陆地生态系统碳固定对大气氮沉降增加的响应机理,基于海北高寒草甸多形态(NH_4Cl 、 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 、 KNO_3)、低剂量($\text{N} 0, 10, 20, 40 \text{ kg hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$)的增氮控制试验平台,采集各处理水平下不同深度土壤样品,利用颗粒分组法分离测定总土壤有机碳(SOC)以及各粒径组分的碳含量和 $\delta^{13}\text{C}$ 值。研究结果表明:低氮显著增加了土壤粗颗粒态有机碳(MacroPOC)和矿质结合态有机碳(MAOC)的含量,而高氮处理正好相反。施氮一致降低土壤细颗粒态有机碳(MicroPOC)含量。此外,添加硝态氮肥对SOC各组分含量和 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响显著高于铵态氮肥。总体而言,低氮导致地表30 cm层SOC储量增加了4.5%,而中氮和高氮导致SOC储量分别下降了5.4%和8.8%。低氮处理时新增的碳以MacroPOC为主,而高氮处理时损失的碳主要是MicroPOC。连续5 a施氮促进了颗粒态有机碳(POC)组分的分解,进而导致SOC稳定组分的比例增加。可以认为,大气氮沉降或低剂量施氮($10 \text{ kg hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$)短期内有利于青藏高原高寒草甸土壤碳截留,硝态氮较铵态氮输入对土壤碳储量增加更为有益。

关键词 氮沉降;颗粒有机质;土壤有机质稳定性;稳定性碳同位素丰度;高寒草甸

中图分类号 S154 文献标识码 A

近年来,通过大气氮沉降进入生态系统的氮素大幅度增加,倾向于增加生态系统的初级生产力^[1]。陆地生态系统碳循环作为全球碳循环的重要组成部分,显著影响和制约着全球的碳平衡。当前全球碳循环的一个关键科学问题是已知碳源和碳汇并不平衡,有关“漏失碳汇”(Missing carbon sink)的分布和驱动机制至今尚不清楚,一般认为“漏失碳汇”最有可能存在于陆地生态系统中^[2]。大气氮沉降增加可以促进植物光合作用和增加陆地生态系统生产力^[3],被认为是解释碳失汇的重要驱动机制之一^[4]。虽然总体上大气氮沉降能够促进陆地生态系统碳固定,但是不同生态系统的氮促碳汇效应差异很大,包括增加碳汇、促进碳排放和无显著影响等多种研究结论^[5-7]。而且,关于氮沉

降引起陆地生态系统碳固定的估算介于 $60 \sim 200 \text{ kg kg}^{-1} \text{ N}$ 之间,存在很大的不确定性^[5,7-8]。因此,有必要深入研究大气氮沉降对不同陆地生态系统碳储量动态的影响。

土壤有机碳(SOC)库是陆地生态系统中活动性最强、储量最大的碳库。氮素输入通过影响地上凋落物输入和土壤微生物分解代谢活动来影响SOC的积累与消耗。该影响极其复杂,其净效应取决于生态系统类型、土壤有效氮状态、施氮类型与持续时间等多个因素^[9]。就不同的生态系统而言,外源性氮素输入可以增加、降低或不改变SOC含量^[10-12]。与总SOC相比,活性SOC更易受到氮沉降输入的影响^[13-14]。物理分组方法由于不破坏SOC的结构,常被用于探讨不同周转速率的有机碳

* 农业部农业环境与气候变化重点开放实验室开放基金、中国科学院知识创新工程重要方向项目(Y225017EA2)和中国科学院地理科学与资源研究所“秉维”优秀青年人才基金(2011RC202)资助

† 通讯作者, E-mail: slcheng@ucas.ac.cn

作者简介: 李林森(1990—),男,山东济宁人,硕士研究生,主要研究方向:土壤碳氮循环。E-mail: 569941018@qq.com

收稿日期: 2014-04-09; 收到修改稿日期: 2014-06-26

http://pedologica.issas.ac.cn

组分动态,能够深入认识施氮条件下 SOC 的周转过程^[15]。基于颗粒分组方法,总 SOC 可被分离为粗颗粒态有机碳(MacroPOC, > 250 μm),细颗粒态有机碳(MicroPOC, 53 ~ 250 μm)和矿质结合态有机碳(MAOC, < 53 μm)。其中 MacroPOC 和 MicroPOC 之和称之为颗粒态有机碳(POC),对环境变化和人为干扰响应非常敏感。尽管施氮对 SOC 及其不同组分的影响在农田土壤中研究较多,但是对于受氮限制的高寒草甸生态系统该方面的研究信息却极其缺乏^[10]。

稳定性碳同位素自然丰度($\delta^{13}\text{C}$)涵盖了碳循环过程的多方面信息,能够跟踪土壤中碳的迁移、转化和累积过程,一直是土壤有机质(SOM)动力学研究的主要手段之一^[16]。在 C_3 植物为主的生态系统中,粗粒径、低密度的 SOM 主要来源于新近输入的植物残体碎屑, ^{13}C 比较贫化^[17-18];相反,细粒径、高密度的 SOM 组分主要与黏土矿物结合,分解时间较长, ^{13}C 较为富集^[19]。此外,根据稳定性碳同位素分馏理论,土壤呼吸排放的 CO_2 较其底物(SOC) ^{13}C 更加贫化^[17]。因此,我们的工作假设是:氮沉降增加植物生物量, ^{13}C 贫化的植物碎屑增加导致粗粒径 SOC 组分含量增加以及 $\delta^{13}\text{C}$ 降低,同时氮沉降会促进微生物活性,增加 ^{13}C 贫化的 CO_2 排放,导致 SOC 含量下降以及 $\delta^{13}\text{C}$ 富集。

青藏高原高寒草甸是典型的受氮限制的生态系统,面积为 $51.7 \times 10^4 \text{ km}^2$,约占全区草地面积的 35%^[20]。1 m 深土壤碳储量为 4.68 Pg,约占全国土壤碳储量的 1/20,在区域碳循环和碳平衡中具有举足轻重的作用^[20]。受人类活动和自然环境的影响,青藏高原大气氮素沉降量十分明显($8.7 \sim 13.8 \text{ kg hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$)^[21],潜在地影响着高寒草甸生态系统的功能。前期研究表明,外源性氮输入会显著改变高寒草甸植物与微生物的氮素利用格局,促进土壤微生物活性,增加土壤 CO_2 排放量^[22-23]。本研究的主要目的是:(1)明确施氮剂量和施氮类型对 SOC 以及不同粒径组分碳含量及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响;(2)量化氮素富集条件下 SOC 各组分变化对总 SOC 含量变化的相对贡献。通过上述研究,期望能够深入理解氮沉降输入对 SOC 储量及其稳定性的影响机理。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于中国科学院海北高寒草甸生态系

