

密级：\_\_\_\_\_



**中国科学院大学**  
University of Chinese Academy of Sciences

## 博士学位论文

**青藏高原氮湿沉降现状及典型放牧草原对氮施肥的响应**

---

作者姓名：\_\_\_\_\_ 刘永稳

指导教师：\_\_\_\_\_ 罗天祥 研究员 中国科学院青藏高原研究所

\_\_\_\_\_ 旭日 副研究员 中国科学院青藏高原研究所

学位类别：\_\_\_\_\_ 理学博士

学科专业：\_\_\_\_\_ 自然地理学

培养单位：\_\_\_\_\_ 中国科学院青藏高原研究所

答辩委员会主席：\_\_\_\_\_

2014年5月



Nitrogen Wet Deposition on the Tibetan Plateau and  
Typical Grazing Steppe Responses to Nitrogen  
Fertilization

By  
Liu Yongwen

*A Dissertation Submitted to  
The University of Chinese Academy of Sciences  
In partial fulfillment of the requirement  
For the degree of  
Doctor of Science*

Institute of Tibetan Plateau Research  
Chinese Academy of Sciences  
May, 2014







## 本论文由以下项目资助

国家自然科学基金项目：观测与模式研究青藏高原高寒生态系统对大气氮沉降增加的响应（41175128）；

中国科学院战略性先导科技专项“应对气候变化的碳收支认证及相关问题”，青藏高原高寒草原CH<sub>4</sub>和N<sub>2</sub>O排放（XDA05020402）；藏北草地固碳现状、速率、机制和潜力（II）（XDA05050404-3-2）。



## 摘 要

青藏高原地域广袤，广泛分布有高寒草地生态系统。自 20 世纪中叶以来，青藏高原高寒草地放牧压力持续提高；同时，青藏高原活性氮湿沉降也呈持续增加趋势。高寒生态系统对氮沉降增加敏感，但是，青藏高原氮湿沉降现状及活性氮输入增加对放牧草地的影响仍不明确。为了深入理解青藏高原放牧草地对活性氮沉降增加的响应，本研究开展了以下三方面的工作：首先，观测青藏高原典型区氮湿沉降，并结合文献记录数据，评估青藏高原氮湿沉降量及其空间分布格局；其次，探讨当前氮沉降背景条件下，青藏高原三种典型放牧草地（草原、草甸和沼泽草甸）和草原围栏内外的植物、土壤养分和碳交换现状；最后，在典型放牧草原实施多水平氮施肥试验，研究高寒草原生态系统结构、功能和碳交换对模拟活性氮输入增加的响应。

(1) 依托青藏高原研究平台的 5 个野外台站（中国科学院藏东南高山环境综合观测研究站[藏东南站]、中国科学院纳木错圈层相互作用综合观测研究站[纳木错站]、中国科学院珠穆朗玛峰大气与环境综合观测研究站[珠峰站]、阿里荒漠环境综合观测研究站[阿里站]和慕士塔格西风带环境综合观测研究站[慕士塔格站]）采样测定了无机氮（ $\text{NO}_3^-$ -N 和  $\text{NH}_4^+$ -N）湿沉降。无机氮湿沉降以  $\text{NH}_4^+$  为主， $\text{NH}_4^+$  和  $\text{NO}_3^-$  主要源自人为活动。藏东南站、纳木错站、珠峰站、阿里站和慕士塔格站的  $\text{NH}_4^+$  湿沉降量分别为：0.63、0.91、1.61、0.36 和 1.25  $\text{kg N ha}^{-1} \text{yr}^{-1}$ ， $\text{NO}_3^-$  湿沉降量分别为：0.28、0.35、0.04、0.08 和 0.3  $\text{kg N ha}^{-1} \text{yr}^{-1}$ ，总无机氮湿沉降量分别为：0.91、1.26、1.64、0.44 和 1.55  $\text{kg N ha}^{-1} \text{yr}^{-1}$ 。结合本研究氮沉降观测和文献记录的氮沉降数据，进行克里金空间插值，估算了青藏高原  $\text{NH}_4^+$  湿沉降量为：1.30  $\text{kg N ha}^{-1} \text{yr}^{-1}$ ， $\text{NO}_3^-$  湿沉降量为：0.56  $\text{kg N ha}^{-1} \text{yr}^{-1}$ ；因此，青藏高原无机氮湿沉降量为：1.86  $\text{kg N ha}^{-1} \text{yr}^{-1}$ ，这一数值远低于中国平均无机氮湿沉降量（13.87-21.1  $\text{kg N ha}^{-1} \text{yr}^{-1}$ ）。青藏高原无机氮湿沉降和  $\text{NH}_4^+$  湿沉降空间格局：由东到西，逐渐降低；这与青藏高原降水量空间格局类似。

(2) 在当前氮沉降背景下，调查测定了高原腹地三种典型放牧草地（草原、草甸和沼泽草甸）和草原围栏内外植物、土壤养分和碳交换现状。研究发现：高寒草原、草甸和沼泽草甸表层（0-10 cm）土壤有机碳分别为：35.1±2.6、29.1±2.5 和 93.1±6.4 mg

$\text{C g}^{-1}$ ，土壤全氮分别为： $3.4\pm 0.2$ 、 $2.0\pm 0.1$  和  $6.3\pm 0.8 \text{ mg N g}^{-1}$ 。这三种草地土壤可利用氮形态与环境干湿程度有关，随着环境湿润程度增加，土壤  $\text{NH}_4^+$  富集，而  $\text{NO}_3^-$  减少， $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  持续增加。就生态系统  $\text{CO}_2$  净交换（Net ecosystem exchange, NEE）、生态系统呼吸（Ecosystem respiration, ER）和总生态系统生产力（Gross ecosystem productivity, GEP）而言，均是沼泽草甸较高，而草甸与草原相当。就生长季中 GEP 峰值出现时间而言，沼泽草甸最早，而草甸和草原相当。对典型高寒草原进行 7 年围封，发现：较之于围栏外，围栏内植物具有较高的地上生物量（围栏内： $42.46\pm 2.64 \text{ g m}^{-2}$ ，围栏外： $27.71\pm 3.50 \text{ g m}^{-2}$ ，）和地下生物量（围栏内： $637.22\pm 58.14 \text{ g m}^{-2}$ ，围栏外： $401.11\pm 53.03 \text{ g m}^{-2}$ ）。较之于围栏内，围栏外土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 含量较高（围栏内： $6.1\pm 0.5 \text{ mg N kg}^{-1}$ ，围栏外： $12.1\pm 0.8 \text{ mg N kg}^{-1}$ ），围栏外植物具有较高叶氮含量（围栏内： $16.4\pm 1.6 \text{ mg g}^{-1}$ ，围栏外： $18.3\pm 1.6 \text{ mg g}^{-1}$ ）和叶 N:P（围栏内： $13.0\pm 0.4$ ，围栏外： $15.9\pm 0.4$ ）。

(3) 开展了为期 4 年（2010-2013 年）的多水平氮施肥试验（施肥水平：0、10、20、40、80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ），研究青藏高原典型放牧草原生态系统结构、功能对模拟活性氮沉降增加的响应。就土壤因子对氮施肥的响应而言，施肥并未对土壤有机碳、全氮、C:N 等稳定性指标造成影响。土壤无机氮对氮施肥的响应因施肥年限而异：施肥第一年（2010 年），较之于对照， $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  施肥水平土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 和  $\text{NH}_4^+$ -N 显著增加；施肥第二年（2011 年），沿施肥水平增加，土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 线性增加，逐渐积累；至施肥第三年（2012 年），随施肥水平增加，土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 持续增加，当施肥水平大于  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  后渐趋平稳；当施肥率达到  $80 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时，土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 达到  $23.4\pm 0.9 \text{ mg N kg}^{-1}$ ，之后不再显著增加（施肥  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时为  $25.6\pm 0.3 \text{ mg N kg}^{-1}$ ）。

(4) 就生态系统水平植物因子对氮施肥的响应而言，随施肥水平增加，植物物种丰度和地上生物量未呈现显著变化；不过，却导致地下生物量增加，以致植物根冠比随施肥水平增加，而当施肥水平大于  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  后根冠比渐趋平稳。氮施肥提升了植物叶氮含量和 N:P；从施肥  $0 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  至施肥  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，植物 N:P 从  $14.4\pm 2.6$  增至  $20.5\pm 0.8$ 。较之于对照，施肥 10、20、80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  显著促进了生态系统呼吸（ER），施肥 10、80、 $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  促进了生态系统总光合（GEP）；仅有施肥  $10 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  促进生态系统净  $\text{CO}_2$  吸收（NEE），其余施肥水平

并未导致 NEE 产生显著性变化。

(5) 就物种水平植物因子对氮施肥的响应而言, 植物氮吸收对施肥的响应因物种而异 (Species-specific)。随施肥水平增加, 7 种非豆科植物氮含量显著增加, 1 种非豆科植物 (大花嵩草 [*Kobresia macrantha*]) 氮含量未现显著变化, 豆科植物 (冰川棘豆 [*Oxytropis glacialis*]) 氮含量未现显著变化。所有物种 (豆科和非豆科)  $^{15}\text{N}$  丰度随施肥水平增加而显著增加。随施肥水平增加, 所有非豆科植物 N:P 均显著增加, 而豆科植物未现显著变化。随施肥水平增加, 非豆科植物 N:P、N 利用效率 (N-use efficiency, 单位施肥量所致植物地上植物碳库增量) 和 N 吸收效率 (N-uptake efficiency, 单位施肥量所致植物地上氮库增量) 显著增加, 且当施肥约  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时出现拐点, 之后趋向平稳。

总之: 青藏高原氮沉降量相对较低, 较之于中国平均无机氮沉降量, 青藏高原无机氮沉降量要低一个数量级。在当前氮沉降背景下, 典型放牧草原非豆科植物仍受氮限制。活性氮沉降增加能进一步缓解高寒草原植物氮限制; 根据植物叶 N 含量、叶 N:P、氮吸收效率、氮利用效率和土壤无机氮对多水平氮施肥的响应, 放牧草原氮沉降饱和阈值约为  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。

**关键词** 氮沉降, 氮添加, 氮限制, 氮饱和, 碳通量



## ABSTRACT

Tibetan Plateau is the youngest and highest plateau on the Earth, where the biogeochemical cycles were disturbed by climate change and human activities in recent decades. From mid-20th century, both nitrogen (N) deposition and grazing pressure have been increasing in alpine grassland ecosystems. Although alpine ecosystem is sensitive to increased N deposition, the impacts of N addition to grazing grasslands remain unclear. The objectives of the study were to: First, investigate the amount of N wet deposition and its spatial distribution pattern on the Tibetan Plateau; Second, examine alpine ecosystem nutrient status and carbon exchange under the background of current N deposition; Third, clarify responses of ecosystem structure, function and CO<sub>2</sub> exchange to elevated N input under grazing conditions.

(1) In this study, the chemical characteristics of precipitation were investigated at five remote sites from 2011 to 2013 on the Tibetan Plateau: Southeast Tibet Observation and Research Station for the Alpine Environment, Chinese Academy of Sciences (Southeast Tibet Station), Nam Co Monitoring and Research Station for Multisphere Interactions, Chinese Academy of Sciences (Nam Co Station), Qomolangma Atmospheric and Environmental Observation and Research Station, Chinese Academy of Sciences (Qomolangma Station), Ngari Desert Observation and Research Station (Ngari Station) and Muztagh Ata Westerly Observation and Research Station (Muztagh Ata Station). NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N was the dominant form of the inorganic nitrogen wet deposition on the Tibetan Plateau. At Southeast Tibet Station, Nam Co Station, Qomolangma Station, Ngari Station and Muztagh Ata Station, the NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N wet deposition were 0.63, 0.91, 1.61, 0.36 and 1.25 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>, respectively; the NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N wet deposition were 0.28, 0.35, 0.04, 0.08 and 0.3 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>, respectively; the dissolved inorganic N were 0.91, 1.26, 1.64, 0.44 and 1.55 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>, respectively. Compared with existing data, kriging spatial interpolation was utilized to assess quantity and spatial pattern of the N deposition on the Tibetan Plateau. Spatial averaging NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N wet deposition, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N wet deposition and inorganic N wet deposition were estimated as 1.30, 0.56 and 1.86 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>, respectively.

(2) During the growing seasons of 2012 and 2013, CO<sub>2</sub> flux and soil investigations were conducted in an alpine steppe, alpine meadow and alpine swamp meadow on the central Tibetan Plateau. Preliminary results showed that: The soil inorganic N pool was dominated by NO<sub>3</sub><sup>-</sup> in the steppe, but by NH<sub>4</sub><sup>+</sup> in the wetland. In the meadow, the soil inorganic N pool was dominated by both NH<sub>4</sub><sup>+</sup> and NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, with an NH<sub>4</sub><sup>+</sup>/NO<sub>3</sub><sup>-</sup> ratio of about 1:1. Responses of plant nutrient and ecosystem CO<sub>2</sub> assimilation to grazing and grazing exclusion were investigated in an alpine steppe. Preliminary results show that: During the growing season of 2012, grazing exclusion increased above-ground biomass from 27.71±3.50 g m<sup>-2</sup> to 42.46±2.64 g m<sup>-2</sup>, and increased below-ground biomass from 401.11±53.03 g m<sup>-2</sup> to 637.22±58.14 g m<sup>-2</sup>. Compared to fencing treatment, grazing increased soil NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N from 6.1±0.5 mg N kg<sup>-1</sup> to 12.1±0.8 mg N kg<sup>-1</sup>, but did not change soil NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N (0.75±0.05 mg N kg<sup>-1</sup> in fencing area and 0.79±0.03 mg N kg<sup>-1</sup> in grazing area). Grazing increased the weighted average foliar N:P ratio from 13.0±0.4 to 15.9±0.4.

(3) Four years (2010-2013) of multi-level N fertilization experiment (0, 10, 20, 40, 80 and 160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>) was conducted in an alpine steppe on the central Tibetan Plateau, to clarify responses of ecosystem structure, function and CO<sub>2</sub> exchange to elevated N input under grazing conditions. From 2010 to 2012, soil organic carbon, soil total N and soil C:N were not changed by N addition. Soil inorganic N responses to N addition were different with fertilization ages. In the first year (2010), the treatment of N fertilization rate at 160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> had higher soil NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N and NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N than other treatment. In the second year (2011), soil NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N increased linearly with increased N fertilization rate, but NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N remain unchanged. In the third year (2012), soil NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N increased nonlinearly with increased N fertilization rate, and became stable when N fertilization rate above 40 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>.

(4) Soil organic carbon, total N and C:N remained unchanged for all treatment from 2010 to 2012. Aboveground biomass and species richness remain unchanged for all treatment in 2012 and 2013. In 2013, N addition increased belowground biomass and root:shoot, and root:shoot became stable when N fertilization rate above 40 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>. In 2012, compared control, N fertilization of 10, 80 and 160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> increased GEP; ER was increased by N fertilization of 10, 20, 80 and 160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>. Compared to control, NEE increased in 10 kg N

## ABSTRACT

---

ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> treatment, but did not changed by other level N fertilization.

(5) N uptake responses to relative N availability were species-specific. Biomass N concentration of seven out of the eight non-legume species increased significantly with N fertilization rates, while *Kobresia macrantha* and the one legume species (*Oxytropis glacialis*) studied remained stable. Both the non-legume and the legume species showed significant <sup>15</sup>N enrichment with increasing N fertilization rate. All non-legume species showed significant increased N:P ratios with increased N fertilization rate, but not the legume species. As the N fertilization rate increased from 10 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> to 160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>, the N-use efficiency decreased from 12.3±4.6 kg C kg N<sup>-1</sup> to 1.6±0.2 kg C kg N<sup>-1</sup>, and the N-uptake efficiency decreased from 43.2±9.7% to 9.1±1.1%. Biomass N:P ratios increased from 14.4±2.6 in the control plots to 20.5±0.8 in the plots with the highest N input. Biomass N:P ratios, N-uptake efficiency and N-use efficiency flattened out at 40 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>.

In short, inorganic N wet deposition on the Tibetan Plateau was much lower than the average inorganic N wet deposition of China. At the background of current N deposition on the plateau, the non-legume species was N-limited, but the legume species was not limited by N. According the responses of foliar N, foliar N:P, N-uptake efficiency, N-use efficiency and soil inorganic N to multi-level N addition, the alpine steppes might be N-saturated above a critical N load of 40 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> on the Tibetan Plateau.

**Keywords** Nitrogen deposition, Nitrogen addition, Nitrogen limitation, Nitrogen saturation, Carbon flux



# 目 录

摘要	I
ABSTRACT	V
目录	IX
图目录	XV
表目录	XVII
第一章 绪论	1
1.1 人为源活性氮排放、沉降与监测	1
1.1.1 人为源活性氮简介	1
1.1.2 氮沉降监测现状	2
1.1.3 氮沉降近30年变化趋势	4
1.1.4 氮沉降长期历史记录	6
1.2 氮沉降增加对陆地生态系统的影响	11
1.2.1 氮沉降增加对植物物种多样性的影响	11
1.2.2 氮沉降增加对生态系统碳固持的影响	14
1.2.3 氮沉降增加对生物固氮的影响	20
1.2.4 氮沉降增加与碳氮磷循环	22
1.2.5 氮沉降增加与放牧对草原植被演替的交互作用	25
1.3 青藏高原氮沉降及其对高寒生态系统的影响研究概况	28
1.3.1 青藏高原氮沉降记录与观测现状	28
1.3.2 当前氮沉降背景下，青藏高原高寒草地生态系统碳交换研究现状	28

1.3.3	青藏高原高寒草地生态系统对氮沉降增加的响应研究现状 . . . . .	30
1.3.4	本研究拟解决的科学问题 . . . . .	31
1.4	研究方案 . . . . .	31
1.4.1	研究目标 . . . . .	31
1.4.2	研究内容 . . . . .	31
1.4.3	实验方案 . . . . .	31
1.4.4	技术路线 . . . . .	33
<b>第二章</b>	<b>青藏高原无机氮湿沉降现状</b>	<b>37</b>
2.1	引言 . . . . .	38
2.2	材料与方法 . . . . .	40
2.2.1	研究地点 . . . . .	40
2.2.2	采样与分析方法 . . . . .	41
2.2.3	数据质量控制 . . . . .	41
2.2.4	计算方法 . . . . .	42
2.2.5	统计分析 . . . . .	42
2.3	结果和讨论 . . . . .	43
2.3.1	5个台站降水离子组成及其与中国其他地区比较 . . . . .	43
2.3.2	5个台站降水离子来源 . . . . .	43
2.3.3	5个台站降水离子主成分分析 . . . . .	48
2.3.4	青藏高原氮沉降估算 . . . . .	50
2.3.5	青藏高原氮湿沉降估算及贡献源分析时的不确定性 . . . . .	54
2.4	小结 . . . . .	55
<b>第三章</b>	<b>当前氮沉降背景下，西藏典型放牧草地植物、土壤养分和碳交换现状</b>	<b>59</b>
3.1	引言 . . . . .	60
3.2	当前氮沉降背景条件下，三种典型放牧草地土壤养分和碳交换现状 . . . . .	62
3.2.1	研究地点 . . . . .	62

3.2.2	实验设计与采样分析 .....	62
3.2.3	Q <sub>10</sub> 计算, NEE、ER 和GEP 估算 .....	66
3.2.4	统计分析 .....	68
3.2.5	结果 .....	69
3.2.6	讨论 .....	72
3.2.7	小结 .....	79
3.3	当前氮沉降背景条件下, 典型高寒草原围栏内外植物、土壤养分和 CO <sub>2</sub> 交换现状 .....	83
3.3.1	实验设计与样品采集 .....	83
3.3.2	统计分析 .....	84
3.3.3	结果与讨论 .....	84
3.3.4	小结 .....	89
<b>第四章</b>	<b>典型放牧草原优势物种化学计量特征对氮施肥的响应</b> .....	<b>91</b>
4.1	引言 .....	91
4.2	材料与方法 .....	93
4.2.1	研究地点 .....	93
4.2.2	实验设计 .....	93
4.2.3	采样与分析 .....	94
4.2.4	统计分析 .....	95
4.3	结果 .....	95
4.3.1	生物量和碳氮库 .....	95
4.3.2	氮吸收效率和氮利用效率 .....	97
4.3.3	植物氮含量 .....	97
4.3.4	植物N:P .....	97
4.3.5	土壤基础参数 .....	97
4.3.6	植物δ <sup>15</sup> N .....	101

4.4	讨论	105
4.4.1	放牧草原优势物种对氮施肥的响应	105
4.4.2	放牧草原生态系统对氮施肥的响应	107
4.5	小结	109
<b>第五章</b>	<b>典型放牧草原土壤养分、群落结构及碳交换对氮施肥的响应</b>	<b>111</b>
5.1	引言	111
5.2	材料与方法	114
5.2.1	研究地点	114
5.2.2	实验设计	114
5.2.3	采样与分析	115
5.2.4	统计分析	115
5.3	结果	116
5.3.1	土壤有机碳、全氮、C:N 和pH	116
5.3.2	土壤NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> -N 和NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> -N	116
5.3.3	植物地上生物量、地下生物量和物种丰度	118
5.3.4	氮施肥对NEE、ER和GEP 的影响	121
5.4	讨论	121
5.4.1	放牧草原土壤无机氮对多水平氮施肥的响应	121
5.4.2	放牧草原植物物种多样性和生物生产力对多水平氮施肥的响应	125
5.4.3	放牧草原生态系统NEE、ER 和GEP 对多水平氮施肥的响应	126
5.5	小结	129
<b>第六章</b>	<b>结论、创新点和展望</b>	<b>131</b>
6.1	主要结论	131
6.2	主要创新点	132
6.3	不足与展望	132
6.3.1	青藏高原活性氮沉降量及其空间分布格局	132

## 目 录

---

6.3.2	青藏高原活性氮沉降增加与放牧草原碳氮循环 . . . . .	132
6.3.3	青藏高原干湿环境空间格局与高寒生态系统氮循环 . . . . .	132
	参考文献	135
	致谢	i
	作者简介	v



## 图 目 录

1.1	氮沉降增加与放牧交互作用概念图	27
1.2	青藏高原氮湿沉降观测点分布图	32
1.3	纳木错站地理位置示意图	33
1.4	纳木错高寒草原、高寒草甸和高寒沼泽草甸景观图	34
1.5	多水平氮施肥试验样地设计示意图	35
1.6	技术路线图	36
2.1	5个台站降水化学离子浓度	44
2.2	5个台站降水化学离子成分百分比	45
2.3	青藏高原无机氮湿沉降空间分布图	57
3.1	青藏高原草地生态系统CO <sub>2</sub> 通量观测点分布图	63
3.2	草甸生态系统总光合和总呼吸日动态	67
3.3	2012年纳木错草原、草甸和沼泽草甸土壤NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> 、NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> 比较	70
3.4	纳木错草原、草甸和沼泽草甸 NEE、ER 和 GEP 季节动态（2012-2013年）	71
3.5	环境干湿程度与土壤NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> /NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> 的关系概念图	75
3.6	纳木错站2012-2013年降水量	77
3.7	2011年纳木错高寒草原围栏内外土壤无机氮含量比较	85
3.8	纳木错高寒草原围栏内外植物N:P、物种、地上生物量和地下生物量对比	86
3.9	纳木错高寒草原围栏内外NEE、ER 和GEP 季节动态	89
4.1	2011年地上碳氮库、氮吸收效率、氮利用效率、叶氮含量和叶N:P对多水平施肥的响应	96
4.2	2011年高寒草原9个物种叶氮含量对多水平施肥的响应	99

4.3	2011 年高寒草原9 个物种N:P 对多水平施肥的响应 . . . . .	100
4.4	2011 年土壤铵盐硝酸盐对多水平施肥的响应 . . . . .	102
4.5	2011 年高寒草原9 个物种 $\delta^{15}\text{N}$ 对多水平施肥的响应 . . . . .	103
4.6	2011 年纳木错高寒草原群落水平 $\text{N}_2\text{O}$ 通量、植物 $\delta^{15}\text{N}$ 对多水平施肥的 响应及 $\text{N}_2\text{O}$ 通量与植物 $\delta^{15}\text{N}$ 的关系 . . . . .	104
4.7	估算氮沉降增加对青藏高原草地生态系统地上碳氮库影响 . . . . .	108
5.1	纳木错高寒草原土壤有机碳、全氮、C:N 和 pH 对多水平氮施肥的响应 (2010-2012) . . . . .	117
5.2	纳木错高寒草原土壤铵态氮和硝态氮对多水平氮施肥的响应 (2010- 2012) . . . . .	119
5.3	纳木错高寒草原土壤 $\text{NO}_3^-$ -N/ $\text{NH}_4^+$ -N 季节平均值对多水平氮施肥的响 应 (2010-2012) . . . . .	120
5.4	纳木错高寒草原植物物种丰度和地上生物量对多水平氮施肥的响应 (2012-2013) . . . . .	122
5.5	纳木错高寒草原地下生物量和根冠比对多水平氮施肥的响应 (2013) . . .	123
5.6	纳木错高寒草原NEE、ER 和GEP 对多水平氮施肥的响应 (2012) . . . . .	124
5.7	纳木错高寒草原植物群落水平叶氮含量对多水平氮施肥的响应 (2012) . .	128

## 表 目 录

2.1	青藏高原降水离子浓度及其与中国其他站点比较	46
2.2	青藏高原5个台站降水主要离子海洋源、土壤源富集因子	49
2.3	青藏高原5个台站降水主要离子海洋源、土壤源和人为源贡献率	50
2.4	青藏高原5个台站降水主要离子主成分分析结果	51
2.5	青藏高原5个台站降水主要离子Pearson相关分析结果	52
2.6	青藏高原无机氮湿沉降及其与中国其他站点比较	56
3.1	2012年纳木错高寒草原、草甸和沼泽草甸土壤、植物养分特征	64
3.2	纳木错草原、草甸和沼泽草甸年均NEE、ER和GEP季节均值比较	72
3.3	青藏高原草地生态系统CO <sub>2</sub> 通量观测结果汇总	73
3.4	纳木错草原、草甸和草甸生态系统呼吸温度敏感性(Q <sub>10</sub> )	74
3.5	2012-2013年纳木错草原、草甸和沼泽草甸NEE、ER和GEP季节峰值	78
3.6	青藏高原高寒草原、高寒草甸和高寒沼泽CO <sub>2</sub> 通量估算	79
3.7	纳木错高寒草原围栏内外植物物种水平叶N含量、C:N和N:P比较	88
4.1	2011年物种差异、多水平施肥及其交互作用对叶氮含量、叶N:P和叶 δ <sup>15</sup> N的影响。	98
4.2	2011年土壤表层(0-10 cm)参数对氮施肥的响应	101



# 第一章 绪论

## 1.1 人为源活性氮排放、沉降与监测

### 1.1.1 人为源活性氮简介

全新世 (Holocene) 以来, 人类活动改变了地球元素循环 (Vitousek et al., 1997)。目前, 地表约有 62 种元素循环受到了人类活动干扰, 其中就包括氮循环 (Sen and Peucker-Ehrenbrink, 2012)。自然界中的氮化物分为两种: 非活性氮 (Non-reactive N) 和活性氮 (Reactive N, Nr) (Galloway et al., 2003)。非活性氮是指  $N_2$  (Galloway et al., 2003)。活性氮 (Nr) 是指除了  $N_2$  之外的氮化物 (Galloway et al., 2013), 包括: 无机还原性氮 (如:  $NH_3$ 、 $NH_4^+$  等), 无机氧化性氮 (如:  $NO_x$ 、 $HNO_3$ 、 $N_2O$  和  $NO_3^-$  等), 以及有机氮 (如: 尿素、胺、蛋白质和核酸等) (Galloway et al., 2003)。

自然界蕴藏着巨量的非活性氮, 如: 空气中 78% 的成分为  $N_2$ ; 然而, 绝大多数生物都无法直接利用  $N_2$ 。 $N_2$  中两个 N 原子之间由三键连接; 若要利用  $N_2$ , 需要将  $N\equiv N$  断裂, 这个过程中需要耗费较高的能量, 只有在高温条件下或者部分固氮微生物过程能够达到 (Canfield et al., 2010)。人类干扰以前, 地球上将  $N_2$  转化为活性氮的方式基本只有两种: 闪电和生物固氮 (Biological nitrogen fixation, BNF) (Galloway et al., 2003)。在闪电造成的高温条件下,  $N_2$  和  $O_2$  发生反应:  $N_2+O_2=2NO$ , 将  $N_2$  转化为活性氮; 接着, NO 被氧化成  $NO_2$ , 继而转化成  $HNO_3$ , 之后以干湿沉降的形式输入生态系统 (Galloway et al., 2004)。就闪电固氮来说, 全球固氮总量约计  $5.4 \text{ Tg N yr}^{-1}$  (Galloway et al., 2004)。生物固氮可以分成两种形式 (Reed et al., 2011): (1) 共生固氮 (Symbiotic  $N_2$  fixation), 是指植物 (如: 豆科植物) 与其根瘤部位固氮微生物 (如: 根瘤菌 (Hartwig, 1998)) 协同固氮; (2) 自生固氮 (Free-living  $N_2$  fixation), 是指除共生固氮以外的植物固氮形式, 如: 叶表附生植物固氮或者地衣固氮 (DeLuca et al., 2002; Reed et al., 2011)。热带地区, 森林灌木生物固氮量约为  $6 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (De Souza et al., 2012), 草地生物固氮量 ( $0.22\text{-}5 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ) (De Freitas et al., 2012)。就生物固氮而言, 陆地生态系统和海洋生态系统生物固氮基本相当, 分别约为  $120 \text{ Tg N yr}^{-1}$  和  $121 \text{ Tg N yr}^{-1}$  (Galloway et al., 2004)。

自 20 世纪初以来，地球氮循环受三种人为活动剧烈干扰：人为工业活动（哈伯-博施法）、固氮植物人工种植和化石燃料燃烧 (Canfield et al., 2010; Galloway et al., 2008; McLauchlan et al., 2013)。1909 年，Fritz Haber 在实验室中首次利用  $N_2$  和  $H_2$  合成  $NH_3$ 。1913 年，Carl Bosch 改进了 Fritz Haber 的高压合成氨法，利用合适的氧化铁型催化剂，成功实现合成氨生产工业化。Haber 和 Bosch 的共同发现被命名为：哈伯-博施法（Haber-Bosch process）(Galloway et al., 2013)，Carl Bosch 还因此获得了 1931 年诺贝尔化学奖。20 世纪 50 年代后，哈伯-博施法固氮被广泛应用于氮肥合成；20 世纪 60 年代初，全球肥料（包含氮磷钾，氮约占 57%，磷约占 25%，钾约占 18%）耗费约为  $34.3 \times 10^6$  吨，至 2006 年升至  $166 \times 10^6$  吨，至 2050 年预计将高达  $263 \times 10^6$  吨 (Alexandratos and Bruinsma, 2012; Sutton and Bleeker, 2013)。施肥增加促进了农业生产，维持了地球人口的持续增长；至 21 世纪初，因哈伯-博施法而增加的农业生产已经供养了世界上约 50% 的人口 (Erismann et al., 2008)。除了合成氮肥，哈伯-博施法还可用于合成工业氮，生产可被人类使用的工业产品，比如：尼龙。中国工业氮通量迅速增长，近 30 年以来（1980-2008 年）增加了近 13.4 倍，至 2008 年已高达  $3.7 \text{ Tg N yr}^{-1}$  (Gu et al., 2013b)。从 1960 年至 2008 年，全球工业氮通量从  $2.5 \text{ Tg N yr}^{-1}$  增至  $25.4 \text{ Tg N yr}^{-1}$ ，这与化石燃料燃烧排放的  $NO_x$  相当 (Gu et al., 2013a)。哈伯-博施法直接导致工业固氮持续增加，早在 20 世纪 70 年代，哈伯-博施法固氮速率就已经开始超过自然固氮速率 (Galloway et al., 2013)。

自 19 世纪中叶以来，全球人为活性氮排放持续增加：1860 年时为  $15 \text{ Tg N yr}^{-1}$ ；2000 年时高达  $165 \text{ Tg N yr}^{-1}$  (Galloway et al., 2008)，相当于自然固氮速率的 1.5-2 倍 (Erismann et al., 2011)；至 2008 年，这一数值增至  $192 \text{ Tg N yr}^{-1}$  (Gu et al., 2013a)。近几十年来，亚洲农业、经济发展迅速，人为活性氮排放剧烈增长；研究发现：亚洲人为活性氮排放已经从 1961 年的  $14.4 \text{ Tg N yr}^{-1}$ ，上升至 2000 年的  $67.7 \text{ Tg N yr}^{-1}$ ，至 2030 年，预计将达到  $105.3 \text{ Tg N yr}^{-1}$  (Zheng et al., 2002)。

### 1.1.2 氮沉降监测现状

活性氮排放的 70% 最终会以干湿沉降的形式沉降到地表；因此，随着人为活性氮排放的增加，大气氮沉降量也愈来愈高 (Lamarque et al., 2005)。鉴于活性氮排放持续增加及其对生态系统的影响，许多国家和地区已经展开了系统性的氮沉降观测。美

国于 1978 年就开展了国家大气氮沉降计划及监测网 (National Atmospheric Deposition Program [NADP] /National Trends Network [NTN]), 覆盖美国全境, 布设 237 个监测点, 用于监测无机氮 ( $\text{NH}_4^+$ 、 $\text{NO}_3^-$ ) 湿沉降 (Holland et al., 2005) (<http://nadp.sws.uiuc.edu>, Last visited on 2014-02-16); 并于 1987 年建立了国家干沉降网及大气清洁状况和趋势网络 (National Dry Deposition Network[NDDN] /Clean Air Status and Trends Network[CASTNE]), 覆盖美国全境, 布设 80 个监测点, 用于监测氮素 (Particulate nitrate/Nitric acid/Particulate ammonium) 干沉降 (<http://java.epa.gov/castnet/index.jsp>, Last visited on 2014-02-16)。加拿大于 1983 年组建了空气和降水监测网络 (Canadian Air and Precipitation Monitoring Network [CAPMoN]), 现有 33 个监测点, 用于监测氮湿沉降和干沉降 (<http://www.ec.gc.ca/rs-mn/default.asp?>, Last visited on 2014-02-16)。欧洲于 1977 年也开始开展欧洲监测评价计划 (European Monitoring and Evaluation Programme [EMEP]), 共布设 232 个监测点 (<http://www.emep.int/>, Last visited on 2014-02-16), 用于监测氮素湿沉降 ( $\text{NH}_4^+$ 、 $\text{NO}_3^-$ ) 和干沉降 (Particulate nitrate/Nitric acid/Particulate ammonium) (Holland et al., 2005)。日本于 1989 年组建了日本酸沉降调查网络 (Japanese Acid Deposition Survey [JADS]), 共布设 20 个监测点, 用于监测氮干湿沉降。东亚酸沉降监测网 (Acid Deposition Monitoring Network in East Asia [EANET]) 观测工作开始于 2000 年, 覆盖范围涉及到 13 个国家: 中国、柬埔寨、日本、印度尼西亚、老挝人民民主共和国、马来西亚、蒙古、缅甸、菲律宾、韩国、俄罗斯、泰国、越南; 共设立了 53 个监测点, 用于监测氮素干湿沉降; 其中, 有 9 个站点分布于中国的四个城市 (重庆、西安、厦门、珠海) (<http://www.eanet.cc>, Last visited on 2014-02-16)。

就中国而言, 中国气象局于 1989 建立了国家酸沉降监测网 (National Acid Deposition Monitoring Network [NADMN]), 主要测定 pH、电导率和降水量, 只有上甸子、临安、龙凤山和瓦里关 4 个本底观测站有连续的降水化学观测。“八五”期间, 丁国安承担“全国湿沉降酸性气体时空分布特点研究”课题, 1992-1993 年在所有台站采集降水, 进行化学分析。迄今为止, 这是唯一的背景条件下全国的降水化学资料, 其中, 在青藏高原布点稀少 (Ge et al., 2011; 丁国安等, 2004)。就区域尺度来说, 中挪合作开展了中国酸沉降综合影响观测研究 (Integrated Monitoring Program on Acidification of Chinese Terrestrial Systems[IMPACTS]), 侧重于亚热带森林生态系统, 设立了重庆市铁山坪, 湖南省韶山, 贵州省鹿冲关、雷公山和广东省流溪河共 5 个国际标准的酸雨监测

点, 于 2001 年 1 月开始观测氮素湿沉降 (Chen and Mulder, 2007)。中国科学院大气物理研究所开展了京津冀大气污染沉降通量联网观测, 对北京、阳坊、天津、塘沽、保定、栾城、禹城、沧州、唐山和兴隆共计 10 个点进行氮素干湿沉降监测 (Pan et al., 2012)。中国科学院地理科学与资源研究所依托中国通量观测研究网络 (ChinaFLUX network), 针对森林生态系统, 开展了中国东部南北样带 (North - South Transect of Eastern China [NSTEC]) 氮沉降监测研究, 共布设 8 个监测点: 呼中站、帽儿山站、根河站、长白山站、千烟洲站、大岗山站、会同站和鼎湖山站, 自 2008 年 5 月开始林内氮湿沉降观测 (Sheng et al., 2013)。

综上, 就全球而言: 北美、欧洲、东亚和南亚是三大氮沉降区, 其中北美和欧洲已经具备较为完善的观测网络。东亚虽然也已经开始开展氮沉降观测工作, 不过, 观测点主要位于城市地区, 至于受人类活动影响较小的偏远地区, 布点稀少, 整体空间布局很不均衡。就中国而言: 尚无国家尺度的氮沉降观测网络, 东部地区已经开展针对地区尺度的氮沉降观测, 而在中国西北以及广袤的青藏高原地区, 未曾进行区域尺度的氮沉降观测。

### 1.1.3 氮沉降近 30 年变化趋势

欧美地区、澳大利亚和日本氮沉降长期观测记录比较完善。加拿大空气和降水监测网络 (CAPMoN) 有 12 个站点具有长期连续监测记录, 其观测结果表明: 从 1988 年至 2007 年, 加拿大降水中  $\text{NH}_4^+$  没有变化, 而  $\text{NO}_3^-$  浓度则持续下降 (Zbieranowski and Aherne, 2011)。美国国家大气氮沉降计划及监测网 (NADP/NTN) 有 164 个站点具有长期监测记录, 其观测结果表明: 从 1985 年至 2002 年, 58% 的监测点降水  $\text{NH}_4^+$  浓度显著增加, 仅有 3 个监测点降水  $\text{NH}_4^+$  浓度显著下降; 美国中西部地区降水  $\text{NO}_3^-$  浓度显著增加 (45 个监测点, 占 27%), 而美国东北部  $\text{NO}_3^-$  浓度显著下降 (25 个监测点, 占 15%); 就降水可溶性无机氮 ( $\text{NH}_4^+ + \text{NO}_3^-$ , DIN) 浓度而言, 美国东北部 (11 个监测点, 占 7%) 降水可溶性无机氮显著下降, 其他地区则有 75 个监测点 (占 46%) 降水中可溶性无机氮显著增加 (Lehmann et al., 2005)。欧洲监测评价计划 (EMEP) 有 24 个站点具有长期连续监测记录, 其观测结果表明: 从 1980 年至 2003 年, 欧洲降水中  $\text{NH}_4^+$  和  $\text{NO}_3^-$  浓度均呈现出下降趋势; 从 1990 年至 2003 年, 欧洲空气  $\text{NH}_x$  显著下降, 而空气  $\text{NO}_x$  并未显著变化 (Fagerli and Aas, 2008)。澳大利亚降水观测网 (Austrian

Precipitation Sampling Network) 中 11 个站点具有长期连续监测记录, 其观测结果表明: 从 1984 年至 1999 年, 澳大利亚降水中  $\text{NH}_4^+$  和  $\text{NO}_3^-$  浓度均未显著变化 (Puxbaum et al., 2002)。日本酸沉降调查网络 (JADS) 有 20 个站点具有长期连续监测记录, 其观测结果表明: 从 1989 年至 2008 年, 日本降水中  $\text{NH}_4^+$  和  $\text{NO}_3^-$  浓度均呈现持续增加趋势, 且目前氮湿沉降中  $\text{NH}_4^+$  和  $\text{NO}_3^-$  比例相当 (Morino et al., 2011)。