统定位站($37^\circ 37' \text{ N}$, $101^\circ 19' \text{ E}$)。地势平坦开阔,平均海拔 3 220 m。研究区属于高原大陆性气候,暖季凉爽多雨,冷季寒冷干燥;年均温为 -1.7°C ,最高温(7月)和最低温(1月)分别为 9.8°C 和 -14.8°C ;年均降水量为 580 mm,约 80% 集中在生长季(5月—9月)。试验地植被为矮嵩草草甸,优势种主要为垂穗披碱草(*Elymus nutans*)和异针茅(*Stipa aliena*),其次为麻花苻(*Gentiana straminea*)、甘肃棘豆(*Oxytropis kansuensis*)和紫羊茅(*Festuca rubra*)^[24]。研究区受放牧影响较小,植被覆盖率在 90%~95% 之间^[25]。样地土壤为草毡寒冻维形土(Gelic Cambisol),发育年轻,土层浅薄,土壤呈微碱性,有机质含量较高^[24]。

1.2 试验设计

为了尽可能真实地模拟大气主要沉降离子(NH_4^+ 、 NO_3^- 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 K^+)的输入,参照青藏高原北站实际大气氮沉降通量($8.7 \sim 13.8 \text{ kg hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$),于 2007 年 5 月设置 NH_4Cl 、 KNO_3 、 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 三种氮肥类型和低氮(Low N, $10 \text{ kg hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$)、中氮(Medium N, $20 \text{ kg hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$)、高氮(High N, $40 \text{ kg hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$)三种施氮剂量的处理试验,分别模拟未来大气氮沉降增加 1 倍、2 倍和 4 倍情景下,高寒草甸生态系统碳氮循环关键过程的变化。每个氮处理下设置一个对照(Control, $0 \text{ kg hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$)以消除环境异质性的影响。样方规格为 $3 \text{ m} \times 3 \text{ m}$,每个样方间隔为 2 m,每个处理 3 次重复,共 36 个样方。于每月月初将氮肥溶于 10 L 水中,用喷雾器均匀喷洒于各样方内,每月施氮量为该样方年施氮量的 1/12。对照样方则喷洒相同数量的水,以消除处理间因增水产生的影响。试验样地为冬季牧场,生长季(5月—9月)不放牧^[23]。

1.3 土壤采集与粒径分组

研究区土壤无明显凋落物层,腐殖质层(A层)平均厚度约为 10 cm。2011 年 9 月,利用土钻(直径为 2.5 cm)沿每个样方对角线以 10 cm 间隔分层采集土壤样品,采样深度至 30 cm;同一土层样品均匀混合,共采集了 108 份土样。土样采集后,立即过 2 mm 筛去除土壤中砾石和植物根系,风干待测。

利用改进的湿筛法将原状土壤分离为三个粒级组分^[15]:称取 50 g 风干土于 250 ml 塑料瓶中,加入 1% 的六偏磷酸钠溶液 100 ml 密封,在回旋式振荡器上以 200 r min^{-1} 振荡 24 h。然后将土壤和分散液全部置于 53 μm 和 250 μm 套筛上,用细水流冲洗样品至沥滤液澄清为止。转移筛上土壤颗粒至

<http://pedologica.issas.ac.cn>

预先称重的烧杯中,于 60℃ 下烘干后称重。

1.4 土壤碳浓度及其 $\delta^{13}\text{C}$ 测定

全土以及不同粒径组分样品利用元素分析仪 (Flash EA1112, ThermoFinnigan, 意大利) 和稳定性同位素质谱仪 (Finnigan MAT-253, Thermo Electron, 德国) 联机系统测定有机碳浓度 (%) 和 $\delta^{13}\text{C}$ (‰) 值。各粒径组分碳含量 (g kg^{-1}) 根据碳浓度与其所占的质量百分比进行计算^[20]。

1.5 数据处理

利用三因素方差分析检验施氮剂量、施氮类型和土层对全土、三个粒径组分的 SOC 含量和 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响,利用 Tukey's HSD 进行不同处理间均值的多重比较。采用多元逐步回归方法分析全土 SOC 含量的净变化 (ΔSOC) 与三种粒径组分 SOC 含量的净变化 ($\Delta\text{SOC fractions}$) 之间的关系,同时探讨两者 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化之间的内在联系。利用 SPSS 16.0 软件进行统计分析,利用 SigmaPlot 10.0 软件进行绘图,显著性水平设置为 0.05。

2 结 果

2.1 不同粒径组分 SOC 含量

对照处理中,各粒径组分 SOC 含量随土层深度的增加而降低(图 1 和表 1)。0~10 cm 层土壤 MacroPOC、MicroPOC 和 MAOC 的平均含量分别为 13.6 g kg^{-1} 、 18.8 g kg^{-1} 和 15.6 g kg^{-1} 。土壤 POC 含量占总 SOC 的 67.1%,而在 10~20 和 20~30 cm 土层该比例分别为 53.2% 和 43.5%。

连续施氮 5 a 只显著改变 0~20 cm 土壤碳含量(图 1)。与对照相比,低氮显著增加了 0~20 cm 表层土壤 MacroPOC 含量,而高氮显著降低了 0~10 cm 层土壤 MacroPOC 含量(图 1a)。施氮一致降低土壤 MicroPOC 含量,并且降低幅度随着施氮剂量的增加而增加,高氮处理导致 MicroPOC 含量显著降低了 36.3%(图 1c)。施氮剂量对 MAOC 的影响与 MacroPOC 相似(图 1e)。施氮类型对 SOC 各组分含量影响不一致,施加 KNO_3 肥显著降低了 0~10 cm 层土壤 MacroPOC 和 MicroPOC 含量,却增加了 MAOC 含量(图 1b,图 1d 和图 1f)。然而,施加铵态氮肥(包括 NH_4Cl 和 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$) 并没有显著改变三个粒径组分 SOC 含量(图 1b,图 1d 和图 1f)。

2.2 SOC 含量和 POC/MAOC 比值

对照处理 0~10 和 20~30 cm 土层总 SOC 含量分别为 48.3 和 22.1 g kg^{-1} (图 2a、图 2b),Macro-

POC、MicroPOC、MAOC 三个组分之和占总 SOC 的 98.4%~99.3%。施氮仅仅改变了 0~10 cm 土层 SOC 含量(图 2a),与 MacroPOC、MicroPOC 和 MAOC 对增氮的响应相一致(图 1a、图 1c、图 1e)。施氮类型没有显著改变各层 SOC 含量(图 2b,表 1)。对照处理土壤剖面 POC/MAOC 比值变化范围在 0.79~2.08 之间,随着深度的增加而下降。施氮显著降低 0~10 cm 层 POC/MAOC 比例(图 2c,表 1, $p = 0.007$),并且施加硝态氮肥降低幅度高于铵态氮肥(图 2d)。

2.3 SOC 以及各粒径组分 $\delta^{13}\text{C}$ 值

所有处理总 SOC 以及三个粒径组分 $\delta^{13}\text{C}$ 值均随土壤深度的增加而降低(图 3,表 1)。对照处理同一土层 MacroPOC 和 MicroPOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值比较接近,变化范围在 -26.18‰ ~ -23.88‰ 之间,低于同层土壤 MAOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(图 3a~图 3f)。全土 SOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围为 -23.27‰ ~ -25.75‰ (图 3g、图 3h)。

SOC 以及不同粒径组分的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化与土壤深度、施氮剂量、施氮类型密切相关。就 0~10 cm 土层而言,低氮导致 MacroPOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低了 2.6%,而高氮使其增加了 2.1%(图 3a)。此外,高氮处理显著增加 0~10 cm 层土壤 MicroPOC 和 10~20 cm 层土壤 MacroPOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,增加幅度分别为 3.5% 和 3.1%(图 3a,图 3c)。相反,低氮导致 0~10 cm 层土壤 MAOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低了 2.9%(图 3e)。施氮类型只显著改变了 MacroPOC 和 MicroPOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,对总 SOC 和 MAOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值无显著影响(图 3b,图 3d,图 3f,图 3h)。此外,施加 KNO_3 肥对 POC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值影响高于铵态氮肥(图 3b,图 3d)。

2.4 SOC 与不同粒径组分之间的关系

短期内施氮只是显著改变了 0~10 和 10~20 cm 层全土、不同粒径 SOC 含量及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值。因此,前两层土壤测定数据用于执行标准化逐步回归分析。结果表明,SOC 含量的净变化 (ΔSOC) 与 MacroPOC、MicroPOC、MAOC 的净变化 ($\Delta\text{SOC fractions}$) 均呈显著的正相关,并且 MicroPOC 贡献最大,其次为 MAOC 和 MacroPOC(图 4a)。与之相似,SOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值净变化 ($\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{SOC}}$) 也与三个组分 $\delta^{13}\text{C}$ 值净变化 ($\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{SOC fraction}}$) 也呈现显著的正相关关系,其贡献依次为 $\text{MAOC} > \text{MicroPOC} > \text{MacroPOC}$ (图 4b)。

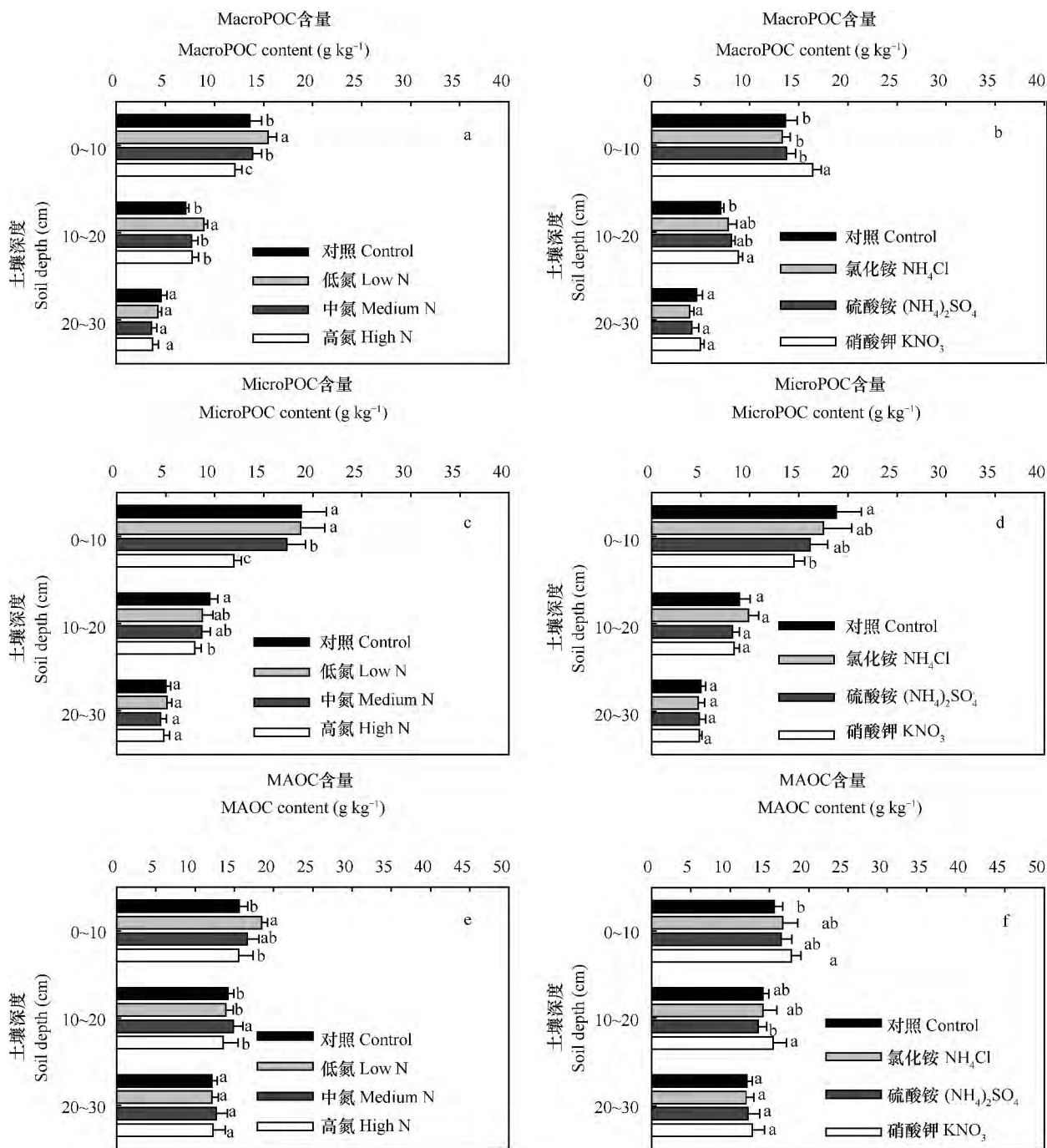


图1 不同施氮剂量和施氮类型处理下三个粒径组分 SOC 含量的变化
(图中不同字母表示同层土壤各处理差异显著)

Fig. 1 Variation of three fractions of SOC in content relative to rate and form of N applied(In the figure , different letters indicate significant difference between treatments within the same depth soil layer)