中国氮沉降观测不仅空间分布不均, 而且长期历史记录匮乏。目前, 中国仅有几个城市具有长期连续历史记录, 如: 广州 (1983-2010 年) (Fang et al., 2013), 丽江 (1989-2006 年) (Zhang et al., 2012c), 南京 (1992-2003 年) (Tu et al., 2005), 深圳 (1986-2006 年) (Huang et al., 2008b)。研究人员只能主要依靠搜集中国不同年代的文献氮沉降数据, 勾勒出中国近 30 年的氮沉降变化。Liu et al. (2013c) 搜集 270 个观测站氮沉降数据 (源于 315 篇文献数据, 包括: 276 篇期刊论文、19 篇学位论文和 20 部专著, 以及中国农业大学组建的氮沉降观测网 [China Agricultural University-organized Deposition Network, CAUDN]), 研究发现: 近 30 年来, 中国氮湿沉降从  $13.2 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (1980s) 增至  $21.1 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (2000s)。中国中东部人口密集, 且农业集约化程度高, 这里的氮沉降量已超过北美地区, 与西欧上世纪八十年代氮沉降高峰时期的沉降量相当 (Liu et al., 2013c)。二十世纪八十年代, 氮沉降中约 5/6 是  $\text{NH}_4^+\text{-N}$ , 1/6 是  $\text{NO}_3^-\text{-N}$  (Liu et al., 2013c)。目前, 氮沉降量的 2/3 是  $\text{NH}_4^+\text{-N}$ , 主要来自氮肥、畜牧业等农业源; 氮沉降的约 1/3 是  $\text{NO}_3^-\text{-N}$ , 主要来自化石能源燃烧 (燃煤和汽车尾气等) 等非农业源。这说明, 工业、交通源等非农业源活性氮排放增长速度较快 (Liu et al., 2013c)。Jia et al. (2014) 认为: Liu et al. (2013c) 计算中国氮湿沉降时没有考虑到区域差异, 只是将各地区观测数据取算术平均 (Arithmetic average); 这很可能会高估中国氮湿沉降量, 因为氮沉降相对偏少的西部地区地域广阔, 可观测点却分布较少 (Jia et al., 2014)。Jia et al. (2014) 采用中国国家酸沉降监测网 (NADMN) 的观测点氮湿沉降值 (1980s 有 25 个点, 1990s 有 136 个点, 2000s 有 144 个点), 进行克里金空间插值 (Kriging interpolation technique), 求取中国氮湿沉降量; 发现: 近 20 年来, 中国氮湿沉降从  $11.11 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (1990s) 增至  $13.87 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (2000s)。从空间分布上看, 就氮素湿沉降而言, 中国南部较高, 西部和北部较低 (Jia et al., 2014)。四川盆地西部氮湿沉降量甚至高于  $80 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (Xu et al., 2013c)。至于氮干沉降, 中国北部较高, 西部和南部相对较低 (Lü and Tian, 2007)。2007-2010 年, 京津冀地区氮沉降量约为

60.6 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>，其中干沉降约占 60.6%，湿沉降约占 39.4 % (Pan et al., 2012)。

综上，自 20 世纪 80 年代以来，欧洲和加拿大氮湿沉降呈下降趋势，美国氮湿沉降大部分地区呈上升趋势（少数地区不变或者下降），澳大利亚氮湿沉降没有变化，东亚氮湿沉降呈急剧上升趋势。至 21 世纪初，美国氮沉降约为 6.5Tg N yr<sup>-1</sup> (Zhang et al., 2012b)，欧洲氮沉降 6.8 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> (Holland et al., 2005)，而亚洲已经成为继欧洲、美国之后的第三大氮沉降区 (Dentener et al., 2006)。受东亚氮沉降增加的影响，在中国东海、黄海、日本海等太平洋西北海域，海水氮含量自 1980 年至 2010 年呈持续增加趋势 (Kim et al., 2011)。至 21 世纪初，全球陆地接受的沉降速率约为 25-40 Tg N yr<sup>-1</sup>，预计 2100 年这一数值将会达到 60-100 Tg N yr<sup>-1</sup> (Lamarque et al., 2005)。

#### 1.1.4 氮沉降长期历史记录

氮沉降观测是精确记录氮沉降量的有效方式，欧洲、北美以及东亚已有 30 年左右的监测。自 20 世纪初，人为活性氮排放就已经开始增加，至今，已历时百余年。若要全面认知人为活性氮沉降历史，30 年左右的观测仍然较短，难以说明百年及更长时间尺度上人为活性氮沉降的变化历史。不仅如此，亚洲、南美及非洲仍无完善的氮沉降监测网络，全球氮沉降观测点空间分布仍不健全。事实上，除了人为观测氮沉降以外，地球上各种介质已经广泛记录下了人为源活性氮沉降的信息，如：苔藓、冰芯、湖芯和树轮等 (Elser, 2011)。

藓类植物对温度、降水、CO<sub>2</sub> 浓度以及大气氮沉降变化等响应敏感，是气候变化的指示器 (Lindo et al., 2013)。Harmens et al. (2011) 在欧洲采集了近 3000 个苔藓样品，遍及欧洲 16 个国家；结合苔藓氮含量和欧洲 EMEP 监测网氮沉降量进行分析，发现：苔藓氮含量与大气氮沉降量显著相关；这意味着苔藓氮含量可以指示欧洲大气氮沉降的空间分布 (Schroder et al., 2010, 2014)。大气氮沉降是苔藓氮吸收的重要氮源，依据苔藓氮可以反演当地氮沉降量。研究发现，中国贵阳石生苔藓 (Epilithic mosses) 氮总含量的 56% 来自大气 NH<sub>4</sub><sup>+</sup> 氮沉降、44% 来自大气可溶性有机氮沉降；陆生苔藓 (Terricolous mosses) 氮总含量的 46% 来自大气 NH<sub>4</sub><sup>+</sup> 氮沉降、17% 来自大气可溶性有机氮沉降、37% 来自土壤可利用氮 (Liu et al., 2013d)。Xiao et al. (2011) 于中国南部（长江以南）16 个采样点采集石生苔藓，测定苔藓氮含量和 δ<sup>15</sup>N，研究发现：藓类植物指示中国南部氮沉降量约为：26.0 至 34.9 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>。

不仅苔藓氮含量可以指示氮沉降量，苔藓  $\delta^{15}\text{N}$  可以用于指示其吸收的氮来源。活性氮  $\delta^{15}\text{N}$  因其源而异：动物排泄物源的  $\text{NH}_x$  的  $\delta^{15}\text{N}$  约为  $-15\text{‰}$  至  $-4\text{‰}$ ，土壤源的  $\text{NH}_x$  的  $\delta^{15}\text{N}$  约为  $-5.8\text{‰}$  至  $-3.3\text{‰}$ ，机动车尾气排放源的  $\text{NO}_x$  的  $\delta^{15}\text{N}$  约为  $-1.8\text{‰}$  至  $3.7\text{‰}$ ，煤炭燃烧源的  $\text{NO}_x$  的  $\delta^{15}\text{N}$  约为  $6\text{‰}$  至  $13\text{‰}$  (Xiao et al., 2010)；中国贵阳化肥中氮素的  $\delta^{15}\text{N}$  约为  $-1.4$  至  $1.4\text{‰}$  (Liu et al., 2006)。大气沉降中氮  $\delta^{15}\text{N}$  值能反映出氮沉降的来源 (Elliott et al., 2007; Kendall et al., 2007)，同样，苔藓能够吸收活性氮沉降，根据苔藓  $\delta^{15}\text{N}$ ，可以推断其所吸收的氮素来源。例如：中国南部森林中苔藓  $\delta^{15}\text{N}$  约为： $-3$  至  $3\text{‰}$ ，农业区苔藓的  $\delta^{15}\text{N}$  约为： $-1$  至  $1\text{‰}$ ；这意味着中国南部森林和农业区苔藓吸收的氮主要来自土壤源和化肥源的氮。氮同位素可以用于指示人为活性氮输入 (Hastings et al., 2013; Kendall et al., 2007; Liu et al., 2008)。不过，降水中的还原性溶解氮 (Reduced dissolved N) 能够抑制硝酸还原酶活性 (Nitrate reductase activity)；如果使用苔藓  $\delta^{15}\text{N}$  指代降水中可溶性氮  $\delta^{15}\text{N}$  的话，则会高估氮湿沉降量 (Liu et al., 2012)。

氮沉降观测（尤其氮干沉降观测）过程中，样品采集和测定耗时较长、工作繁复；与之相比，以苔藓作为代用指标揭示氮沉降时空分布是一种更为经济便捷的方式。在不易布设氮沉降观测站的偏远区域，采用苔藓作为代用指标，有助于提升我们对氮沉降空间分布格局的认知。不仅如此，苔藓还记录着人为源活性氮沉降的长期连续变化。Solga et al. (2006) 搜集了德国西部 1860 年至 2001 年的苔藓样品，研究发现：140 年以来，德国西部苔藓氮含量稍呈增加趋势，而苔藓  $\delta^{15}\text{N}$  呈持续下降趋势（尤其在畜牧业发达地区）；这指示德国西部氮沉降 140 年来持续增加，且持续受人类活动干扰。除藓类植物之外，冰芯、湖芯和树轮也记录着人为源活性氮沉降的长时间序列变化。

(1) 冰芯。格陵兰岛冰芯  $\text{NO}_3^-$  记录揭示了 300 年来（1700 年至 2000 年）人为活性氮沉降的变化：冰芯  $\text{NO}_3^-$  浓度自 1890 年开始呈增加趋势，冰芯  $\text{NO}_3^-$  的  $\delta^{15}\text{N}$  则从 1850 年起就开始持续降低；自 1750 年以来，冰芯  $\text{NO}_3^-$  的  $\delta^{15}\text{N}$  与化石燃料燃烧  $\text{CO}_2$  排放量显著性负相关；在 1950 年和 1980 年，冰芯  $\text{NO}_3^-$  的  $\delta^{15}\text{N}$  历经两次大幅度的改变（1950 年始大幅度下降，1980 年始大幅度增加），这是可能是因为 1950 年时，化石燃料燃烧快速增加导致冰芯  $\text{NO}_3^-$  的  $\delta^{15}\text{N}$  快速下降，而 1980 年后，不仅化石燃料燃烧，生物质燃烧和美国农业源  $\text{NO}_x$  排放也开始发生变化，致使冰芯  $\text{NO}_3^-$  的  $\delta^{15}\text{N}$  自 1980 年又开始增加 (Hastings et al., 2009)。将格陵兰岛冰芯  $\text{NO}_3^-$  的  $\delta^{15}\text{N}$  记录与土地利用、生物质燃烧、肥料应用和  $\text{NO}_x$  排放源  $\delta^{15}\text{N}$  特征等的历史记录协同分析，发现：

从 1750 年至 1850 年, 生物质燃烧是影响格陵兰冰芯  $\text{NO}_3^-$  的  $\delta^{15}\text{N}$  的主因; 从 1850 年至 1920 年, 生物质燃烧和化石燃料燃烧共同决定了陵兰冰芯  $\text{NO}_3^-$  的  $\delta^{15}\text{N}$  的变化; 1920 年以后, 生物质燃烧、化石燃料燃烧和土壤源  $\text{NO}_x$  排放共同影响陵兰冰芯  $\text{NO}_3^-$  的  $\delta^{15}\text{N}$ ; 尤其在 1920 年以后, 在美国, 哈伯-博施法合成氮肥商业化, 农业施肥大量增加, 土壤  $\text{NO}_x$  排放 (消化作用和反硝化作用的副产物) 大量增加, 农业源  $\text{NO}_x$  排放急剧增加可能致使格陵兰冰芯  $\text{NO}_3^-$  的  $\delta^{15}\text{N}$  急剧降低; 1980 年时, 美国经济衰退, 农场债务繁重, 氮肥投入量减少, 致使陵兰冰芯  $\text{NO}_3^-$  的  $\delta^{15}\text{N}$  有所增加 (Felix and Elliott, 2013)。除了极地以外, 在中低纬度的青藏高原, 冰川也广泛分布, 并同样记录下了氮沉降的长期历史变化。青藏高原冰芯氮含量记录揭示: 自 20 世纪中叶以来大气氮湿沉降呈增加趋势 (Hou et al., 2003; Kang et al., 2002a,b; Thompson et al., 2000; Zhao et al., 2011b, 2008; Zheng et al., 2010); 可青藏高原冰芯氮  $\delta^{15}\text{N}$  记录尚未见报道。

(2) 湖芯。北半球 25 个湖泊的湖芯氮同位素记录揭示: 1895 年之前, 湖泊沉积物  $\delta^{15}\text{N}$  接近于 0, 说明其同位素组成 ( $^{15}\text{N}:^{14}\text{N}$ ) 与空气中  $\text{N}_2$  的同位素组成相当; 然而, 自 1895 年起, 湖泊沉积物  $\delta^{15}\text{N}$  普遍开始下降, 之后因人为活性氮沉降增加而加速下降 (Holtgrieve et al., 2011)。湖芯有机质氮同位素组成可以反映出人类活性对地球氮循环的干扰, 其  $\delta^{15}\text{N}$  的变化历史甚至被用于界定全新世-人类世过渡期 (Holocene-Anthropocene): 始于 1850 年, 于 1950 年-1970 年间加速, 于 1980 年后再次加速 (Wolfe et al., 2013)。在这一时期, 与湖芯有机质  $\delta^{15}\text{N}$  变化相伴随的, 还包括: 温室气体 ( $\text{CO}_2$ 、 $\text{N}_2\text{O}$ 、 $\text{CH}_4$ ) 浓度升高、臭氧层破坏、北半球地表温度升高、陆地及沿海生态系统结构改变等 (Steffen et al., 2011)。青藏高原东南部高山湖泊 (Shade Co 和 Moon Lake) 湖芯有机氮含量及其氮同位素组成揭示: 因人为活性氮沉降增加的影响, 高山湖泊生态自 20 世纪初开始变化, 并且愈来愈剧烈 (Hu et al., 2014); 相似的趋势在青藏高原南部喜马拉雅山脉的高寒湖泊沉积记录中也得到了印证 (Choudhary et al., 2013)。

(3) 树轮。树轮  $\delta^{15}\text{N}$  受养分条件和人为活性氮排放影响, 可以用于指示人为活动变化历史 (Savard, 2010)。树轮氮含量受心材-边材过渡区 (Heartwood - sapwood transition zone) 植物生理特性的影响, 而树轮  $\delta^{15}\text{N}$  则不受心材-边材边界的影响; 因此, 较之于树轮氮含量, 树轮  $\delta^{15}\text{N}$  更能指示历史时期环境因子的变化 (Doucet et al., 2012)。加拿大魁北克市红皮云杉 (Red spruce) 氮含量和氮同位素记录了 127 年

(1880-2007年)的环境变化信息 (Doucet et al., 2012)。研究发现: 1990-2007 年间, 树轮  $\delta^{15}\text{N}$  与当地降水总量及氮氧化物排放量显著相关; 1957-2007 年间, 树轮  $\delta^{15}\text{N}$  下降了 1.8‰ (Doucet et al., 2012)。1957-2007 年间, 魁北克省汽车数量呈上升趋势, 且汽车尾气中  $\text{NO}_x$  的  $\delta^{15}\text{N}$  值较低; 这些低  $\delta^{15}\text{N}$  值的  $\text{NO}_x$  在魁北克省传输、沉降, 并造成土壤酸化 (Doucet et al., 2012)。红皮云杉树轮  $\delta^{15}\text{N}$  值时间序列, 反应出了魁北克省人为活动对土壤和空气氮动态的长期干扰 (Doucet et al., 2012)。加拿大蒙特利尔 (Montreal) 和乔治亚湾 (Georgian Bay) 的树轮  $\delta^{15}\text{N}$  值历史记录和当地  $\text{NO}_x$  排放历史紧密相关 (Savard et al., 2009)。加拿大安大略省 (Ontario) 和新不伦瑞克省 (New Brunswick) 共计 7 个采样点的树轮  $\delta^{15}\text{N}$  自 1945 年开始呈现持续下降趋势, 这与同期人为活动干扰开始持续增加相一致 (Bukata and Kyser, 2007)。

美国北方阔叶林 (Northern hardwood forest) 树轮和湖泊  $\delta^{15}\text{N}$  历史记录则反映出了欧美土地利用 (Euro-American land use) 变化历史 (McLauchlan et al., 2007)。1800 年之前的 100 年, 北美人类活动变化不大, 当地镜湖 (Mirror Lake) 湖芯  $\delta^{15}\text{N}$  在这 100 年中仅增加了 0.05‰ (McLauchlan et al., 2007)。1790 年, 欧美殖民者开始进入北美 (据 1790 年美国人口调查 [1790 United States Census]), 殖民者烧掉森林, 开荒耕种; 这一度降低了植物氮库 (Compton and Boone, 2000), 同时使得当地生态系统中可利用氮突然增加 (McLauchlan et al., 2007)。镜湖沉积物中孢粉历史记录显示: 1790 年起, 草本类群 (Herbaceous taxa) 孢粉开始增多, 而木本孢粉开始降低, 这印证了首批殖民者烧林耕种的历史 (McLauchlan et al., 2007)。焚毁森林所释放的高  $\delta^{15}\text{N}$  值氮素部分输入湖泊, 镜湖湖芯  $\delta^{15}\text{N}$  因此自 1790 年起持续增加 (McLauchlan et al., 2007)。Bukata and Kyser (2005) 研究发现: 森林焚烧后, 树轮氮含量并未现显著变化, 不过, 生态系统硝化速率和硝酸盐流失速率均会增加, 这有可能导致可利用氮  $\delta^{15}\text{N}$  增加, 继而致使树轮  $\delta^{15}\text{N}$  增加。自 1929 年至 2005 年, 美国北方阔叶林树轮及湖芯  $\delta^{15}\text{N}$  均呈现出持续下降趋势, 其中树轮  $\delta^{15}\text{N}$  下降速率为  $0.019\text{‰ yr}^{-1}$  (McLauchlan et al., 2007)。这说明: 自 1929 年, 历史上焚烧森林所释放的高  $\delta^{15}\text{N}$  值氮素已经不足够森林生态系统使用 (McLauchlan et al., 2007), 同时, 人为源低  $\delta^{15}\text{N}$  输入增加, 二者共同导致树轮及湖芯  $\delta^{15}\text{N}$  下降。

与中高纬度森林不同, 中美洲巴拿马 (Panama) 热带雨林树轮  $\delta^{15}\text{N}$  在 1967-2007 年间呈持续增加趋势, 豆科树种与非豆科树种均呈现出该趋势 (Hietz et al., 2011)。半个世纪以来, 巴拿马人为活性氮排放和沉降均持续增加; 氮沉降增加导致热带雨林树轮

$\delta^{15}\text{N}$  上升, 这样的规律与北美地区并不一致 (Hietz et al., 2011)。历时 9 年的巴拿马热带雨林氮施肥试验表明: 氮施肥致使热带雨林土壤硝酸盐流失激增 (从  $0.01 \text{ mg N L}^{-1}$  增至  $0.93 \text{ mg N L}^{-1}$ )、 $\text{NO}$  排放激增 (从  $70 \text{ mg N m}^{-2} \text{ day}^{-1}$  增至  $196 \text{ mg N m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ )、 $\text{N}_2\text{O}$  排放激增 (从  $448 \text{ mg N m}^{-2} \text{ day}^{-1}$  增至  $1498 \text{ mg N m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ )，而这三个过程均伴随着氮同位素分馏, 导致底物中可利用氮  $\delta^{15}\text{N}$  增加, 继而致使树轮及叶  $\delta^{15}\text{N}$  增加 (Corre et al., 2010)。南美洲热带雨林也呈现出了相似的规律, 自 20 世纪初以来, 巴西热带雨林树轮  $\delta^{15}\text{N}$  值便呈持续增加趋势 (Hietz et al., 2010)。

树轮  $\delta^{15}\text{N}$  能够在区域水平上指示长期人类活动引起的环境因子变化, 有助于我们深入理解人类活动对环境的长期干扰。不过, 在不同区域, 树轮  $\delta^{15}\text{N}$  因人为活性氮源、土地利用变化、植被类型而异; 另外, 树轮  $\delta^{15}\text{N}$  长时间序列上的变化趋势也可能受树种氮吸收偏好的影响。McLauchlan and Craine (2012) 调查了美国印第安纳州 (Indiana) 西北部白栎 (*Quercus alba*)、山毛榉 (*Fagus grandifolia*)、鳞皮山核桃 (*Carya ovata*) 和糖槭 (*Acer saccharum*) 四个树种 (任何两个取样点间距不超过 50 km) 的树轮  $\delta^{15}\text{N}$  108 年的时间序列变化 (1900 年至 2008 年)。该研究发现: 108 年来, 白栎  $\delta^{15}\text{N}$  值呈持续增加趋势, 而其他三个树种  $\delta^{15}\text{N}$  值则呈持续下降趋势 (McLauchlan and Craine, 2012); 这说明, 相同地点相同时期的树轮  $\delta^{15}\text{N}$  时间序列存在种间差异 (McLauchlan and Craine, 2012)。这种差异是由树种氮吸收偏好所致: 白栎偏好吸收  $\text{NH}_4^+$ , 其他三种偏好吸收  $\text{NO}_3^-$ ; 自 1900 年以来, 随着人为活性氮沉降增加, 当地土壤中硝化作用 (Nitrification) 速率增加, 以致底物 ( $\text{NH}_4^+$ ) 中  $^{15}\text{N}$  富集, 而产物 ( $\text{NO}_3^-$ ) 中  $^{15}\text{N}$  贫化; 于是, 偏好  $\text{NH}_4^+$  的白栎  $\delta^{15}\text{N}$  值持续增加, 而偏好  $\text{NO}_3^-$  的其他三个树种树轮  $\delta^{15}\text{N}$  值持续降低 (McLauchlan and Craine, 2012)。

综上, 人为源活性氮沉降历史已逾百年, 氮沉降直接观测仅历时 30 年, 且空间分布不均。苔藓等生物指示物 (Bio-monitor) 可代指氮沉降量, 使我们更全面了解氮沉降的空间分布。如果长期连续采集、积累生物指示物样品, 可以分析其氮同位素成分, 藉此了解人为源活性氮沉降长期历史变化。冰芯、湖芯和树轮则可以自然记录并积累环境变化的信息, 取之解读, 便可藉此认知人为活性氮沉降的长期连续性变化历史。目前, 针对冰芯、湖芯、树轮和氮沉降历史相关性的研究, 主要集中于欧美地区。事实上, 近百年, 亚洲人口增长迅速, 土地利用变化剧烈, 农业活动频繁; 亚洲人类活动长期持续剧烈干扰生态系统并影响气候变化。亚洲广泛分布冰川、湖泊和森林, 是

亚洲乃至全球变化的天然记录器；可，关于这些记录器与人为活性氮沉降相关性的研究却鲜见报道。

## 1.2 氮沉降增加对陆地生态系统的影响

### 1.2.1 氮沉降增加对植物物种多样性的影响

人为活性氮沉降增加导致一系列环境问题 (Erisman et al., 2013, 2011), 影响气候变化 (Zaehle et al., 2010a), 并通过直接或者间接作用改变生态系统的结构和功能 (Manning et al., 2006; Nadelhoffer, 2007)。氮沉降增加和气候变化协同影响陆地和水生生物多样性 (Porter et al., 2013)。长期氮施肥试验结果表明, 氮沉降增加能够通过直接作用和间接作用影响生态系统生产力和物种多样性 (Isbell et al., 2013a)。

氮沉降增加显著减少草本植物物种多样性。针对北美, Clark et al. (2013) 结合美国氮沉降数据、施肥试验和国家沉降临界负荷数据库, 研究发现: 历经 26 年 (1985-2010 年) 氮沉降持续增加, 美国地中海加利福尼亚州 (Mediterranean California)、北美沙漠 (Desert)、西北山林 (Northwestern Forests)、大平原 (Great Plains) 和东部森林生态区 (Eastern Forest ecoregions) 超过各自临界负荷的百分比区域分别为: 2.4% ( $0.38 \times 10^6$  ha)、4.7% ( $6.5 \times 10^6$  ha)、15.8% ( $13.1 \times 10^6$  ha)、39.8% ( $88.6 \times 10^6$  ha)、90.5% ( $222.1 \times 10^6$  ha), 物种减少幅度自 1% 至 30% 不等。Clark and Tilman (2008) 于美国草原 (Prairie grassland, 氮沉降背景值为  $6 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ) 生态系统开展了历时 23 年 (1982-2004 年) 的多水平氮施肥试验 (0、10、20、34、54 和  $95 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ , [58%  $\text{NH}_4^+$ , 42%  $\text{NO}_3^-$ ]), 结果表明: 低剂量施肥 ( $10 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ) 即可导致草原物种多样性降低 17%。

Stevens et al. (2004) 沿英国氮沉降梯度 (从  $5 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  至  $35 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ) 布设 68 个草原采样点, 调查发现: 氮沉降增加线性降低草原物种丰度; 氮沉降每增加  $2.5 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ , 就会致使 1 个物种从  $4 \text{ m}^2$  样地中消失; 较之于低氮沉降区域, 高氮沉降区 ( $17 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ) 的物种减少了 23%。就整个欧洲而言, 沿自然氮沉降梯度 (从  $2 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  至  $44 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ), 157 个草原样地调查发现: 随氮沉降增加, 草原物种丰度持续下降; 且氮沉降增加导致的土壤酸化 (pH 下降) 是物种降低的重要驱动因子 (Stevens et al., 2010)。不过, 沿氮沉降的增加, 禾本科植物 (*Holcus mollis*

和 *Leontodon hispidus*) 增多 (Stevens et al., 2011)。针对欧洲草原, 当氮沉降达到  $7 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时, 物种开始发生变化; 当氮沉降至  $14.25 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  左右时, 物种变化剧烈, 而当氮沉降高于  $25 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时, 物种变化较少 (Payne et al., 2013b)。

氮沉降增加致使生态系统植物多样性降低, 这不仅空间分布广, 而且时间跨度长, 甚至可追溯至 20 世纪中叶。Dupre et al. (2010) 基于英国、荷兰和德国近 70 年 (1939-2007 年) 1114 个草地样方物种丰度数据, 研究发现: 1939 年以来, 维管植物 (Vascular plant) 和苔藓植物 (Bryophyte) 物种丰度持续下降; 其主要控制因子是土壤 pH, 以及纬度和氮沉降积累。

物种减少速率与氮沉降增加剂量、持续时间相关, 且物种一旦减少, 极难恢复。全球 52 个氮施肥试验结果显示: 模拟氮沉降增加显著降低草原物种丰度, 且其物种减少速率与施肥剂量显著相关 (De Schrijver et al., 2011)。在施肥初期或者累计施肥剂量较低时, 物种减少速率较快; 在累计施肥剂量较高时, 物种丰度以相对较慢的速率降低 (De Schrijver et al., 2011)。中国内蒙古草原多水平氮施肥试验表明: 当施肥量达到  $8.5 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时, 植物物种开始减少; 施肥量达到  $17.5 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时, 物种减少了 17% (Lan and Bai, 2012)。氮沉降增加初期就导致物种减少, 可物种锐减后, 在相当长时间内都难以恢复。Isbell et al. (2013b) 开展了历时 30 年 (1982-2011 年) 的多水平氮施肥试验 (0、10、20、34、54、95、170 和  $270 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ), 1982 年起开始施肥, 1991 年时随机选取一半的样地停止施肥; 研究发现: 施肥 95、170 和  $270 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  的样地 1982-1991 年间致使样地物种减少, 这些样地 1991 年停止施肥, 20 年后 (至 2011 年), 样地物种多样性仍未恢复。Pierik et al. (2011) 在荷兰 (Netherlands) 中部草原生态系统实施了长期氮施肥试验, 历时近 50 年 (1958-2005 年); 研究发现, 自施肥之初, 植物物种就显著下降, 直至 25 年后, 才开始有所恢复。

施肥所致物种减少与各物种的功能性状、丰富度以及空间尺度息息相关。北美 9 个陆地生态系统中, 34 个氮施肥试验, 共计 967 个物种对氮施肥的响应结果表明: (1) 物种越稀有, 越易因施肥而消失。随着稀有程度的提高, 物种因施肥而消失的几率从 10% 逐渐增加, 最终高于 60%; (2) 多年生植物、生物固氮植物以及原生植物, 无论其初始丰富度有多大, 都会因施肥而面临较高的消失风险 (Suding et al., 2005)。Lan and Bai (2012) 在中国内蒙古草原开展了多水平氮施肥试验 (施肥水平: 0、17.5、52.5、105、175 和  $280 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ), 历时 10 年 (2000-2009 年), 研究氮沉降增加致植物

物种多样性变化的机制；研究发现：群落组成的 80% 为稀有物种 (Rare species)，较之于常见物种 (Common species)，这些稀有种丰度较低，且地上竞争力弱，易因施肥而消失；当施肥量达到  $17.5 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时，稀有种减少了 47%。除了初始丰度较低这一因素之外，施肥致稀有种易消失与稀有种的功能性状机制 (Functional trait-based mechanisms) 有关。较之于常见种，稀有种光合速率低、茎叶比低，且根冠比高，以致地上光竞争力相对较弱。氮施肥缓解植物氮限制，致使植物种间竞争由地下养分竞争为主，转为以地上光竞争为主；在氮施肥的条件下，稀有种因地上光竞争能力较弱而更易减少；另外，由氮施肥导致的更新限制 (Recruitment limitation) 是植物群落结构改变的关键 (Lan and Bai, 2012)。

植物多样性对氮沉降增加的响应因不同空间尺度而异 (Scale-dependent)。Chalcraft et al. (2008) 综合北美 18 个氮施肥试验，研究植物物种组成在不同空间尺度上对模拟氮沉降增加的响应，发现：氮沉降在局地 (Local scale) 和区域尺度 (Regional scale) 均降低了生物多样性；不过，较之于区域尺度，局地尺度上植物多样性对氮沉降增加的响应更敏感。故，如果只考虑局地尺度氮沉降增加对生物多样性的影响，继而简单扩展至区域尺度，这经常会高估 (偶尔低估) 氮沉降增加对区域尺度生物多样性影响。

人为源活性氮沉降增加，通过多种方式，最终驱动陆地生态系统多样性发生变化。鉴于氮沉降增加对生态系统物种多样性变化的驱动作用，De Vries et al. (2010) 已经初步将生物地球化学模式与生物多样性模式联动 (Biogeochemistry - biodiversity model)，采用模式的方法系统研究氮沉降对植物物种组成的变化，以及具体生态系统的氮沉降临界负荷，为生物多样性保护提供决策帮助。反之，Payne et al. (2013a) 则建立模型，用植物物种组成推测氮沉降量，模拟结果与实测值的显著相关，其  $R^2$  可高达 0.7。氮沉降增加是陆地生态系统生物多样性变化的重要驱动力，概因如下 (Bobbink et al., 2010)：(1) 含活性氮气体或者气溶胶对部分植物具有毒理作用。比如：活性氮排放源附近的植物。(2) 土壤可利用氮的增加改变植物种群关系。(3) 还原态氮 (如：氨 [Ammonia] 和铵 [ammonium]) 对植物的长期负面作用。比如：在土壤可利用氮形态以  $\text{NO}_3^-$  为主的生境中， $\text{NH}_4^+$  沉降对敏感物种具毒理作用。(4) 氮沉降增加致使土壤酸化，降低土壤 pH，增加有毒金属离子浓度 (如  $\text{Al}^{3+}$ )。(5) 植物氮含量提升使得植物适口性增加，提高采食量，进而降低植物对病虫害的抵御能力。

大气沉降可解释物种锐减 (McClean et al., 2011)，而针对氮沉降增加导致植物多样

性变化的机制，仍有待全面深入的研究。目前，针对氮沉降增加所致的土壤酸化和物种多样性之间的关系，已有较为深入的研究。Azevedo et al. (2013) 系统研究了土壤酸化与物种丰度之间的关系，通过调查全球 141 个施肥试验 2409 个物种，研究发现：物种丰度与土壤 pH 呈显著正相关，土壤酸化导致物种多样性降低。包括氮施肥增加等在内的人为活动，已经造成全球尺度地球表层酸化，且历史已久 (Rice and Herman, 2012)。就中国而言，华北、华中和华南地区降水已经连续 15 年（1992-2006 年）酸化 (Tang et al., 2010)。自 1980s 至 2000s，人为活性氮沉降输入增加导致中国农业生态系统土壤显著酸化 (Guo et al., 2010)；在中国北方草原（内蒙古草原及青藏高原高寒草原），土壤表层 pH 也在持续下降 (Yang et al., 2012)。氮沉降增加导致土壤酸化，继而影响植物多样性，对于极地及高寒生态系统的影响可能尤为显著。就极地和高山生态系统（Arctic and Alpine ecosystem）而言，苔藓（Lichen）和地衣（Bryophyte）是最敏感的物种 (Bobbink et al., 2010)。施肥  $10 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  即可导致高寒生态系统生物量增加；预计极地和高山生态系统的氮沉降临界负荷为： $5\text{-}15 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ；可，目前，施肥率小于  $10 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  的氮施肥试验仍比较少见 (Bobbink et al., 2010)。

### 1.2.2 氮沉降增加对生态系统碳固持的影响

氮沉降增加促进植物碳储量。全球陆地生态系统 126 个氮施肥试验结果表明：全球尺度陆地生态系统第一性生产力（Net primary production [NPP]）普遍受氮限制 (LeBauer and Treseder, 2008)。淡水、海洋和陆地生态系统受氮磷协同限制 (Elser et al., 2007)。Harpole et al. (2011) 调查了 641 个氮磷添加试验，这些试验遍及淡水、海洋和陆地生态系统；结果显示：在 28% 的试验中，同时添加氮磷，或者分别添加氮和磷，均造成初级生产者（Primary producer community）生物量增加。氮沉降增加能够缓解陆地及水域生态系统氮限制 (Elser et al., 2009)。全球 456 个陆地生态系统氮添加试验结果显示：氮沉降增加后，植物平均生物量和平均氮含量分别提高了 53.6% 和 28.5%；较之于木本植物，草本植物生物量对氮施肥的响应幅度更大；不过，随纬度增加和降水增加，植物氮对氮施肥的响应降低 (Xia and Wan, 2008)。陆地生态系统氮限制不仅空间尺覆盖广，而且时间跨度长。美国堪萨斯州立大学植物标本室（Kansas State University Herbarium）收藏了北美大平原（Great Plains of North America）130 年以来（1876-2008 年）的草本植物样品；这些草本植物叶氮含量自 1926 年始呈持续下降趋势，叶氮  $\delta^{15}\text{N}$

自 1940 年始呈持续下降趋势；这意味着：尽管人为活性氮沉降自 20 世纪中叶以来持续增加，可北美大平原的草地生态系统却一直受可利用氮限制 (McLauchlan et al., 2010)。由于陆地生态系统普遍受氮限制，氮沉降增加促进了生态系统净第一性生产力 (Thomas et al., 2013)。从 1980s 至 1990s，每千克氮沉降促进美国森林树木固碳 61 千克，全球树木固碳增加  $0.31 \text{ Pg C yr}^{-1}$  (Thomas et al., 2010)。自 1950 年至 2010 年，美国森林树木碳储量增加速率为  $180 \text{ Tg C yr}^{-1}$ ，占美国森林固碳速率总量 ( $206 \text{ Tg C yr}^{-1}$ ) 的 87% (Zhang et al., 2012a)。欧洲森林自 1910 年起，树木固碳速率呈增加趋势，至 1990 年，增加趋势停止，意味着森林固碳饱和 (De Vries and Posch, 2011; Nabuurs et al., 2013)。这样的“氮促碳汇”有助于缓解全球变暖 (Shevliakova et al., 2013)。

**氮沉降增加影响凋落物分解。**氮沉降增加促进植物生长，致使凋落物增加，而凋落物的输入增加会促进土壤  $\text{CO}_2$  排放；凋落物增加同时促进土壤  $\text{CO}_2$  排放和土壤有机质积累，土壤碳库对凋落物增加的响应取决于二者的平衡 (Kuzyakov, 2011)。研究发现，热带雨林凋落物增加可显著促进土壤  $\text{CO}_2$  排放，且这种促进作用可以延续数年 (Sayer et al., 2011)。全球 440 个凋落物添加试验表明：凋落物输入增加能够增加土壤呼吸 31%，同时促使凋落物层可溶性有机碳 (Dissolved organic carbon) 增加 47%，矿质层碳增加 10% (Xu et al., 2013a)。人为活性氮沉降增加，促进第一性生产力，导致凋落物增加，同时提高凋落物氮含量；较之于低氮含量的凋落物，高氮含量的凋落物更易分解。Bragazza et al. (2006) 沿欧洲氮沉降梯度 (从  $2 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  至  $20 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ) 搜集沼泽 (Peat bog) 凋落物，遍及 9 个国家，共计 12 个沼泽采样点，之后研究这些不同氮沉降地区凋落物的分解速率。结果显示：较之于低氮沉降量，高氮沉降量促进凋落物分解、 $\text{CO}_2$  排放以及可溶性有机碳释放 (Bragazza et al., 2006)。在意大利阿尔卑斯山沼泽地，7 年的氮施肥试验结果表明：施肥致使土壤表层细菌生物量增加，及水解和氧化酶活性提高，并降低了凋落物层碳储量 (Bragazza et al., 2012)。

森林凋落物对氮沉降增加的响应，与草本植物有所不同。针对枯萎凋落物，凋落物分解初期，多糖降解酶 (Polysaccharide-degrading enzymes) 活性较高，氮沉降能加快新鲜凋落物的分解，减少凋落物中易分解组分的平均停留时间；分解后期阶段，氮沉降抑制木质素降解酶 (Lignin-degrading enzyme) 活性，并降低革兰氏阴性及革兰氏阳性细菌 (Gram-negative and Gram-positive bacteria) 相对丰度，使得不易分解组分持续积累 (Hobbie et al., 2012)。至于新鲜绿色凋落物，由于其木质素含量较低，氮沉降增

加会加速整个分解过程 (Hobbie et al., 2012)。因此, 森林凋落物分解对氮沉降增加的响应, 因凋落物质地而异 (Hobbie et al., 2012)。Knorr et al. (2005) 综述了 900 个凋落物分解实验, 发现: 当氮沉降增量小于  $5 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  或者凋落物氮含量相对较高 (木质素含量相对较低) 时, 氮沉降增加促进凋落物分解; 当氮沉降增量是人为源氮沉降背景值的 2-20 倍或者凋落物氮含量相对较低 (木质素含量相对较高) 时, 氮沉降增加抑制凋落物分解。

氮沉降增加影响土壤微生物。全球 0-30 cm 土壤微生物碳、氮库分别为: 16.7 Pg C 和 2.6 Pg N, 0-100 cm 土壤微生物碳、氮库分别为: 23.2 Pg C 和 3.7 Pg N; 微生物碳氮库分别占土壤碳氮库的 1.2% 和 2.6% (Xu et al., 2013b)。Serna-Chavez et al. (2013) 研究发现, 全球 0-30cm 土壤微生物碳约为 14.6 Pg C, 其空间分布格局主要由水分和土壤氮含量决定, 而不是温度; 温度仅通过扰动蒸发散 (Evapotranspiration) 和分解速率, 间接影响微生物量分布。全球 82 个施肥试验表明, 氮沉降增加造成微生物量平均减少 15% (Treseder, 2008)。不仅如此, 氮沉降增加还可以影响微生物活性。美国阿拉斯加 (Alaskan) 寒带森林氮施肥试验表明, 施肥之后, 土壤微生物 C:N 从  $16.0 \pm 1.4$  降至  $5.2 \pm 0.3$ ; 氮沉降增加还提高了纤维素分解酶 (Cellulose-degrading enzyme) 活性, 同时抑制蛋白和几丁质分解酶 (Protein- and chitin-degrading enzyme) 活性 (Allison et al., 2008)。氮沉降增加能够通过改变非生物因子直接影响土壤过程以外, 还可以通过干扰微生物群落组成和丰度间接影响微生物分解速率; 美国加利福尼亚 (California) 草原生态系统氮施肥试验表明: 氮沉降增加改变了凋落物及分解过程中底物的化学组成, 同时, 较之于对照, 施肥样地的适氮微生物与 N- 衍生微生物 (N-derived microbe) 分解凋落物的速率更快 (Allison et al., 2013)。

氮沉降增加影响温室气体 (Greenhouse gas[CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub> 和 N<sub>2</sub>O]) 排放。目前全球 N<sub>2</sub>O 排放约为 6.9 至 9 Tg N yr<sup>-1</sup>, 至 2100 年, 这一数值很可能还会上升 80% (Stocker et al., 2013)。全球自然生态系统 N<sub>2</sub>O 排放总量约计 3.37 Tg N yr<sup>-1</sup> (Zhuang et al., 2012)。氮沉降导致 20 世纪全球自然生态系统 N<sub>2</sub>O 排放平均速率增加了 0.80 Tg N yr<sup>-1</sup>, 这与温度升高对 N<sub>2</sub>O 排放的促进作用相当 (Xu-Ri et al., 2012)。氮沉降增加可导致地球固持相当于  $96 \text{ mW m}^{-2}$  辐射强迫的 CO<sub>2</sub>, 而 N<sub>2</sub>O 排放却致使辐射强迫增加  $125 \text{ mW m}^{-2}$ , 这足将氮沉降增加“氮促碳汇”抵消 (Zaehle et al., 2011a)。全球 79 个非湿地生态系统氮施肥试验结果显示, 低剂量施肥能促进 CH<sub>4</sub> 吸收, 可高剂量氮施肥却抑制 CH<sub>4</sub> 吸收, 拐

点在  $100 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (Aronson and Helliker, 2010)。Liu and Greaver (2009) 分析了全球 313 个氮施肥试验, 发现: 氮沉降增加促进生态系统  $\text{CO}_2$  固持, 同时也促进  $\text{N}_2\text{O}$  和  $\text{CH}_4$  排放; 因氮沉降增加而固持  $\text{CO}_2$  的 53-76%, 会被  $\text{N}_2\text{O}$  和  $\text{CH}_4$  排放所抵消。就中国而言, 自 1990-2008 年, 氮沉降增加持续降低  $\text{CO}_2$  通量, 持续降低  $\text{CH}_4$  排放通量, 持续促进  $\text{N}_2\text{O}$  排放 (Lü and Tian, 2013)。氮沉降增加加剧了热带雨林净碳排放 (Cleveland and Townsend, 2006); 就全球而言, 氮沉降增加导致土壤碳库排放量为  $0.7 \text{ Gt C yr}^{-1}$  ( $1 \text{ Gt} = 10^{15} \text{ g}$ ), 热带和非热带地区, 分别占  $0.1 \text{ Gt C yr}^{-1}$  和  $0.6 \text{ Gt C yr}^{-1}$  (Jain et al., 2013)。

模拟微生物过程对气候变化的响应和反馈。全球 0-100 cm 深土壤碳库总量实测值约为:  $1259 \text{ Pg C}$  (FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC, 2012; Wieder et al., 2013); 与此相比, 微生物碳库“微乎其微”。可就是这“微乎其微”的微生物, 通过一系列的直接或者间接作用控制着  $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$  和  $\text{N}_2\text{O}$  排放, 响应并调节着气候变化 (Singh et al., 2010)。若要研究微生物对气候变化的响应和反馈, 需要解决如下三个微生物机制: (1) 微生物响应的时问动态。微生物对气候变化的响应过程, 有长期响应, 也有短期响应; 在不同时间尺度上对气候变化调节作用 (正反馈或者负反馈) 仍有待研究 (Treseder et al., 2012)。(2) 微生物群落生态功能变化。各微生物群落的功能仍不够明晰, 且微生物群落组成改变之后, 其生物地球化学功能亦可能随之改变。黑箱模型 (Black box) 并不足以预测土壤动态对微生物群落改变的响应 (Treseder et al., 2012)。(3) 氮沉降增加对微生物活性的影响。微生物活性对氮沉降的响应比较复杂、易变, 相关机制仍不明确, 尤其大空间尺度上微生物活性对氮沉降的响应机制仍不清楚 (Treseder et al., 2012)。目前, 将微生物群落的基因表达与全球尺度气候变化直接联系仍面临艰巨挑战, 不过, 随着新的系统生物学方法和强大分析建模技术的综合应用, 在一些中间尺度上建立微生物过程机制还是可行的 (Trivedi et al., 2013)。先在小尺度 (Fine-scale) 上建立、验证基本的微生物机理模型, 这些模型并不涉及过高的数学复杂性; 之后, 经聚合、校验, 将小尺度机理模型从生态系统尺度扩展至全球尺度 (Todd-Brown et al., 2012)。全球尺度的微生物模式参数化是富有挑战性的, 事实上, 一些微生物酶活性 (如: 胞外酶) 的甚至连直接测量都是很困难的; 因此, 在新的参数拟合过程中, 需要推断出相对比较重要的微生物变量 (Todd-Brown et al., 2012)。鉴于全球尺度校验微生物模块面临艰巨挑战, 当前嵌入全球气候模式 (Global climate model) 的陆地过程模式 (Land carbon model) 中尚未纳入微生物过程模块, 如: TRIFFID、ORCHIDEE-STOMATE、

LSM-CASA、IBIS 和 LPJ 等 (Todd-Brown et al., 2012)。最近, Wieder et al. (2013) 开始尝试在陆面模式CLM (Community Land Model) 中嵌入微生物过程模块, 以更准确的评估碳循环对气候变化的响应与反馈 (Schimel, 2013)。

氮沉降增加对生态系统碳平衡的影响。氮沉降增加促进植物碳库固碳, 同时促进生态系统呼吸, 甚至导致土壤可溶性有机碳流失 (Rowe et al., 2014)。因此, 人为活性氮沉降增加对陆地生态系统碳平衡的作用仍具很大的不确定性 (Reay et al., 2008; Sutton et al., 2008)。全球 410 个氮施肥试验观测表明, 氮沉降增加导致土壤有机质碳库短期增加, 而长期来看, 矿质层土壤碳库对氮沉降增加会如何响应仍不够明确 (Liu and Greaver, 2010)。针对氮沉降增加对土壤碳库的长期影响, 目前, 仅有少量长期氮施肥试验结果见诸报道。英国伯克郡 (Berkshire) 草地生态系统 19 年 (1991-2011 年) 施肥试验表明: 氮施肥促进植物根系生长, 导致表层土壤中有机腐殖质积累, 最终致使草地土壤碳库增加了  $1.1 \times 10^4 \text{ kg C ha}^{-1}$  (Fornara et al., 2013)。Fornara and Tilman (2012) 在美国明尼苏达州雪松河生态系统科学保护区 (Cedar Creek Ecosystem Science Reserve, Minnesota, USA) 草地开展长期多水平氮施肥试验 (施肥水平: 0、10、20、30、54、95、170 和  $270 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ), 历时 27 年 (1982-2009 年), 结果表明: 氮施肥导致  $C_4$  植物减少,  $C_3$  植物增多, 并促进植物根系生长, 提升植物地下生物量。施肥  $10\text{-}20 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  即可致使草原土壤碳库增加  $0.11 \times 10^3 \text{ kg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (Fornara and Tilman, 2012)。

除了长期观测土壤碳库对氮沉降增加的响应, 还可以监测生态系统 $\text{CO}_2$ 通量, 理解氮沉降增加对生态系统碳平衡的影响。Lu et al. (2011b) 综述了全球 257 个关于氮沉降对生态系统碳循环过程的研究, 各研究结论并不一致, 甚至相互矛盾, 荟萃分析 (Meta-Analysis) 表明: 呼吸作用有可能很大程度上抵消光合作用固碳, 以致生态系统总体固碳增加有限。然而, 这 257 个研究, 主要分布于北美和欧洲, 中国只有 6 个点 (4 个农田和 2 个温带草地), 尚未见到有试验在高寒草原生态系统开展。。氮沉降对生态系统固碳的影响, 取决于其对GPP和ER作用的平衡。机理模式研究结果表明, 从 1901 年至 2005 年, 中国生态系统因氮沉降而平均每年增加碳固持 62 Tg ( $1\text{Tg}=10^{12}\text{g}$ ), 总计氮促碳汇高达 6.15 Pg ( $1\text{Pg}=10^{15}\text{g}$ ) (Lü et al., 2012)。为了减少这种不确定, 大量森林生态系统氮施肥试验被广泛开展, 如: 氮饱和试验 (Nitrogen Saturation Experiments, NITREX) (Wright and Vanbreemen, 1995), 欧洲森林生态系统控制实验 (Experimental

Manipulation of Forest Ecosystems in Europe, EXMAN) (Wright and Rasmussen, 1998), 以及中国森林养分添加试验计划 (Nutrient Enrichment Experiments in China's Forests Project, NEECF) (Du et al., 2013)。

尽管大量的氮施肥试验已经开展, 关于生态系统碳平衡的直接证据:  $\text{CO}_2$  净交换 (Net ecosystem exchange, NEE), 却仅有少量氮施肥试验涉及, 且结论不一。Shaver et al. (1998) 在阿拉斯加苔原开展 6-9 年的氮施肥试验, 发现: 氮施肥改善了土壤养分, 促进了植物光合, 可同时也促进了生态系统呼吸; 但是光合固碳总量大于生态系统呼吸, 以致  $\text{CO}_2$  净交换显著增加。内蒙古温带草原 2 年 (2006-2007 年) 氮施肥试验结果表明: 施肥  $100 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  降低了杂草类生物量, 提高了禾草类生物量, 禾草类的增加继而促进了生态系统总光合; 不过, 施肥并未对生态系统呼吸造成影响; 因此, 氮施肥促进了温带草原净碳吸收 (较之于对照, 2006 年和 2007 年, 氮施肥致使 NEE 分别增加 22.7% 和 22.5%) (Xia et al., 2009)。Niu et al. (2010) 报道, 内蒙温带草原 4 年 (2005-2008 年) 氮施肥试验 (施肥率:  $100 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ) 结果表明: 施肥第一年 (2005 年) 和第二年 (2006 年) 分别致使生态系统  $\text{CO}_2$  净交换提升了 60% 和 21%, 但是在第三年 (2007 年) 和第四年 (2008 年) 时, 较之于对照, 施肥并未导致生态系统  $\text{CO}_2$  净交换发生显著变化。较之于对照, 施肥样地 NEE 前两年增加, 后两年不变, 这是因为后两年时氮施肥已经改变了植物群落组成; 氮施肥逐渐增加了植株较高的物种 (克氏针茅 [*Stipa krylovii*]) 盖度, 这些植株立枯凋落物逐渐累积, 对低层植物 (冷蒿 [*Artemisia frigida*]) 具有遮光作用, 限制了低层植物的光合作用, 继而限制了生态系统总光合 (Niu et al., 2010)。

在加拿大冰原沼泽, 5 年 (2000-2005 年) 氮施肥试验结果表明: 较之于对照, 施肥  $60 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  短期内 (小于 5 年) 并未对生态系统  $\text{CO}_2$  净交换产生显著性影响, 而在第 5 年时却显著降低了生态系统  $\text{CO}_2$  净交换; 这是因为, 在试验第 5 年时, 施肥  $60 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  样地中藓类植物几乎全部消失, 物种组成的改变对生态系统呼吸没有影响, 却显著降低了生态系统总光合, 以致 NEE 降低 (Bubier et al., 2007)。在美国加利福尼亚草原, 氮施肥降低了土壤湿度, 并促进了植物叶片衰老, 并未增加生态系统碳固持 (Harpole et al., 2007)。在芬兰北方沼泽, 短期 (1996-1998 年) 氮施肥对植被和生态系统净碳交换并未产生显著性影响, 其机理机制仍待长期观察 (Saarnio et al., 2003)。Kim and Henry (2013) 在加拿大“退耕还草”草原开展了 5 年 (2006-2010 年) 的氮施肥

试验, 研究发现: 施肥  $60 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  促进了植物生长, 却未对生态系统呼吸和  $\text{CO}_2$  净交换均未产生显著影响; 这意味着植物和土壤对氮施肥的响应可能是有分异的。

目前, 在青藏高原, 针对氮施肥对生态系统  $\text{CO}_2$  交换影响的研究仍不多见。Fang et al. (2012) 于青藏高原东北缘海北高寒草甸自 2007 年开始开展氮施肥试验, 施肥水平:  $10$ 、 $20$  和  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ , 施肥形态包括:  $\text{NH}_4\text{Cl}$ 、 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  和  $\text{KNO}_3$ , 研究发现: 氮施肥提升了土壤无机氮含量, 促进了植物生长, 继而促进了生态系统  $\text{CO}_2$  排放; 较之于土壤  $\text{NO}_3^- \text{-N}$ , 土壤  $\text{NH}_4^+ \text{-N}$  对草甸  $\text{CO}_2$  排放的影响更显著; 同时, 低剂量氮施肥还抑制了草甸生态系统  $\text{CH}_4$  吸收 (Fang et al., 2014)。Jiang et al. (2010) 分析了海北高寒草甸生态系统温室气体 ( $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$  和  $\text{N}_2\text{O}$ ) 对氮施肥 ( $20 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ) 的响应, 发现: 连续两年施肥并未对生长季  $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$  和  $\text{N}_2\text{O}$  造成显著性影响, 不过, 就部分观测日期而言, 氮施肥促进了  $\text{N}_2\text{O}$  排放, 抑制了  $\text{CH}_4$  吸收, 降低了  $\text{CO}_2$  排放; 同时, 较之于  $\text{CO}_2$  和  $\text{N}_2\text{O}$  排放,  $\text{CH}_4$  吸收对模拟氮沉降增加更敏感。氮沉降增加对生态系统碳平衡的影响, 不仅包括生态系统呼吸、 $\text{CH}_4$  吸收等, 还包括生态系统光合作用; 不过, 目前, 尚未见到青藏高原高寒草地生态系统净碳交换对氮施肥响应的相关报道。

### 1.2.3 氮沉降增加对生物固氮的影响

Cleveland et al. (1999) 基于少量研究数据估算全球陆地生物固氮约计  $195 \text{ Tg N yr}^{-1}$ 。后来, Galloway et al. (2004) 认为全球自然固氮速率约为  $128 \text{ Tg N yr}^{-1}$ 。最近, Vitousek et al. (2013) 估算, 工业革命之前, 陆地生态系统生物固氮速率约为  $44 \text{ Tg N yr}^{-1}$ ; 这一数值远低于之前的估算, 同时说明, 人类对氮循环干扰的幅度要比之前预计的大得多。就中国生物固氮而言: 人类-自然耦合系统 (Coupled Human and Natural Systems, CHANS) 模拟结果表明, 中国生物固氮 (包括固氮植物的共生固氮和土壤微生物的非共生固氮) 总量约为:  $13 \text{ Tg N yr}^{-1}$ , 其中, 农业生态系统生物固氮约占 40% (谷保静, 2011)。CHANS 模拟结果显示: 近 30 年来 (1980-2008 年), 中国生物固氮总量基本没有变化; 这与全球生物固氮量持续增加的趋势不同 (谷保静, 2011)。CHANS 模式模拟有助于我们理解中国全球生物固氮量, 不过, 基于实测数据的中国生物固氮估算仍然匮乏, 同时, 自然生态系统生物固氮量及其对气候变化和人类活动干扰的响应亦不明确。

生物固氮受氮沉降增加的影响, 比如: 在土壤表层施氮肥以后, 豆科植物 (黄豆)

生物固氮 (Biological N<sub>2</sub>-fixation) 与施肥率成反比 (Salvagiotti et al., 2008)。氮沉降增加对自然生态系统生物固氮的影响仍不够清楚 (Reed et al., 2011)。为了研究氮沉降增加对生物固氮的影响, 少量野外试验已经展开, 如: 研究发现, 氮施肥抑制了森林土壤和枯枝落叶层生物固氮 (Cusack et al., 2009)。北方针叶林 (Boreal Forest) 藓类植物生物固氮对氮沉降增加非常敏感, 是氮沉降增加的敏感指示器 (Ackermann et al., 2012)。Gundale et al. (2013) 在瑞士北部 Svartberget 森林研究站 (Svartberget Experimental Forest) 开展了长达 16 年 (1996-2011 年) 的氮施肥试验 (施肥水平: 0、12.5 和 50 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>, 单个样方面积: 1000 m<sup>2</sup>, 重复数: 6 个), 用乙炔还原法 (Acetylene reduction method) 监测藓类植物生物固氮; 这是地球上迄今为止历时最久的高纬度森林氮施肥试验, 尤其单个样方面积大至 1000 m<sup>2</sup>。研究发现, 受施肥影响, 苔藓植物 (*Hylocomium splendens* 和 *Pleurozium schreberi*) 物种减少, *Hylocomium splendens* 生物量及单位质量固氮速率 (N<sub>2</sub>-fixation rate per unit mass) 下降 (Gundale et al., 2013)。施肥 12.5 和 50 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> 致使藓类植物生物量分别下降了 29% 和 54%, 同时致使藓类植物单位面积生物固氮量 (Total N<sub>2</sub>-fixation rate per unit area) 分别下降了 58% 和 97% (Gundale et al., 2013)。

在中国草地生态系统中, 豆科植物物种丰度约为 9.1%, 地上生物量约占 1.7%; 其中: 高寒草原生态系统中, 豆科植物物种丰度约为 9.3%, 地上生物量约占 2.4%, 而高寒草甸生态系统中, 豆科植物物种丰度约为 9.4%, 地上生物量约占 3.46% (Jin et al., 2013)。这说明, 高寒草地生态系统豆科植物物种丰度与其他草原相当, 而地上生物量相对较高 (Jin et al., 2013)。高寒草甸豆科植物地上固氮约为 10.0 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>, 约占其地上氮吸收总量的 50 至 90%, 而温带草原豆科植物地上固氮约为 11.5 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>, 约占其地上氮吸收总量的 85 至 92% (Yang et al., 2011)。这说明, 高寒环境中, 草地豆科植物仍具有生物固氮能力, 且其地上生物固氮量及所占固氮重量的比例与温带草地相似 (Yang et al., 2011)。这些研究主要针对的是豆科植物地上部分, 事实上无论是青藏高原高寒草地 (根冠比: 5.8 (Yang et al., 2009)) 还是中国北方草地 (根冠比: 6.3 (Yang et al., 2010)) 地下生物量都远高于地上生物量, 且根冠比均远高于北美草地 (根冠比: 4.4)、中欧草地 (根冠比: 3.0)、西欧草地 (根冠比: 4.3) 以及全球均值 (根冠比: 3.7) (Yang et al., 2010)。而关于中国草地, 尤其高寒草地豆科植物地下固氮量的研究仍未见报道; 至于氮沉降增加是否会对中国草地生态系统豆科植物生物固氮产生影

响, 以及产生什么样的影响仍未可知。

#### 1.2.4 氮沉降增加与碳氮磷循环

氮沉降增加改变氮循环。Lu et al. (2011a) 综述了 206 篇氮施肥试验相关文献, 结果显示: 氮施肥致使土壤无机氮流失增加 461%、土壤  $\text{NO}_3^-$  浓度增加 429%、土壤  $\text{NH}_4^+$  浓度增加 47%、土壤可溶性有机氮增加 21%、 $\text{N}_2\text{O}$  排放增加 134%、硝化作用速率增加 154% 以及反硝化作用增加 84%; 氮施肥同时致使植物地上部分、地下部分、叶以及凋落物的氮含量分别提升了 55%、44%、24% 和 24%; 氮沉降导致土壤有机层和矿质层氮库分别增加了 6.1% 和 6.2%。

氮循环改变与磷循环。自 20 世纪中叶以来, 全球氮沉降增加导致沉降 N:P 持续增加; 截至目前, 氮磷沉降 N:P 为 47, 这大约是陆地植物平均 N:P (22-30) 的两倍 (Peñuelas et al., 2012)。在美国东北部, 1930-1970 年, 由于磷肥的施用增加, 大气沉降 N:P 呈下降趋势; 1970 年后, 磷肥施用开始减少, 含磷洗涤剂使用开始减少, 而氮施肥和氮沉降仍在持续增加, 以致 1970-2000 年, 大气沉降 N:P 呈上升趋势 (Hale et al., 2013)。人类活动已经, 且会继续加剧氮磷不平衡 (Bouwman et al., 2009)。大气沉降 N:P 增加会致使植物组织 N:P 发生变化; 而植物组织 N:P 与植被功能 (Gusewell, 2004) 和植物生理特征 (Wright et al., 2005) 密切相关, 并可以指示从物种水平至生态系统水平上的养分平衡 (Elser et al., 1996)。因此, 植物 N:P 为研究氮磷循环提供了另一个角度, 可兼用于评价生态系统氮限制 (Koerselman and Meuleman, 1996) 和氮饱和 (Tessier and Raynal, 2003)。综合分析表明, 就陆地生态系统而言, 基于生态系统水平, 当 N:P 小于 10 时, 以氮限制为主; 当 N:P 大于 10, 且小于 20 时, 处于氮磷协同限制; 当 N:P 大于 20 时, 以磷限制为主 (Gusewell, 2004)。热带雨林不受氮限制, 而受磷限制 (Brookshire et al., 2012)。热带及其外缘地区 34 个氮磷施肥试验表明: 氮施肥提高磷酸酶 (Phosphatase) 活性, 促进磷循环; 陆生植物和微生物可以将更多的 N 用于形成磷酸酶, 藉此缓解其磷限制 (Marklein and Houlton, 2012)。

碳氮磷耦合循环。受人类干扰, 生态系统 C:N:P 正在发生改变 (Peñuelas et al., 2013; Sardans et al., 2012), 碳氮磷耦合研究循环愈来愈有必要 (Finzi et al., 2011; Mackenzie et al., 2002; Zaehle and Dalmonech, 2011b)。C:N:P 在微观和宏观陆地生态系统生物地球化学过程中具有重要作用 (Sistla and Schimel, 2012)。当前含有碳氮耦合循环的模式有:

DLEM (田汉勤 等, 2010), LPJ-DyN (Xu-Ri and Prentice, 2008), O-CN (Zaehle and Friend, 2010b; Zaehle et al., 2010c), CASA-CNP (Wang et al., 2010b), NCIM (Esser et al., 2011), ISAM-CN (Yang et al., 2009); 其中, 只有 CASA-CNP 耦合了碳氮磷循环 (Wang et al., 2010b)。若不考虑氮磷循环, 陆地生态系统固碳量会被高估 (Exbrayat et al., 2013; Goll et al., 2012; Zhang et al., 2011)。IPCC 第 5 次报告采用了 10 个基于过程的陆地生物圈模型 (Process-based terrestrial biosphere models), 其中, 9 个模式并未嵌入氮循环, 仅有 O-CN 耦合了氮循环 (Piao et al., 2013)。与全球全球通量观测网络 (FLUXNET) 实测总初级生产力 (Gross primary productivity, GPP) ( $118 \pm 6 \text{ Pg C yr}^{-1}$ ) (Jung et al., 2011) 相比, 当前碳循环模式高估了陆地生态系统总初级生产力 ( $133 \pm 15 \text{ Pg C yr}^{-1}$ ) (Piao et al., 2013)。较之于未嵌入氮循环的碳循环模型, 碳氮耦合循环模式 (O-CN) 结果显示: 碳氮耦合显著影响了碳循环对温度和  $\text{CO}_2$  浓度变化的响应; 这意味着, 新一代陆地生物圈模型的确需要考虑到养分限制对生态系统的影响 (Piao et al., 2013)。

**陆地生物圈模型在青藏高原的应用现状。**近年来, 尽管碳氮耦合循环模式不断涌现, 且 IPCC 第 5 次报告已经开始纳入碳氮耦合循环模式模拟, 但是, 利用模式的方法针对青藏高原高寒生态系统碳氮循环的研究仍非常少见。目前, 仅有少量青藏高原模式模拟相关研究见诸报道, 包括: 高寒植物群落分布格局、蒸发散及有效湿度时空格局、高寒生态系统长期碳动态, 以及站点尺度的草地碳氮耦合循环研究等。

青藏高原幅员辽阔, 地势高峻, 具有独特的高原气候特征, 并孕育有高寒森林、高寒草原、高寒草甸和高寒沼泽草甸等特有生态系统。准确模拟植被分布格局是植被动态模式反演植被演化历史、预测植被演化趋势的基础。目前, 植被动态模式一般是依据植物生理、形态、物候、干扰响应属性和生物气候限制因子划分植被功能型 (Plant functional type) (Sitch et al., 2003)。比如国际通用植被动态模式 LPJ 就将全球植被划分为了 10 个功能型: 热带常绿阔叶林、热带季节阔叶林、温带常绿针叶林、温带常绿阔叶林、温带夏绿阔叶林、寒带常绿针叶林、寒带夏绿针叶林、寒带夏绿阔叶林、温带草本植物和热带草本植物 (Sitch et al., 2003)。尽管 LPJ 模式能较好模拟全球尺度植被分布格局, 不过, 其植被功能型却未涵盖青藏高原广泛分布的高寒草地类型, 而是将青藏高原大部分区域模拟为裸地 (Sitch et al., 2003)。无独有偶, TEM 模式的植被功能型中也未含青藏高原高寒草地类型, 代之以高山苔原 (Zhuang et al., 2010)。若要模拟青藏高原植被分布格局及其演化趋势, 将全球植被动态模式简单直接区域化应用是不准

确的；依据青藏高原高寒生态系统独特的生理生态特征，结合高原气候因子，制定适合于青藏高原的植被功能型划分标准，这是模拟青藏高原植被分布格局及演化的基础。Ni (2000) 基于 BIOME3，以  $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$  空间单位，重新划分了青藏高原植被功能分区；后来又依据 BIOME4 进一步优化为适用于青藏高原的 BIOME4-Tibet，依据生物气候限制（最冷月均温、最暖月均温、最低温、基于  $0^{\circ}\text{C}$  和  $5^{\circ}\text{C}$  的生长期日 [Growing degree days]），将青藏高原植被功能型划分为：温带落叶和针叶林、寒带落叶和针叶林、荒漠木本植物、苔原灌木、高寒草本植物和地衣/杂草类等 (Ni and Herzsuh, 2011)。Zhao et al. (2011a) 也改进 BIOME4，并用于模拟青藏高原生态系统格局的演变趋势，认为：在未来可能的气候变化情景下，高寒草原、草甸、稀疏/垫状植被以及荒漠分布区将减少，而灌木、阔叶林、针叶阔叶混交林和针叶林的分布区将扩大；其中：灌木、高寒草甸和草原的分布格局改变最大；灌木植被会向青藏高原西北方向扩张，取代多数草甸及部分草原；相对来说，阔叶林和针叶阔叶混交林的分布格局变化较小。

水、热是植被演化的重要驱动力，同时，植被覆盖又会影响水热分布特征；目前，已有少量研究采用模式模拟的方法，结合植被动态分布，推演青藏高原土壤温度及环境湿度对气候变化的响应。Yi et al. (2013) 利用陆面模式 CLM3 (Community Land Model) 以及植被动态模式 DOS-TEM (Dynamic Organic Soil Version of the Terrestrial Ecosystem Model) 联动模拟土壤温度，研究发现：如要准确模拟青藏高原表层土壤温度，需要将空气温度、向下短波辐射 (Downward solar radiation) 和植被覆盖分别作为独立变量；土壤温度受植被覆盖影响，植被动态模式与陆面模式相结合，有助于准确模拟高寒草地生态系统土壤热动力学特征及其对气候变化的响应。Yin et al. (2013) 则利用植被动态模式 LPJ (Lund-Potsdam-Jena Dynamic Global Vegetation Model) 模拟青藏高原蒸发散。这里需要厘清以下三个蒸发散相关概念：参考作物蒸散量 (Reference Crop Evapotranspiration, 又称：潜在蒸散 [Potential Evapotranspiration]) 是指在一定的气象条件下水分供应不受限制时，某一下垫面可能达到的最大蒸发量 (宋璐璐等, 2012)；实际蒸散 (Actual Evapotranspiration) 是指在潜在蒸散的测定过程中，利用地表的植被信息以及地表实际状况对土壤水分供给的胁迫，逐步修正即得到实际蒸散 (宋璐璐等, 2012)；有效湿度 (Effective Moisture) 为实际蒸散和潜在蒸散之比 (Yin et al., 2013)。Yin et al. (2013) 结合气象观测数据，用 LPJ 模拟高原蒸散，结果表明：1981-2010 年，青藏高原潜在蒸散持续下降，实际蒸散和有效湿度持续增加；并且，有效湿度未来可能

继续呈增加趋势，这有助于缓解青藏高原北部生态系统水分限制 (Yin et al., 2013)。

青藏高原植被类型丰富，多年冻土分布广泛，碳氮储量巨大，其生物地球化学循环对人类干扰和气候变化敏感 (Chen et al., 2013)。模式模拟是研究青藏高原碳平衡及其未来变化趋势的有效手段。Zhuang et al. (2010) 采用TEM (Terrestrial Ecosystem Model) 模式模拟青藏高原 100 年 (1900-2000年) 碳动态，认为：青藏高原自然生态系统净第一生产力 (Net primary production, NPP) 和土壤呼吸 (Soil respiration) 增速分别为：0.52 和 0.22 Tg C yr<sup>-1</sup>，总体是碳汇，净吸收 CO<sub>2</sub> 的强度为 0.3 Tg C yr<sup>-1</sup>；至 2000 年，青藏高原自然生态系统净碳吸收强度已达总计 36 Pg C yr<sup>-1</sup>，青藏高原植物和土壤碳库碳储量分别为：32 和 16 Pg C。就青藏高原草地生态系统而言，Tan et al. (2010) 利用涡度相关通量数据、气象观测数据、土壤调查数据和遥感反演叶面积指数 (Leaf Area Index, LAI) 数据校验 ORCHIDEE (Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems) 模式，并模拟了青藏高原草地生态系统碳储量，认为：21 世纪初，青藏高原草地生态系统植物和土壤碳库碳储量分别为：0.4 和 12 Pg C。自 1961 年至 2009 年，青藏高原草地净第一性生产力呈持续增加趋势 (1.9 Tg C yr<sup>-1</sup>)；不过，就生态系统碳平衡而言，由于大气 CO<sub>2</sub> 浓度和降水变化，青藏高原草地 20 世纪 60 年代时为碳汇 (-0.5 Tg C yr<sup>-1</sup>)，至 20 世纪初，已经逐渐演变成了碳源 (21.8 Tg C yr<sup>-1</sup>) (Piao et al., 2012)。

氮循环是生物地球化学循环的重要组成部分；就青藏高原而言，冰芯、湖芯记录等间接证据表明，受人类活动干扰，高寒生态系统活性氮输入呈增加趋势；不过，高原尺度的氮循环研究仍未见报道，仅有站点尺度碳氮耦合模式应用，且仅有一例。Lee et al. (2013) 在陆面模式 CLM3.5 的基础上进行碳氮循环耦合，利用 CLM3.5CN 定点研究青藏高原草地碳氮循环。采用模式的方法，基于高原尺度的进行的氮循环研究，仍然比较匮乏。

### 1.2.5 氮沉降增加与放牧对草原植被演替的交互作用

土地利用变化显著影响陆地生态系统碳平衡 (Houghton and Goodale, 2004)。在所有的土地利用形式中，放牧覆盖有最大的地理格局，约占陆地面积的 25% (Asner et al., 2004)。草地生态系统 (包括：稀树草原[Savanna]、灌木草原[Shrubland]、非木草原[Non-woody grassland]，以及苔原[Tundra]) (Asner et al., 2004; White et al., 2000)；其

中，苔原的放牧干扰面积较少，约 2.3%，而非木草原的放牧干扰面积最高，约 54% (Asner et al., 2004)。草地生态系统是碳循环中重要的碳汇 (Scurlock and Hall, 1998)，放牧致使草原土壤有机碳降低，尤其是以 C<sub>3</sub> 草原 (McSherry and Ritchie, 2013)。1990 年时，全球草地生态系统总面积的 30% 受放牧干扰，预计 2040 年这一数值将升高至 50%，草原生态系统碳储量将因此减少 14.7 Pg (Ojima et al., 1993)。

随着全球氮沉降增加，放牧草原不断输入人为源活性氮沉降。氮沉降增加和放牧对草原的影响并不是相互独立，二者可能交互造成生境退化 (Van der Wal et al., 2003)。Van der Wal et al. (2003) 在苏格兰东部高山草原开展氮施肥和放牧交互作用研究，发现：放牧条件下，氮沉降增加导致原生苔藓植物 (*Racomitrium*) 锐减，而禾本科和莎草科植物增加；而且，这样的植被更替与氮沉降增加存在正反馈 (图 1.1)。氮沉降增加对藓类植物造成毒理作用，并通过促进禾草类植物生长而限制藓类植物采光。含氮丰富的禾草类植物吸引牲畜觅食，而牲畜践踏加速了原生藓类植物减少，同时，养分丰富的牲畜排泄物又促进了禾草类生长，使得禾草类对藓类植物的更替加剧 (图 1.1) (Van der Wal et al., 2003)。

在各种生态系统中，动物采食和养分共同控制生态系统生产力和物种多样性等 (Borer et al., 2014; Gruner et al., 2008)。氮沉降增加可以提高草原可食性牧草的适口性，促进牲畜对这些牧草的采食；氮沉降增加和放牧能够交互影响植物种间竞争 (Alonso et al., 2001)。Hartley and Mitchell (2005) 在苏格兰高山沼泽开展了 6 年的氮施肥试验，研究发现：氮沉降增加可以提高欧石楠 (*Calluna vulgaris*) 的叶氮含量，致使放牧草原欧石楠盖度锐减 40 - 50%，却未导致禁牧草原欧石楠盖度下降。6 年的高山苔原氮施肥和放牧交互试验表明：啃食能够抵消施肥对植物地上生物量的影响，而且，这种影响在养分贫瘠的生境中以活体生物量为主导，在肥沃的生境中以凋落物累积量为主导 (Eskelinen et al., 2012)。在肥沃生境中，如果消除放牧影响，并辅以施肥，凋落物会大量累积，且植物物种丰度会急剧下降。群落植物平均 C:N 能够指示啃食和施肥对物种丰度影响：对于高 C:N 的植物主导的群落，施肥降低而啃食增加其主导作用；对于低 C:N 植物主导的群落，施肥增加而啃食削弱其主导作用 (Eskelinen et al., 2012)。

除了生物量和植物物种，放牧条件下，氮施肥还会影响到微生物群落和土壤氮库 (Parfitt et al., 2012)。氮沉降增加和放牧导致草原 N、P 循环不平衡；缓解植物氮限制之后，会导致并加剧植物磷限制 (Fottner et al., 2007; Hardtle et al., 2006, 2009)。目前，模

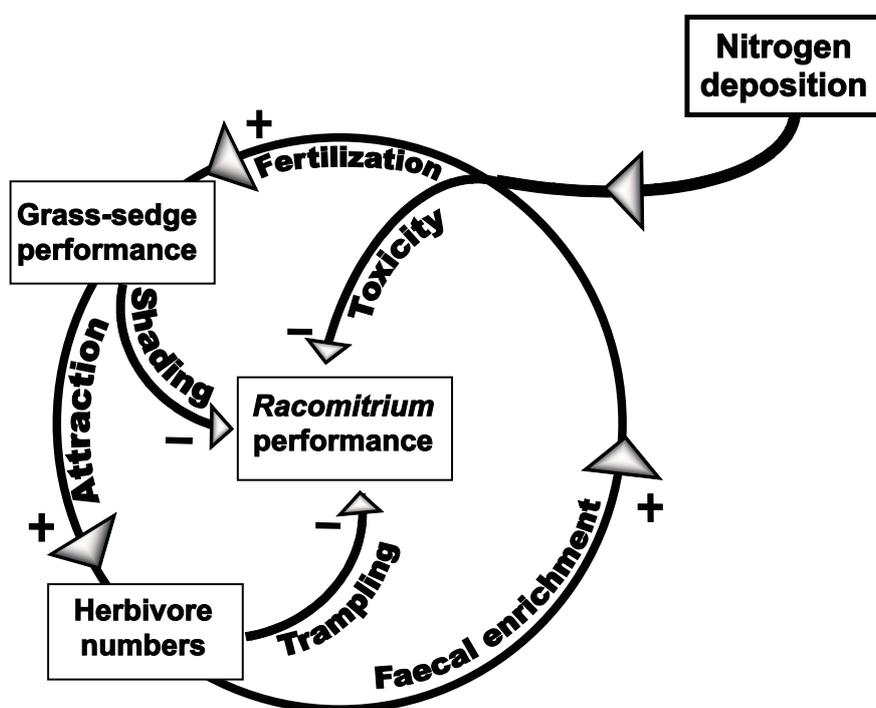


图 1.1: 苏格兰高山草原氮沉降增加与放牧交互作用概念图 (Van der Wal et al., 2003)。氮沉降增加对藓类植物 (*Racomitrium*) 造成毒理作用, 并通过促进禾草类植物生长而限制藓类植物采光。含氮丰富的禾草类植物吸引牲畜觅食, 而牲畜践踏加速了原生藓类植物减少, 同时, 养分丰富的牲畜排泄物又促进了禾草类生长, 使得禾草类对藓类植物的更替加剧 (Van der Wal et al., 2003)。

Fig 1.1: Conceptual model integrating effects of N deposition and grazing in a Scottish montane ecosystem (Van der Wal et al., 2003). Increased N deposition has directly toxicological effects on the moss (*Racomitrium*) and stimulates graminoids, indirectly limiting light availability of the moss. Increased graminoids attract sheep, which results in greater trampling effects on the moss. Graminoid performance is enhanced by nutrient-rich faeces, and the replacement of the moss by graminoids is aggravated (Van der Wal et al., 2003).