表 1 施氮剂量、类型和土壤深度对全土、不同粒径组分 SOC 含量及其 $\delta^{13}C$ 值影响的三因素方差分析

Table 1 Three-way ANOVA analysis of the effects of rate and form of N applied and soil depth on C content and $\delta^{13}C$ value in bulk soil and the three fractions of aggregates

变异来源 Resource of variance	MacroPOC ($mg\ kg^{-1}$)	MicroPOC ($mg\ kg^{-1}$)	MAOC ($mg\ kg^{-1}$)	POC/MAOC	SOC ($mg\ kg^{-1}$)	$\delta^{13}C_{MacroPOC}$ (‰)	$\delta^{13}C_{MicroPOC}$ (‰)	$\delta^{13}C_{MAOC}$ (‰)	$\delta^{13}C_{SOC}$ (‰)
剂量 Rate	0.012	0.006	0.013	0.003	0.073	0.015	0.023	0.043	0.016
形态 Form	0.031	0.080	0.049	0.071	0.14	0.033	0.036	0.062	0.082
土层 Layer	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
剂量 × 形态 Rate × Form	0.003	0.023	0.12	0.007	0.087	0.13	0.18	0.18	0.19
剂量 × 土层 Rate × Layer	0.16	0.024	0.057	0.097	0.019	0.095	0.032	0.14	0.12
形态 × 土层 Form × Layer	0.19	0.16	0.19	0.18	0.17	0.085	0.085	0.15	0.15
剂量 × 形态 × 土层 Rate × Form × Layer	0.18	0.15	0.12	0.042	0.19	0.19	0.17	0.14	0.18

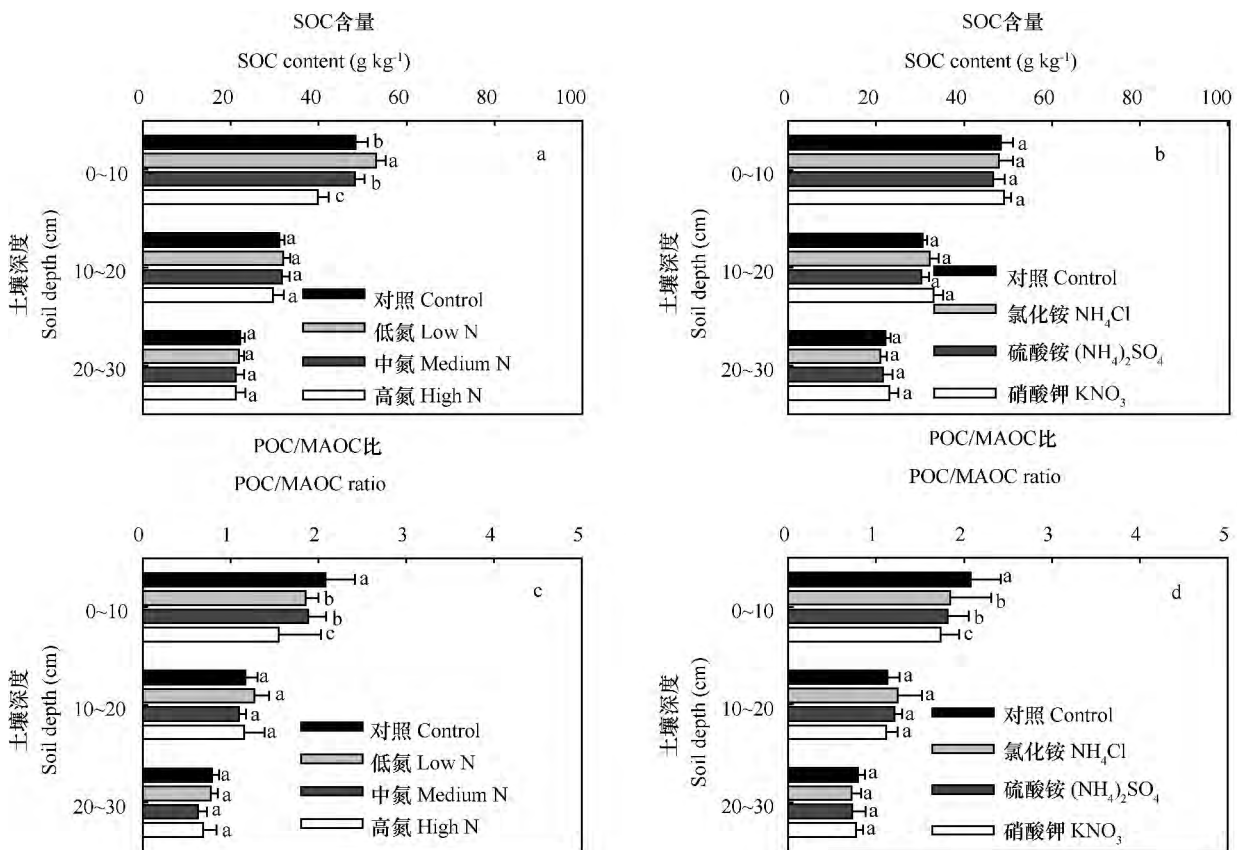


图 2 不同施氮剂量和施氮类型下总 SOC 含量和 POC/MAOC 比值的变化(图中不同字母表示同层土壤不同处理差异显著)
Fig. 2 Variation of total SOC content and POC/MAOC ratio relative to rate and form of N applied (In the figure, different letters indicate significant difference between treatments within the same depth soil layer)

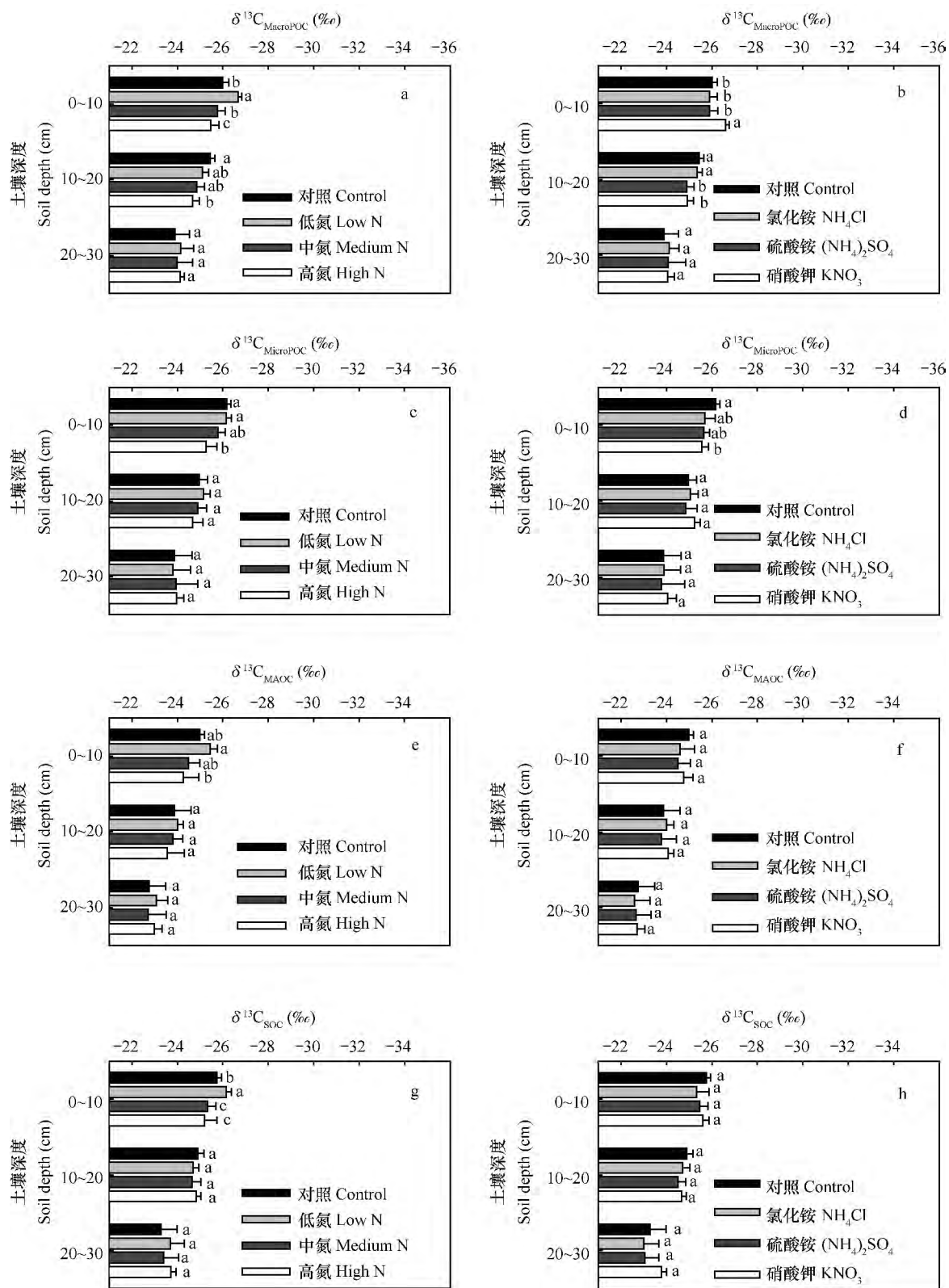


图3 不同施氮剂量和施氮类型下总SOC以及三个组分 $\delta^{13}C$ 值的变化
(图中不同字母表示同层土壤各处理差异显著)

Fig. 3 Variation of $\delta^{13}C$ values in SOC and the three fractions of SOC relative to rate and form of N applied
(In the figure, different letters indicate significant difference between treatments within the same depth soil layer)

<http://pedologica.issas.ac.cn>

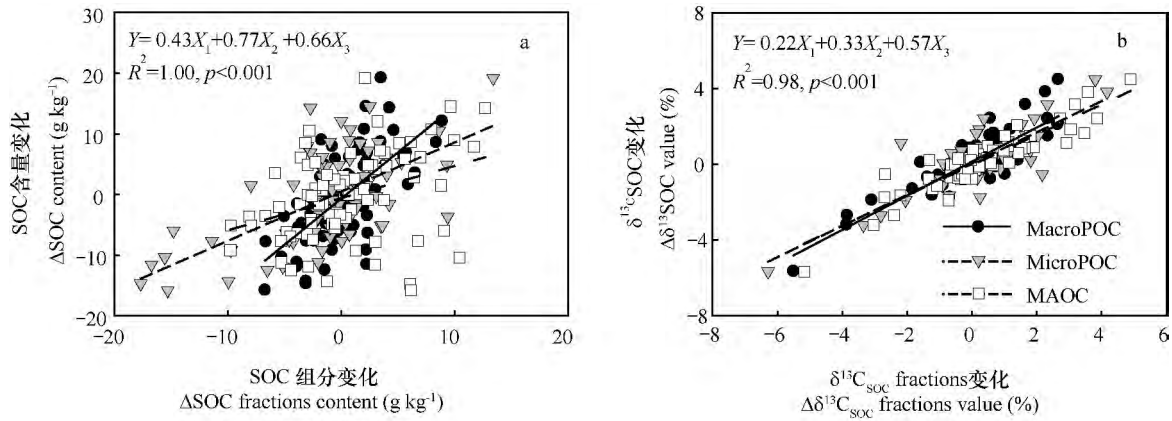
图4 全土、三个粒径组分中SOC含量以及 $\delta^{13}\text{C}$ 值净变化之间的关系

Fig. 4 Relationships between bulk soil and the three particle-size fractions of aggregates in variation of the net changes in C content and $\delta^{13}\text{C}$ value

3 讨论

3.1 施氮对不同粒径SOC组分的影响

土壤POC是SOC中相对未受保护的那部分有机碳,易受到人为活动的干扰^[15]。连续5a施氮显著改变了0~10cm层SOC的组成。高寒草甸SOC含量对氮素输入响应敏感与以下两个因素有关。首先,青藏高原高寒草甸是十分脆弱的生态系统,土层浅薄。低温和低水分可利用性导致植物生长缓慢,SOM主要积累在土壤0~10cm表层,对气候变化和人为扰动响应敏感。其次,本研究样地土壤POC含量很高,占总SOC的67%以上,高于MAOC含量,该格局不同于其他草地和农田土壤^[26-27]。我们的结果与Budge等^[28]在瑞士阿尔卑斯山高寒草甸测定的土壤POC比例相似(约57.6%)。我们的研究还发现,土壤MAOC对施氮的响应也比较敏感,表明高寒草甸土壤惰性SOC与活性SOC对微生物的降解具有相同的敏感性^[29-30]。

SOC含量取决于植物残体输入与土壤 CO_2 排放输出之间的平衡^[31]。对于受氮限制的高寒草甸生态系统而言,低剂量施氮或施氮初期会促进植物生长和刺激微生物活性,进而增加土壤 CO_2 排放^[32]。我们的研究结果也表明,低氮显著增加了0~10cm层土壤MacroPOC和MAOC含量,而高氮效应相反。此外,施氮一致地降低表层土壤MicroPOC含量,说明MicroPOC组分对微生物分解的响应也很敏感^[27]。我们的前期研究结果也表明,低氮抑制了 CO_2 排放,而中氮和高氮有显著的促进作用^[23]。考虑到无土壤DOC淋溶损失,我们推测高氮处理下