拟氮沉降增加的试验大都是在禁牧环境中开展；事实上，大部分草原都是放牧草原，而放牧和氮施肥对草原的影响并不是相互独立的。因此，在放牧草原开展氮施肥试验有待进行。

### 1.3 青藏高原氮沉降及其对高寒生态系统的影响研究概况

#### 1.3.1 青藏高原氮沉降记录与观测现状

青藏高原被称作“第三极” (Qiu, 2008)，面积达 257 万平方公里 (张镱锂 等, 2002)，其中 150 万平方公里分布有高寒草原或高寒草甸 (Cui and Graf, 2009)。冰芯记录揭示，自 20 世纪中叶以来，青藏高原大气氮湿沉降呈增加趋势 (Hou et al., 2003; Kang et al., 2002a,b; Thompson et al., 2000; Zhao et al., 2011b, 2008; Zheng et al., 2010)。这个趋势在喜马拉雅山和藏东南的高寒湖泊沉积记录中也得到了印证 (Choudhary et al., 2013; Hu et al., 2014)。尽管基于现有较少的观测数据估算，青藏高原氮沉降量并不高（小于  $10 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ） (Jia et al., 2014; Lü and Tian, 2007)，可两次土壤调查结果显示，自 1980s-2000s，氮硫沉降已经致使青藏高原高寒草原土壤显著性酸化 (Yang et al., 2012)。这说明：高寒生态系统对氮输入增加的响应比较敏感。而针对广袤的高寒生态系统区域，需要区域尺度的氮沉降观测研究，为进一步研究活性氮输入增加如何影响高寒生态系统奠定基础。目前，青藏高原氮沉降观测较少，自 1989 年以来，只有青藏高原中东部少量观测点有过短期观测记录（图 1.2），如：瓦里关 (汤洁和张晓春, 2000)、五道梁 (杨龙元 等, 1991)、拉萨 (Zhang et al., 2003)、乃东 (贾钧彦, 2008)、比如 (贾钧彦, 2008)、江达 (贾钧彦, 2008) 和丽江 (Zhang et al., 2012c)。至于青藏高原中西部，氮沉降观测仍非常匮乏。

#### 1.3.2 当前氮沉降背景下，青藏高原高寒草地生态系统碳交换研究现状

青藏高原幅员辽阔，总面积约计  $2.57 \times 10^6 \text{ km}^2$  (张镱锂 等, 2002)，其中，高寒草原、高寒草甸和高寒沼泽分别占  $0.724 \times 10^6 \text{ km}^2$  (中国科学院中国植被图编辑委员会, 2001)， $0.656 \times 10^6 \text{ km}^2$  (中国科学院中国植被图编辑委员会, 2001)，和  $0.035 \times 10^6 \text{ km}^2$  (中国科学院东北地理与农业生态研究所, 2000)。青藏高原自然生态系统生物地球化学循环兼受气候变化和人类活动干扰 (Chen et al., 2013)。青藏高原生态系统脆弱，中重度以上的脆弱区域面积约占总面积的 74.79% (于伯华和吕昌河, 2011)。青藏高原放牧历史悠

久，至今已逾 8800 年 (Miehe et al., 2009)，是青藏高原草地生态系统的重要干扰因素。近几十年来，青藏高原经济发展迅速，人口增长迅速，其 2005 年的人口是 1950 年的 3 倍 (张镜铨等, 2005)。高原畜牧业的发展是支撑其经济发展和人口增长的重要因素；较之于 1978 年，2005 年时青藏高原牲畜数量增加了 3 倍 (Du et al., 2004)。截至 2012 年年底，西藏大牲畜存栏量 643.6 万头（其中：牛 600.8 万头），羊存栏量 1525.9 万只（其中，山羊 563.4 万只，绵羊 962.5 万只）青海大牲畜存栏量 459.0 万头（其中：牛 425.1 万头），羊存栏量 1446.3 万只（其中，山羊 193.3 万只，绵羊 1253.0 万只）(中华人民共和国国家统计局, 2013)。西藏自治区和青海省的平均超载率为 45% (钱拴等, 2007)，这远高于中国草地平均超载率（约 30%）(Zhang et al., 2014b)。在三江源地区，超载率达 67.88% (Zhang et al., 2014a)；青海东北部祁连山腹地祁连县天然牧场全年超载率达 184.01% (洒文君, 2012)。藏西北草原超载率达 59.18% (边多等, 2008)，其中，当雄县的超载率高达 205.26% (秦泗国等, 2010)。过度放牧造成了青藏高原草地退化 (Li et al., 2013; Song et al., 2009)，藏西北 14 个纯牧业县的退化草地面积达  $14.19 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，占天然草地总面积的 39.64% (边多等, 2008)。

青藏高原草地生物量碳储量约计 1.87 Pg C，占全国草地生物量碳储量的 56.4% (Fan et al., 2008)。除了放牧干扰以外，青藏高原高寒草地还面临着其他人类活动干扰和气候变化的干扰；而气候变化和人类活动干扰显著影响了高寒草地碳平衡。模式研究发现，自 20 世纪初至 20 世纪末，青藏高原由碳中和 (Carbon-neutral) 或者弱的碳源逐渐演变成了碳汇 (Piao et al., 2012; Zhuang et al., 2010)。如果温度升高  $2^\circ\text{C}$ ，青藏高原草地净第一性生产力 (Net primary productivity) 可增加 9%，土壤有机碳储量却将减少 10% (Tan et al., 2010)。基于模式模拟的研究，为我们理解青藏高原碳平衡提供了间接代用指标，可定位观测等直接证据仍然不足。

目前，少量短期定位观测已经开展，遍及青藏高原三种草地类型：高寒草原 (Fu et al., 2009; Pei et al., 2009)、高寒草甸 (Fu et al., 2009; Kato et al., 2006; Shi et al., 2006; Yu et al., 2013; Zhao et al., 2005; 吴灏等, 2013) 和高寒沼泽 (Hao et al., 2011; Yu et al., 2013; Zhao et al., 2010, 2005)。这些观测点主要位于海北、若尔盖、疏勒河、五道梁和当雄。青藏高原草地生态系统总面积逾 140 万平方公里，如要评估高原草地  $\text{CO}_2$  通量，现有的观测点仍然不足；尤其，这些观测点多数分布于青藏高原东缘，在更为高寒且广泛分布有草原的青藏高原中西部，却鲜有  $\text{CO}_2$  通量观测；因此，需要继续开展针对青藏

高原三种草地（草原、草甸和沼泽）植物、土壤养分和 CO<sub>2</sub> 交换特征的调查，为理解高原草地碳交换现状奠定基础。

### 1.3.3 青藏高原高寒草地生态系统对氮沉降增加的响应研究现状

数十年来，在全球活性氮沉降持续增加的背景下，青藏高原大气氮湿沉降也在呈持续增加趋势。周兴民(2001)认为“嵩草草甸土壤中氮素营养表现为总量丰富，而能为植物吸收利用的速效氮量贫乏，成为限制草场生产力提高的重要因子之一”。至于青藏高原高寒草地养分限制现状如何，在人为活性氮输入增加背景下又会如何变化，其活性氮沉降负荷临界值是多少？仍不明确。氮施肥试验是研究模拟人为氮沉降增加对生态系统影响的有效手段。考虑到青藏高原大气氮湿沉降呈持续增加趋势，在青藏高原开展氮施肥试验，有利于评估青藏高原高寒草地氮限制状况及其对氮沉降增加的响应。另外，较之于低海拔人类活动密集的地区，青藏高原是人类活动相对较少，氮沉降本底值相对较低，是研究氮素施肥效应的理想场所。

针对高寒草甸生态系统，少量氮施肥试验已经开展。基于青藏高原东北缘海北高寒草甸生态系统，研究表明，氮输入增加会促进高寒草甸植物生长以增加其碳固持(Xu et al., 2004)，却也促进了土壤呼吸(Xu et al., 2004)及生态系统呼吸(Fang et al., 2012)以致加剧了碳排放。在青藏高原东缘的玛曲高寒草甸，氮施肥降低了草甸物种多样性，增加了群落盖度的时间稳定性，并影响草甸植物繁殖分配策略(牛克昌, 2008; 杨中领, 2011)。草甸是青藏高原重要的草地类型，主要分布于高原中东部，面积约为 $0.656 \times 10^6$  km<sup>2</sup>(中国科学院中国植被图编辑委员会, 2001)；针对草甸生态系统开展氮施肥试验有助于理解活性氮沉降增加对高寒草甸的影响。草原也是青藏高原草地生态系统的重要组成部分，主要分布于高原中西部，面积不亚于高寒草甸，约为 $0.724 \times 10^6$  km<sup>2</sup>(中国科学院中国植被图编辑委员会, 2001)。尽管如此，较之于草甸，针对草原对氮沉降增加的响应的研究却鲜见报道。如果要全面认识氮沉降增加对青藏高原草地生态系统的影响，需要针对高寒草原开展氮施肥试验，研究青藏高原高寒草原是否受氮限制，是否具有续吸收人为活性氮氮沉降的潜力等。

目前，青藏高原草地生态系统氮施肥试验不仅涵盖草地类型不足，而且仅侧重研究植物生长、群落结构和温室气体通量等对氮施肥的响应，尚未涉及模拟氮沉降增加对生态系统碳交换的影响。因此，若要深入理解氮沉降增加对青藏高原草地碳平衡的

影响，在调查高寒草地生态系统碳交换现状的基础上，还要进一步探究高寒草地碳交换对氮沉降增加的响应。

### 1.3.4 本研究拟解决的科学问题

- (1) 青藏高原氮湿沉降量是多少，其空间分布有何规律？
- (2) 在当前氮沉降背景下，青藏高原高寒草地生态系统植物、土壤养分和碳交换现状如何，高寒草原围栏内外养分循环及碳交换状况如何？
- (3) 青藏高原放牧草原是否存在氮限制？随活性氮沉降增加，放牧草原N养分状况会怎样变化，其  $\text{CO}_2$  交换又会如何响应？

## 1.4 研究方案

### 1.4.1 研究目标

- (1) 揭示青藏高原无机氮湿沉降量及空间分布现状。
- (2) 揭示当前氮沉降背景下，青藏高原三种典型放牧草地（草原、草甸和沼泽草甸）和典型草原围栏内外植物、土壤养分及碳交换现状。
- (3) 阐释典型放牧草原生态系统结构、功能及碳交换对人为活性氮输入增加的响应。

### 1.4.2 研究内容

- (1) 结合观测和文献数据，估算青藏高原无机氮 ( $\text{NH}_4^+$ 、 $\text{NO}_3^-$ ) 湿沉降量及空间分布特征。
- (2) 调查当前氮沉降背景下，青藏高原三种典型放牧草地（草原、草甸、沼泽草甸）和典型草原围栏内外植物、土壤养分及碳交换特征。
- (3) 在典型放牧草原开展多水平氮施肥试验，研究草原优势物种化学计量特征、土壤养分、群落结构和碳交换对模拟多水平氮沉降增加的响应。

### 1.4.3 实验方案

调查青藏高原无机氮湿沉降现状。依托青藏高原研究所的 5 个野外台站，观测高寒生态系统氮素湿沉降。这个 5 个野外台站分别为：中国科学院纳木错圈层相互作用

综合观测研究站（高寒草甸草原），中国科学院藏东南高山环境综合观测研究站（高寒森林），中国科学院珠穆朗玛峰大气与环境综合观测研究站（高寒荒漠草原），阿里荒漠环境综合观测研究站（高寒荒漠草原），慕士塔格西风带环境综合观测研究站（高寒草原），具体分布如图 1.2。按降水场次采集，水样冷冻保存。分析指标包括： $\text{NO}_3^-$ 、 $\text{NH}_4^+$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$ 。结合本研究观测和文献记录，评估青藏高原氮湿沉降量及其空间分布特征。

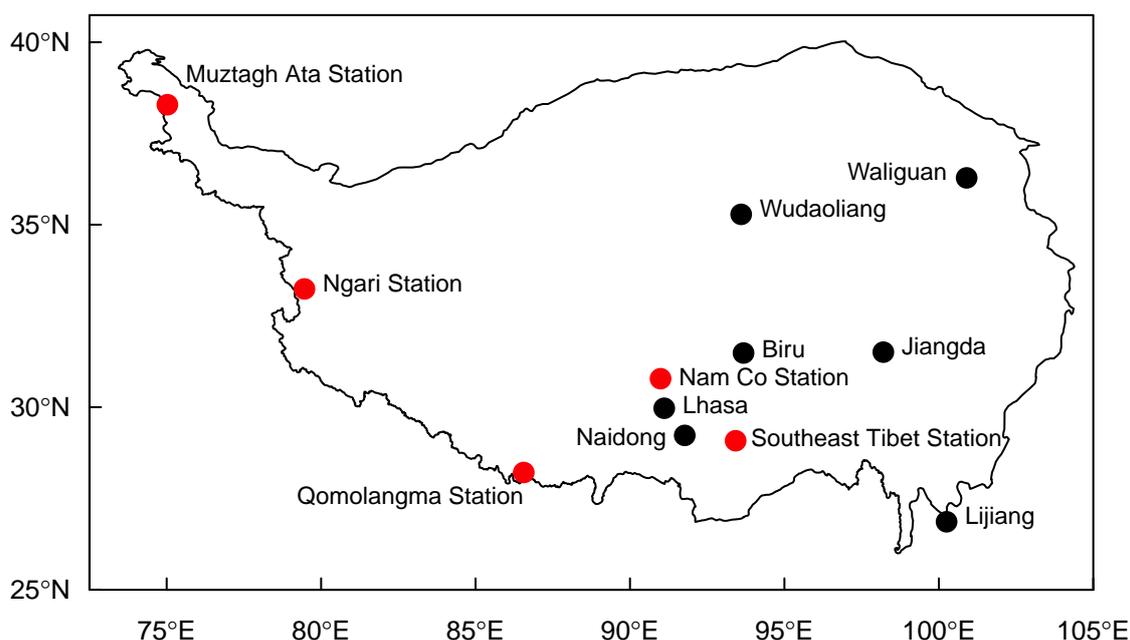


图 1.2: 青藏高原氮湿沉降观测点分布图。红色点是本研究观测点，黑色是文献记录观测点。各台站缩写说明如下：Southeast Tibet Station是指中国科学院藏东南高山环境综合观测研究站、Nam Co Station是指中国科学院纳木错圈层相互作用综合观测研究站、Qomolangma Station是指中国科学院珠穆朗玛峰大气与环境综合观测研究站、Ngari Station是指阿里荒漠环境综合观测研究站，Muztagh Ata Station是指慕士塔格西风带环境综合观测研究站。

Fig 1.2: Map of precipitation N wet deposition sampling sites on the Tibetan Plateau. The red points indicate the five remote sampling sites of this study. The black points indicate the sampling sites from previous records. Southeast Tibet Station means Southeast Tibet Observation and Research Station for the Alpine Environment, Chinese Academy of Sciences. Nam Co Station means Nam Co Monitoring and Research Station for Multisphere Interactions, Chinese Academy of Sciences. Qomolangma Station means Qomolangma Atmospheric and Environmental Observation and Research Station, Chinese Academy of Sciences. Ngari Station means Ngari Desert Observation and Research Station. Muztagh Ata Station means Muztagh Ata Westerly Observation and Research Station.

调查三种典型高寒草地植物、土壤养分和碳交换现状。依托中国科学院纳木错圈层相互作用综合观测研究站（图 1.3），调查高寒草原、高寒草甸和高寒沼泽草甸（图 1.4）植物、土壤养分及碳交换特征，并以纳木错站为依托，调查高寒草原围栏内外植物、土壤养分和碳交换差异特征。

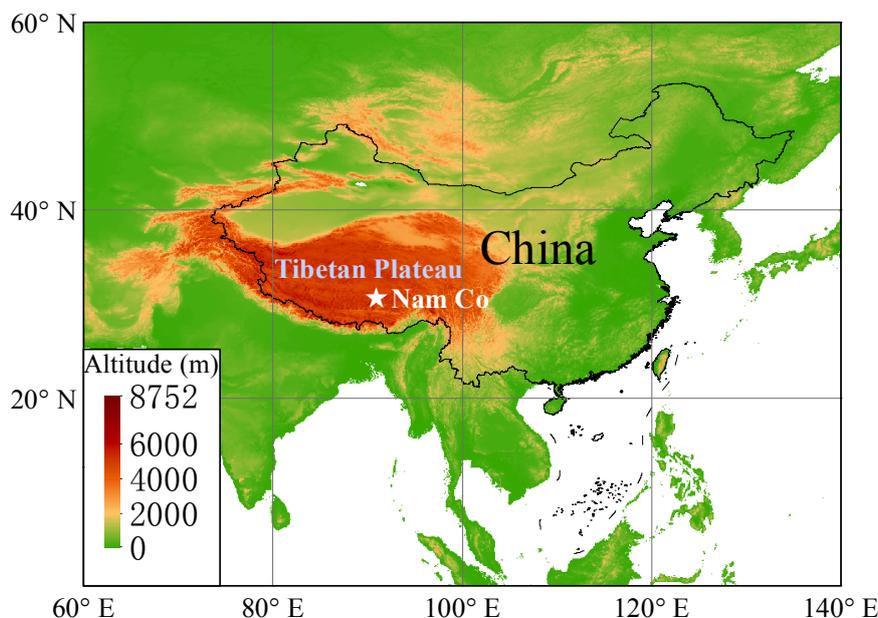


图 1.3: 纳木错站地理位置示意图

Fig 1.3: Location of the experimental site (star) on the Tibetan Plateau.

青藏高原典型放牧草原多水平氮施肥试验。依托中国科学院纳木错圈层相互作用综合观测研究站（图 1.3），开展模拟大气氮湿沉降增加的多水平氮施肥控制试验。施肥试验在典型放牧草原实施，包括对照在内，共有 6 个施肥水平（0、10、20、40、80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，所施氮肥为  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ ），共三个重复，如图 1.5 所示。调查植物生物量、物种组成、叶碳氮磷含量、土壤碳氮含量、土壤可利用氮等；并监测  $\text{CO}_2$  交换。

#### 1.4.4 技术路线

本研究总体思路如下：首先，观测青藏高原典型区氮湿沉降，并结合文献记录数据，评估青藏高原氮湿沉降量及其空间分布格局；其次，探讨当前氮沉降背景条件下，青藏高原三种典型草地（草原、草甸和沼泽草甸）和草原围栏内外的植物、土壤养分

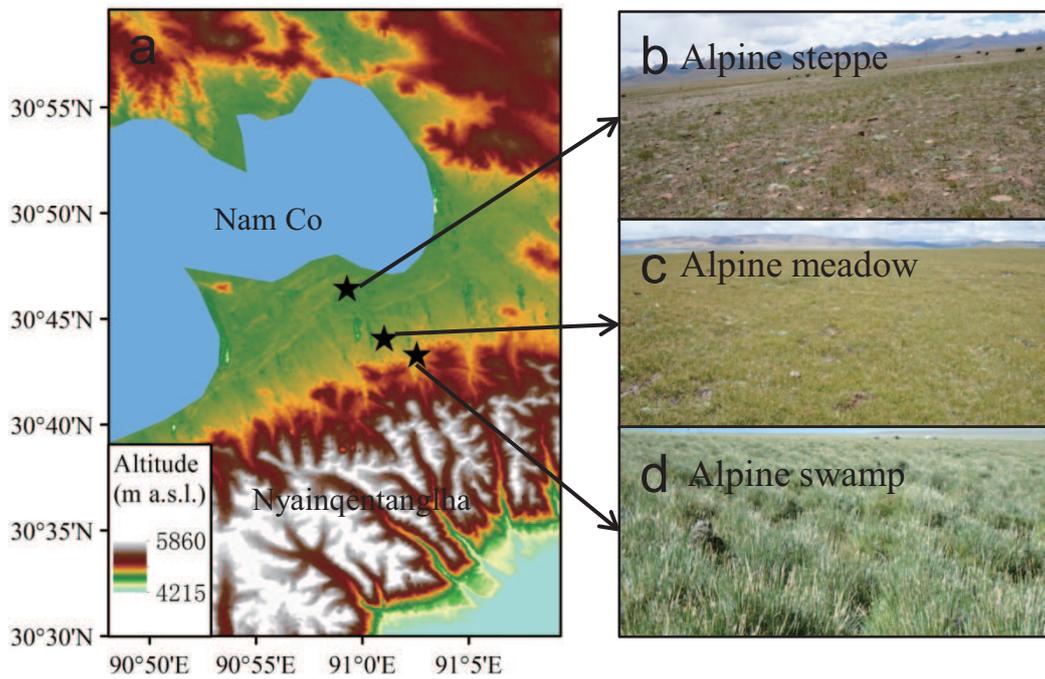


图 1.4: 纳木错高寒草原、高寒草甸和高寒沼泽草甸景观。背景图源自30米精度ASTER数字高程数据。

Fig 1.4: The three CO<sub>2</sub> flux observation sites (alpine steppe, alpine meadow and alpine swamp meadow) in our study on the central Tibetan Plateau. The background map was created by the DEM from ASTER (resolution: 30 m).

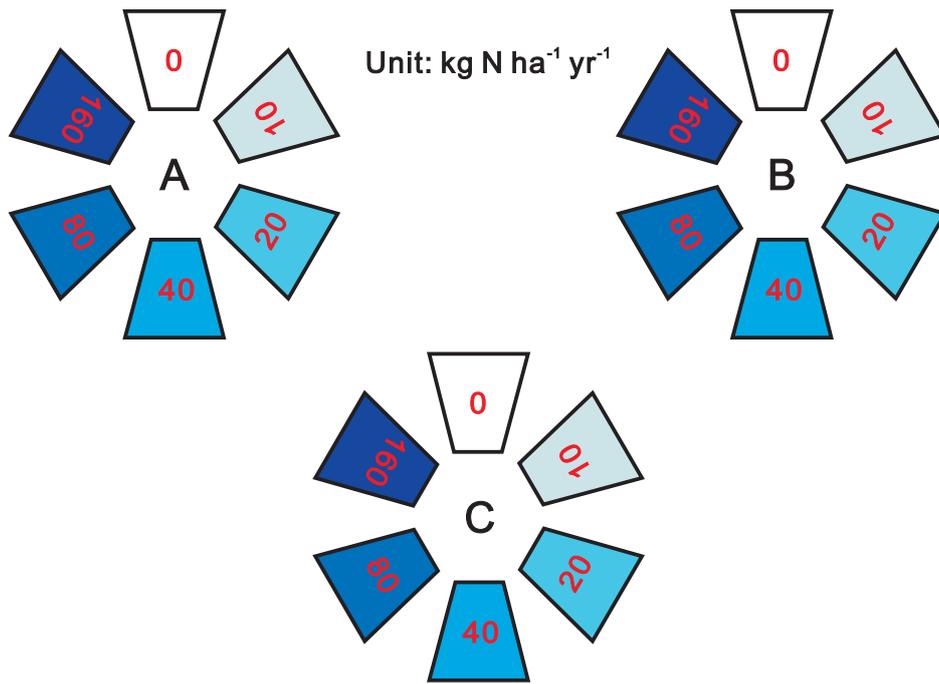


图 1.5: 多水平氮施肥试验样地设计示意图。

Fig 1.5: Map of the experimental area.

和碳交换现状；最后，在典型放牧草原实施多水平氮施肥试验，研究高寒草原生态系统结构、功能和碳交换对模拟活性氮输入增加的响应。技术路线如图 1.6 所示。

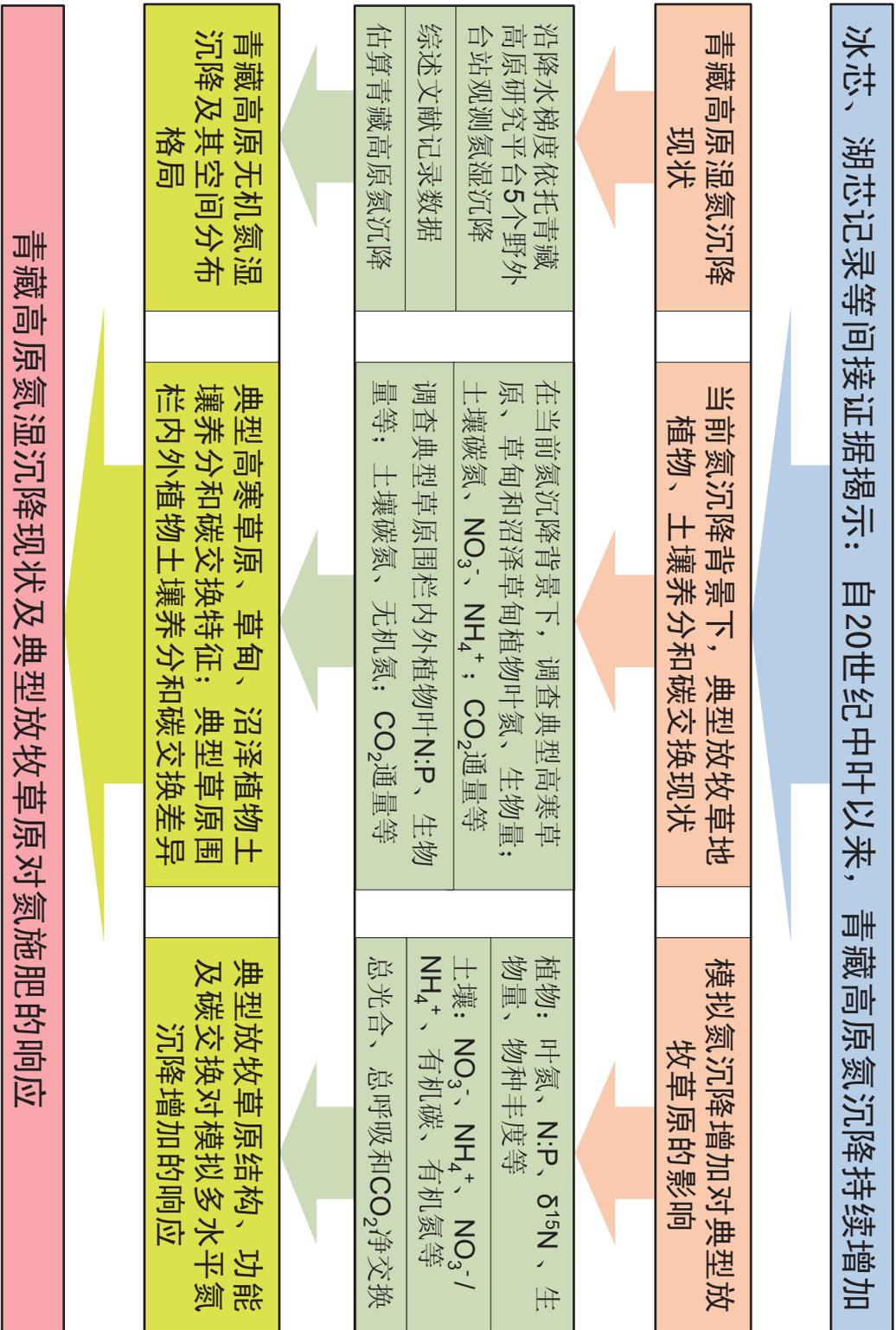


图 1.6: 技术路线图

Fig 1.6: Research scheme

## 第二章 青藏高原无机氮湿沉降现状

### 摘要

青藏高原地域广袤、幅员辽阔，具有独特的地理及气候特征，其生物地球化学循环愈来愈受人类活动影响。青藏高原无机氮沉降自 20 世纪中叶以来呈增加趋势，可是，直接氮沉降观测仍然匮乏。为准确估算青藏高原氮沉降量及其空间分布格局，本研究依托青藏高原观测研究平台，于 2011 年至 2013 年调查了青藏高原五个野外台站（中国科学院藏东南高山环境综合观测研究站[藏东南站]、中国科学院纳木错圈层相互作用综合观测研究站[纳木错站]、中国科学院珠穆朗玛峰大气与环境综合观测研究站[珠峰站]、阿里荒漠环境综合观测研究站[阿里站]和慕士塔格西风带环境综合观测研究站[慕士塔格站]）的降水化学组成，包括： $\text{NO}_3^-$ 、 $\text{NH}_4^+$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$ 。结果显示：在所有台站， $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{NO}_3^-$ 、 $\text{NH}_4^+$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Na}^+$  在降水离子中起主导作用，超过离子总量的 90%。在所有离子的降水量加权平均值中， $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{Ca}^{2+}$  浓度最高。 $\text{Cl}^-$  和  $\text{Na}^+$  主要源自海洋， $\text{K}^+$  和  $\text{Ca}^{2+}$  主要源自土壤， $\text{SO}_4^{2-}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  的来源因台站空间位置而异， $\text{NH}_4^+$  和  $\text{NO}_3^-$  主要源自人为源。青藏高原降水无机氮沉降以  $\text{NH}_4^+$  为主，且无机氮湿沉降和  $\text{NH}_4^+$  湿沉降的空间分布均是：由东到西呈逐渐降低趋势。藏东南站、纳木错站、珠峰站、阿里站和慕士塔格站的  $\text{NH}_4^+$  湿沉降量分别为：0.63、0.91、1.61、0.36 和 1.25  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ， $\text{NO}_3^-$  湿沉降量分别为：0.28、0.35、0.04、0.08 和 0.3  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，总无机氮湿沉降量分别为：0.91、1.26、1.64、0.44 和 1.55  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。结合本研究氮湿沉降观测和文献记录氮湿沉降观测数据，进行克里金空间插值，估算青藏高原  $\text{NH}_4^+$  湿沉降量为：1.30  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ， $\text{NO}_3^-$  湿沉降量为：0.56  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，无机氮湿沉降量为：1.86  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。基于观测，本研究对青藏高原氮湿沉降进行了估算，这有助于提升人们对青藏高原氮沉降量空间格局的认识；不过，如要全面认识青藏高原氮沉降，干沉降直接观测仍有待进行。

**关键词** 降水化学，氮湿沉降，富集因子，源估算，青藏高原

## 2.1 引言

自 20 世纪中叶以来, 人为源活性氮排放持续增加, 影响地球碳氮循环 (Gruber and Galloway, 2008), 引发一系列问题, 如: 饮用水污染、空气污染 (烟雾, 颗粒物, 地面臭氧[Ground-level ozone])、淡水水体富营养化、生物多样性丧失、平流层臭氧层破坏、沿海生态系统恶化等 (Erisman et al., 2013, 2011), 并影响气候变化 (Zaehle et al., 2010a)。近 30 年间 (1980-2008 年), 中国陆地人为源活性氮输入从  $24.9 \text{ Tg N yr}^{-1}$  增至  $59.6 \text{ Tg N yr}^{-1}$ , 增加了 1.4 倍; 就总量而言, 中国占全球 7% 的陆地, 却输入了全球 30% 的人为源氮  $24.9 \text{ Tg N yr}^{-1}$  (谷保静, 2011)。人为源活性氮排放致使氮沉降增加, 至 21 世纪初, 亚洲已经成为继欧洲、美国之后的第三大氮沉降区 (Dentener et al., 2006)。氮沉降增加对中国诸多生态系统 (如: 森林、草地、农田、水产和沿海生态系统等) 的结构和功能都产生了显著影响 (Liu et al., 2011b)。

鉴于人为源活性氮排放、沉降增加, 且已经对陆地生态系统的诸多影响, 世界上许多国家和地区已经建立起了完善的氮沉降观测网, 并具有长期连续的观测记录, 诸如: 美国国家大气氮沉降计划及监测网 (NADP/NTN) (Lehmann et al., 2005)、加拿大空气和降水监测网络 (CAPMoN) (Zbieranowski and Aherne, 2011)、欧洲监测评价计划 (EMEP) (Fagerli and Aas, 2008)、澳大利亚降水观测网 (Austrian Precipitation Sampling Network) (Puxbaum et al., 2002) 和日本酸沉降调查网络 (JADS) (Morino et al., 2011) 等。中国展开了区域性的观测研究, 如: 京津冀地区 (Pan et al., 2012)、中国东部南北样带 (Sheng et al., 2013)、亚热带森林 (Chen and Mulder, 2007)。在中国西北以及广袤的青藏高原地区, 未曾进行区域尺度的氮沉降观测研究。中国气象局于 1989 年开始建立国家尺度的酸雨监测网 (The Acid Rain Monitoring Network run by the China Meteorological Administration [CMA-ARMN]), 至 2000 年, 共计布设了 88 个观测点, 主要测定 pH 和电导率; 只有上甸子、临安、龙凤山、瓦里关 4 个全球大气本底观测站有连续的降水化学观测。“八五”期间, 丁国安承担“全国湿沉降酸性气体时空分布特点研究”课题, 1992-1993 年在所有台站采集降水, 进行化学分析。迄今为止, 这是唯一的背景条件下全国的降水化学资料 (丁国安等, 2004)。在 CMA-ARMN 中, 青藏高原仅有零星站点分布 (6 个台站): 拉萨、格尔木、瓦里关、甘孜、红原和西宁; 而在这 6 个台站中, 只有青藏高原东北部的瓦里关有连续降水记录, 其他台站主要测定 pH 和

电导率(丁国安等, 2004)。

就氮沉降时间序列而言, 冰芯记录揭示, 自 20 世纪中叶以来, 青藏高原大气氮湿沉降呈增加趋势(Hou et al., 2003; Kang et al., 2002a,b; Thompson et al., 2000; Zhao et al., 2011b, 2008; Zheng et al., 2010)。这个趋势在喜马拉雅山和藏东南的高寒湖泊沉积记录中也得到了印证(Choudhary et al., 2013; Hu et al., 2014)。这为我们了解青藏高原氮沉降历史提供了间接指标, 可直接氮沉降观测数据依然匮乏。据公开发表数据, 仅在青藏高原南缘的丽江, 有连续 17 年(1989-2006)的观测记录(Zhang et al., 2012c)。可自 1990 年, 丽江成为了国际著名旅游城市, 其氮沉降时间序列受局部人为干扰更多, 与游客数量呈正比; 这难以反映出青藏高原大部的氮沉降趋势。

就氮沉降空间分布而言, 结合 CMA-ARMN 观测网 1992-1993 年的观测数据, Lü and Tian (2007) 利用克里金插值, 估算中国氮沉降空间分布, 其中, 西藏自治区约为  $6.69 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ , 青海省约为  $7.55 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (Lü and Tian, 2007; 吕超群, 2009)。Jia et al. (2014) 采用 CMA-ARMN 观测数据和文献数据, 同样利用克里金插值, 估算全国氮沉降时空分布, 认为青藏高原 1990s-2000s 氮沉降提高, 西藏从 1990s 时  $4.79 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (1 个观测点) 增至 2000s 时的  $6.11 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (4 个观测点); 青海从 1990s 时的  $5.56 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (2 个观测点) 增至 2000s 时的  $7.87 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (1 个观测点)。Liu et al. (2013c) 搜集 270 个观测站氮沉降数据(源于 315 篇文献数据, 包括: 276 篇期刊论文、19 篇学位论文和 20 部专著), 研究发现: 近 30 年来, 中国氮湿沉降从  $13.2 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (1980s) 增至  $21.1 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (2000s)。可是, 在全国 270 个观测点中, 占国土面积近 1/4 的青藏高原仅分布有 11 个(Liu et al., 2013c)。

尽管 Lü and Tian (2007)、Liu et al. (2013c) 和 Jia et al. (2014) 进行了全国尺度的氮沉降时空分布研究, 可针对青藏高原, 可以依据的直接观测数据非常少。克里金空间插值技术有助于以点带面展现氮沉降空间分布差异性, 可进行全国尺度空间插值时, 青藏高原站点极少, 高原面插值结果受周边低海拔地区观测站影响较大; 若要准确估算青藏高原氮沉降量, 区域性布设观测站直接观测氮沉降不可或缺。因此, 针对青藏高原典型区, 诸如: 高山森林、高寒草原、高寒荒漠等, 我们沿降水梯度自西向东布设了 5 个氮沉降观测点, 开展区域性氮湿沉降观测。本研究旨在: (1) 揭示青藏高原典型区氮湿沉降量; (2) 结合已有观测数据, 初步估算青藏高原氮沉降量及其空间分布特征格局。

## 2.2 材料与方法

### 2.2.1 研究地点

依托青藏高原观测研究平台 (Tibetan Observation and Research Platform [TORP]) 的 5 个野外台站, 观测高寒生态系统氮素湿沉降。这 5 个野外台站沿青藏高原南缘自西向东分布, 空间分布格局如图 1.2, 具体说明如下:

中国科学院藏东南高山环境综合观测研究站 (Southeast Tibet Observation and Research Station for the Alpine Environment, Chinese Academy of Sciences), 以下简称: 藏东南站 (Southeast Tibet Station)。藏东南站 (29°46'N, 94°44'E) 位于青藏高原东南部, 雅鲁藏布大峡谷分支-鲁朗河谷, 西藏林芝县鲁朗镇, 海拔 3326 米, 年均气温 5.55°C, 年降水量 800-1000 mm, 主要植被类型为高寒森林 (亚高山暗针叶林和山地温带针阔混交林) (王永杰等, 2010)。

中国科学院纳木错圈层相互作用综合观测研究站 (Nam Co Monitoring and Research Station for Multisphere Interactions, Chinese Academy of Sciences), 以下简称: 纳木错站 (Nam Co Station)。纳木错站 (30°47'N, 90°58'E) 位于青藏高原腹地, 西藏当雄县纳木错乡纳木错湖东南岸, 海拔 4730 米, 年均气温 -0.6°C, 年降水量 414.6 mm, 主要植被类型为高寒草原和高寒草甸 (游庆龙等, 2007; 张拥军等, 2011)。

中国科学院珠穆朗玛峰大气与环境综合观测研究站 (Qomolangma Atmospheric and Environmental Observation and Research Station, Chinese Academy of Sciences), 以下简称: 珠峰站 (Qomolangma Station)。珠峰站 (28°13'N, 86°34'E), 位于西藏定日县扎西宗乡, 距珠峰登山大本营 30 公里左右, 海拔 4300 米, 年降水量 402.8 mm, 主要植被类型为高寒草原 (李茂善等, 2007)。

阿里荒漠环境综合观测研究站 (Ngari Desert Observation and Research Station), 以下简称: 阿里站 (Ngari Station)。阿里站 (33°14'N, 79°28'E) 位于西藏日土县西南, 海拔约 4500 米, 年降水量 124.6 mm, 主要植被类型为高寒荒漠。

慕士塔格西风带环境综合观测研究站 (Muztagh Ata Westerly Observation and Research Station), 以下简称: 慕士塔格站 (Muztagh Ata Station)。慕士塔格站 (38°17'N, 75°1'E), 位于新疆塔什库尔干塔吉克自治县, 海拔约 3650 米, 年降水量 213.6 mm (CRU 2011 年降水量), 主要植被类型为高寒草原。

### 2.2.2 采样与分析方法

人工按降水场次采集，50ml聚乙烯塑料瓶，冷冻保存。2011年2013年共采集降水样品259个，其中8个样品受到污染，予以剔除，剩余有效样品251个。

降水量数据。纳木错站、珠峰站和阿里站是人工采集，藏东南站是自动气象站采集。慕士塔格站，采样场次的降水量人工采集，年降水量用CRU 2011年降水量估算。

分析指标包括： $\text{NO}_3^-$ 、 $\text{NH}_4^+$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$ ，均在中国科学院生态环境研究中心环境水质学国家重点实验室测定（The State Key Laboratory of Environmental Aquatic Chemistry, Research Center for Eco-Environmental Sciences, Chinese Academy of Sciences）。阴阳离子均用 ICS-2100 离子色谱系统测定。阳离子测定时，采用 Dionex 4-mm CS12A 柱作为分离柱，采用 22mM 甲磺酸（Methanesulfonic acid）溶液作为淋洗液，流速  $1.0 \text{ mL min}^{-1}$ ，抑制器型号为 Dionex CSRS300。阴离子测定时，采用 IonPac AS19-HC 柱作为分离柱，25 mM NaOH淋洗，ASRS300 抑制器。

### 2.2.3 数据质量控制

阴阳离子平衡计算公式如下：

$$\frac{\sum anions}{\sum cations} = \frac{\sum_{k=1}^n (\text{NO}_3^- + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})}{\sum_{k=1}^n (\text{NH}_4^+ + \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})} \quad (2.1)$$

其中，n 是指样品数。

阴阳离子 Pearson 显著相关，其相关系数为 0.82 ( $p < 0.001$ )。  $\sum anions / \sum cations$  是 0.26，意味着至少有一种重要阴离子未测定。西藏大部降水及表层土壤 pH 均大于 7，属于碱性环境 (Yang et al., 2012; 丁国安等, 2004)；推测未测定出的阴离子是  $\text{HCO}_3^-$  (Li et al., 2007; Liu et al., 2013a; Zhang et al., 2012e)。据此，本文采用  $\sum cations - \sum anions$  估算  $\text{HCO}_3^-$  浓度。

测得的离子（阴离子+阳离子）总摩尔浓度在各台站降水总离子摩尔浓度均值  $\pm 3$  标准差（均值  $-3\delta$ ，均值  $+3\delta$ ）以外的数值作为异常值剔除 (Liu et al., 2013a; Rodhe and Granat, 1984; Safai et al., 2004)。本研究中，6 个样品（占有有效样品数的 2.4%）因此被剔除。

## 2.2.4 计算方法

在计算个台站降水离子年均值时，本研究针对 5 个台站各选取完整一年的降水样品（共计 186 个）予以分析，5 个台站选取时间段分别如下：藏东南站为 2011 年 11 月至 2012 年 10 月（53 个样品），纳木错站为 2011 年 8 月至 2012 年 7 月（29 个样品），珠峰站为 2011 年 4 月至 2012 年 3 月（46 个样品），阿里站为 2013 年 1 月至 2013 年 12 月（39 个样品），慕士塔格站为 2011 年 1 月至 2011 年 12 月（19 个样品）。

年平均离子浓度按降水量加权求平均值（Volume-weighted mean, VWM），计算公式如下：

$$C = \frac{\sum_{i=1}^n (C_i \times P_i)}{\sum_{i=1}^n P_i} \quad (2.2)$$

其中： $C$ 为年平均离子浓度， $i$ 是降水次数， $C_i$ 为第 $i$ 次降水离子浓度， $P_i$ 是第 $i$ 次降水降水量。

无机氮湿沉降计算公式如下：

$$N_{wet} = 0.00014 \times C_N \times P_{annual} \quad (2.3)$$

其中： $N_{wet}$ 是指 N ( $\text{NH}_4^+\text{-N}$  或者  $\text{NO}_3^-\text{-N}$ ) 年湿沉降量 ( $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ )； $C_N$ 是指 N ( $\text{NH}_4^+\text{-N}$  或者  $\text{NO}_3^-\text{-N}$ ) 年平均当量浓度 ( $\mu\text{eq L}^{-1}$ )； $P_{annual}$ 是指年降水量 (mm)；0.00014 是转换系数。

## 2.2.5 统计分析

基于方差最大化旋转的主成分分析（Varimax-rotated principal component analysis），以及 Pearson 相关分析。结合 5 个台站实测点与文献资料数据（图 1.2），进行克里金空间插值，估算青藏高原无机氮湿沉降空间分布，初步估算氮沉降量。采用 R 软件“geor”包中的“ksline”函数进行克里金空间插值，具体方法为普通克里金法（Ordinary Kriging）。本章所有统计分析及图件绘制均采用 R2.15.2 完成（R Core Team, 2013. URL <http://www.R-project.org/>）。

## 2.3 结果和讨论

### 2.3.1 5个台站降水离子组成及其与中国其他地区比较

各台站降水主要发生在夏半年（图 2.1）。降水主要离子含量百分比如图 2.2 所示，各离子的降水量加权平均浓度从高至低依次如下，藏东南站： $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{NH}_4^+ > \text{Na}^+ > \text{Cl}^- > \text{NO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$ ，纳木错站： $\text{HCO}_3^- > \text{NH}_4^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{NO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Na}^+ > \text{Cl}^- > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ ，珠峰站： $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Cl}^- > \text{NH}_4^+ > \text{K}^+ > \text{SO}_4^{2-} > \text{Mg}^{2+} > \text{NO}_3^-$ ，阿里站： $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{NH}_4^+ > \text{Na}^+ > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ ，慕士塔格站： $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{NH}_4^+ > \text{SO}_4^{2-} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{K}^+$ 。在各站阴离子中， $\text{HCO}_3^-$  均是浓度最高，占阴离子总量的 64.2%（纳木错站）至 80.4%（慕士塔格站）。在阴离子总量中所占比重，纳木错站是  $\text{NH}_4^+$  最高（52%），而其他四个台站均是  $\text{Ca}^{2+}$  最高（藏东南站：66.4%，珠峰站：41.4%，阿里站：56.4%，慕士塔格站：64.2%）。就青藏高原整体而言，降水主要离子算术平均浓度从高到底依次是： $\text{Ca}^{2+} > \text{NH}_4^+ > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{NO}_3^- > \text{K}^+$ （表 2.1）。较之于中国北部和南部，青藏高原降水主要离子浓度相对较低，甚至比天山降水离子浓度还要低。

### 2.3.2 5个台站降水离子来源

富集因子（Enrichment factor [EF]）常用于分析降水中主要离子相对于海洋和土壤元素的富集程度（Cao et al., 2009; Lu et al., 2011; Shen et al., 2013; Xiao et al., 2013）。海洋作为  $\text{Na}^+$  的唯一来源，而土壤作为  $\text{Ca}^{2+}$  的唯一来源。降水离子相对于海洋的富集因子计算如下：

$$EF_{sea} = \frac{[X/\text{Na}^+]_{rain}}{[X/\text{Na}^+]_{sea}} \quad (2.4)$$

其中， $X$  是指降水中某种离子组分， $[X/\text{Na}^+]_{rain}$  是指降水中某种离子与  $\text{Na}^+$  当量浓度比（ $\mu\text{eq } X / \mu\text{eq } \text{Na}^+$ ）， $[X/\text{Na}^+]_{sea}$  是指海洋中某种离子与  $\text{Na}^+$  当量浓度比（ $\mu\text{eq } X / \mu\text{eq } \text{Na}^+$ ）。 $[X/\text{Na}^+]_{sea}$  的值源自 Keene et al. (1986) 以及 Turekian (Oceans, Prentice-Hall, 1968) (<http://www.seafriends.org.nz/oceano/oceans2.htm#evolution>, Last visited on 2014-03-01; <http://www.seafriends.org.nz/oceano/abund.htm#sealand>, Last visited on 2014-03-01)。降

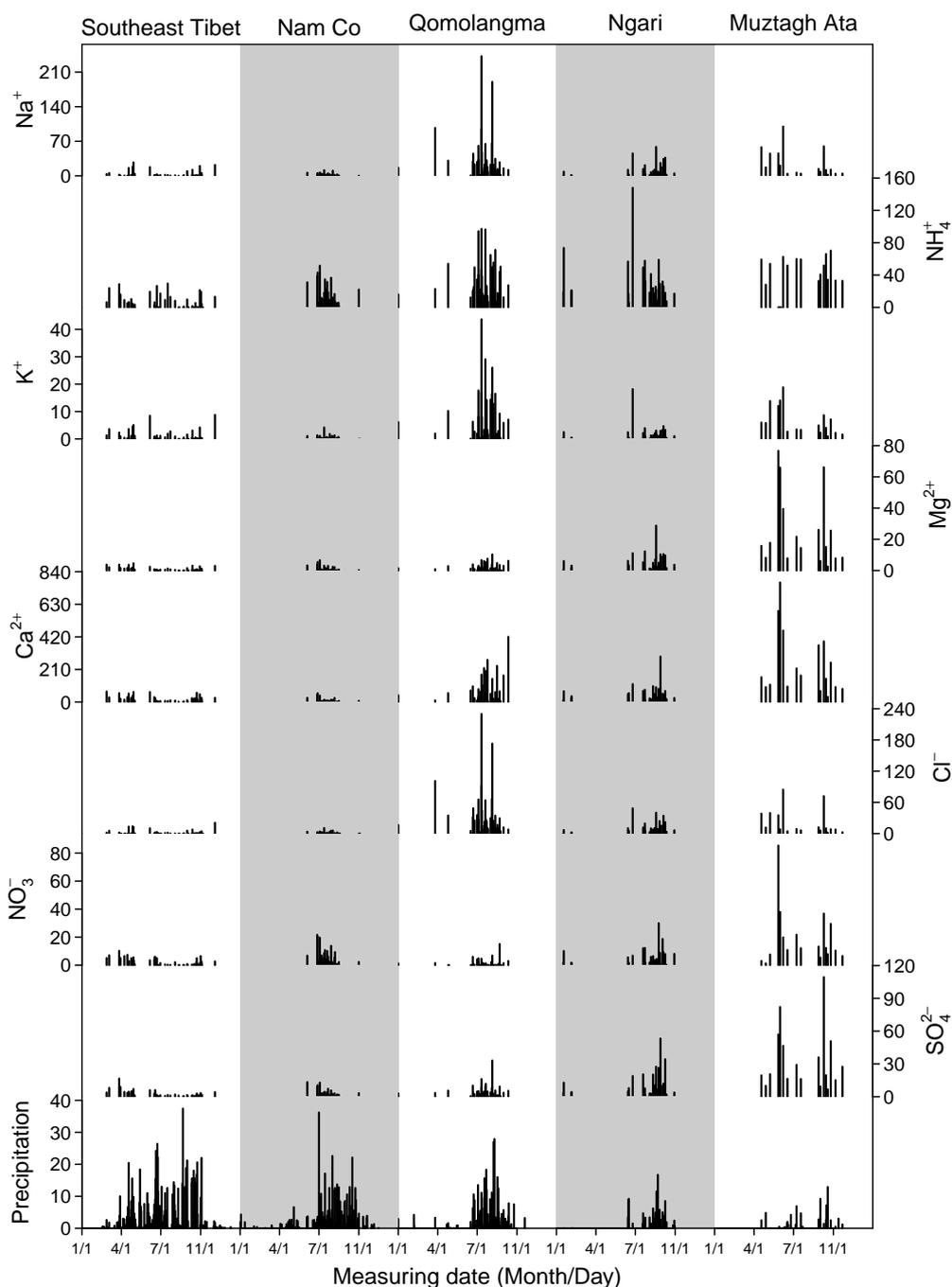


图 2.1: 5 个台站降水化学离子浓度和降水量季节变化, 其中: 慕士塔格站仅有降水采样当次的降水量。5 个台站选取时间段分别如下: 藏东南站为 2011 年 11 月至 2012 年 10 月, 纳木错站为 2011 年 8 月至 2012 年 7 月, 珠峰站为 2011 年 4 月至 2012 年 3 月, 阿里站为 2013 年 1 月至 2013 年 12 月, 慕士塔格站为 2011 年 1 月至 2011 年 12 月。

Fig 2.1: Seasonal dynamics of concentration of ions and precipitation at five remote sites on the Tibetan Plateau. The sampling times of the five sites were as follows: Southeast Tibet Station, Nov. 2011 to Oct. 2012; Nam Co Station, Aug. 2011 to Jul. 2012; Qomolangma Station, Apr. 2011 to Mar. 2012; Ngari Station, Jan. 2013 to Dec. 2013; Muztagh Ata Station, Jan. 2011 to Dec. 2011.