SOC通过 CO_2 的损失量要大于凋落物归还的碳量,导致SOC净损失。关于不同粒径组分对SOC含量变化的贡献,不同的研究者得出的结论并不一致。Zimm等^[33]研究表明,土地利用变化和土壤管理损失的SOC主要是粗颗粒、低密度的SOC组分;而Cheng等^[27]研究却发现,MAOC对黑土侵蚀区SOC损失的贡献更大。我们的标准化逐步回归分析结果显示,氮素富集情景下高寒草甸SOC损失的主要是MicroPOC,其次是MAOC和MacroPOC。如果将自然大气氮沉降(约 $10\text{ kg hm}^{-2}\text{ a}^{-1}$)考虑在内^[21],导致高寒草甸SOC储量转变的大气氮沉降临界负荷约为 $20\text{ kg hm}^{-2}\text{ a}^{-1}$,此值落在全球草地的氮素临界负荷范围($5\sim 30\text{ kg hm}^{-2}\text{ a}^{-1}$)之内^[34]。据此,我们可以推断大气氮沉降增加一倍或施氮剂量低于 $10\text{ kg hm}^{-2}\text{ a}^{-1}$ 短期内对青藏高原高寒草甸碳截留是有益的。

硝态氮和铵态氮对高寒草甸土壤碳循环的影响截然不同,施加硝态氮肥显著增加MacroPOC和MAOC含量,降低MicroPOC含量,而施加铵态氮肥效果不明显。这种差异归因于 NO_3^- 和 NH_4^+ 电荷相反^[35]、迁移速率和离子交换能力明显不同^[36],以及植物、微生物的选择性吸收利用^[27,37]。Currey等^[35]研究发现施加铵态氮肥较施加硝态氮肥导致微生物对泥炭沼泽土壤活性碳利用更强,增加底物碳矿化速率。Fang等^[23]研究也表明,低剂量施氮初期促进高寒草甸土壤 CO_2 排放,并且施加铵态氮肥较施加硝态氮肥促进效应更显著。此外,高寒草甸植物对 NH_4^+-N 的选择性吸收增加植物生物量和残体归还量,通过正的激发效应加速微生物矿化,导致铵态氮肥处理下SOC无明显累积^[22-23]。

<http://pedologica.issas.ac.cn>

3.2 施氮影响 SOC 组成的同位素证据

植物-凋落物-土壤连续体 $\delta^{13}\text{C}$ 值记录了生态系统碳循环过程的基本信息^[38]。一般而言,粗颗粒、低密度 SOC 组分主要来源于新进入、 ^{13}C 贫化的凋落物残体,而细颗粒、高密度 SOC 组分则分解时间较长, ^{13}C 富集^[17-18,39]。我们的研究结果也表明,MAOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值显著高于两个 POC 组分。此外,低氮贫化而中氮、高氮富集 SOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,前者归因于 ^{13}C 贫化的植物残体输入,而后者主要归因于 ^{13}C 贫化的 CO_2 加速排放^[40]。我们的前期研究表明,低氮抑制了土壤 CO_2 排放,而中氮和高氮表现为显著的促进作用^[23],这为 $\delta^{13}\text{C}$ 格局提供了生态过程的证据。此外,标准化逐步回归分析也显示 $\delta^{13}\text{C}_{\text{MAOC}}$ 值的变化对 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SOC}}$ 值变化贡献最大,也间接表明了高氮处理下微生物矿化以及 CO_2 排放可能是 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SOC}}$ 富集的主要原因。

3.3 施氮对 SOM 稳定性的影响

氮沉降输入同时改变了高寒草甸 SOM 的数量和组成。POC/MAOC 比值反映了 SOM 的稳定性,其值越高 SOM 的稳定性就越低^[27]。我们的研究结果表明,POC/MAOC 比值随着施氮剂量的增加而降低,并且施加硝态氮肥增加 SOM 稳定性的效果要显著高于铵态氮肥(图 2c、图 2d)。一些温带森林长期氮沉降模拟控制试验也得出类似的研究结论。Hagedorn 等^[41]利用紫外和荧光光谱技术分析溶解性有机质(DOM)组成,发现添加无机氮会显著增加 DOM 的芳香度和复杂性,即 DOM 的微生物可降解性降低。Michel 等^[42]利用 ^{13}C 核磁共振(^{13}C NMR)能谱技术测定了 DOM 的结构,发现 DOM 的组成与其来源的 SOM 结构相似,施氮加速凋落物层 DOM 中多聚物的降解,进而导致芳香族化合物在土壤中沉积。总之,外源性氮素输入会降低凋落物和 SOM 的分解速率和分解程度^[43-44],有助于 SOM 的积累和土壤碳的固定。

4 结 论

本研究重点分析不同施氮剂量和施氮类型对青藏高原高寒草甸全土、不同粒径 SOC 组分含量及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响。结果表明:低氮显著增加了 0 ~ 10 cm 土壤 SOC、MacroPOC、MAOC 含量,中氮和高氮处理效应正好与之相反。不同粒径 SOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值对增氮的响应取决于 ^{13}C 贫化的植物残体输入和 ^{13}C 贫化的 CO_2 排放。如果将大气氮沉降背景值

(约 $10 \text{ kg hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$) 考虑在内,导致 SOC 含量和性质转变的氮沉降临界负荷约为 $20 \text{ kg hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 。因此,当前的大气氮沉降输入或低剂量施氮($< 10 \text{ kg hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$) 短期内有利于青藏高原高寒草甸 SOM 积累。这些研究结果可以为未来高寒草甸地区碳氮管理提供理论依据,下一步需要深入开展氮素富集条件下 SOC 积累与损耗的微生物机理研究。

参 考 文 献

- [1] 常运华,刘学军,李凯辉,等. 大气氮沉降研究进展. 干旱区研究 2012, 29(6): 972—979. Chang Y H, Liu X J, Li K H, et al. Research progress in atmospheric nitrogen deposition (In Chinese). Arid Zone Research, 2012, 29(6): 972—979
- [2] 王效科,白艳莹,欧阳志云,等. 全球碳循环中的失汇及其形成原因. 生态学报 2002, 22(1): 94—103. Wang X K, Bai Y Y, Ouyang Z Y, et al. Missing sink in global carbon cycle and its causes (In Chinese). Acta Ecologica Sinica, 2002, 22(1): 94—103
- [3] Tian H, Melillo J, Lü C, et al. China's terrestrial carbon balance: Contributions from multiple global change factors. Global Biogeochemical Cycles, 2011, 25(1): GB1007. doi: 10.1029/2010GB003838
- [4] Schimel D S, House J, Hibbard K, et al. Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems. Nature, 2001, 414(6860): 169—172
- [5] Magnani F, Mencuccini M, Borghetti M, et al. The human footprint in the carbon cycle of temperate and boreal forests. Nature, 2007, 447(7146): 849—851
- [6] Bragazza L, Freeman C, Jones T, et al. Atmospheric nitrogen deposition promotes carbon loss from peat bogs. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2006, 103(51): 19386—19389
- [7] de Vries W, Solberg S, Dobbertin M, et al. Ecologically implausible carbon response? Nature, 2008, 451(7180): E1—E3
- [8] Höglberg P. Environmental science: Nitrogen impacts on forest carbon. Nature, 2007, 447(7146): 781—782
- [9] Liu L, Greaver T L. A global perspective on belowground carbon dynamics under nitrogen enrichment. Ecology Letters, 2010, 13(7): 819—828
- [10] Neff J C, Townsend A R, Gleixner G, et al. Variable effects of nitrogen additions on the stability and turnover of soil carbon. Nature, 2002, 419(6910): 915—917
- [11] Mack M C, Schuur E A, Bret-Harte M S, et al. Ecosystem carbon storage in arctic tundra reduced by long-term nutrient fertilization. Nature, 2004, 431(7007): 440—443
- [12] Zak D R, Holmes W E, Burton A J, et al. Simulated atmospheric NO_3^- deposition increases soil organic matter by slowing decomposition. Ecological Applications, 2008, 18(8): 2016—2027
- [13] Halvorson A D, Del Grosso S J, Jantalia C P. Nitrogen source effects on soil nitrous oxide emissions from strip-till corn. Journal

- of Environmental Quality, 2011, 40(6): 1775—1786
- [14] Heitkamp F, Raupp J, Ludwig B. Effects of fertilizer type and rate on labile soil fractions of a sandy Cambisol—Long-term and short-term dynamics. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 2011, 174(1): 121—127
- [15] Cambardella C, Elliott E. Particulate soil organic-matter changes across a grassland cultivation sequence. *Soil Science Society of America Journal*, 1992, 56(3): 777—783
- [16] 方华军, 杨学明, 张晓平, 等. 坡耕地黑土剖面有机碳的分布和 $\delta^{13}\text{C}$ 值研究. *土壤学报*, 2005, 42(6): 957—964. Fang H J, Yang X M, Zhang X P, et al. Profile distribution of organic carbon and $\delta^{13}\text{C}$ in a black soil at a sloping field (In Chinese). *Acta Pedologica Sinica*, 2005, 42(6): 957—964
- [17] Cadisch G, Imhof H, Urquiaga S, et al. Carbon turnover ($\delta^{13}\text{C}$) and nitrogen mineralization potential of particulate light soil organic matter after rainforest clearing. *Soil Biology & Biochemistry*, 1996, 28(12): 1555—1567
- [18] Lynch D, Voroney R, Warman P. Use of ^{13}C and ^{15}N natural abundance techniques to characterize carbon and nitrogen dynamics in composting and in compost-amended soils. *Soil Biology & Biochemistry*, 2006, 38(1): 103—114
- [19] Fang H J, Yu G R, Cheng S L, et al. ^{13}C abundance, water-soluble and microbial biomass carbon as potential indicators of soil organic carbon dynamics in subtropical forests at different successional stages and subject to different nitrogen loads. *Plant and Soil*, 2009, 320(1/2): 243—254
- [20] Yang Y, Fang J, Tang Y, et al. Storage, patterns and controls of soil organic carbon in the Tibetan grasslands. *Global Change Biology*, 2008, 14(7): 1592—1599
- [21] Lü C, Tian H. Spatial and temporal patterns of nitrogen deposition in China: Synthesis of observational data, *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112(D22): doi:10.1029/2006JD007990
- [22] Xu X, Ouyang H, Cao G, et al. Nitrogen deposition and carbon sequestration in alpine meadows. *Biogeochemistry*, 2004, 71(3): 353—369
- [23] Fang H, Cheng S, Yu G, et al. Responses of CO_2 efflux from an alpine meadow soil on the Qinghai Tibetan Plateau to multi-form and low-level N addition. *Plant and Soil*, 2012, 351(1/2): 177—190
- [24] 周兴民. 中国嵩草草甸. 北京: 科学出版社, 2001. Zhou X M. Meadow in China (In Chinese). Beijing: Science Press, 2001
- [25] Cao G, Tang Y, Mo W, et al. Grazing intensity alters soil respiration in an alpine meadow on the Tibetan plateau. *Soil Biology and Biochemistry*, 2004, 36(2): 237—243
- [26] Liang A, Yang X, Zhang X, et al. Soil organic carbon changes in particle-size fractions following cultivation of Black soils in China. *Soil & Tillage Research*, 2009, 105(1): 21—26
- [27] Cheng S, Fang H, Zhu T, et al. Effects of soil erosion and deposition on soil organic carbon dynamics at a sloping field in Black-Soil region, Northeast China. *Soil Science & Plant Nutrition*, 2010, 56(4): 521—529
- [28] Budge K, Leifeld J, Hiltbrunner E, et al. Alpine grassland soils contain large proportion of labile carbon but indicate long turnover times. *Biogeosciences*, 2011, 8(7): 1911—1923
- [29] Fang C, Smith P, Moncrieff J B, et al. Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature. *Nature*, 2005, 433(7021): 57—59
- [30] Giardina C P, Ryan M G. Evidence that decomposition rates of organic carbon in mineral soils do not vary with temperature. *Nature*, 2000, 404(6780): 858—861
- [31] Creamer C, Filley T, Boutton T, et al. Controls on soil carbon accumulation during woody plant encroachment: Evidence from physical fractionation, soil respiration, and $\delta^{13}\text{C}$ of respired CO_2 . *Soil Biology & Biochemistry*, 2011, 43(8): 1678—1687
- [32] Aber J, McDowell W, Nadelhoffer K, et al. Nitrogen saturation in temperate forest ecosystems. *BioScience*, 1998, 48(11): 921—934
- [33] Zinn Y L, Lal R, Resck D V. Texture and organic carbon relations described by a profile pedotransfer function for Brazilian Cerrado soils. *Geoderma*, 2005, 127(1): 168—173
- [34] Bobbink R, Hettelingh J P. Review and revision of empirical critical loads and dose-response relationships// Bobbink R and Hettelingh J P. Proceedings of an expert workshop. Noordwijkerhout, Netherlands, 2010: 1—243
- [35] Currey P M, Johnson D, Sheppard L J, et al. Turnover of labile and recalcitrant soil carbon differ in response to nitrate and ammonium deposition in an ombrotrophic peatland. *Global Change Biology*, 2010, 16(8): 2307—2321
- [36] Killham K. Soil ecology. New York: Cambridge University Press, 1994
- [37] 王文颖, 周华坤, 杨莉, 等. 高寒藏嵩草(*Kobresia tibetica*)草甸植物对土壤氮素利用的多元化特征. *自然资源学报*, 2014, 29(2): 249—255. Wang W Y, Zhou H K, Yang L, et al. The uptake strategy of soil nitrogen nutrients by different plant species in alpine *Kobresia tibetica* meadow on the Qinghai-Tibet Plateau (In Chinese). *Journal of Natural Resources*, 2014, 29(2): 249—255
- [38] 朱书法, 刘丛强, 陶发祥. $\delta^{13}\text{C}$ 方法在土壤有机质研究中的应用. *土壤学报*, 2005, 42(3): 495—503. Zhu S F, Liu C Q, Tao F X. Use of $\delta^{13}\text{C}$ method in studying soil organic matter (In Chinese). *Acta Pedologica Sinica*, 2005, 42(3): 495—503
- [39] Roscoe R, Buurman P, Velhorst E J, et al. Soil organic matter dynamics in density and particle size fractions as revealed by the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ isotopic ratio in Cerrado's Oxisol. *Geoderma*, 2001, 104(3/4): 185—202
- [40] Wynn J G, Harden J W, Fries T L. Stable carbon isotope depth profiles and soil organic carbon dynamics in the lower Mississippi Basin. *Geoderma*, 2006, 131(1): 89—109
- [41] Hagedorn F, Blaser P, Siegwolf R. Elevated atmospheric CO_2 and increased N deposition effects on dissolved organic carbon: Clues from $\delta^{13}\text{C}$ signature. *Soil Biology & Biochemistry*, 2002, 34(3): 355—366
- [42] 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. *Geoderma*, 2006, 130