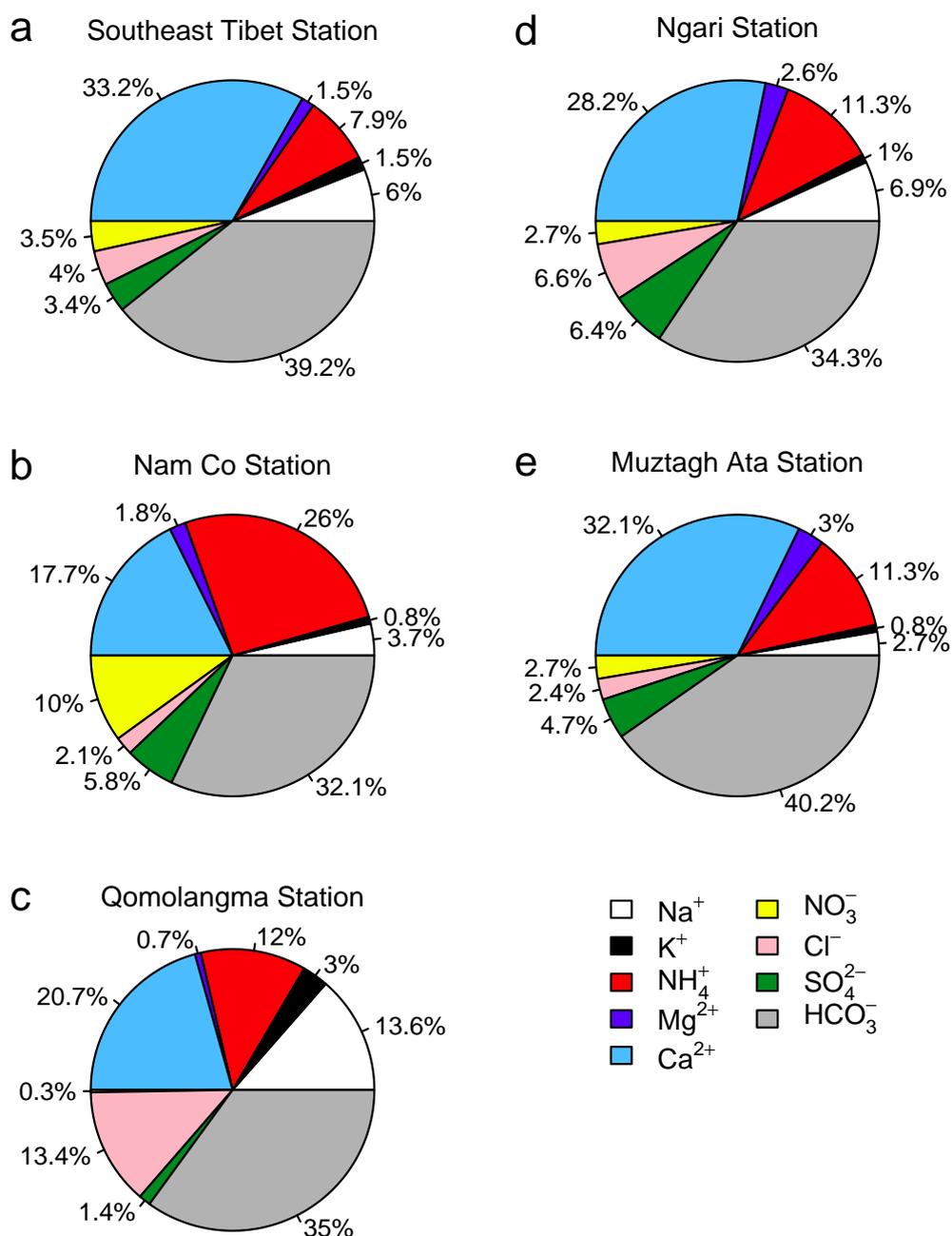


图 2.2: 5 个台站降水化学离子成分百分比。

Fig 2.2: Average volume-weighted concentration percentage of total ions in precipitation at five remote sites on the Tibetan Plateau.

表 2.1: 青藏高原降水离子浓度 ( $\mu\text{eq L}^{-1}$ ) 及其与中国其他站点比较。降水量单位是: mm。VWM 是指降水量加权平均值。

Table 2.1: Major ions concentration ( $\mu\text{eq L}^{-1}$ ) in precipitation at five remote sites on the Tibetan Plateau and other sites in China. Unit of precipitation was millimeter (mm). VWM indicates volume-weighted mean.

Area	Sites	Represents	Periods	Precipitation	$\text{NH}_4^+$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{NO}_3^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	Data type	Reference
Tibet Plateau	Southeast Tibet	Remote site	2011-2012	914.6	4.9	3.8	1.0	0.9	20.8	2.2	2.5	2.1	VWM	This study
	Nam Co	Remote site	2011-2012	517	12.6	1.8	0.4	0.9	8.6	4.9	1.0	2.8	VWM	This study
	Qomolangma	Remote site	2011-2012	402.8	28.5	32.1	7.1	1.6	48.9	0.6	31.7	3.2	VWM	This study
	Ngari	Remote site	2013	124.6	20.5	12.4	1.8	4.8	50.9	4.8	11.9	11.6	VWM	This study
	Muztagh Ata	Remote site	2011	213.6	42.0	10.1	3.0	11.3	119.4	9.9	8.9	17.4	VWM	This study
Waliguan	Remote site	1997	388	45.5	8.7	3.8	12.1	34.0	8.3	6.1	24.0	Mean	汤洁和张晓春 (2000)	
Wudaoliang	Remote site	Aug. 1989	266.5 <sup>a</sup>	27.1	21.7	6.2			13.2	25.6	29.2	Mean	杨龙元 等 (1991)	
Lhasa	Remote city	1998-2000	250-500	14.3	11.2	5.1	10.9	197.4	6.9	9.7	5.2	Mean	Zhang et al. (2003)	
Lijiang	City	1989-2006	900	11.4	2.5		7.7	50.2	3.6	11.6	32.6	Mean	Zhang et al. (2012c)	
		<b>Average</b>		<b>23.0</b>	<b>11.6</b>	<b>3.5</b>	<b>6.3</b>	<b>66.3</b>	<b>6.0</b>	<b>12.1</b>	<b>14.2</b>			
Northern China	Beijing	City	2001-2005	441	236.0	22.5	13.8	48.4	209.0	106.0	34.9	314.0	VWM	Yang et al. (2012)
	Dalian	City	2007	602	107.8	36.2	6.87	25.29	78.92	51.38	59.83	168	VWM	Zhang et al. (2012d)
	Nanjing	City	1992-2003	648-1242	193.2	23.0	12.1	31.7	295.4	39.6	142.6	241.8	VWM	Tu et al. (2005)
	Tianshan Mountain	Remote site	1995-1996		55.7	14.9	15.8	78.0	22.3	40.9	88.1	Mean	侯书贵 (2001)	
Southern China	Hangzhou	City	2006-2008	1435	79.9	12.2	4.2	7.1	51.9	38.4	13.9	110.0	VWM	Xu et al. (2011)
	NingBo	City	2010-2011	1374.7	46.2	22.4	7.0	9.3	31.5	38.7	31.0	72.6	VWM	丁慧明 等 (2012)
	Shanghai	City	2005	825.5	80.7	50.1	14.9	29.6	204.0	49.8	58.3	199.6	VWM	Huang et al. (2008a)
	Shenzhen	City	1986-2006	1769	35.2	40.3	7.2	9.7	77.7	22.1	37.9	74.3	Mean	Huang et al. (2008b)
	Guiyang	City	2008-2009	1171	112.8	13.9	9.6	10.5	182.9	7.3	20.7	265.6	VWM	Xiao et al. (2013)

<sup>a</sup> 五道梁 (Wudaoliang) 降水量数据引自 杨兆平等 (2010)

水离子相对于土壤的富集因子计算如下

$$EF_{soil} = \frac{[X/Ca^{2+}]_{rain}}{[X/Ca^{2+}]_{soil}} \quad (2.5)$$

其中,  $X$  是指降水中某种离子组分,  $[X/Ca^{2+}]_{rain}$  是指降水中某种离子与  $Ca^{2+}$  质量比 ( $\mu g X / \mu g Ca^{2+}$ ),  $[X/Ca^{2+}]_{soil}$  是指土壤中某种化合物与  $Ca^{2+}$  质量比 ( $\mu g X / \mu g Ca^{2+}$ )。  $[X/Ca^{2+}]_{soil}$  的值源自 Taylor (1964)。

各台站降水主要离子富集因子如表2.2所示。富集因子大于1, 意味着, 较之于源, 降水中离子浓度有所富集; 反之, 若富集因子小于1, 说明, 较之于源, 降水中离子浓度有所稀释。5个台站降水中  $Cl^-$  的  $EF_{sea}$  值为0.50-0.85, 而其  $EF_{soil}$  为42.4-365, 这说明, 较之于土壤源, 降水中  $Cl^-$  受海洋源影响较大。而对于5个台站降水中  $NH_4^+$ , 其  $EF_{sea}$  (10595-84974) 和  $EF_{soil}$  (350-2164) 均非常高, 这说明, 较之于海洋和土壤源, 降水中  $NH_4^+$  富集程度非常高, 主要受海洋源或者土壤源之外的因素影响, 比如: 人为源。与  $NH_4^+$  类似,  $NO_3^-$  的  $EF_{sea}$  (832-113217) 和  $EF_{soil}$  (19.6-837) 也较高, 说明, 降水  $NO_3^-$  较少受海洋源和土壤源影响。藏东南站、纳木错站、阿里站和慕士塔格站降水  $SO_4^{2-}$  的  $EF_{sea}$  (4.7-14.3) 和  $EF_{soil}$  (13-41.5) 均高于1, 说明这四个台站  $SO_4^{2-}$  湿沉降主要受人为源干扰, 不过, 受人为源干扰程度低于  $NH_4^+$  和  $NO_3^-$ 。珠峰站  $SO_4^{2-}$  的  $EF_{sea}$  小于1, 而  $EF_{soil}$  为8.4, 说明珠峰站降水中  $SO_4^{2-}$  富集因子与其他四个站规律不同, 受海洋源影响相对较大。

为了估算青藏高原降水各离子成分的主要贡献源, 本研究计算了降水中各离子的海洋源贡献率 (Sea salt fraction [SSF]) 和非海洋源贡献率 (None sea salt fraction [NSSF]), 非海洋源贡献率包括: 土壤源贡献率 (Crust fraction [CF]) 和人为源贡献率 (Anthropogenic fraction [AF]), 具体计算公式如下:

$$SSF(\%) = \frac{[X/Na^+]_{sea}}{[X/Na^+]_{rain}} \times 100 \quad (2.6)$$

$$CF(\%) = \frac{[X/Ca^{2+}]_{soil}}{[X/Ca^{2+}]_{rain}} \times 100 \quad (2.7)$$

$$AF(\%) = 100 - SSF - CF \quad (2.8)$$

其中：SSF 是指海洋源贡献率，CF 是指土壤源贡献率，AF 是指人为源贡献率。

各离子的海洋源贡献率、土壤源贡献率和人为源贡献率如表2.3所示。对于所有台站， $\text{Cl}^-$  和  $\text{Na}^+$  的海洋源贡献率均超过 90%， $\text{K}^+$  和  $\text{Ca}^{2+}$  的土壤源贡献率均超过 90%， $\text{NH}_4^+$  和  $\text{NO}_3^-$  的人为源贡献率均超过 90%。 $\text{SO}_4^{2-}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  的来源因台站空间位置而异。珠峰站降水中  $\text{SO}_4^{2-}$  的海洋源贡献率为 88%，而其他四个台站降水中  $\text{SO}_4^{2-}$  主要来自人为源（贡献率均超过 70%）。至于  $\text{Mg}^{2+}$ ，藏东南站和珠峰站降水中  $\text{Mg}^{2+}$  主要源自海洋，而慕士塔格降水中  $\text{Mg}^{2+}$  主要来自土壤，纳木错站和阿里站降水中  $\text{Mg}^{2+}$  的来源则海洋源和土壤源并重。

### 2.3.3 5 个台站降水离子主成分分析

主成分分析结果显示，前三个主成了解释了 85%（阿里站）至 93%（纳木错站），绝大多数成分公因子方差（主成分对每个离子的方差解释度[communality]）大于 0.8，说明设置三个主成分是合理的（表 2.4）。前三个主成分载荷较高的离子分别如下，藏东南站，第一主成分  $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{Ca}^{2+}$ ，第二主成分  $\text{SO}_4^{2-}$  和  $\text{NO}_3^-$ ，第三主成分  $\text{NH}_4^+$ ；纳木错站：第一主成分  $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{SO}_4^{2-}$  第二主成分  $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Na}^+$  和  $\text{K}^+$ 、第三主成分  $\text{NH}_4^+$  和  $\text{NO}_3^-$ ；珠峰站：第一主成分  $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$  和  $\text{NH}_4^+$ ，第二主成分  $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{Ca}^{2+}$ ，第三主成分  $\text{NO}_3^-$ ；阿里站：第一主成分  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{SO}_4^{2-}$ ，第二主成分  $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Na}^+$  和  $\text{K}^+$ ，第三主成分  $\text{NH}_4^+$  和  $\text{NO}_3^-$ ；慕士塔格站：第一主成分  $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{NO}_3^-$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{Ca}^{2+}$ ，第二主成分  $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Na}^+$  和  $\text{K}^+$ ，第三主成分  $\text{NH}_4^+$ 。藏东南站和珠峰站的第一主成分分别可解释总方差的 46%和 45%，且均含有  $\text{Cl}^-$  和  $\text{Na}^+$ ，说明在这两个台站，海洋源离子的变异居于主导地位。而对于青藏高原腹地的纳木错站，以及高原西部的阿里站和慕士塔格站， $\text{Cl}^-$  和  $\text{Na}^+$  均居于第二主成分， $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{SO}_4^{2-}$  均居于第一主成分，且第一主成分对总方差的解释度均不低于 30%。这说明，与藏东南站、珠峰站不同，其他三个台站降水离子的变异主要受土壤源和人为源影响。在所有台站中， $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Na}^+$  和  $\text{K}^+$  均位于同一主成分，且其两两 Pearson 相关系数很高（表），说明这三种离子具有相似的传输规律。

表 2.2: 青藏高原 5 个台站降水主要离子海洋源、土壤源富集因子, 以及海洋、土壤元素比率。

Table 2.2: Enrichment factors relative to seawater and soil for precipitation constituents of five remote sites on the Tibetan Plateau.

	Southeast Tibet		Nam Co		Qomolangma		Ngari		Muztagh Ata		$[X/Na^+]_{sea}$	$[X/Ca^{2+}]_{soil}$
	EF <sub>sea</sub>	EF <sub>soil</sub>										
Na <sup>+</sup>	1.0	0.36	1.0	0.42	1.0	1.3	1.0	0.5	1.0	0.17	1.0000	0.5690
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	15707	350	84974	2164	10595	859	19706	594	49751	519	0.0001 <sup>a</sup>	0.0006 <sup>c</sup>
K <sup>+</sup>	11.5	0.18	10.0	0.18	10.0	0.56	6.4	0.13	13.5	0.10	0.0220	0.5040
Mg <sup>2+</sup>	1.1	0.05	2.2	0.11	0.22	0.03	1.7	0.10	4.9	0.10	0.2270	0.5610
Ca <sup>2+</sup>	126.2	1.0	110.3	1.0	34.7	1.0	93.1	1.0	269.5	1.0	0.0440	1.0000
Cl <sup>-</sup>	0.57	67.3	0.50	67.1	0.85	365	0.8	132	0.76	42.2	1.1600	0.0031
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	23842	154	113217	837	832	19.6	15869	139	40619	123	0.0000 <sup>b</sup>	0.0021 <sup>d</sup>
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	4.7	13.0	13.0	41.5	0.83	8.4	7.7	29.2	14.3	18.6	0.1210	0.0188 <sup>e</sup>

注:  $[X/Na^+]_{sea}$  是指海洋中某种离子与 Na<sup>+</sup> 当量浓度比:  $\mu eq X/\mu eq Na^+$ 。  $[X/Ca^{2+}]_{soil}$  是指土壤中某种化合物与 Ca<sup>2+</sup> 质量比:  $\mu g X/\mu g Ca^{2+}$ 。  $[X/Na^+]_{sea}$  的值源自 Keene et al. (1986) 以及 Turekian (Oceans, Prentice-Hall, 1968) (<http://www.seafriends.org.nz/oceano/oceans2.htm#evolution>, 最后访问于2014-03-01; <http://www.seafriends.org.nz/oceano/abund.htm#sealand>, 最后访问于2014-03-01)。  $[X/Ca^{2+}]_{soil}$  的值源自 Taylor (1964)。

<sup>a</sup> 假设海水中所有N离子为 NH<sub>4</sub><sup>+</sup>;

<sup>b</sup> 假设海水中所有N离子为 NO<sub>3</sub><sup>-</sup>;

<sup>c</sup> 假设土壤中所有N的存在形式为 NH<sub>3</sub> 化合物;

<sup>d</sup> 假设土壤中所有N的存在形式为 NO<sub>3</sub> 化合物;

<sup>e</sup> 假设土壤中所有S的存在形式为 SO<sub>4</sub> 化合物。

Note: Quantities of  $[X/Na^+]_{sea}$  are given in  $\mu eq X/\mu eq Na^+$ . Quantities of  $[X/Ca^{2+}]_{soil}$  are given in  $\mu g X/\mu g Ca^{2+}$ .  $[X/Na^+]_{sea}$  was citing from Keene et al. (1986) and Turekian (Oceans, Prentice-Hall, 1968) (<http://www.seafriends.org.nz/oceano/oceans2.htm#evolution>, Last visited on 2014-03-01; <http://www.seafriends.org.nz/oceano/abund.htm#sealand>, Last visited on 2014-03-01).  $[X/Ca^{2+}]_{soil}$  was citing from Taylor (1964).

<sup>a</sup> Regard sea N ions as entire NH<sub>4</sub><sup>+</sup>;

<sup>b</sup> Regard sea N ions as entire NO<sub>3</sub><sup>-</sup>;

<sup>c</sup> Regard soil N as entire NH<sub>3</sub> compounds;

<sup>d</sup> Regard soil N as entire NO<sub>3</sub> compounds;

<sup>e</sup> Regard soil S as entire SO<sub>4</sub> compounds.

表 2.3: 青藏高原 5 个台站降水主要离子海洋源 (SSF)、土壤源 (CF) 和人为源 (AF) 贡献率。

Table 2.3: Source contributions for major ions in precipitation of five remote sites on the Tibetan Plateau. SSF indicates sea salt fraction. CF indicates crust fraction. AF indicates anthropogenic fraction.

	Southeast Tibet			Nam Co			Qomolangma			Ngari			Muztagh Ata		
	SSF	CF	AF	SSF	CF	AF	SSF	CF	AF	SSF	CF	AF	SSF	CF	AF
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0.0	0.3	<b>99.7</b>	0.0	0.0	<b>100.0</b>	0.0	0.1	<b>99.9</b>	0.0	0.2	<b>99.8</b>	0.0	0.2	<b>99.8</b>
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.0	0.6	<b>99.3</b>	0.0	0.1	<b>99.9</b>	0.1	5.1	<b>94.8</b>	0.0	0.7	<b>99.3</b>	0.0	0.8	<b>99.2</b>
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	21.3	7.7	<b>71.0</b>	7.7	2.4	<b>89.9</b>	<b>88.0</b>	12.0		12.9	3.4	<b>83.7</b>	7.0	5.4	<b>87.6</b>
Ca <sup>2+</sup>	0.8	<b>99.2</b>		0.9	<b>99.1</b>		2.9	<b>97.1</b>		1.1	<b>98.9</b>		0.4	<b>99.6</b>	
K <sup>+</sup>	8.7	<b>91.3</b>		10.0	<b>90.0</b>		10.0	<b>90.0</b>		15.5	<b>84.5</b>		7.4	<b>92.6</b>	
Mg <sup>2+</sup>	<b>92.9</b>	7.1		44.8	<b>55.2</b>		<b>100</b>			<b>59.2</b>	40.8		20.2	<b>79.8</b>	
Cl <sup>-</sup>	<b>98.5</b>	1.5		<b>98.5</b>	1.5		<b>99.7</b>	0.3		<b>99.2</b>	0.8		<b>97.6</b>	2.4	
Na <sup>+</sup>	<b>100</b>			<b>100</b>			<b>100</b>			<b>100</b>			<b>100</b>		

### 2.3.4 青藏高原氮沉降估算

5 个台站无机氮沉降量及其与中国其他台站的比较如表 2.6 所示。5 个台站 NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N 湿沉降由高到低依次是：珠峰站 (1.61 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>) > 慕士塔格站 (1.25 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>) > 纳木错站 (0.91 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>) > 林芝站 (0.63 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>) > 阿里站 (0.36 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>)。NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N 湿沉降由高到低依次是：纳木错站 (0.35 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>) > 慕士塔格站 (0.30 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>) > 林芝站 (0.28 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>) > 阿里站 (0.08 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>) > 珠峰站 (0.04 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>)。总无机氮湿沉降由高到低依次是：珠峰站 (1.64 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>) > 慕士塔格站 (1.55 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>) > 纳木错站 (1.26 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>) > 林芝站 (0.91 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>) > 阿里站 (0.44 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>)。除了 5 个台站之外，本研究搜集了青藏高原其他地区 7 个站点已有氮沉降观测数据，如：瓦里关 (汤洁和张晓春, 2000)、五道梁 (杨龙元等, 1991)、拉萨 (Zhang et al., 2003)、乃东 (贾钧彦, 2008)、比如 (贾钧彦, 2008)、江达 (贾钧彦, 2008) 和丽江 (Zhang et al., 2012c)。这 12 站点氮沉降算术平均值如下：NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N 为 1.17 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>，NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N 为 0.58 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>，无机氮沉降为：1.75 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>。

表 2.4: 青藏高原 5 个台站降水主要离子主成分分析 (方差最大化旋转) 结果。PC1、PC2 和 PC3 分别指第一主成分载荷、第二主成分载荷和第三主成分载荷; CT 是指成分公因子方差, 即主成分对每个变量的方差解释度。N 是指各台站降水样品数。大于 7 的成分载荷加粗显示。

Table 2.4: Varimax-rotated principal component analysis of major ions in precipitation at five remote sites on the Tibetan Plateau. PC1, PC2 and PC3 indicates the 1st, 2nd and 3rd component, respectively. CT means communalNgari Stationity. N indicates the number of precipitation samples at each site. The component loadings with greater value than 0.7 are marked bold.

	Southeast Tibet (N = 53)				Nam Co (N = 29)				Qomolangma (N = 46)				Ngari (N = 39)				Muztagh Ata (N = 19)			
	PC1	PC2	PC3	CT	PC1	PC2	PC3	CT	PC1	PC2	PC3	CT	PC1	PC2	PC3	CT	PC1	PC2	PC3	CT
Na <sup>+</sup>	<b>0.94</b>	0.02	0.24	0.94	0.61	<b>0.74</b>	0	0.92	<b>0.92</b>	0.13	0.19	0.89	0.62	<b>0.73</b>	0.06	0.92	0.22	<b>0.96</b>	0.08	0.98
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0.25	0.22	<b>0.93</b>	0.98	0.4	0.14	<b>0.87</b>	0.93	<b>0.81</b>	0.01	-0.00	0.65	-0.1	0.57	<b>0.75</b>	0.9	-0.2	0.14	<b>0.96</b>	0.98
K <sup>+</sup>	<b>0.88</b>	0.1	0.35	0.91	0.13	<b>0.92</b>	0.06	0.87	<b>0.93</b>	0.2	0.04	0.9	0.15	<b>0.84</b>	0.4	0.89	0.47	<b>0.79</b>	-0.1	0.85
Mg <sup>2+</sup>	<b>0.77</b>	0.45	0.29	0.89	<b>0.9</b>	0.21	0.36	0.97	0.3	<b>0.9</b>	0.25	0.96	0.67	0.56	0.09	0.78	<b>0.9</b>	0.38	-0.2	0.99
Ca <sup>2+</sup>	0.66	0.46	0.21	0.7	<b>0.78</b>	0.12	0.54	0.91	-0.1	<b>0.96</b>	0.02	0.94	<b>0.85</b>	0.17	0.15	0.77	<b>0.85</b>	0.35	-0.3	0.9
Cl <sup>-</sup>	<b>0.91</b>	0.1	-0.1	0.85	0.03	<b>0.95</b>	0.21	0.94	<b>0.92</b>	0.1	0.19	0.9	0.37	<b>0.83</b>	0	0.82	0.25	<b>0.92</b>	0.17	0.94
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.03	<b>0.95</b>	0.09	0.91	0.32	0.12	<b>0.91</b>	0.95	0.07	0.16	<b>0.96</b>	0.95	0.36	-0.00	<b>0.84</b>	0.84	<b>0.88</b>	0.12	-0.2	0.83
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.24	<b>0.89</b>	0.18	0.89	<b>0.81</b>	0.12	0.5	0.91	0.52	0.6	0.48	0.86	<b>0.91</b>	0.22	0.15	0.9	<b>0.87</b>	0.31	0.11	0.87
% Variance	46	27	15		34	30	29		45	27	16		34	33	19		43	35	14	
% Cumulative	46	73	88		34	64	93		45	72	88		34	66	85		43	78	92	

表 2.5: 青藏高原 5 个台站降水主要离子 Pearson 相关分析结果。N 是指各台站降水样品数。

Table 2.5: Pearson correlations matrix of ionic concentrations in precipitation at five remote sites on the Tibetan Plateau. N indicates the number of precipitation samples at each site.

Sites		Na <sup>+</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
Southeast Tibet (N = 53)	Na <sup>+</sup>	1							
	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0.45	1						
	K <sup>+</sup>	0.89	0.57	1					
	Mg <sup>2+</sup>	0.81	0.55	0.77	1				
	Ca <sup>2+</sup>	0.69	0.41	0.64	0.82	1			
	Cl <sup>-</sup>	0.8	0.25	0.83	0.68	0.48	1		
	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.08	0.31	0.18	0.44	0.42	0.15	1	
	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.26	0.43	0.4	0.61	0.53	0.35	0.81	1
Nam Co (N = 29)	Na <sup>+</sup>	1							
	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0.37	1						
	K <sup>+</sup>	0.68	0.21	1					
	Mg <sup>2+</sup>	0.69	0.69	0.34	1				
	Ca <sup>2+</sup>	0.52	0.75	0.3	0.91	1			
	Cl <sup>-</sup>	0.74	0.33	0.82	0.29	0.23	1		
	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.29	0.89	0.2	0.64	0.76	0.3	1	
	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.56	0.78	0.23	0.9	0.86	0.28	0.7	1
Qomolangma (N = 46)	Na <sup>+</sup>	1							
	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0.57	1						
	K <sup>+</sup>	0.83	0.78	1					
	Mg <sup>2+</sup>	0.43	0.24	0.46	1				
	Ca <sup>2+</sup>	0.06	-0.01	0.13	0.81	1			
	Cl <sup>-</sup>	1	0.59	0.82	0.4	0.04	1		
	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.23	0.12	0.17	0.39	0.21	0.22	1	
	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.65	0.36	0.59	0.81	0.48	0.63	0.52	1
Ngari (N = 39)	Na <sup>+</sup>	1							
	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0.35	1						
	K <sup>+</sup>	0.7	0.77	1					
	Mg <sup>2+</sup>	0.89	0.28	0.54	1				
	Ca <sup>2+</sup>	0.56	0.21	0.44	0.59	1			
	Cl <sup>-</sup>	0.81	0.37	0.68	0.65	0.39	1		
	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.32	0.47	0.31	0.38	0.27	0.23	1	
	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.72	0.17	0.4	0.63	0.84	0.52	0.4	1
Muztagh Ata (N = 19)	Na <sup>+</sup>	1							
	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0.17	1						
	K <sup>+</sup>	0.82	0.02	1					
	Mg <sup>2+</sup>	0.56	-0.27	0.71	1				
	Ca <sup>2+</sup>	0.49	-0.32	0.74	0.92	1			
	Cl <sup>-</sup>	0.96	0.22	0.74	0.56	0.43	1		
	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.33	-0.3	0.51	0.88	0.77	0.32	1	
	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.5	-0.05	0.6	0.9	0.81	0.56	0.68	1

考虑到青藏高原地域广袤、幅员辽阔，12个站点的氮沉降具有空间异质性。为了更准确的估算青藏高原面无机氮沉降量，本研究基于12个站点的实测值进行克里金空间插值结果展示（图 2.3）。克里金空间插值青藏高原面平均值如下： $\text{NH}_4^+\text{-N}$  为  $1.30 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ， $\text{NO}_3^-\text{-N}$  为  $0.56 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，无机氮沉降为： $1.86 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。就氮沉降空间分布而言，结合 CMA-ARMN 观测网 1992-1993 年的观测数据，Lü and Tian (2007) 利用克里金插值，估算中国氮沉降空间分布；其中，就无机氮湿沉降来说，西藏自治区约为  $4.16 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，青海省约为  $4.76 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。Jia et al. (2014) 采用 CMA-ARMN 观测数据和文献数据，同样利用克里金插值，估算全国氮沉降时空分布，其中，21 世纪初，西藏为  $6.11 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，青海为  $7.87 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。因此，Lü and Tian (2007) 和 Jia et al. (2014) 高估了青藏高原无机氮湿沉降量。可能的原因有二：其一，他们采用的数据集中，青藏高原观测点分布稀少，比如：Jia et al. (2014) 采用的数据集中，青藏高原仅有 5 个观测点（西藏 4 个，青海 1 个）。其二，他们进行了全国尺度的克里金空间插值，青藏高原氮沉降量主要由于其周边低海拔地区的氮沉降值插值估算；较之于中国中东部低海拔地区，青藏高原平均海拔超过 4000 米，受人为活动干扰相对较小，具有独特的地理及气候特征；采用低海拔地区氮沉降量插值会高估青藏高原氮沉降量。

根据空间插值结果，青藏高原无机氮湿沉降量约为  $1.86 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。西藏无机氮湿沉降约占总氮湿沉降的 41% (贾钧彦, 2008)，因此推算青藏高原氮湿沉降总量为： $4.54 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。青藏高原氮干沉降约为  $2.82 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (Lü and Tian, 2007)，由此，青藏高原的氮沉降总量约计  $7.36 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。青藏高原无机氮湿沉降量相对较低，比中国南北部城市无机氮沉降量至低一个数量级，诸如：北京 (Yang et al., 2012)、大连 (Zhang et al., 2012d)、南京 (Tu et al., 2005)、杭州 (Xu et al., 2011)、宁波 (丁慧明等, 2012)、上海 (Huang et al., 2008a)、深圳 (Huang et al., 2008b)、贵阳 (Xiao et al., 2013) 等城市（表 2.6）；同时，青藏高原无机氮湿沉降量也远低于中国东部亚热带森林生态系统无机氮湿沉降，如：重庆铁山坪、贵阳鹿冲关、贵州雷公山、韶山蔡家塘、广州流溪河 (Chen and Mulder, 2007)（表 2.6）。较之于华北和华南地区，青藏高原无机氮湿沉降相对较低，其可能的原因有二：其一，青藏高原降水中无机氮浓度相对较低。青藏高原的氮沉降观测点降水中  $\text{NH}_4^+\text{-N}$  当量浓度均值为： $23.0 \mu\text{eq L}^{-1}$ ， $\text{NO}_3^-\text{-N}$  当量浓度均值为： $6.0 \mu\text{eq L}^{-1}$ ；这远远低于华北和华南地区降水中无机氮当量浓度（表

2.1)。其二，青藏高原降水量相对较低。青藏高原大部分地区属于干旱半干旱区，而华北和华南地区降水相对丰沛。就青藏高原的氮沉降观测点降水量而言，大部分站点降水量低于 500 mm，而华北和华南地区的大部分站点降水量则高于 500 mm（表 2.1）。总之，较之于中国东部地区，青藏高原降水量低，且降水中无机氮浓度低，导致青藏高原无机氮湿沉降量相对较低。

### 2.3.5 青藏高原氮湿沉降估算及贡献源分析时的不确定性

本研究通过野外观测，并结合文献数据，估算了青藏高原无机氮湿沉降量及其空间格局；不过，目前的研究仍存在一定的不确定性。导致研究青藏高原无机氮湿沉降现状时产生不确定性的主要因素如下：（1）本研究在青藏高原中西部采样采集降水时，鉴于高海拔区野外人工观测的可操作性，没有进行分段采样。故，在进行氮湿沉降观测时，有可能包含了降水开始时冲刷的空气中的颗粒物，这会为估算无机氮湿沉降引入一定的不确定性。（2）在进行空间插值时，本研究采用了实地观测的 5 个点和文献记录的 7 个点进行空间插值，而这些点的依然相对较少，且空间分布不够均一，这也为估算青藏高原无机氮湿沉降均值带来不确定性。（3）在估算高原无机氮湿沉降现状的基础上，本研究尝试着采用富集因子法分析降水中主要离子的源贡献。尽管这是常用的分析方法，以前已经有许多类似的分析研究见诸报道；不过，不考虑局地环流的因素，而是假设  $\text{Na}^+$  全部来自海洋，根据降水中  $\text{NO}_3^-$ 、 $\text{NH}_4^+$  与  $\text{Na}^+$  的比计算降水中氮相对于海洋和土壤的富集因子，这可能会高估降水中氮的人为源贡献。尽管印度季风、西风带等对青藏高原的降水格局有重要影响，而局地气候依然有可能影响具体站点的降水；因此，假设降水的 Na 全部来自于海洋，这可能导致估算人为源贡献率时产生不确定性。（4）本研究采用富集因子法分析了青藏高原 5 个野外台站氮湿沉降贡献源时，主要考虑了海洋源、土壤源和人为源贡献；事实上，降水中氮素的来源还包括闪电，闪电可导致大气化学反应产生活性氮沉降，而这个氮沉降量尚未考虑。

为了深入理解青藏高原氮沉降，以后还有许多工作有必要继续开展。（1）青藏高原幅员辽阔，面积近 260 万平方公里，氮沉降观测数据却非常匮乏，仅在青藏高原中东部有 7 个观测点记录。本研究于青藏高原中西部补充了 5 个氮沉降观测点，初步估算了青藏高原氮湿沉降量及其空间格局；不过，即便如此，现有观测点空间分布仍不够完善，且观测点数量依然较少。在青藏高原北部，尤其可可西里西区，尚无观

测。(2) 青藏高原地域广袤, 受印度季风和西风带联合影响, 气候特征不均一, 尤其降水格局自东向西梯度明显。另外, 若要全面探究青藏高原不同气候区氮沉降, 除了氮湿沉降观测以外, 仍需观测氮干沉降; 目前, 尚未有青藏高原氮干沉降报道。因此, 需要在青藏高原全面布设观测点, 长期持续观测氮干湿沉降, 为准确评估青藏高原, 乃至全国尺度氮沉降量与空间格局奠定基础。

### 2.4 小结

自 20 世纪中叶以来, 青藏高原无机氮沉降呈增加趋势; 可是, 直接氮沉降观测仍然匮乏。本研究于 2011 年至 2013 年依托青藏高原观测研究平台的五个野外台站 (藏东南站、纳木错站、珠峰站、阿里站和慕士塔格站) 降水的主要离子组成, 包括:  $\text{NO}_3^-$ 、 $\text{NH}_4^+$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$ 。藏东南站、纳木错站、珠峰站、阿里站和慕士塔格站的  $\text{NH}_4^+$  湿沉降量分别为: 0.63、0.91、1.61、0.36 和 1.25  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ,  $\text{NO}_3^-$  湿沉降量分别为: 0.28、0.35、0.04、0.08 和 0.3  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ , 总无机氮湿沉降量分别为: 0.91、1.26、1.64、0.44 和 1.55  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。估算青藏高原  $\text{NH}_4^+$  湿沉降量为: 1.30  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ,  $\text{NO}_3^-$  湿沉降量为: 0.56  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ , 无机氮湿沉降量为: 1.86  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。

表 2.6: 青藏高原无机氮湿沉降 ( $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ) 及其与中国其他站点比较。降水量单位是: mm。VWM 是指降水量加权平均值。

Table 2.6: Annual inorganic N wet deposition ( $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ) at five remote sites on the Tibetan Plateau and other sites in China. Unit of precipitation was millimeter (mm). VWM indicates volume-weighted mean.

Area	Sites	Represents	Periods	Precipitation	$\text{NH}_4^+\text{-N}$	$\text{NO}_3^-\text{-N}$	DIN	Data type	Reference
Tibet Plateau	Southeast Tibet	Remote site	2011-2012	914.6	0.63	0.28	0.91	VWM	This study
	Nam Co	Remote site	2011-2012	517	0.91	0.35	1.26	VWM	This study
	Qomolangma	Remote site	2011-2012	402.8	1.61	0.04	1.64	VWM	This study
	Ngari	Remote site	2013	124.6	0.36	0.08	0.44	VWM	This study
	Muztagh Ata	Remote site	2011	213.6	1.25	0.30	1.55	VWM	This study
	Waliguan	Remote site	1997	388	2.47	0.45	2.92	Mean	汤洁和张晓春 (2000)
	Wudaoliang	Remote site	Aug. 1989	266.5 <sup>a</sup>	1.55	1.11	2.66	Mean	杨龙元等 (1991)
	Lhasa	Remote city	1998-2000	250-500	0.54	0.45	0.99	Mean	Zhang et al. (2003)
	Naidong	Remote city	2006-2007	451	0.91	0.82	1.72	VWM	贾钧彦 (2008)
	Biru	Remote city	2006-2007	582	1.22	1.86	3.08	VWM	贾钧彦 (2008)
	Jiangda	Remote city	2006-2007	547	1.11	0.80	1.91	VWM	贾钧彦 (2008)
	Lijiang	Remote city	1989-2006	900	1.43	0.46	1.89	Mean	Zhang et al. (2012c)
<b>Average</b>				<b>1.17</b>	<b>0.58</b>	<b>1.75</b>			
Northern China	Beijing	City	2001-2005	441	14.57	6.54	21.12	VWM	Yang et al. (2012)
	Dalian	City	2007	602	9.08	4.33	13.41	VWM	Zhang et al. (2012d)
	Nanjing	City	1992-2003	648-1242	25.56	5.23	30.79	VWM	Tu et al. (2005)
Southern China	TieShanPing	Remote site	1999-2004	1228	25.50	9.80	35.30	VWM	Chen and Mulder (2007)
	LuChongGuan	Remote site	1999-2004	854	2.40	1.30	3.70	VWM	Chen and Mulder (2007)
	LeiGongShan	Remote site	1999-2004	1714	3.70	2.60	6.30	VWM	Chen and Mulder (2007)
	CaiJiaTang	Remote site	1999-2004	1232	21.10	12.70	33.80	VWM	Chen and Mulder (2007)
	LiuXiHe	Remote site	1999-2004	1620	4.30	7.50	11.80	VWM	Chen and Mulder (2007)
	Hangzhou	City	2006-2008	1435	16.1	7.7	23.77	VWM	Xu et al. (2011)
	NingBo	City	2010-2011	1374.7	8.9	7.4	16.34	VWM	丁慧明等 (2012)
	Shanghai	City	2005	825.5	9.3	5.8	15.08	VWM	Huang et al. (2008a)
	Shenzhen	City	1986-2006	1769	8.7	5.5	14.19	Mean	Huang et al. (2008b)
	Guiyang	City	2008-2009	1171	18.5	1.2	19.69	VMW	Xiao et al. (2013)

<sup>a</sup> 五道梁 (Wudaoliang) 降水量数据引自 杨兆平等 (2010)

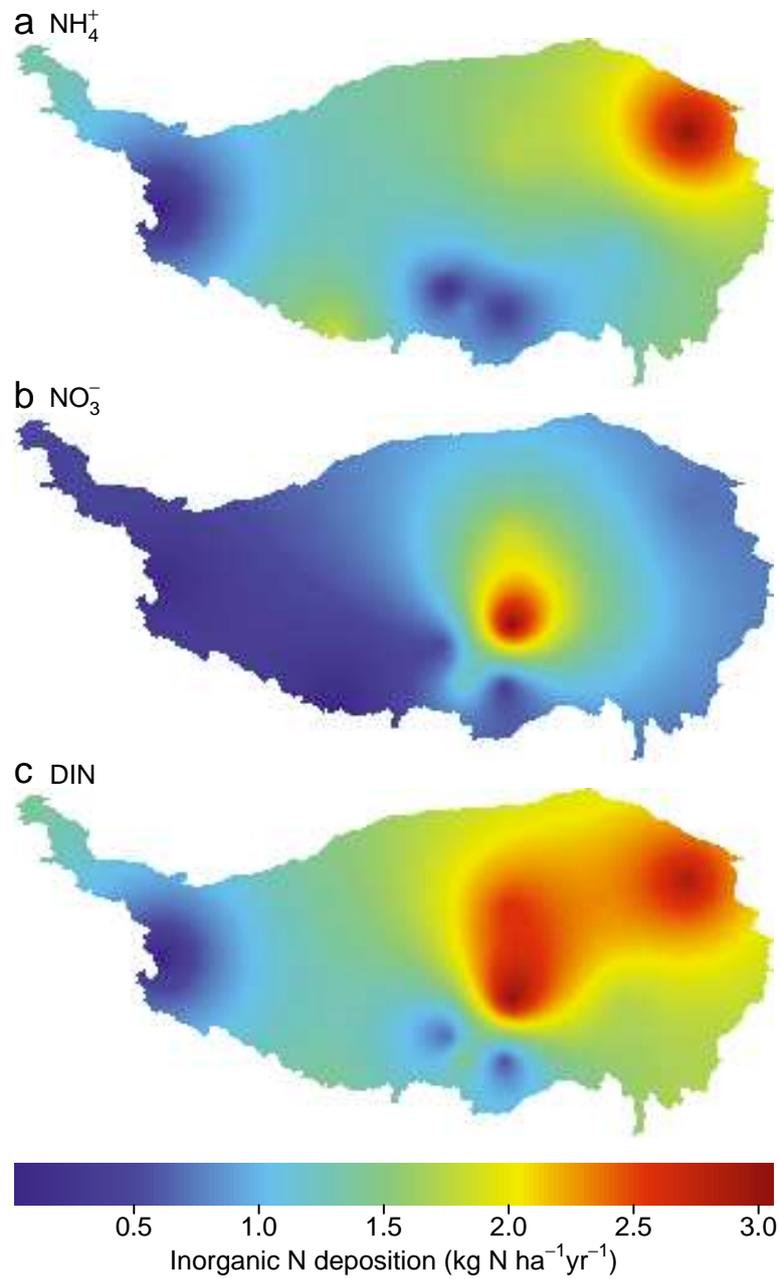


图 2.3: 青藏高原无机氮湿沉降空间分布图。

Fig 2.3: Spatial distribution of inorganic N wet deposition on the Tibetan Plateau.



### 第三章 当前氮沉降背景下，西藏典型放牧草地植物、土壤养分和碳交换现状

#### 摘要

为了解当前氮沉降背景下，青藏高原草地植物、土壤养分和碳交换现状，本研究调查了高原腹地三种草地（草原、草甸和沼泽草甸）的植物土壤养分及碳交换现状，并分析比较了高寒草原围栏内外植物土壤养分和碳交换特征的差异现状。结果表明：（1）高寒草原、草甸和沼泽草甸表层（0-10 cm）土壤有机碳分别为： $35.1\pm 2.6$ 、 $29.1\pm 2.5$  和  $93.1\pm 6.4$   $\text{mg C g}^{-1}$ ，土壤全氮分别为： $3.4\pm 0.2$ 、 $2.0\pm 0.1$  和  $6.3\pm 0.8$   $\text{mg N g}^{-1}$ 。这三种高寒草地土壤可利用氮形态与环境干湿程度有关，随着环境湿润程度增加，土壤  $\text{NH}_4^+$  富集，而  $\text{NO}_3^-$  减少， $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  持续增加。（2）就纳木错草地生态系统  $\text{CO}_2$  净交换（Net ecosystem exchange, NEE）、生态系统呼吸（Ecosystem respiration, ER）和总生态系统生产力（Gross ecosystem productivity, GEP）而言，均是沼泽草甸较高，而草甸与草原相当。就生长季中 GEP 峰值出现时间而言，沼泽草甸最早，而草甸和草原相当。（3）纳木错草原、草甸和沼泽草甸生态系统呼吸的温度敏感性（ $Q_{10}$ ）分别为： $1.73\pm 0.05$ 、 $1.44\pm 0.03$  和  $2.43\pm 0.45$ 。（4）对典型草原进行 7 年围封，发现：较之于围栏外，围栏内植物具有较高的地上生物量（围栏内： $42.46\pm 2.64$   $\text{g m}^{-2}$ ，围栏外： $27.71\pm 3.50$   $\text{g m}^{-2}$ ，）和地下生物量（围栏内： $637.22\pm 58.14$   $\text{g m}^{-2}$ ，围栏外： $401.11\pm 53.03$   $\text{g m}^{-2}$ ）。较之于围栏内，围栏外土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 含量较高（围栏内： $6.1\pm 0.5$   $\text{mg N kg}^{-1}$ ，围栏外： $12.1\pm 0.8$   $\text{mg N kg}^{-1}$ ），这致使围栏外植物具有较高叶氮含量（围栏内： $16.4\pm 1.6$   $\text{mg g}^{-1}$ ，围栏外： $18.3\pm 1.6$   $\text{mg g}^{-1}$ ）和叶 N:P（围栏内： $13.0\pm 0.4$ ，围栏外： $15.9\pm 0.4$ ）。

**关键词**  $\text{CO}_2$  通量，高寒草原，高寒草甸，沼泽草甸，围封

### 3.1 引言

草地生态系统覆盖地球  $24 \times 10^6 \text{ km}^2$ ，是全球碳循环中重要的碳汇（净固碳约  $0.5 \text{ Pg C yr}^{-1}$ ）(Scurlock and Hall, 1998)。为深入理解陆地生态系统  $\text{CO}_2$  通量特征，一个全球通量塔网络（network of regional networks, FLUXNET）于 1997 年得以建立，用于监测陆地生态系统  $\text{CO}_2$ 、水汽及能量交换 (Baldocchi et al., 2001; Baldocchi, 2008; Hungershofer et al., 2010)。目前，FLUXNET 包含 30 个区域网络，共计 500 多个通量塔，遍布五大洲 (<http://daac.ornl.gov/FLUXNET/fluxnet.shtml>, Last visited on 2014-02-16)。在中国，基于中国生态系统研究网络（Chinese Ecosystem Research Network, CERN）(Fu et al., 2010)，中国陆地生态系统通量观测研究网络（Chinese Terrestrial Ecosystem Flux Observation and Research Network, China-FLUX）于 2002 年建立 (Leuning and Yu, 2006; Yu et al., 2006a,b)。China-FLUX 观测结果表明，中国陆地总生态系统生产力（Gross ecosystem photosynthesis, GEP）、生态系统呼吸（Ecosystem respiration, ER）和生态系统净光合（Net ecosystem photosynthesis, NEP）并未呈现出明显的经向分布 (Yu et al., 2013)。尽管如此，China-FLUX 的观测点大部分位于中国东部；至于中国西部地区，比如：广袤的青藏高原，则只分布有少量观测点 (Yu et al., 2013)。

青藏高原幅员辽阔，总面积约计  $2.57 \times 10^6 \text{ km}^2$  (张镱铨等, 2002)，其中，高寒草原、高寒草甸和高寒沼泽分别占  $0.724 \times 10^6 \text{ km}^2$  (中国科学院中国植被图编辑委员会, 2001)， $0.656 \times 10^6 \text{ km}^2$  (中国科学院中国植被图编辑委员会, 2001)，和  $0.035 \times 10^6 \text{ km}^2$  (中国科学院东北地理与农业生态研究所, 2000)。青藏高原草地生物量碳储量约计  $1.87 \text{ Pg C}$ ，占全国草地生物量碳储量的 56.4% (Fan et al., 2008)。数十年来，青藏高原自然生态系统生物地球化学循环兼受气候变化和人类活动干扰 (Chen et al., 2013)。由于经济发展迅速，青藏高原 2005 年的人口是 1950 年的 3 倍 (张镱铨等, 2005)；较之于 1978 年，青藏高原牲畜数量增加了 3 倍 (Du et al., 2004)；过度放牧已成为青藏高原草地退化的重要因素 (Li et al., 2013; Song et al., 2009)。不仅如此，冰芯和湖芯记录揭示：青藏高原大气氮湿沉降也在呈持续增加趋势 (Choudhary et al., 2013; Hou et al., 2003; Hu et al., 2014; Kang et al., 2002a,b; Thompson et al., 2000; Zhao et al., 2011b, 2008; Zheng et al., 2010)。气候变化和人类活动干扰已经对高寒草地生态系统产生了显著影响。遥感监测研究发现，自 1982 年至 2011 年，青藏高原高寒植被生长季持续提前，速率为 1.04 天/年 (Zhang et

al., 2013)。自 20 世纪初至 20 世纪末，青藏高原由碳中和 (Carbon-neutral) 或者弱的碳源逐渐演变成了碳汇 (Piao et al., 2012; Zhuang et al., 2010)。模式模拟研究表明，如果温度升高 2°C，青藏高原草地净第一性生产力 (Net primary productivity) 可增加 9%，土壤有机碳储量却将减少 10% (Tan et al., 2010)。基于遥感和模式模拟的研究，为我们理解青藏高原碳平衡提供了间接代用指标，可定位观测等直接证据仍然不足。

在当前氮沉降背景条件下，青藏高原放牧草地的碳交换现状调查仍比较匮乏。目前，少量短期定位观测已经开展，遍及青藏高原三种草地类型：高寒草原 (Fu et al., 2009; Pei et al., 2009)、高寒草甸 (Fu et al., 2009; Kato et al., 2006; Shi et al., 2006; Yu et al., 2013; Zhao et al., 2005; 吴灏等, 2013) 和高寒沼泽 (Hao et al., 2011; Yu et al., 2013; Zhao et al., 2010, 2005)。这些观测点主要位于海北 (Haibei, 3250 m a.s.l.)、若尔盖 (Zoige, 3430 m a.s.l.)、疏勒河 (Shule River Basin, 3885 m a.s.l.)、五道梁 (Wudaoliang, 4767m a.s.l.) 和当雄 (Damxung, 4333 m a.s.l.)。这些观测点多数分布于海拔不足4000 米的青藏高原东缘，而青藏高原平均海拔却高于 4000 米。在更为高寒，且广泛分布有高寒草地生态系统的青藏高原中西部，却鲜有 CO<sub>2</sub> 通量观测 (图 3.1)。因此，我们针对青藏高原腹地高寒草原、草甸和沼泽草甸，开展了 CO<sub>2</sub> 通量观测，旨在：(1) 阐明当前氮沉降背景下，青藏高原腹地三种草地 (草原、草甸和沼泽草甸) 植物、土壤养分和 CO<sub>2</sub> 交换现状。(2) 调查对比典型高寒草原围栏内外植物土壤养分和 CO<sub>2</sub> 交换特征的差异现状。

## 3.2 当前氮沉降背景条件下，三种典型放牧草地土壤养分和碳交换现状

### 3.2.1 研究地点

研究地点位于中国科学院纳木错多圈层综合观测研究站（30°46.44'N，90°59.31'E，海拔 4730 米，以下简称：纳木错站）（图 3.1，1.4）。纳木错站地处青藏高原腹地，年均气温 -0.6°C，月均温二月份最低（-10°C），七月份最高（9.2°C）（张拥军等, 2011），2005 年 8 月至 2009 年 8 月间年均降水量为 335 mm（Zhang et al., 2012e）。纳木错高寒草原（图 1.4ab）的主要物种为：大花嵩草（*Kobresia macrantha*）、紫花针茅（*Stipa purpurea*）、垫状点地梅（*Androsace tapete*）和弱小火绒草（*Leontopodium pusillum*）等。该草原地上生物量为  $53.0 \pm 9.8 \text{ g m}^{-2}$ ，土壤有机碳为  $35.1 \pm 2.6 \text{ mg C g}^{-1}$ ，土壤全氮为  $3.4 \pm 0.2 \text{ mg N g}^{-1}$ ，pH 为  $7.6 \pm 0.1$ （表 3.1）。高寒草甸（图 1.4ac）；30°44.08'N，91°1.06'E）主要物种是小嵩草（*Kobresia parva*），地上生物量为  $89.1 \pm 7.2 \text{ g m}^{-2}$ ，土壤有机碳为  $29.1 \pm 2.5 \text{ mg C g}^{-1}$ ，土壤全氮为  $2.0 \pm 0.1 \text{ mg N g}^{-1}$ ，土壤 pH 为  $7.4 \pm 0.2$ （表 3.1）。沼泽草甸（图 1.4ad；30°43.30'N，91°2.59'E）主要物种为藏嵩草（*Kobresia tibetica*），地上生物量为  $281.7 \pm 73.8 \text{ g m}^{-2}$ ，土壤有机碳为  $93.1 \pm 6.4 \text{ mg C g}^{-1}$ ，土壤全氮为  $6.3 \pm 0.8 \text{ mg N g}^{-1}$ ，土壤 pH 为  $7.0 \pm 0.1$ （表 3.1）。

### 3.2.2 实验设计与采样分析

2012 年 7-8 月，在纳木错高寒草原、草甸和沼泽草甸分别采集土壤样品。采用土钻法（内径 5 cm），三钻混合成一个土壤样品。采集土壤样品时，分层采集（0 - 10 cm、10 - 20 cm 和 20 - 30 cm），每个草地类型 3-4 个重复。所采土壤样品置于自封袋中，冷冻保存。分析前，解冻土壤样品，2 mm 过筛。采集草原、草甸和沼泽草甸的常见物种（草原：藏西风毛菊 [*Saussurea stoliczkai*]，草甸：小嵩草 [*Kobresia parva*]，沼泽草甸：委陵菜 [*Potentilla spp.*] 地上部分，用于分析叶氮含量，叶碳含量和叶 C:N。每种 11-12 个重复。2013 年 8 月中旬，在草原、草甸和沼泽草甸分别布设样方，草原样方为 1×1 m，草甸和沼泽草甸样方为 50 cm×50 cm，不分种采集三个草地地上生物量；样品置于 75°C 烘箱中 48 小时烘干，称重。

土壤鲜样采用 0.05 M  $\text{K}_2\text{SO}_4$  抽提（水土比，4:1），浸提液采用连续流动分析仪（Auto Analyzer 3, Bran Luebbe, Germany）测定  $\text{NH}_4^+\text{-N}$  和  $\text{NO}_3^-\text{-N}$ 。土壤有机碳（Soil

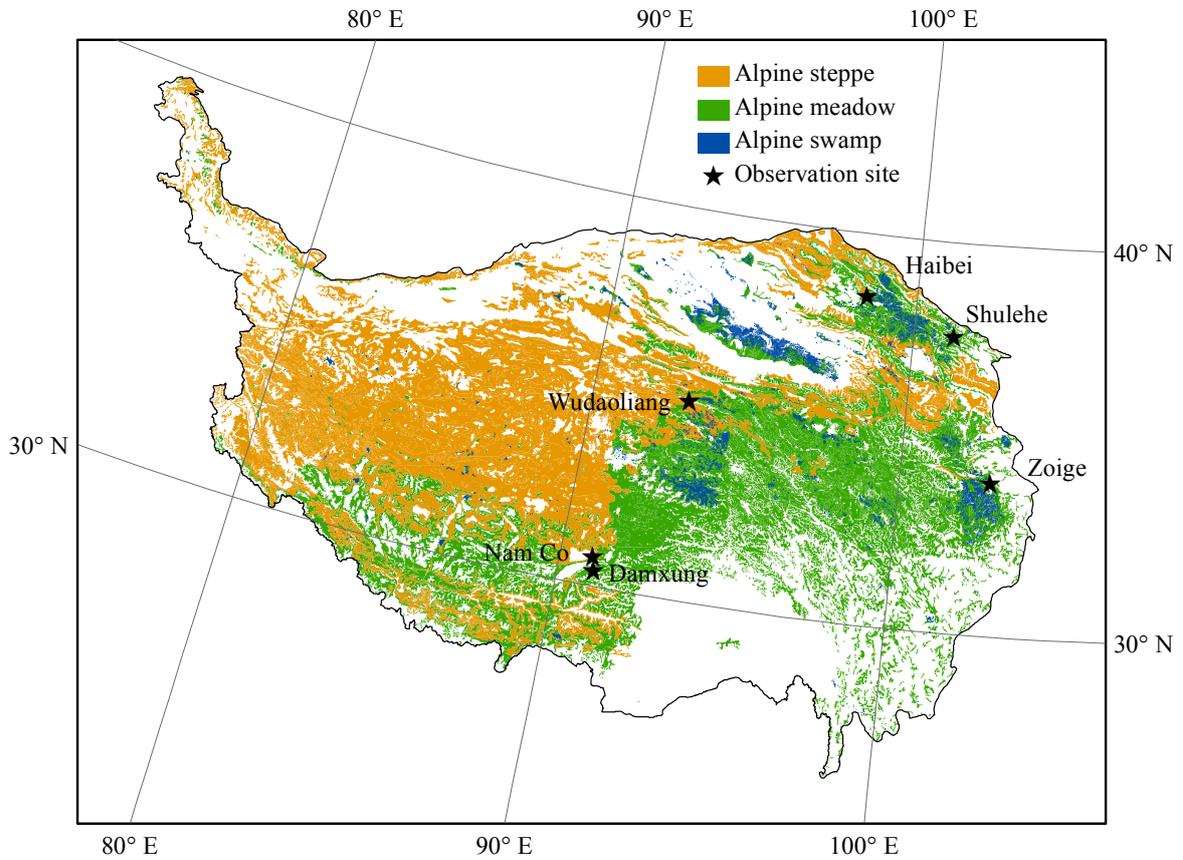


图 3.1: 青藏高原草地生态系统 CO<sub>2</sub> 通量观测点分布图。高寒草原和高寒草甸分布采用的是青藏高原 1:100 万植被图 (中国科学院中国植被图编辑委员会, 2001)。青藏高原 1:100 万植被图数据源自中国科学院资源环境科学数据中心。高寒沼泽分布采用的是中国 1:100 万湿地分布图 (中国科学院东北地理与农业生态研究所, 2000)。中国 1:100 万湿地数据来源于国家自然科学基金委员会“中国西部环境与生态科学数据中心”(http://westdc westgis.ac.cn)。

Fig 3.1: Distribution of CO<sub>2</sub> flux observation sites on the Tibetan Plateau. The background of the map shows the distribution of the three grassland types, i.e., alpine steppe, alpine meadow and alpine swamp. The distribution dataset of alpine steppe and alpine meadow was derived from a 1:1,000,000 vegetation distribution map of China (中国科学院中国植被图编辑委员会, 2001) provided by the Resources and Environment Science Data Center, Chinese Academy of Sciences. The distribution dataset of swamp was derived from a 1:1,000,000 wetland distribution map of China (中国科学院东北地理与农业生态研究所, 2000) provided by the Environmental and Ecological Science Data Center for West China, National Natural Science Foundation of China (http://westdc westgis.ac.cn).

表 3.1: 2012 年纳木错高寒草原、草甸和沼泽草甸土壤、植物养分特征 (均值±1 倍标准误)。土壤样品取样深度是 0–10 cm, 叶氮含量、叶碳含量和叶C:N指标是指纳木错高寒草原、草甸和沼泽草甸的常见物种: 藏西风毛菊、小嵩草和委陵菜的植物参数。每列相同的字母代表邓肯新复极差检验法多重比较结果不显著 ( $P > 0.05$ )。

Table 3.1: Vegetation and soil properties in the top 10 cm of the steppe, meadow and swamp meadow in 2012 (mean ± 1 SE). The foliage parameters (foliar N concentration, foliar C concentration, foliar C:N) were established from the common species of the steppe (*Saussurea stoliczkai*), meadow (*Kobresia parva*) and swamp (*Potentilla* spp.) sites. The same letters in a column indicate a non-significant difference ( $P > 0.05$ ) according to Duncan's new multiple range test.

Vegetation	Aboveground biomass ( $\text{g m}^{-2}$ )	Foliar N ( $\text{mg N g}^{-1}$ )	Foliar C:N	SOC ( $\text{mg C g}^{-1}$ )	Soil total N ( $\text{mg N g}^{-1}$ )	Soil C:N	Soil pH
Steppe	53.0±9.8 <sup>a</sup>	30.5±0.1 <sup>a</sup>	15.1±0.5 <sup>a</sup>	35.1±2.6 <sup>a</sup>	3.4±0.2 <sup>a</sup>	10.1±0.3 <sup>a</sup>	7.6±0.1 <sup>a</sup>
Meadow	89.1±7.2 <sup>a</sup>	25.0±0.1 <sup>b</sup>	20.2±0.8 <sup>b</sup>	29.1±2.5 <sup>a</sup>	2.0±0.1 <sup>b</sup>	14.3±0.8 <sup>b</sup>	7.4±0.2 <sup>ab</sup>
Swamp meadow	281.7±73.8 <sup>b</sup>	26.5±0.1 <sup>b</sup>	19.9±0.9 <sup>b</sup>	93.1±6.4 <sup>b</sup>	6.3±0.8 <sup>c</sup>	15.5±1.3 <sup>b</sup>	7.0±0.1 <sup>b</sup>

注: 本表格中数据由本研究调查完成, 方法详见3.2.2部分和3.2.4部分。

Note: All data in this table was investigated by this study, and the methods were shown in subsection 3.2.2 and 3.2.4.

organic carbon, SOC) 采用重铬酸钾氧化法 (potassium dichromate oxidation titration) 测定。植物和土壤样品置于75°C烘箱中48小时烘干, 然后用球磨仪 (MM400, Retsch, Germany) 磨成粉末。将粉末放入锡杯包样, 用元素分析仪测定碳氮含量。

为采用箱法测定生态系统 CO<sub>2</sub> 通量, 草原、草甸和沼泽草甸均设置了钢制底座 (0.5 m×0.5 m, 高约 10 cm)。鉴于各草地的异质性不同, 草原、草甸和沼泽草甸分别设置了3个、4个和6个重复。2012年和2013年生长季 (5月1日至9月30日) 期间, 于北京时间上午 10:00 和 11:00 (UTC/GMT +8), 观测生态系统 CO<sub>2</sub> 净交换 (NEE) 和生态系统呼吸 (ER)。观测频次: 每周一次。观测 NEE 时, 将明箱 (Transparent chamber, 50 cm×50 cm×50 cm) 扣于底座上。箱内有两个小风扇用于混合箱内空气, 气路经过红外 CO<sub>2</sub> 分析仪 (LI-840, LI-COR Inc., Lincoln, NE, USA), 分析记录同化箱内 CO<sub>2</sub> 及水汽含量。测定完 NEE 之后, 取下明箱, 通风之后, 重新安装到底座上; 然后, 将明箱罩上黑色遮光布; 测定 ER。测定 NEE 和 ER 时, 每次持续时间 120 秒, 以减小因扣箱时间过长而引起的箱内微环境变化。每次测定 NEE 和 ER 开始时和结束时, 分别用电子温度计 (JM624, Jinming Corp., China) 记录箱内温度、地表温度、地下5cm 温度和地下 10 cm 温度。LI-840 记录箱内 CO<sub>2</sub> 和 H<sub>2</sub>O 浓度的频次是每秒 1 次。120 秒数据记录中的前 10 秒和后 10 秒数据不纳入计算, 以避免操作影响。NEE 和 ER 依据箱内 CO<sub>2</sub> 浓度变化速率进行计算 (Jasoni et al., 2005), 具体公式如下 (公式的推导过程, 详见本节后附录部分):

$$F_c = \frac{VP_{av}(1000 - W_{av})}{RS(T_{av} + 273)} \times \frac{dC'}{dt} \quad (3.1)$$

其中:

$F_c$ : CO<sub>2</sub> 通量 ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ;  $F_c$  是负值意味着生态系统 CO<sub>2</sub> 吸收,  $F_c$  是正值, 意味着生态系统 CO<sub>2</sub> 排放);

$V$ : 同化箱气室体积 ( $\text{m}^3$ ),  $V = \text{同化箱长} \times \text{宽} \times (\text{同化箱高} + \text{底座露出地上部分的高度})$ ;

$S$ : 底座面积 ( $\text{m}^2$ );

$P_{av}$ : 观测期间箱内平均大气压 (kPa);

$W_{av}$ : 观测期间箱内平均水汽分压 (Average water mole fraction,  $\text{mmol mol}^{-1}$ );

$R$ : 标准气体常数 ( $8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ );

$T_{av}$ 是指观测期间箱内平均气温 ( $^{\circ}\text{C}$ );

$C'$ : 经过水汽校正的  $\text{CO}_2$  浓度;  $C' = C/(1 - W/1000)$ ,  $C$  是指测定时箱内  $\text{CO}_2$  浓度 ( $\mu\text{mol mol}^{-1}$ );  $W$  是指测定时箱内  $\text{H}_2\text{O}$  的浓度 ( $\text{mmol mol}^{-1}$ );

$dC'/dt$ : 经水汽校正后的箱内  $\text{CO}_2$  浓度变化速率, 即  $C'$  随测定随时间 ( $\text{s}$ ) 简单线性回归 [ $C' = dC'/dt \times t + b$ ,  $t$  是指观测时间 ( $\text{s}$ ),  $b$  是常数] 的斜率。

GEP 计算如下:

$$GEP = -NEE + ER \quad (3.2)$$

其中:

$GEP$ : 总生态系统生产力 (Gross ecosystem photosynthesis,  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ );

$NEE$ : 生态系统  $\text{CO}_2$  净交换 (Net ecosystem exchange,  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ );

$ER$ : 生态系统总呼吸 (Ecosystem respiration,  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )。

### 3.2.3 $Q_{10}$ 计算, $NEE$ 、 $ER$ 和 $GEP$ 估算

每个样方, 采用整个生长季的所有数据, 用 Van't Hoff 公式拟合  $ER$  和土壤温度 (Lloyd and Taylor, 1994; Yan et al., 2011):

$$F_c = ae^{bt} \quad (3.3)$$

其中:  $F_c$  是指生态系统呼吸 (Ecosystem respiration,  $ER$ ,  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ );  $a$  是常数,  $t$  是指土壤温度 ( $^{\circ}\text{C}$ );  $b$  是常数。

$Q_{10}$  的计算公式如下:

$$Q_{10} = e^{10b} \quad (3.4)$$

2012 年 6 月 14 日、6 月 29 日、9 月 12 日和 9 月 25 日, 测定了高寒草甸  $NEE$  和  $ER$  日动态。每天测定 8 次, 相邻时间间隔 3 小时, 具体在每天的 0:00、03:00、06:00、09:00、12:00、15:00、18:00 和 21:00 (UTC/GMT +8) 予以测定。每次 8 个重复。这四天的  $ER$  和  $GEP$  平均日动态如图 3.2 所示。

如图 3.2 所示, 高寒草甸生长季内, 10:00 至 11:00 之间的生态系统呼吸相当于全天 (夜间时间+白天时间, 24 小时) 均值 (图 3.2a), 10:00 至 11:00 之间的生态系统总光

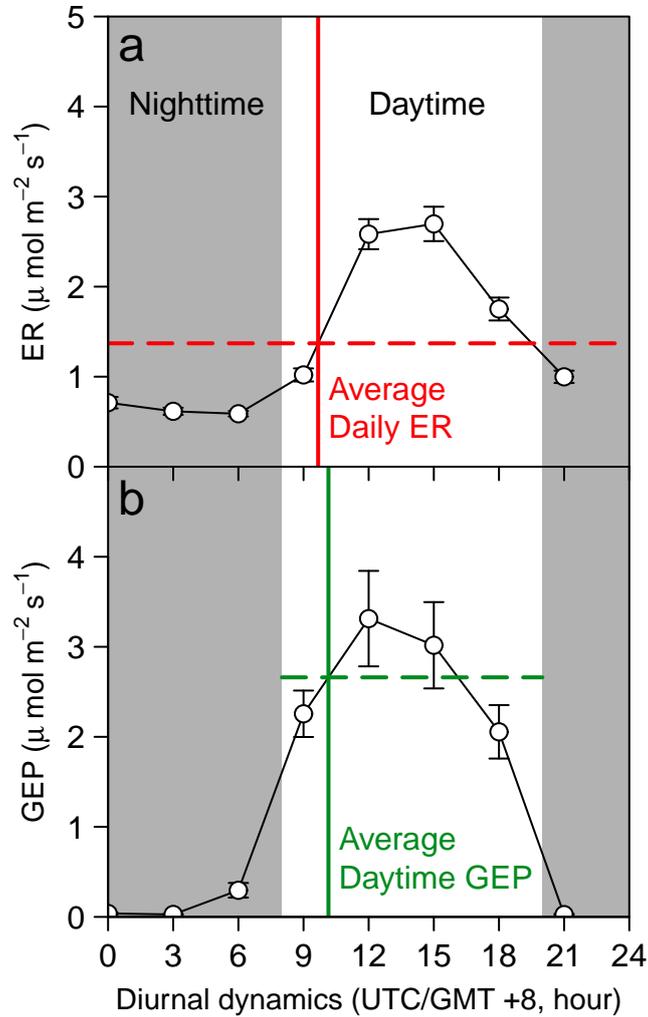


图 3.2: 2012 年高寒草甸总光合和总呼吸平均日动态 (6 月 14 日、6 月 29 日、9 月 12 日和 9 月 25 日)。数据以均值 $\pm 1$ 标准误差表示。灰色区域表示夜间 (20:00 至次日 08:00, 共计 12 小时), 白色区域表示白天 (08:00 至 20:00, 共计 12 小时)。

Fig 3.2: Average diurnal dynamics of ER and GEP (June 14th, June 29th, September 12th and September 25th) in the alpine meadow during the growing season in 2012 (mean  $\pm 1$  SE). The gray area represents nighttime from 20:00 to 08:00 (12 h); the white area represents daytime from 08:00 to 20:00 (12 h); the red lines indicate the average daily ER (daytime + nighttime, 24h); and the green lines indicate the average daytime GEP (12h).

合作用相当于白天（白天时间，12 小时）均值（图 3.2b），夜间生态系统总光合作用为零（图 3.2b）。

考虑到高寒生态系统冬半年碳通量非常弱 (Kato et al., 2006; Zhao et al., 2005)，可假设青藏高原草地生态系统冬半年 GEP 和 ER 为零。另，夏半年和冬半年长度各为 180 天。因此，高寒草地生态系统年 GEP 可估算如下：

$$GEP_{\text{annual}} = \text{Average daytime GEP} \times 180 \text{ days} \quad (3.5)$$

5-9 月白天 GEP 均值（Average daytime GEP）采用 10:00 至 11:00 之间测定的 GEP（图 3.2b）。

年 ER 可估算如下：

$$ER_{\text{annual}} = \text{Average daily ER} \times 180 \text{ days} \quad (3.6)$$

5-9 月全天 ER 均值（Average daily ER）采用 10:00 至 11:00 之间测定的 ER（图 3.2a）。

年 NEE 可估算如下：

$$NEE_{\text{annual}} = ER_{\text{annual}} - GEP_{\text{annual}} \quad (3.7)$$

### 3.2.4 统计分析

所有图表中的数据表示为：均值±1倍的标准误（mean ± 1 standard error）。采用单因素方差分析（One-way ANOVA）植被类型对土壤铵态氮、土壤硝态氮、土壤无机氮、土壤  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$ 、地上生物量、叶氮含量、叶 C:N、土壤有机碳、土壤全氮、土壤 C:N 和土壤 pH 的影响。在单因素方差分析的基础上，采用邓肯新复极差检验法（Duncan's new multiple range test）进行多重比较，以分析不同植被类型间各指标的差异。采用方差分析植被类型、观测时间、样地，以及观测时间和样地的交互对 NEE，ER 和 GEP 的影响。在双因素方差分析的基础上，采用邓肯新复极差检验法（Duncan's new multiple range test）进行多重比较，以分析不同植被类型间各指标的差异。进行多重比较时，采样时间、样方及其交互作用作为随机因子。所有的统计分析和统计图绘制均采用 R 2.15.2 完成 (R Core Team, 2013. URL <http://www.R-project.org/>)。地理分布图采用 ArcGIS 10 完成 (Esri, 2011)。

### 3.2.5 结果

#### 3.2.5.1 三种典型草地植物、土壤养分特征

较之于草原和草甸，沼泽草甸具有最高的地上生物量、植物碳含量、土壤有机碳和土壤全氮（表 3.1）。较之于草原，草甸和沼泽草甸优势物种具有更低叶氮含量和更高的叶 C:N，这与土壤 C:N 的趋势相一致（表 3.1）。在三种草地中，土壤可利用氮均主要分布于表层，且随土壤深度增加而下降（图 3.3a-c）。在三种草地中，沼泽草甸具有最高的土壤铵态氮（图 3.3a）和硝态氮（图 3.3b），而草甸具有最低的硝态氮（图 3.3b）。草原土壤无机氮以硝态氮为主（ $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$ ，0-10 cm:  $0.06\pm 0.01$ ，10-20 cm:  $0.07\pm 0.01$ ，20-30 cm:  $0.11\pm 0.02$ ）；沼泽草甸土壤无机氮以铵态氮为主（ $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$ ，0-10 cm:  $1.68\pm 0.26$ ，10-20 cm:  $2.48\pm 0.76$ ，20-30 cm:  $2.17\pm 0.57$ ）；草甸中的土壤铵态氮与硝态氮相当，二者并重（ $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$ ，0-10 cm:  $2.11\pm 1.09$ ，10-20 cm:  $0.90\pm 0.11$ ，20-30 cm:  $0.79\pm 0.16$ ）（图 3.3d）。三种草地中，与  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  趋势（沼泽草甸>草甸>草原）相反，草原的土壤 pH 最高（ $7.6\pm 0.1$ ），其次是草甸（ $7.4\pm 0.2$ ），沼泽草甸中的土壤 pH 最低（ $7.0\pm 0.1$ ）（表 3.1）。

#### 3.2.5.2 三种典型草地的NEE、ER 和 GEP特征

NEE、ER 和 GEP 均受植被类型和观测时间的显著影响（ $P<0.05$ ），但是植被类型和观测时间交互作用不显著（ $P<0.05$ ）。草原、草甸和沼泽草甸的 NEE 的两个生长季的测定均值分别为： $-1.46$ 、 $-1.90$  和  $-5.43 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ；草原、草甸和沼泽草甸的 ER 的两个生长季的测定均值分别为： $2.16$ 、 $2.15$  和  $4.67 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ；草原、草甸和草甸的 GEP 的两个生长季的测定均值分别为： $3.62$ 、 $4.05$  和  $10.10 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ （图 3.4）。

2012 年和 2013 年全年而言，纳木错草原和草甸总体呈  $\text{CO}_2$  净排放，而沼泽草甸总体呈  $\text{CO}_2$  净吸收（表 3.2）。纳木错草原、草甸和沼泽草甸 2012-2013 年  $\text{CO}_2$  净交换均值分别为  $65.85$ 、 $23.40$  和  $-70.91 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ （表 3.3）。

#### 3.2.5.3 三种典型草地生态系统呼吸的温度敏感性（ $Q_{10}$ ）比较

较之于土壤温度，三种草地生态系统呼吸对空气温度的变化更敏感，其  $Q_{10}$  随土壤深度增加而增加（表 3.4）。依据生态系统呼吸和空气温度计算，草原、草甸和沼泽

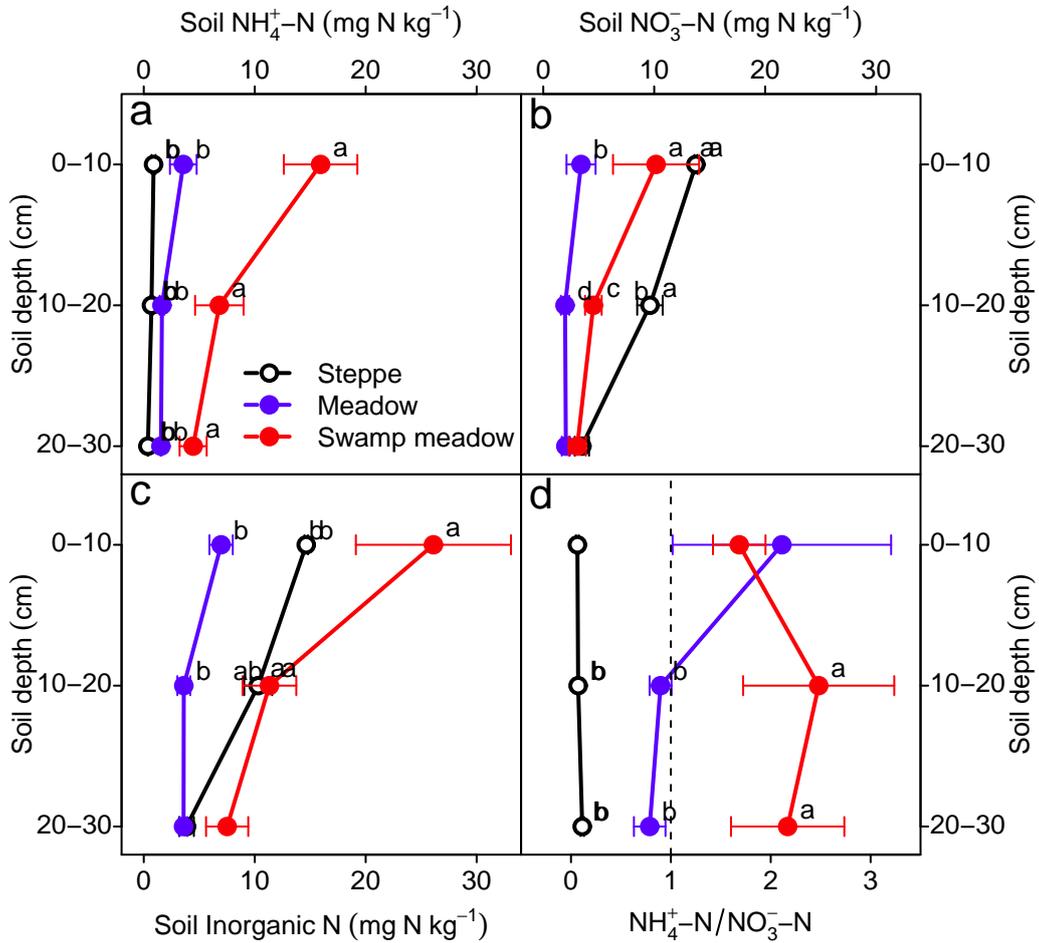


图 3.3: 2012 年纳木错草原、草甸和沼泽草甸土壤 $\text{NH}_4^+$ 、 $\text{NO}_3^-$ 比较 (均值 $\pm 1$ 倍标准误)。相同的字母代表同一土壤深度不同植被类型间邓肯新复极差检验法多重比较结果不显著 ( $P > 0.05$ )。

Fig 3.3: Soil  $\text{NH}_4^+\text{-N}$ ,  $\text{NO}_3^-\text{-N}$ , inorganic N, and  $\text{NH}_4^+\text{-N}/\text{NO}_3^-\text{-N}$  in the alpine steppe, alpine meadow and alpine swamp meadow at the peak of the growing season in 2012 (mean  $\pm 1$  SE). Bars with the same letter at the same soil depth were not significantly different ( $P > 0.05$ ) according to Duncan's new multiple range test.