<http://pedologica.issas.ac.cn>

- (3): 250—264
- [43] Baldock J A. Composition and cycling of organic carbon in soil// Marschner P, Rengel Z. Nutrient cycling in terrestrial ecosystems. Berlin Heidelberg: Springer, 2007: 1—35
- [44] Whittinghill K A, Currie W S, Zak D R, et al. Anthropogenic N deposition increases soil C storage by decreasing the extent of litter decay: Analysis of field observations with an ecosystem model. *Ecosystems*, 2012, 15(3): 450—461

EFFECTS OF NITROGEN ENRICHMENT ON TRANSFER AND ACCUMULATION OF SOIL ORGANIC CARBON IN ALPINE MEADOWS ON THE QINGHAI-TIBETAN PLATEAU

Li Linsen¹ Cheng Shulan^{1†} Fang Huajun² Yu Guirui² Xu Minjie¹ Wang Yongsheng²
Dang Xusheng² Li Yingnian³

(1 College of Resources and Environment, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

(2 Key Laboratory of Ecosystem Network Observation and Modeling, Institute of Geographical Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China)

(3 Northwest Plateau Institute of Biology, Chinese Academy of Sciences, Xining 810001, China)

Abstract Increasing atmospheric nitrogen (N) deposition can significantly change carbon (C) cycling rates and budget in the terrestrial ecosystem, and is generally considered to be an important pathway of missing of the sink. However, the contribution of atmospheric N deposition to C sequestration in the terrestrial ecosystem is controversial. It is, therefore, essential to accurately evaluate the effects of rate and type of N deposition on amount, composition and stability of soil organic carbon (SOC). Stable C isotope natural abundance (or $\delta^{13}\text{C}$) contains various information concerning C cycling processes, and hence makes it feasible to track SOC in its transfer, transformation and accumulation processes. The technique of Stable ^{13}C natural abundance provides a way to characterize the dynamics of SOC with different turnover times. It is hypothesized in this study that N deposition increases biomass of plants and ^{13}C -depleted plant debris that leads to expansion of the fraction of coarse particle-sized SOC. Meanwhile, increased N deposition promotes activities of soil microbes, and increases emission of ^{13}C -depleted CO_2 , thus leading to decrease in SOC content and accumulation of $\delta^{13}\text{C}$. Consequently, this study is mainly aimed at determination of the effects of rate and type of N deposition on contents of SOC and its various particle-size fractions in the soil and quantification of relative contributions of the changes in these fractions to the change in total under the condition of N accumulation. Through the above-described researches, it is expected a better in-depth knowledge could be obtained regarding mechanisms of the effects of N deposition on deposit and stability of SOC. For that end a controlled multi-form, low-rate N addition field experiment was conducted at the Haibei Alpine Meadow Ecosystem Research Station in 2007. The experiment was designed to have three types of N fertilizers, NH_4Cl , $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ and KNO_3 , and four N application rates: 0, 10, 20 and 40 $\text{kg hm}^{-2} \text{a}^{-1}$, and three replicates for each treatment. Soil samples, 10 in each treatment lot, were collected randomly with augers at 10cm intervals to a depth of 30 cm. A total of 1080 samples were collected in 2011 for determination of content and $\delta^{13}\text{C}$ value of dissolved organic carbon, as well as contents of the three fractions of SOC: macro particle-sized organic carbon (MacroPOC, $>250 \mu\text{m}$), micro particle-sized organic carbon (MicroPOC, $53 \sim 250 \mu\text{m}$) and mineral bonded organic carbon (MAOC, $<53 \mu\text{m}$). It was found that low N input significantly increased the contents of soil MacroPOC and MAOC, while high N input acted reverse-ly; and N input, no matter high or low, decreased the content of MicroPOC. Besides, the effect of nitrate fertilizer was more significant than that of ammonium fertilizer. In short, For the entire soil profile, low N input increased the SOC storage in the 0–30cm soil layer by 4.5%, while medium or high N input decreased it by 5.4% or 8.8%, respectively. In the treatments of low N input, the increment of C consisted mainly of MicroPOC, while in the treatments of high N input, the decrement did mainly of MicroPOC, too. N application for 5 years in a row significantly promoted decomposition of the POC fraction of SOC, thus leading to increase in the proportion of stable fractions of SOC. The above-described findings indicate that N input may affect, increase or decrease, SOC storage in the alpine meadow, with the critical rate being set at 20 $\text{kg hm}^{-2} \text{a}^{-1}$ while taking into account the ambient N deposition rate of 10 $\text{kg hm}^{-2} \text{a}^{-1}$. Therefore, as long as the

<http://pedologica.issas.ac.cn>

exogenous N input level is kept lower than this critical value , it is safe and beneficial to SOM accumulation in the alpine meadow on the Qinghai-Tibetan Plateau in the current period of time. These findings may serve as a theoretical basis for C and N management of alpine meadows in the future. Further study is still needed to explore microbial mechanisms of N input affecting SOC in quality and quantity.

Key words N deposition; Particulate organic matter; Stability of soil organic matter; Stable carbon isotopes; Alpine meadow

(责任编辑: 汪枳生)