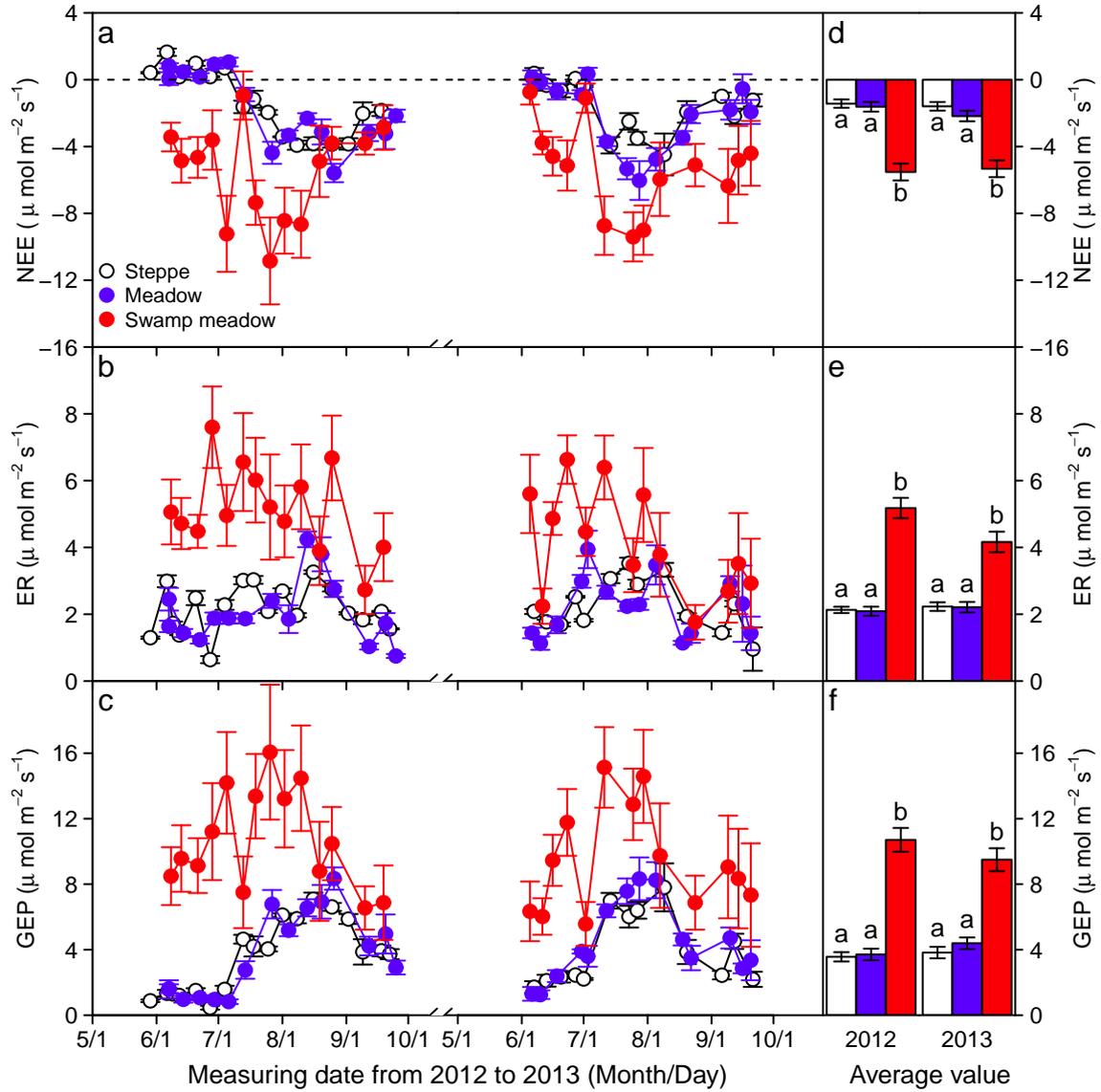


图 3.4: 纳木错草原、草甸和沼泽草甸 NEE、ER 和 GEP 季节动态 (均值 $\pm$ 1 倍标准误)。相同的字母代表不同植被类型间邓肯新复极差检验法多重比较结果不显著 ( $P > 0.05$ )。

Fig 3.4: Seasonal dynamics of NEE, ER and GEP in the alpine steppe, alpine meadow and alpine swamp meadow (mean  $\pm$  1 SE). The same letters indicate a non-significant difference ( $P > 0.05$ ) according to Duncan's new multiple range test.

表 3.2: 纳木错草原、草甸和沼泽草甸年均NEE、ER 和 GEP 季节均值比较。GEP<sub>annual</sub> = 生长季白天GEP。ER<sub>annual</sub> = 生长季全天ER。NEE<sub>annual</sub> = ER<sub>annual</sub> - GEP<sub>annual</sub>。

Table 3.2: Estimated annual GEP, ER and NEE in the alpine steppe, alpine meadow and alpine swamp meadow at Nam Co. GEP<sub>annual</sub> = Total daytime GEP during the growing seasons. ER<sub>annual</sub> = Total daily ER during the growing seasons. NEE<sub>annual</sub> = ER<sub>annual</sub> - GEP<sub>annual</sub>.

Vegetation	Year	GEP <sub>annual</sub> (g C m <sup>-2</sup> yr <sup>-1</sup> )	ER <sub>annual</sub> (g C m <sup>-2</sup> yr <sup>-1</sup> )	NEE <sub>annual</sub> (g C m <sup>-2</sup> yr <sup>-1</sup> )
Steppe	2012	332.61	397.76	65.16
	2013	343.07	409.61	66.54
Meadow	2012	346.36	390.28	43.93
	2013	409.9	412.77	2.87
Swamp meadow	2012	999.15	966.55	-32.6
	2013	886.15	776.93	-109.22

草甸 Q<sub>10</sub> 值分别为 1.73±0.05、1.44±0.03 和 2.43±0.45 (表 3.4)，而全球陆地生态系统平均 Q<sub>10</sub> 仅是 1.4 (Mahecha et al., 2010)。

### 3.2.6 讨论

#### 3.2.6.1 纳木错三种草地土壤 NH<sub>4</sub><sup>+</sup>/NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 对比

在本研究中，就纳木错草原、草甸和沼泽草甸而言：三个草地类型中，草原相对干旱，草甸相对湿润，沼泽草甸最湿润；降水能改善草原土壤水分环境，促进高寒草原 N<sub>2</sub>O 排放；而环境更为湿润的高寒草甸，其 N<sub>2</sub>O 排放量却低于高寒草原；至于环境最为湿润的沼泽草甸，其 N<sub>2</sub>O 排放量则远低于草原和草甸，甚至在生长季初和生长季末呈现 N<sub>2</sub>O 吸收 (旦增塔庆等, 2014; 魏达, 2012)。这说明，就纳木错草原、草甸和沼泽草甸而言，随土壤湿度的增加，N<sub>2</sub>O 排放很可能也经历了先增加 (NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 还原增加) 后降低 (N<sub>2</sub>O 被深度还原) 的过程，而整个过程中均伴随着土壤 NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 的持续降低，促使土壤 NH<sub>4</sub><sup>+</sup>/NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 持续增加。

土壤 NH<sub>4</sub><sup>+</sup>/NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 随环境湿润程度呈正比，其可能的因素有二 (图 3.5)：(1) 青藏高原土壤 pH 随降水量的增加而降低 (Yang et al., 2012)，较低的土壤 pH，有利于 NH<sub>4</sub><sup>+</sup>

表 3.3: 青藏高原草地生态系统 CO<sub>2</sub> 通量观测结果汇总 (均值±1 倍标准误差)。nd 表示无数据。

 Table 3.3: Overview of CO<sub>2</sub> fluxes from alpine steppes, alpine meadows and alpine swamp meadows on the Tibetan Plateau. Average values are shown as mean ± 1 SE; nd, no data.

Vegetation	Location	Year	NEE (g C m <sup>-2</sup> yr <sup>-1</sup> )	ER (g C m <sup>-2</sup> yr <sup>-1</sup> )	GEP (g C m <sup>-2</sup> yr <sup>-1</sup> )	Reference
Steppe	Damxung	2004 - 2005	46.1	253.85	205.85	Fu et al. (2009)
	Wudaoliang	2000 - 2001	-55.87	36.62	92.49	Pei et al. (2009)
	Nam Co	2012 - 2013	65.85	403.69	337.84	This study
	<b>Average value</b>		<b>18.69±37.72</b>	<b>231.39±106.56</b>	<b>212.06±70.89</b>	
Meadow	Haibei	2003 - 2004	-70.5	nd	nd	Zhao et al. (2005)
	Haibei	2002 - 2004	-120.9	523.6	634.5	Kato et al. (2006)
	Haibei	2004 - 2005	-68.5	459.2	527.7	Fu et al. (2009)
	Haibei	2003 - 2008	61.64	574.64	512.99	Yu et al. (2013)
	Damxung	2004 - 2005	2.45	nd	nd	Shi et al. (2006)
	Damxung	2004 - 2008	-10.18	197.47	207.65	Yu et al. (2013)
	Shule River Basin	2009 - 2011	-40	nd	nd	吴灏等 (2013)
	Nam Co	2012 - 2013	23.4	401.53	378.13	This study
	<b>Average value</b>		<b>-27.82±20.76</b>	<b>431.29±65.35</b>	<b>452.19±73.46</b>	
Swamp	Zoige	2008 - 2009	-63.4	567.55	630.95	Hao et al. (2011)
	Haibei	2003 - 2004	119.5	nd	nd	Zhao et al. (2005)
	Haibei	2004 - 2006	106.1	737.13	629.86	Zhao et al. (2010)
	Haibei	2004 - 2008	-79.13	489.12	568.25	Yu et al. (2013)
	Nam Co	2012 - 2013	-70.91	871.74	942.65	This study
		<b>Average value</b>	<b>2.43±45.18</b>	<b>666.39±85.81</b>	<b>692.93±84.52</b>	

表 3.4: 纳木错草原、草甸和沼泽草甸生态系统呼吸温度敏感性 ( $Q_{10}$ )。ST0、T5 和 ST10 分别代表 0 cm、-5 cm 和 -10 cm 土壤温度。SM5 代表 0 - 5 cm 土壤湿度。相同的字母代表不同植被类型间邓肯新复极差检验法多重比较结果不显著 ( $P > 0.05$ )。P-value 是指基于植被类型的单因素方差分析显著性。

Table 3.4: Temperature sensitivities ( $Q_{10}$  value) of ER in the steppe, meadow and swamp meadow at Nam Co in 2012 - 2013 (mean  $\pm$  1 SE). STa means air temperature. ST0, ST5 and ST10 mean soil temperature at depths of 0 cm, -5cm and -10cm, respectively. The same letters in a row indicate a non-significant difference ( $P > 0.05$ ) according to Duncan's new multiple range test. P-value indicates the significant differences among the three vegetation types calculated by one-way ANOVA.

Soil temperature	Steppe	Meadow	Swamp meadow	P-value
STa	1.73 $\pm$ 0.05	1.44 $\pm$ 0.03	2.43 $\pm$ 0.45	0.168
ST0	1.35 $\pm$ 0.03 <sup>ab</sup>	1.26 $\pm$ 0.02 <sup>b</sup>	1.56 $\pm$ 0.08 <sup>a</sup>	<b>0.02</b>
ST5	1.68 $\pm$ 0.04 <sup>ab</sup>	1.46 $\pm$ 0.04 <sup>b</sup>	2.09 $\pm$ 0.19 <sup>a</sup>	<b>0.038</b>
ST10	1.52 $\pm$ 0.08 <sup>b</sup>	1.44 $\pm$ 0.04 <sup>b</sup>	1.95 $\pm$ 0.14 <sup>a</sup>	<b>0.026</b>

累积 (Cameron et al., 2013)。(2) 土壤水分增加, 降低土壤通透性, 土壤中  $O_2$  供应减少, 微生物过程利用  $NO_3^-$ , 致使土壤  $NO_3^-$  减少 (Li, 2013-12-09)。综上, 随着环境湿润程度增加, 土壤  $NH_4^+$  富集, 而  $NO_3^-$  减少, 以致  $NH_4^+/NO_3^-$  持续增加。

随水分增加, 土壤  $NO_3^-$  减少, 这与反硝化速率随土壤水分增加而逐步增强有关。在反硝化过程初始阶段,  $NO_3^-$  还原成  $N_2O$ , 致使  $N_2O$  排放增加; 当土壤水分继续增加, 可利用  $NO_3^-$  也呈现不足时,  $N_2O$  会被深度还原成  $N_2$ ,  $N_2O$  排放开始降低。因此, 随环境湿润程度增加,  $N_2O$  排放可能先增加后降低 (Ciarlo et al., 2007; Dalal et al., 2003), 而整个阶段均伴随着土壤  $NO_3^-$  的减少。

### 3.2.6.2 纳木错三种草地的NEE、ER、GEP及温度敏感性 ( $Q_{10}$ ) 比较

2012 年生长季, 草原和草甸的  $CO_2$  吸收从6月底开始增加, 至 8 月中旬达到峰值, 然后下降 (图 3.4a-c); 沼泽草甸  $CO_2$  吸收从 6 月中旬开始增加, 至 7 月底就达到峰值, 然后下降 (图 3.4a-c, 表 3.5)。2013 年生长季, 各草地  $CO_2$  吸收、排放季节动态整体格局与 2012 年类似, 不过, 各草地  $CO_2$  吸收、排放峰值时间均早于 2012 年生长

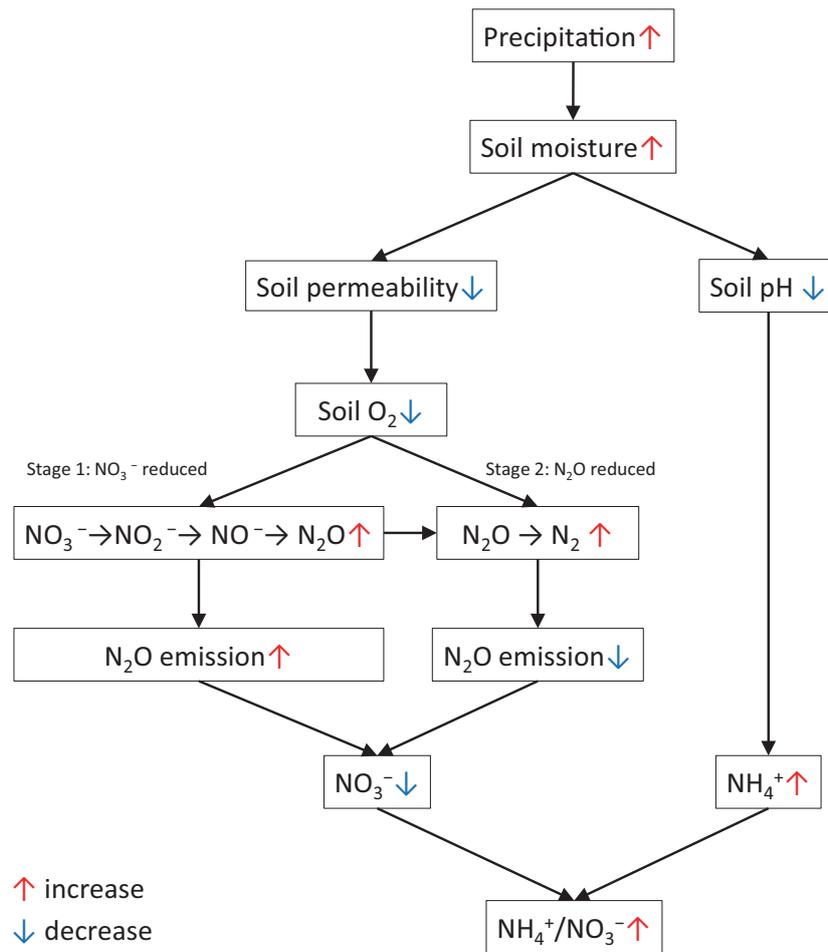


图 3.5: 环境干湿程度与土壤  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  的关系概念图。环境干湿程度决定  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  的方式有二：其一，土壤 pH 随降水量的增加而降低，较低的 pH 土壤环境，有利于  $\text{NH}_4^+$  累积。其二，土壤水分增加，降低土壤通透性，土壤中  $\text{O}_2$  供应减少，微生物过程利用  $\text{NO}_3^-$ ，致使土壤  $\text{NO}_3^-$  减少。随水分增加，反硝化速率加强：初期， $\text{NO}_3^-$  还原成  $\text{N}_2\text{O}$ ，致使  $\text{N}_2\text{O}$  排放增加；当土壤水分继续增加，可利用  $\text{NO}_3^-$  也呈现不足时， $\text{N}_2\text{O}$  会被深度还原成  $\text{N}_2$ 。因此，随环境湿润程度增加， $\text{N}_2\text{O}$  排放可能先增加后降低，而两个阶段均伴随着土壤  $\text{NO}_3^-$  的减少。总之，随着环境湿润程度增加，土壤  $\text{NH}_4^+$  富集，而  $\text{NO}_3^-$  减少，以致  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  持续增加。

Fig 3.5: Conceptual model of relationship between soil moisture and soil  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$ . Soil moisture controls  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  by two possible ways. First, with increasing soil moisture, soil pH decreases resulting in  $\text{NH}_4^+$  accumulation. Second, with increasing soil moisture, soil permeability decreases resulting that  $\text{O}_2$  supply decreases in soil. Soil  $\text{NO}_3^-$  declines because of microbial processes. At early stage, soil  $\text{NO}_3^-$  is reduced to  $\text{N}_2\text{O}$ , with increase of  $\text{N}_2\text{O}$  emission. With soil moisture increasing,  $\text{N}_2\text{O}$  is reduced to  $\text{N}_2$ , with decrease of  $\text{N}_2\text{O}$  emission. Thus, with increase of soil moisture, soil  $\text{N}_2\text{O}$  emission increases, and then decreases, but soil  $\text{NO}_3^-$  declines continuously at both stages. Overall, with soil moisture increasing, Soil  $\text{NO}_3^-$  declines and soil  $\text{NH}_4^+$  enriches, resulting in  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  increasing.

季 (表 3.5)。这主要是因为纳木错 2013 年雨季早于 2012 年 (图 3.6)。在半干旱区, 草地返青主要受土壤湿度的控制, 如: 中国北方草原 (Liu et al., 2013b)。2013 年, 纳木错站生长季早期 (5 月和 6 月) 降水量为 61 mm (图 3.6a), 这比 2012 年同期降水 (41 mm) 高约 50% (图 3.6b)。因此, 较之于 2012 年, 雨季提前是影响纳木错三种草地物候的主因, 也造成了 CO<sub>2</sub> 吸收、排放峰值的提前 (图 3.4)。就每年的 CO<sub>2</sub> 吸收、排放峰值出现的时间而言, 草原和草甸基本同时出现, 而沼泽草甸则提前出现 (表 3.5, 图 3.4a-c)。这主要是因为沼泽草甸的土壤含水量相对较高。

纳木错草原总体呈 CO<sub>2</sub> 净排放, 其 CO<sub>2</sub> 排放通量高于当雄高寒草原 (Fu et al., 2009)。纳木错草甸总体呈弱的 CO<sub>2</sub> 净吸收, 其 CO<sub>2</sub> 吸收量与之前的观测结果幅度相符 (61.64 g C m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup> to -120.9 g C m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>) (表 3.3)。纳木错沼泽草甸总体呈 CO<sub>2</sub> 净吸收, 其 CO<sub>2</sub> 吸收幅度与若尔盖湿地 (Hao et al., 2011) 和海北沼泽 (Yu et al., 2013) 大致相符, 却与海北另一处沼泽的测定结果不同 (106.1 g C m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>) (Zhao et al., 2010)。较之于草原和草甸, 沼泽草甸具有最高的 NEE、ER 和 GEP (图 3.4d-f)。这是因为沼泽草甸具有最高的地上生物量 (表 3.1), 以及最适宜的土壤养分环境, 如: 土壤有机碳 (表 3.1)、土壤全氮 (表 3.1) 和土壤可利用氮 (图 3.3a-c)。

就由土壤 5 cm 温度计算的 Q<sub>10</sub> 而言, 草原、草甸和沼泽草甸的 Q<sub>10</sub> 值分别为 1.68±0.04、1.46±0.04 和 2.09±0.19 (表 3.4)。这与历史数据相符。之前研究发现, 藏北草原的 Q<sub>10</sub> 值约为 2.10 (Lu et al., 2013), 当雄草甸的 Q<sub>10</sub> 值约为 1.42 - 3.6 (Fu et al., 2013; Zhang et al., 2005)。而中国草原和高寒草甸的 Q<sub>10</sub> 均值分别为 1.81±0.43 和 3.05±1.06 (Peng et al., 2009)。无论是基于站点尺度 (本研究)、国家尺度 (Zheng et al., 2009), 还是全球尺度 (Wang et al., 2010a), 生态系统 Q<sub>10</sub> 都因生态系统类型而异。较之于高寒草原和高寒草甸, 高寒沼泽草甸具有更高的 Q<sub>10</sub> (表 3.4), 这意味着沼泽草甸比草原和草甸对温度升高更敏感。沼泽草甸具有更高的土壤湿度和土壤有机碳含量, 这会增加生态系统的温度敏感性 (Chang et al., 2012; Zheng et al., 2009)

### 3.2.6.3 青藏高原高寒草原、高寒草甸和高寒沼泽 CO<sub>2</sub> 通量估算

集合本研究观测的生态系统 CO<sub>2</sub> 通量数据和文献记录数据, 结果显示, 高寒草原、高寒草甸和沼泽草甸 CO<sub>2</sub> 通量均存在较大空间异质性 (表 3.3)。平均而言, 青藏高原高寒草原是 CO<sub>2</sub> 净排放, 其平均排放强度为 18.69±37.72 g C m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>; 高寒草甸

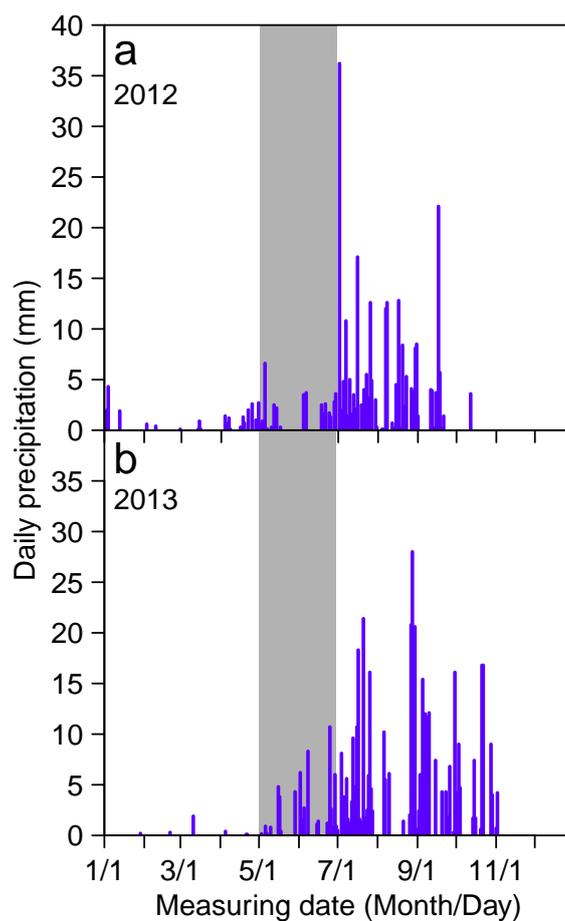


图 3.6: 纳木错站2012–2013 年降水量分布图。灰色区域代表生长季早期（5 月和 6 月）。

Fig 3.6: Daily precipitation at the Nam Co Monitoring and Research Station for Multisphere Interactions, Chinese Academy of Sciences, during 2012 and 2013. Gray areas indicate early growing seasons (May and June).

表 3.5: 2012-2013 年纳木错草原、草甸和沼泽草甸 NEE、ER 和 GEP 季节峰值。

Table 3.5: The highest NEE, ER and GEP in the steppe, meadow and swamp meadow at Nam Co during the growing seasons of 2012 and 2013.

Year	Vegetation	Highest NEE ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )	Highest ER ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )	Highest GEP ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )
2012	Steppe	$-3.92 \pm 0.27$ in Aug. 8 <sup>th</sup>	$3.26 \pm 0.05$ in Aug. 16 <sup>th</sup>	$7.09 \pm 0.40$ in Aug. 16 <sup>th</sup>
	Meadow	$-5.59 \pm 0.55$ in Aug. 26 <sup>th</sup>	$4.24 \pm 0.23$ in Aug. 13 <sup>th</sup>	$8.35 \pm 0.68$ in Aug. 26 <sup>th</sup>
	Swamp meadow	$-10.85 \pm 2.60$ in Jul. 26 <sup>th</sup>	$7.60 \pm 1.22$ in Jun. 28 <sup>th</sup>	$16.06 \pm 0.412$ in Jul. 26 <sup>th</sup>
2013	Steppe	$-3.92 \pm 0.49$ in Jul. 14 <sup>th</sup>	$3.53 \pm 0.17$ in Jul. 23 <sup>th</sup>	$6.99 \pm 0.48$ in Jul. 14 <sup>th</sup>
	Meadow	$-6.04 \pm 1.16$ in Jul. 28 <sup>th</sup>	$3.94 \pm 0.56$ in Jul. 3 <sup>th</sup>	$8.33 \pm 0.130$ in Jul. 28 <sup>th</sup>
	Swamp meadow	$-9.41 \pm 1.47$ in Jul. 25 <sup>th</sup>	$6.63 \pm 0.73$ in Jul. 23 <sup>th</sup>	$15.13 \pm 2.46$ in Jul. 11 <sup>th</sup>

是  $\text{CO}_2$  净吸收，其平均吸收强度约为  $-27.82 \pm 20.76 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ；沼泽草甸是弱的  $\text{CO}_2$  排放源，其平均排放强度为  $2.43 \pm 45.18 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ （表 3.3）。就青藏高原整体而言，高寒草原、高寒草甸和高寒沼泽的面积分别约为  $0.724 \times 10^6 \text{ km}^2$ 、 $0.656 \times 10^6 \text{ km}^2$  和  $0.035 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。因此，基于高原尺度，高寒草原、高寒草甸和高寒沼泽的  $\text{CO}_2$  通量分别约为  $13.53 \pm 27.31$ 、 $-18.25 \pm 13.62$  和  $0.09 \pm 1.58 \text{ Tg C yr}^{-1}$ （表 3.6）。总体来说，青藏高原草地生态系统呈弱的  $\text{CO}_2$  净吸收，其吸收强度约为  $-4.63 \pm 42.51 \text{ Tg C yr}^{-1}$ （表 3.6）。植被动态模式 ORCHIDEE（ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms）模拟结果显示，青藏高原草地生态系统是一个碳汇，其吸收强度约为  $-21.8 \text{ Tg C yr}^{-1}$  (Piao et al., 2012)，这一数值比观测结果略高。

尽管基于现有直接观测，青藏高原草地  $\text{CO}_2$  得以初步估算；可鉴于观测点的稀少，估算结果仍具有较大不确定性。为了更准确的估算青藏高原草地  $\text{CO}_2$  通量，有必要针对三种草地类型布置更多的观测点，尤其是广袤的高原中西部。另外，冬半年高寒草地 ER 虽然较弱，但实际却不为零；据青藏高原典型高寒草甸  $\text{CO}_2$  通量研究文献 Kato et al. (2006) 记录，青藏高原海北高寒草甸 2002-2004 年共计三年连续观测资料显示，3 个冬半年（11 月份至次年 5 月份）ER 均值为： $68.9 \text{ g C m}^{-2}$ ，3 个全年 ER 为： $1540.7 \text{ g C m}^{-2}$ ，冬半年 ER 约占全年 ER 的 4.5%。本研究未测定冬半年 ER，将冬半年 ER 假设为零可能会低估全年 ER。因此，若要准确估算青藏高原草地碳交换，除增加观测点，优

化空间布局以外，还需长期连续观测，以降低估算过程中的不确定性。

表 3.6: 青藏高原高寒草原、高寒草甸和高寒沼泽NEE、ER 和GEP估算。

Table 3.6: Estimation of NEE, ER and GEP in steppes, meadows and swamps on the Tibetan Plateau.

Vegetation	Area (10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup> )	NEE (Tg C yr <sup>-1</sup> )	ER (Tg C yr <sup>-1</sup> )	GEP (Tg C yr <sup>-1</sup> )
Steppe	0.724	13.53±27.31	167.53±77.15	153.53±51.32
Meadow	0.656	-18.25±13.62	282.93±42.87	296.64±48.19
Swamp	0.035	0.09±1.58	23.32±3.00	24.25±2.96
Total	1.415	-4.63±42.51	473.78±123.02	474.42±102.47

### 3.2.7 小结

2012 年和 2013 年生长季期间，针对高原腹地高寒草原、草甸和沼泽草甸植物、土壤养分和 CO<sub>2</sub> 通量进行了调查。高寒草地土壤可利用氮形态与环境干湿程度有关，随着环境湿润程度增加，土壤 NH<sub>4</sub><sup>+</sup> 富集，而 NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 减少，NH<sub>4</sub><sup>+</sup>/NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 持续增加。就纳木错草地生态系统 CO<sub>2</sub> 净交换（NEE）、生态系统呼吸（ER）和总生态系统生产力（GEP）而言，均是沼泽草甸较高，而草甸与草原相当。就生长季中 GEP 峰值出现时间而言，沼泽草甸最早，而草甸和草原相当。

### 附录：公式3.1的推导过程

公式3.1 用于计算 CO<sub>2</sub> 通量  $F_c$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )，计算方法源自中国科学院战略性先导科技专项“应对气候变化的碳收支认证及相关问题”的“生态系统固碳现状、速率、机制和潜力”项目草地课题提供的计算模板，同时引自文献 Jasoni et al. (2005)。采用 LI-840 测定生态系统 CO<sub>2</sub> 通量的简要步骤如下：每次测定时，将同化箱 (0.5m×0.5m×0.5m) 扣置底座上，持续时间 120 秒，LI-840 记录同化箱气体（含水汽）中 CO<sub>2</sub> 浓度  $C$  (ppm, parts per million, 等价于  $\mu\text{mol mol}^{-1}$ ) 和 H<sub>2</sub>O 浓度  $W$  (ppt, parts per thousand, 等价于  $\text{mmol mol}^{-1}$ )，记录频次均是每秒 1 次。每次测定开始时和结束时，分别用电子温度计记录箱内气体温度 (°C)。120 秒数据记录中的前 10 秒和后 10 秒数据不纳入计算，以避免操作影响。

单位面积单位时间内的箱内空气 ( $N_{AIR}$ ) 中  $CO_2$  的变化量, 即  $CO_2$  通量  $F_c$  ( $\mu mol m^{-2} s^{-1}$ ) 的计算公式3.1的推导过程如下:

$C$  是指测定时箱内  $CO_2$  浓度 ( $\mu mol mol^{-1}$ ), 指  $CO_2$  占箱内气体总物质的量  $N_{AIR+H_2O}$  (mol) 的比重。即:

$$C = \frac{N_{CO_2}}{N_{AIR+H_2O}} \quad (3.8)$$

$W$  是指测定时箱内  $H_2O$  的浓度 ( $mmol mol^{-1}$ ), 指水汽占箱内气体总物质的量  $N_{AIR+H_2O}$  的比重。为了求算箱内空气物质的量  $N_{AIR}$  (mol) 中的  $CO_2$  浓度  $C'$  ( $\mu mol mol^{-1}$ ), 需要结合  $W$  对  $C$  进行水汽压校正。假设同化箱内气体中  $CO_2$  的物质的量为  $N_{CO_2}$  (mol), 那么  $C'$  的计算公式如下:

$$C' = \frac{N_{CO_2}}{N_{AIR}} = \frac{N_{CO_2}}{N_{AIR+H_2O} \times (1 - W/1000)} = \frac{C}{1 - W/1000} \quad (3.9)$$

$dC'/dt$  则是经水汽校正后的箱内  $CO_2$  浓度变化速率 ( $\mu mol mol^{-1} s^{-1}$ ), 即  $C'$  随测定时间 (s) 简单线性回归 ( $C' = dC'/dt \times t + b$ ,  $t$  是指观测时间 (s),  $b$  是常数) 的斜率。

若要计算单位面积单位时间内的箱内空气 ( $N_{AIR}$ ) 中  $CO_2$  的变化量, 即  $CO_2$  通量  $F_c$  ( $\mu mol m^{-2} s^{-1}$ ), 则需要结合三个变量: (1) 箱内空气物质的量  $N_{AIR}$  (mol); (2) 单位时间内箱内空气中  $CO_2$  浓度变化率  $dC'/dt$  ( $\mu mol mol^{-1} s^{-1}$ ); (3) 同化箱底座的横截面积  $S$  ( $m^2$ )。  $F_c$  的计算公式如下:

$$F_c = \frac{N_{AIR}}{S} \times \frac{dC'}{dt} \quad (3.10)$$

因此, 若要求算  $F_c$ , 需要计算同化箱内空气的物质的量  $N_{AIR}$  (mol)。计算  $N_{AIR}$  时, 首先需要了解理想气体状态方程, 如下:

$$P \times V = N \times R \times T \quad (3.11)$$

其中:

$P$ : 大气压强 (Pa);

$V$ : 气体体积 ( $m^3$ );

$N$ : 气体物质的量 (mol);

$R$ : 标准气体常数 ( $8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ),  $8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}=8.314 \text{ Pa m}^3 \text{ K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ ;

$T$ : 气体热力学温度 (K)。

于是:

$$N = \frac{P \times V}{R \times T} \quad (3.12)$$

那么, 在求算同化箱内空气的物质的量  $N_{AIR}$  (mol) 时, 需要四个变量: (1) 测量期间箱内的平均大气压强  $P_{av}$  (kPa,  $1 \text{ kPa} = 1000 \text{ Pa}$ ); (2) 同化箱内空气的体积  $V_{AIR}$  ( $\text{m}^3$ ); (3) 标准气体常数  $R$  ( $8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ); (4) 同化箱内气体的热力学温度  $T$  (K), 这里,  $T = T_{av} + 273$ ,  $T_{av}$  是指测定期间同化箱内气体平均温度 ( $^{\circ}\text{C}$ )。因此,  $N_{AIR}$  的计算公式如下:

$$N_{AIR} = \frac{P_{av} \times 1000 \times V_{AIR}}{R \times (T_{av} + 273)} \quad (3.13)$$

这里的  $V_{AIR}$  ( $\text{m}^3$ ) 是指箱体內的空气 (不含水汽) 体积, 计算  $V_{AIR}$ , 需要两个变量: (1) 箱体内气体 (含水汽) 总体积  $V$  ( $\text{m}^3$ ) [ $V = \text{同化箱长} \times \text{宽} \times (\text{同化箱高} + \text{底座露出地上部分的高度})$ ]; (2) 测量期间箱体內的平均水汽分压  $W_{av}$  (ppt, parts per thousand, 相当于  $\text{mmol mol}^{-1}$ )。因此:  $V_{AIR}$  的计算公式如下:

$$V_{AIR} = V \times (1 - W_{av}/1000) \quad (3.14)$$

结合公式3.10、公式3.13、公式3.14, 得:

$$F_c = \frac{P_{av} \times 1000 \times V \times (1 - W_{av}/1000)}{R \times (T_{av} + 273)} \times \frac{dC'}{dt} = \frac{VP_{av}(1000 - W_{av})}{RS(T_{av} + 273)} \times \frac{dC'}{dt} \quad (3.15)$$

其中:

$F_c$ :  $\text{CO}_2$  通量 ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ;  $F_c$  是负值意味着生态系统  $\text{CO}_2$  吸收,  $F_c$  是正值, 意味着生态系统  $\text{CO}_2$  排放);

$V$ : 同化箱气室体积 ( $\text{m}^3$ ),  $V = \text{同化箱长} \times \text{宽} \times (\text{同化箱高} + \text{底座露出地上部分的高度})$ ;

$S$ : 底座面积 ( $\text{m}^2$ );

$P_{av}$ : 观测期间箱内平均大气压 (kPa);

$W_{av}$ : 观测期间箱内平均水汽分压 (Average water mole fraction,  $\text{mmol mol}^{-1}$ );

$R$ : 标准气体常数 ( $8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ );

$T_{av}$ 是指观测期间箱内平均气温 ( $^{\circ}\text{C}$ );

$C'$ : 经过水汽校正的  $\text{CO}_2$  浓度;  $C' = C/(1 - W/1000)$ ,  $C$  是指测定时箱内  $\text{CO}_2$  浓度 ( $\mu\text{mol mol}^{-1}$ );  $W$  是指测定时箱内  $\text{H}_2\text{O}$  的浓度 ( $\text{mmol mol}^{-1}$ );

$dC'/dt$ : 经水汽校正后的箱内  $\text{CO}_2$  浓度变化速率, 即  $C'$  随测定随时间 (s) 简单线性回归 [ $C' = dC'/dt \times t + b$ ,  $t$  是指观测时间 (s),  $b$  是常数] 的斜率。

至此, 公式3.1推导完毕。

### 3.3 当前氮沉降背景条件下，典型高寒草原围栏内外植物、土壤养分和 CO<sub>2</sub> 交换现状

#### 3.3.1 实验设计与样品采集

依托中国科学院纳木错多圈层综合观测研究站，2005 年设立禁牧试验场，面积为 200 m×100 m，用于研究围栏内外草原生态系统因子现状。2008 年，于围栏内外分别安装 3 个钢制底座（50 cm×50 cm，高 10 cm）；底座露出地面高度约 5 cm。

2011 年 5 月 1 日，采集围栏内外土壤样品。土钻法采集，三钻（内径 5 cm，土壤深度 10 cm）混合成 1 个土壤样品。围栏内各采集 15 个土壤样品。所采土壤样品置于自封袋中，冷冻保存。分析前，解冻土壤样品，2 mm 过筛。土壤鲜样采用 0.05 M K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 抽提（水土比，4:1），浸提液采用连续流动分析仪（Auto Analyzer 3, Bran Luebbe, Germany）测定 NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N 和 NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N。

2011 年 8 月中旬，采集植物样品。围栏内外各布置 3 个 50 cm×50 cm 的样方，各样方间距 3-5 米；各样方分种采集植物地上部分。植物样品置于纸质信封中，自然风干。将植物置于 75°C 烘箱中 48 小时，再采用混合球磨仪（MM400, Retsh）磨成粉末。将粉末放入锡杯包样（植物：2 毫克），然后采用 MAT253 稳定同位素质谱仪（Finnigan MAT GmbH, Germany）分析样品氮含量和碳含量。植物磷含量采用电感耦合等离子体发射光谱法（Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry, ICP-OES）测定（Optima 5300DV, PerkinElmer, Shelton, USA）；测定之前采用硝酸-高氯酸消解（Grimshaw, 1987）。

2012 年生长季（5 月 1 日至 9 月 30 日），采用 LI-840 测定围栏内外生态系统 CO<sub>2</sub> 交换。每天北京时间 10:00 和 12:00（UTC/GMT +8）间测定，频次：每周一次。具体测定及 NEE、ER 和 GEP 的计算方法见 3.2 节方法部分。2012 年 8 月中旬，围栏内外各布置 3 个 1 m×1 m 的样方，各样方间距 3-5 米，不分种采集地上生物量。围栏内外各布置 3 个 30 cm×30 cm 的样方，挖坑采集根系（30 cm 深）；将根系装入 1 mm 尼龙网袋洗净，晾干。所有植物样品置于 75°C 烘箱 48 小时烘干，称取地上、地下生物量。

### 3.3.2 统计分析

2011年,共调查了23个植物物种,选择了其中12个共有种用于比较围栏内外的差异(围栏内外每个物种各2-3个重复)。这12个共有种是:细叶亚菊(*Ajania tenuifolia*)、垫状点地梅(*Androsace tapete*)、藏沙蒿(*Artemisia wellbyi*)、异叶青兰(*Dracocephalum heterophyllum*)、大花嵩草(*Kobresia macrantha*)、弱小火绒草(*Leontopodium pusillum*)、冰川棘豆(*Oxytropis glacialis*)、中亚早熟禾(*Poa litwinowiana*)、钉柱委陵菜(*Potentilla saundersiana*)、藏西风毛菊(*Saussurea stoliczkai*)、伏毛山莓草(*Sibbaldia adpressa*)和紫花针茅(*Stipa purpurea*)。

本节所有图表数据采用均值 $\pm$ 1倍标准误(mean $\pm$ 1 standard error)表示。T检验(T-test)用于检验围栏内外土壤植物因子的区别,如:土壤 $\text{NH}_4^+$ -N、土壤 $\text{NO}_3^-$ -N、叶N:P、地上生物量、地下生物量和物种丰度。围栏内外物种水平植物叶N、C:N和N:P的差异采用T检验;围栏内外12个共有种植物叶N均值、C:N均值和N:P均值的差异分别采用配对T检验(Paired T-test)。双因素方差分析(Two-way repeated-measures ANOVA)用于检验观测时间、围栏内外及其交互对NEE、ER和GEP的影响。进行以上方差分析之前,采用R软件“lawstat”包中的“levene.test”函数进行方差同质性检验(Hui et al., 2008)。所有的统计分析均采用R 2.15.2完成(R Core Team, 2013. URL <http://www.R-project.org/>)。

### 3.3.3 结果与讨论

#### 3.3.3.1 围栏内外群落水平植物土壤参数对比

较之于围栏内,土壤 $\text{NO}_3^-$ -N含量较高(围栏内:  $6.1\pm 0.5$  mg N  $\text{kg}^{-1}$ , 围栏外:  $12.1\pm 0.8$  mg N  $\text{kg}^{-1}$ ),而土壤 $\text{NH}_4^+$ -N无显著性变化(图 3.7)。在藏北草甸也发现了类似的现象(Rui et al., 2011)。纳木错站位于半干旱区,年降水量是414.6 mm(张拥军等, 2011),土壤含水量不超过15% v v<sup>-1</sup>(Wei et al., 2012)。干旱环境下,放牧可能改善植物质量,藉此促进净硝化速率(Liu et al., 2011a)以及净氮矿化速率(Schrama et al., 2013)。在同样位于半干旱区的内蒙古草原(年降水量350 mm),放牧促进了净氮转化,包括:矿化、硝化和氨化(Xu et al., 2007)。较之于围栏内,围栏外较高的土壤可利用氮致使群落水平植物N:P较高(围栏内:  $13.0\pm 0.4$ , 围栏外:  $15.9\pm 0.4$ ) (图 3.8a)。

围封提升了植物地上生物量（围栏外： $27.71 \pm 3.50 \text{ g m}^{-2}$ ，围栏内： $42.46 \pm 2.64 \text{ g m}^{-2}$ ）（图 3.8c），这与 Wu et al. (2009) 在青藏高原东缘玛曲高寒草甸的观测结果一致。围封同时增加了高寒草原地下生物量（围栏外： $401.11 \pm 53.03 \text{ g m}^{-2}$ ，围栏内： $637.22 \pm 58.14 \text{ g m}^{-2}$ ）（图 3.8d），这与南美温带和亚热带草原的围封效果一致 (Pineiro et al., 2009)。较之于围栏外，围封致使地下生物量增加了  $236.11 \text{ g m}^{-2}$ ，这一数值是地上部分增量的 13.9 倍（图 3.8cd）。牲畜啃食能够刺激植物将更多的生物量分配到地上，以致地下第一性生产力（Belowground net primary productivity）降低，从而降低了地下生物量 (Gao et al., 2008)。

围封降低了物种丰度，对高寒草原生物多样性呈负面作用（围栏外： $17.33 \pm 0.67 \text{ m}^{-2}$ ，围栏内： $13 \pm 1.15 \text{ m}^{-2}$ ）（图 3.8b），这与其它地区研究结果相似，如：南美草原 (Altesor et al., 2005) 和澳大利亚草原 (Fensham et al., 1999)。在围栏外，牲畜啃食造成植被覆盖空隙增大，这有利于空隙殖民物种（Gap-colonizing species）的繁衍 (Bullock et al., 2001)，继而提高草原物种丰度 (Gaujour et al., 2012)。

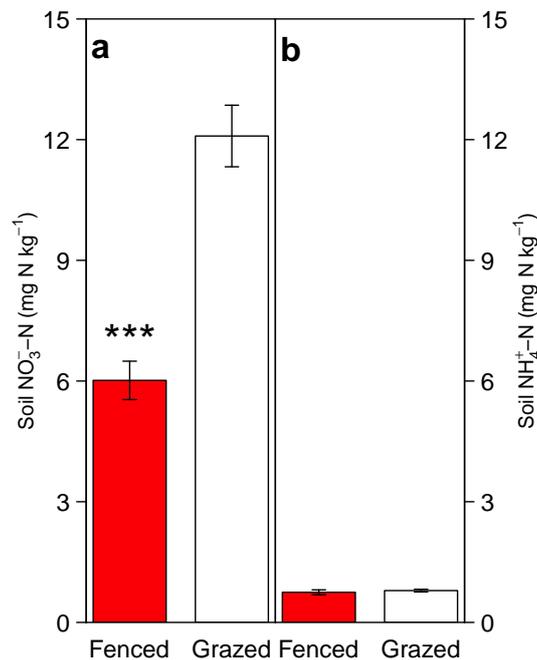


图 3.7: 2011 年纳木错高寒草原围栏内外土壤无机氮含量比较。显著性符号指示意义说明如下：\*\*\*,  $P < 0.001$ 。

Fig 3.7: Effect of managing type on soil  $\text{NO}_3^-$ -N and soil  $\text{NH}_4^+$ -N. Significant differences are reported as: \*\*\*,  $P < 0.001$ .

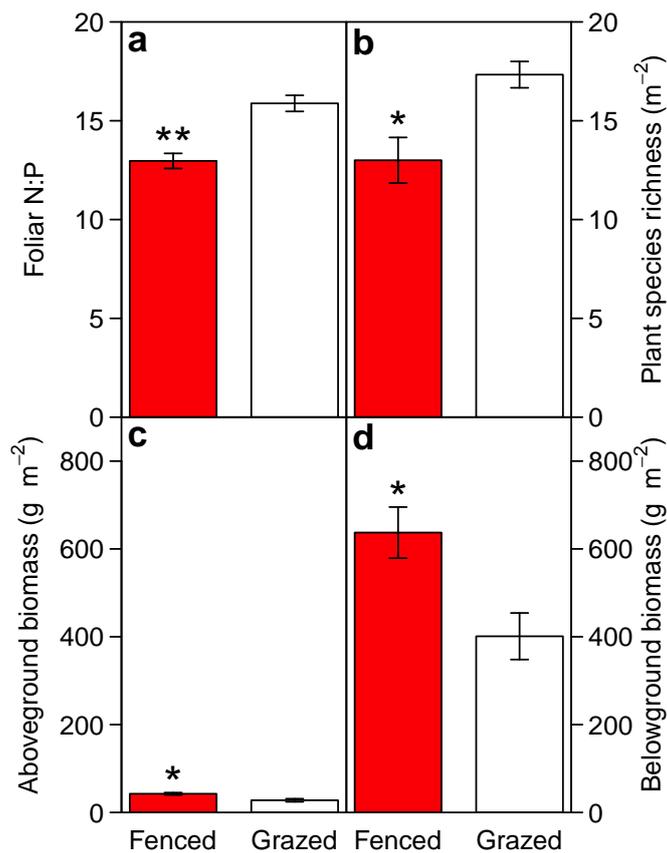


图 3.8: 2011 年纳木错高寒草原围栏内外植物 N:P、物种、地上生物量和地下生物量对比。显著性符号指示意义说明如下: \*,  $P < 0.05$ ; \*\*,  $P < 0.01$ 。

Fig 3.8: Effect of managing type on the weighted average foliar N:P ratio, plant species, above ground biomass and below ground biomass. Significant differences are reported as: \*,  $P < 0.05$ ; \*\*,  $P < 0.01$ .

### 3.3.3.2 围栏内外物种水平植物叶N含量、C:N和N:P对比

在 12 个物种中，冰川棘豆 (*Oxytropis glacialis*) 叶氮含量最高，且不受围封或者放牧影响 (表 3.7)；这可能主要是由于豆科植物可以进行生物固氮 (Biological N<sub>2</sub> fixation)，继而不缺氮 (Yang et al., 2011)。较之于围封区域，放牧区域 N 含量显著性提高的物种有：细叶亚菊 (*Ajania tenuifolia*)、藏沙蒿 (*Artemisia wellbyi*)、弱小火绒草 (*Leontopodium pusillum*)、中亚早熟禾 (*Poa litwinowiana*) 和紫花针茅 (*Stipa purpurea*) (表 3.7)。食草牲畜的排泄物能够增加多种土壤可利用养分，如：P、Ca、Ma 和 K (Shand and Coutts, 2006)。

较之于围栏内，围栏外物种平均叶氮含量相对较高 (围栏内：16.4±1.6 mg g<sup>-1</sup>，围栏外：18.3±1.6 mg g<sup>-1</sup>)。12 个物种叶 C:N 均值，围栏内为 35.7±3.1，围栏外为 30.8±2.4；12 个物种叶 N:P 均值，围栏内为 13.9±0.5，围栏外为 16.3±0.7 (表 3.7)。这意味着围栏外牲畜啃食、践踏等能够促进氮循环 (Olofsson et al., 2001)，并且缓解植物氮限制 (Wu et al., 2011)。

### 3.3.3.3 围栏内外 NEE、ER 和 GEP 对比

围封增加了生态系统 CO<sub>2</sub> 净交换 (NEE，围栏外：-1.43±0.25 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>、围栏内：-1.67±0.26 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>) (图 3.9ad)，增加了 GEP (围栏外：3.56±0.29 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>、围栏内：3.82±0.31 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>) (图 3.9cf)，对 ER (围栏外：2.13±0.09 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>) (图 3.9de) 无显著影响。

就 NEE、ER 和 GEP 的季节动态而言，围栏内外相似的 (图 3.9)。纳木错高寒草原 CO<sub>2</sub> 交换及总光合于 8 月初达到峰值 (图 3.9)。高寒草原 7 月之前为净碳排放，且 GEP 未现增加 (图 3.9)，至主要是因为 2012 年纳木错春季降水偏少 (图 3.6)，植被迟至 6 月底才返青。季节尺度上，围封使得草地 CO<sub>2</sub> 同化增加约 17% (图 3.9d)；这与内蒙古草原围封效果类似 (Li et al., 2005)，但是，在北美矮草草原 (Shortgrass steppe) (LeCain et al., 2002)、温带草原 (Temperate grassland) (Risch and Frank, 2006)、高草草原 (Tallgrass prairie) (Owensby et al., 2006) 和高山苔原 (Alpine tundra) (Susiluoto et al., 2008)，围封并未对 NEE 产生显著性影响。围封甚至降低了内蒙古草原日尺度碳同化，这被解释为“补偿效应” (compensatory effect) (Wang et al., 2011b)。在本研究中，围封提升了草地总光合 (GEP)，这可能是因为围栏内相对较高的地上生物量所致。当

表 3.7: 纳木错高寒草原围栏内外植物物种水平叶 N 含量、C:N 和 N:P 比较。围栏内外物种水平植物叶 N、C:N 和 N:P 的差异采用 T 检验 (T-test); 围栏内外 12 个共有种植物叶 N 均值、C:N 均值和 N:P 均值的差异分别采用配对 T 检验 (Paired T-test)。显著性符号指示意义说明如下: +,  $P < 0.1$ ; \*,  $P < 0.05$ ; \*\*,  $P < 0.01$ ; \*\*\*,  $P < 0.001$ 。

Table 3.7: Species-specific foliar N, C:N and N:P in fenced and grazed sites. T-test was used to examine the difference of species-specific foliar N, C:N and N:P between fenced and grazed sites. The average foliar N, C:N and N:P of the 12 species between fenced and grazed sites was tested by Paired T-test. Significant differences are reported as +,  $P < 0.1$ ; \*,  $P < 0.05$ ; \*\*,  $P < 0.01$ ; \*\*\*,  $P < 0.001$ .

Species	Foliar N ( $\text{mg g}^{-1}$ )		Foliar C:N		Foliar N:P	
	Fenced	Grazed	Fenced	Grazed	Fenced	Grazed
<i>Ajania tenuifolia</i> (细叶亚菊)	18.1±0.6	18.7±1.2	32.2±0.2	30.3±1.8	12.5±1.9	15.0±1.8
<i>Androsace tapete</i> (垫状点地梅)	<b>8.0±0.8</b>	<b>10.0±0.5<sup>+</sup></b>	<b>57.2±2.6</b>	<b>46.5±2.1<sup>*</sup></b>	12.4±0.4	14.1±1.0
<i>Artemisia wellbyi</i> (藏沙蒿)	<b>17.3±0.3</b>	<b>23.0±1.7<sup>*</sup></b>	<b>30.8±0.8</b>	<b>22.1±1.3<sup>**</sup></b>	<b>10.9±0.3</b>	<b>11.8±0.1<sup>+</sup></b>
<i>Dracocephalum heterophyllum</i> (异叶青兰)	17.3±0.1	15.8±1.2	29.4±0.8	29.5±1.7	14.7±1.1	15.5±1.6
<i>Kobresia macrantha</i> (大花嵩草)	14.3±0.5	15.0±0.9	38.1±1.5	36.4±2.6	17.3±0.5	17.3±1.8
<i>Leontopodium pusillum</i> (弱小火绒草)	<b>14.4±0.2</b>	<b>18.4±1.3<sup>+</sup></b>	<b>35.3±0.0</b>	<b>28.0±1.7<sup>*</sup></b>	13.7±1.9	15.1±0.3
<i>Oxytropis glacialis</i> (冰川棘豆)	29.5±1.3	31.1±1.2	17.8±0.7	16.5±0.9	<b>13.7±0.6</b>	<b>18.9±2.8<sup>*</sup></b>
<i>Poa litwinowiana</i> (中亚早熟禾)	<b>11.4±0.1</b>	<b>15.1±0.7<sup>**</sup></b>	<b>46.1±1.8</b>	<b>34.2±1.3<sup>**</sup></b>	13.3±0.8	15.0±0.0
<i>Potentilla saundersiana</i> (钉柱委陵菜)	15.2±1.1	17.8±1.4	<b>35.7±2.6</b>	<b>27.5±1.6<sup>+</sup></b>	<b>13.5±0.5</b>	<b>16.5±1.1<sup>+</sup></b>
<i>Saussurea stoliczkai</i> (藏西风毛菊)	22.5±1.1	23.4±4.4	23.7±1.0	23.3±4.3	13.7±0.1	18.4±4.0
<i>Sibbaldia adpressa</i> (伏毛山莓草)	16.6±0.5	15.4±4.2	33.6±1.1	38.7±13.2	13.4±1.4	16.7±0.0
<i>Stipa purpurea</i> (紫花针茅)	<b>11.6±1.3</b>	<b>15.6±0.8<sup>+</sup></b>	<b>49.2±5.3</b>	<b>36.8±1.7<sup>+</sup></b>	17.4±1.7	21.7±1.5
Average value	<b>16.4±1.6</b>	<b>18.3±1.6<sup>*</sup></b>	<b>35.7±3.1</b>	<b>30.8±2.4<sup>*</sup></b>	<b>13.9±0.5</b>	<b>16.3±0.7<sup>*</sup></b>

然，围栏内相对较高的地上地下生物量也理应促进呼吸增加，可本文中围栏内外生态系统呼吸却未现显著差异；这可能是因为，放牧提升了围栏外土壤养分含量（比如：氮），而相对较高的养分含量同样可能促进土壤有机质的分解 (Paz-Ferreiro et al., 2012)，继而呼吸作用 (Wei et al., 2012)。

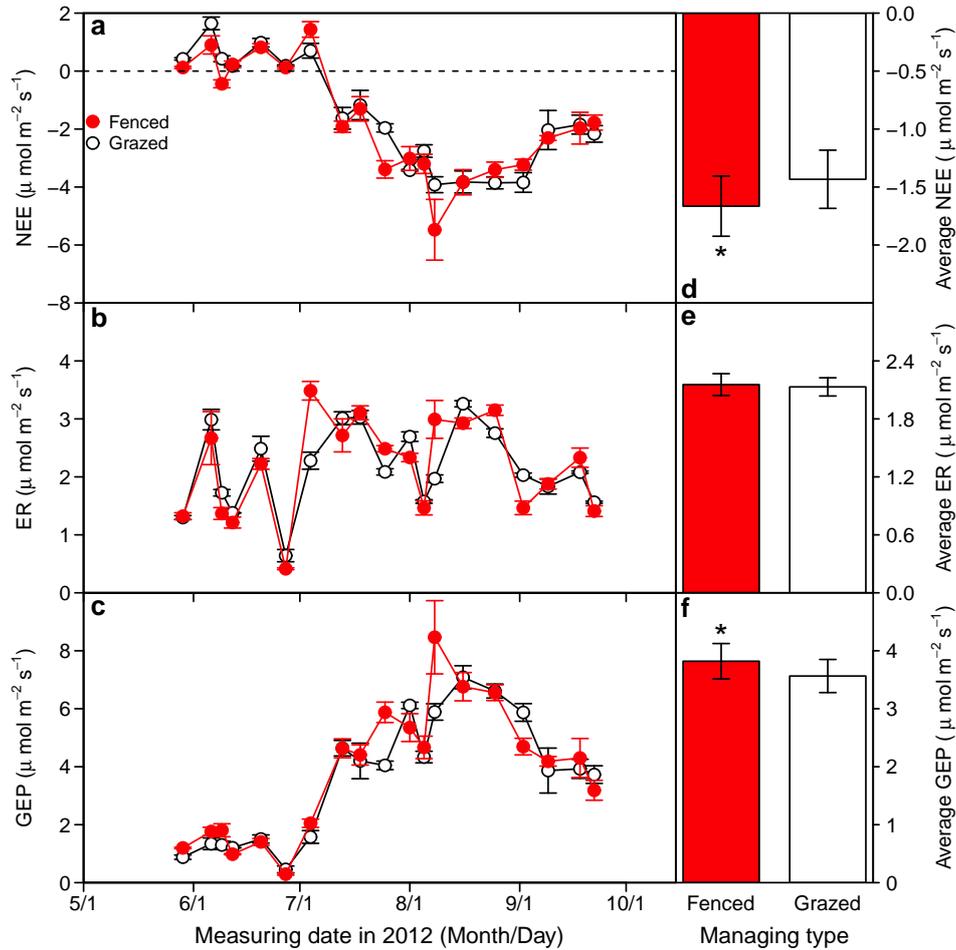


图 3.9: 2012 年纳木错高寒草原围栏内外 NEE、ER 和 GEP 季节动态。\*是指 $P<0.05$ 。

Fig 3.9: Seasonal dynamic of NEE, ER and GEP in fenced and grazed sites. \* means  $P<0.05$ .

### 3.3.4 小结

围封提升了植物生物量，尤其是地下生物量，并降低了植物物种丰度。围封提升了群体光合，却未对生态系统呼吸产生显著影响，从而致使  $\text{CO}_2$  同化提升了 17%。较之于围栏内，围栏外土壤硝态氮含量相对较高，同时植物叶氮含量、N:P 也相对较高，植物 C:N 相对较低。



## 第四章 典型放牧草原优势物种化学计量特征对氮施肥的响应

### 摘要

青藏高原高寒生态系统对氮沉降增加敏感，而高寒草原的氮限制状态仍不确定。针对青藏高原高寒草原，本研究开展了为期 2 年的多水平氮施肥试验（施肥水平：0、10、20、40、80 和 160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>），用于研究草原植物和土壤的响应。研究发现：（1）就生态系统水平而言，氮施肥致使地上氮库从对照组的 0.5±0.1 g m<sup>-2</sup> 增至施肥 160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> 的 1.9±0.2 g m<sup>-2</sup>。氮施肥同时提升了地上氮库、植物氮含量、叶 δ<sup>15</sup>N 和土壤 NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N。然而，从施肥 10 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> 至施肥 160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>，N 利用效率（N-use efficiency）却从 12.3±4.6 kg C kg N<sup>-1</sup> 降至 1.6±0.2 kg C kg N<sup>-1</sup>，N 吸收效率（N-uptake efficiency）则从 43.2±9.7% 降至 9.1±1.1%。从施肥 0 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> 至施肥 160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>，植物 N:P 从 14.4±2.6 增至 20.5±0.8。植物 N:P、N 利用效率和 N 吸收效率均在施肥约 40 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> 时出现拐点。（2）就物种水平而言，植物氮吸收对施肥的响应因物种而异（Species-specific）。随施肥水平增加，7 种非豆科植物氮含量显著增加，1 种非豆科植物（大花嵩草 [*Kobresia macrantha*]) 氮含量未现显著变化，豆科植物（冰川棘豆 [*Oxytropis glacialis*]) 氮含量未现显著变化。所有物种（豆科和非豆科）<sup>15</sup>N 丰度随施肥水平增加而显著增加。随施肥水平增加，所有非豆科植物 N:P 均显著增加，而豆科植物未现显著变化。研究结果表明，青藏高原高寒草原非豆科植物受氮限制，而豆科植物不受氮限制，氮沉降饱和阈值约为 40 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>。

**关键词** N:P，氮同位素分馏，氮限制，氮饱和，氮利用效率，氮吸收效率

### 4.1 引言

由于人类活动，活性氮排放从 1860 年的 15 Tg N yr<sup>-1</sup>，上升至 2000 年的 165 Tg N yr<sup>-1</sup> (Galloway et al., 2008)。这相当于自然固氮速率的 1.5-2 倍 (Erisman et al., 2011)。人为活性氮输入可以通过直接或者间接作用 (Manning et al., 2006)，影响生态系统的结构和功能 (Nadelhoffer, 2007)，诸如：促进植物生长 (Xia and Wan, 2008)，造成微生物减少 (Treseder, 2008)，影响凋落物分解 (Knorr et al., 2005)，致使植物物种锐减 (Bobbink

et al., 2010; Clark and Tilman, 2008; De Schrijver et al., 2011; Stevens et al., 2004; Suding et al., 2005) 等。氮沉降增加可以改变氮循环 (Lu et al., 2011a), 促进磷循环 (Marklein and Houlton, 2012), 继而对植物 C:N:P 造成影响 (Peñuelas et al., 2012; Wang et al., 2010b)。鉴于活性氮沉降增加可能导致的这一系列问题, 人们愈来愈关注陆地生态系统氮营养状态 (氮限制或者氮饱和) 会如何对氮沉降增加产生响应。

一般而言, 植物生长 (生物量增加或生长速率) 和地表水硝酸盐含量常被用于衡量生态系统氮营养状态 (Aber et al., 1998), 其中: 植物生长可用于评估是否存在物种水平和生态系统水平氮限制, 而地表水硝酸盐含量则被用于评估是否存在生态系统水平氮饱和。事实上, 这两个评价指标也具有不确定性; 氮沉降增加可通过改变土壤中养分状态和植物光合特性直接影响植物生长, 也可通过改变群落物种组成而间接影响植物生长 (Manning et al., 2006)。其中, 物种组成的变化会影响到生态系统功能 (Maestre et al., 2012), 对氮沉降增加的响应比土壤无机氮含量更敏感 (Bowman et al., 2006), 并由此被用于评估生态系统氮沉降临界值 (Bowman et al., 2006)。氮沉降临界负荷是指依据现有知识, 对环境有显著不良影响的最小氮沉降量 (Nilsson and Grennfelt, 1988)。植物组织中的 N:P 与植被功能 (Gusewell, 2004) 和植物生理特征 (Wright et al., 2005) 密切相关, 并可以指示从物种水平至生态系统水平上的养分平衡 (Elser et al., 1996)。因此, 植物 N:P 为研究氮磷循环提供了另一个角度, 可兼用于评价生态系统氮限制 (Koerselman and Meuleman, 1996) 和氮饱和 (Tessier and Raynal, 2003)。施肥试验是一种评估生态系统养分状况的有效方法。为了研究植物 N:P 对氮沉降增加的响应, 少量氮施肥试验已经见诸报道, 却结论不一: 氮沉降增加对植物 N:P 有促进作用 (Cui et al., 2010; Lü et al., 2012; Li et al., 2011; Menge and Field, 2007) 或者没有影响 (Kozovits et al., 2007; Novotny et al., 2007)。不仅如此, 这些试验施肥水平单一, 只能描述植物 N:P 与施肥率之间的简单函数关系 (Simple dose-response function)。多水平氮施肥试验 (Multi-level N fertilization experiment) 能够克服这一弊端, 有助于捕捉可能的非线性响应 (Bradford et al., 2012; Kardol et al., 2012)。

高寒生态系统对氮沉降增加和气候变化非常敏感 (Bowman et al., 2006; Burns, 2004)。研究表明, 科罗拉多高寒草甸生态系统的氮沉降临界负荷约为  $10 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (Bowman et al., 2006), 而高寒草地生态系统氮沉降饱和阈值尚未见诸报道。青藏高原幅员辽阔 (约 257 万平方公里) (张镱铨 等, 2002), 平均海拔高达 4000 米, 是地球上

最年轻和最高的高原 (Qiu, 2008)。青藏高原是研究高海拔生态系统对氮沉降增加响应的理想区域，其湿沉降空间分布并不均一，西部（西藏自治区）约为  $6.69 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，东部（青海省）约为  $7.55 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (Lü and Tian, 2007)。本研究在青藏高原腹地高寒草原生态系统设置了一个多水平氮施肥试验（施肥水平共计 6 个：0、10、20、40、80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ），历时 2 年。本研究旨在：（1）估算生态系统水平高寒草原关键生物因子（如：植物 N:P、植物氮含量、氮吸收效率和氮利用效率等）和非生物因子（土壤无机氮）氮沉降饱和阈值；（2）阐明高寒草原物种水平关键生物因子（叶氮含量、叶 N:P 和叶  $\delta^{15}\text{N}$ ）对氮沉降增加的响应。

### 4.2 材料与方法

#### 4.2.1 研究地点

研究地点位于中国科学院纳木错多圈层综合观测研究站（ $30^{\circ}47'\text{N}$ ， $90^{\circ}58'\text{E}$ ，海拔 4730 米，以下简称：纳木错站）。纳木错站位于青藏高原腹地，地处高寒草原和高寒草甸过渡带，年均气温  $-0.6^{\circ}\text{C}$ ，月均温二月份最低（ $-10^{\circ}\text{C}$ ），七月份最高（ $9.2^{\circ}\text{C}$ ）；年降水量 414.6 毫米，七月至十月的降水量约占全年的 92.7% (张拥军等, 2011)。纳木错高寒草原主要物种为：大花嵩草 (*Kobresia macrantha*)、紫花针茅、垫状点地梅 (*Androsace tapete*) 和弱小火绒草 (*Leontopodium pusillum*) 等。本研究选取了 9 个常见物种（各取样样方中，这 9 个物种地上生物量占总地上生物量至少 45.7%，植物株数占总株数至少 61.4%），并分成如下两类进行分析：豆科（冰川棘豆 [*Oxytropis glacialis*]）和非豆科（冻原白蒿 [*Artemisia stracheyi*]、弱小火绒草 [*Leontopodium pusillum*]、藏西风毛菊 [*Saussurea stoliczkai*]、大花嵩草 [*Kobresia macrantha*]、中亚早熟禾 [*Poa litwinowiana*]、异叶青兰 [*Dracocephalum heterophyllum*]、垫状点地梅 [*Androsace tapete*]、委陵菜 [*Potentilla spp.*]）。

#### 4.2.2 实验设计

2010 年 5 月，在纳木错高寒草原随机选取三个均质样地，间距 5 至 10 米；每个样地上设置 6 个子样地（每个约 13 平方米），呈环形分布，沿顺时针方向依次设置 6 个施肥处理：0、10、20、40、80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ （图 1.5）；共计 18 个子样地。其中，处理  $0 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  为对照。

所施氮肥为  $\text{NH}_4\text{NO}_3$  ( $\delta^{15}\text{N} = 6.224\text{‰}$ )。鉴于纳木错氮素湿沉降集中于夏半年, 本研究于生长季 (5 月至 9 月) 每月月初施肥。施肥时, 采用的  $\text{NH}_4\text{NO}_3$  溶液喷施, 对照样地仅施等量水; 施肥后, 再喷施少量水以润洗植物叶片表面滞留的肥料。总水量约等于 2 毫米降水量。具体施肥时期为 2010 和 2011 年生长季。

### 4.2.3 采样与分析

2011 年八月中旬, 在每个子样地中设置一个 50 厘米  $\times$  50 厘米的调查样方, 并分种采集调查样方中的地上生物量。植物样品置于纸质信封中, 自然风干。生长季每月初, 采用土钻法在每个子样地中取三个土芯 (直径 5 厘米, 深度 10 厘米) 混合成一个土壤样品。土壤样品置于密闭自封袋中, 冷冻保存。2011 年时, 分别于生长季初期 (5 月 1 日)、生长季盛期 (8 月 10 日)、生长季末期 (9 月 10 日和 9 月 27 日) 取土样, 共计四次。

分析前, 土壤解冻, 过 2 毫米筛。将植物和土壤样品置于  $75^\circ\text{C}$  烘箱中 48 小时, 再采用混合球磨仪 (MM400, Retsh) 磨成粉末 (粒径约为 5 微米)。将粉末放入锡杯包样 (植物: 2 毫克, 土壤: 20 毫克), 然后采用 MAT253 稳定同位素质谱仪 (Finnigan MAT, Bremen, Germany) 分析样品氮含量、碳含量和  $^{15}\text{N}$ 。 $\text{NH}_4\text{NO}_3$  的  $^{15}\text{N}$  也采用相同方法分析。以空气中  $\text{N}_2$  为标准物质, 样品  $^{15}\text{N}$  丰度计算如下:

$$\delta^{15}\text{N} = \left( \frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1000\text{‰} \quad (4.1)$$

其中  $R$  是样品或者标准物质  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ 。实验室重复测定的标准差 (Standard deviation) 为  $\pm 0.15\%$ 。

土壤和植物磷含量采用电感耦合等离子体发射光谱法 (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry, ICP-OES) 测定 (Optima 5300DV, PerkinElmer, Shelton, USA); 测定之前采用采用硝酸-高氯酸消解 (Nitric-perchloric acid digestion) (Grimshaw, 1987)。

土壤鲜样采用  $0.05 \text{ M K}_2\text{SO}_4$  抽提 (水土比, 4:1), 浸提液采用采用连续流动分析仪 (Auto Analyzer 3, Bran Luebbe, Germany) 测定  $\text{NH}_4^+\text{-N}$  和  $\text{NO}_3^-\text{-N}$ 。土壤有机碳 (Soil organic carbon, SOC) 采用重铬酸钾氧化法 (Potassium dichromate oxidation titration) 测定。植物氮吸收效率 (N-uptake efficiency) 采用地上氮库增量除以施肥量 (Xu et al.,

2012)。氮吸收效率 (N-uptake efficiency) 和氮利用效率 (N-use efficiency) 的具体计算公式如下:

$$N\text{-uptake efficiency} = \frac{\text{Aboveground N storage} - \text{Aboveground N storage in control plots}}{N\text{ supply}} \quad (4.2)$$

$$N\text{-use efficiency} = \frac{\text{Aboveground C storage} - \text{Aboveground C storage in control plots}}{N\text{ supply}} \quad (4.3)$$

#### 4.2.4 统计分析

图表中的数据采用均值±1 标准误 (mean±1 SE) 的方式表达。采用单因素方差分析法 (one-way ANOVA) 分析施肥处理对地上碳氮库、叶氮含量、叶  $\delta^{15}\text{N}$ 、叶 N:P、氮吸收效率和氮利用效率的影响。采用双因素方差分析法分析物种、施肥处理及其交互作用对物种叶氮含量、叶  $\delta^{15}\text{N}$  和叶 N:P 的影响。采用方差分析法分析施肥处理、样地、采样时间, 及样地与采样时间交互作用对土壤无机氮的影响。进行方差分析之后, 采用邓肯新复极差检验法 (Duncan's new multiple range test) 进行多重比较, 以分析不同处理间各指标的差异。进行多重比较氮施肥处理对土壤无机氮的影响时, 将样地、采样时间及其交互作用作为随机因子。采用简单回归分析法 (Simple regression models) 分别分析叶  $\delta^{15}\text{N}$ 、叶 N:P、叶氮含量和施肥率之间的关系, 以及叶  $\delta^{15}\text{N}$  和  $\text{N}_2\text{O}$  通量之间的关系。所有的统计分析和统计图均采用 R2.15.2 完成 (R Core Team, 2013. URL <http://www.R-project.org/>)。

### 4.3 结果

#### 4.3.1 生物量和碳氮库

从施肥  $10\text{ kg N ha}^{-1}\text{ yr}^{-1}$  至施肥  $160\text{ kg N ha}^{-1}\text{ yr}^{-1}$ , 地上氮库从  $0.46\pm 0.14\text{ g m}^{-2}$  增至  $1.92\pm 0.24\text{ g m}^{-2}$  (图 4.1a:  $P<0.001$ ,  $R^2=0.7$ ), 地上碳库从  $13.6\pm 6.0\text{ g m}^{-2}$  增至  $38.4\pm 6.5\text{ g m}^{-2}$  (图 4.1b:  $P<0.01$ ,  $R^2=0.37$ )

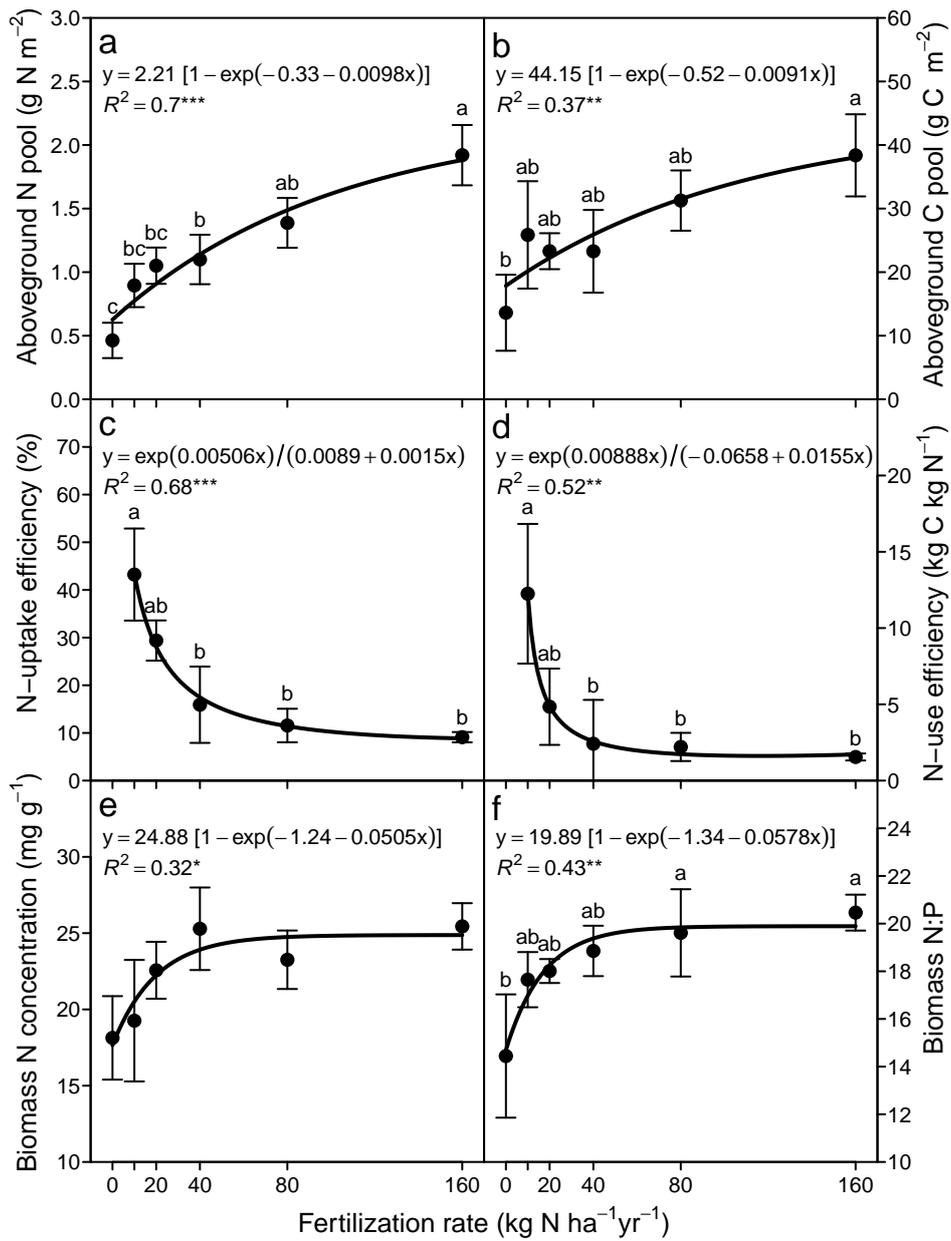


图 4.1: 2011 年地上氮库、地上碳库、氮吸收效率、氮利用效率、叶氮含量和叶 N:P 对多水平施肥的响应 (均值±标准误)。相同的字母代表邓肯新复极差检验法多重比较结果不显著 ( $P>0.05$ )。简单回归关系法分析各指标与施肥率之间的关系, 显著性符号指示意义说明如下: NS,  $P>0.05$ ; \*,  $P<0.05$ ; \*\*,  $P<0.01$ ; \*\*\*,  $P<0.001$ 。

Fig 4.1: Responses of aboveground N pool, aboveground C pool, N uptake efficiency, N use efficiency, biomass N concentration and biomass N:P to fertilization rates in August 2011 (means±one standard error). Bars with the same letter were not significantly different ( $P>0.05$ ) by Duncan's multiple-range test. Regression parameters were estimated with N fertilization rate as a continuous predictor. Significant differences are reported as NS,  $P>0.05$ ; \*,  $P<0.05$ ; \*\*,  $P<0.01$ ; \*\*\*,  $P<0.001$ .

### 4.3.2 氮吸收效率和氮利用效率

从施肥  $10 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  至施肥  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，氮吸收效率从  $43.3 \pm 9.7\%$  降至  $9.1 \pm 1.1\%$  (图 4.1c:  $P < 0.001$ ,  $R^2 = 0.68$ )，氮利用效率从  $12.3 \pm 4.6 \text{ kg C N}^{-1}$  降至  $1.6 \pm 0.2 \text{ kg C N}^{-1}$  (图 4.1d:  $P < 0.01$ ,  $R^2 = 0.52$ )。当施肥率大于  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时，氮吸收效率和氮利用效率均趋于平缓 (图 4.1cd)。

### 4.3.3 植物氮含量

考虑 2011 年采集的 22 个物种，植物 N 含量受物种 ( $P < 0.001$ ,  $df = 21$ ,  $F = 17.66$ , 表 4.1) 和施肥率显著性影响 ( $P < 0.001$ ,  $df = 5$ ,  $F = 35.34$ , 表 4.1)，但是物种和施肥率的交互对植物 N 含量没有影响 ( $P = 0.138$ ,  $df = 73$ ,  $F = 1.24$ , 表 4.1)。就生态系统水平而言，对照中，植物 N 含量为  $18.1 \pm 2.7 \text{ mg g}^{-1}$ ，施肥  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  致使植物 N 含量增至  $25.4 \pm 1.5 \text{ mg g}^{-1}$  (图 4.1e,  $P < 0.05$ ,  $R^2 = 0.32$ )。当施肥率大于  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时，植物叶 N 含量趋于平稳 (图 4.1e)。就物种水平而言，7 种非豆科植物叶 N 含量随施肥率增加而增加，1 种非豆科植物 (大花嵩草 [*Kobresia macrantha*]) 和豆科植物 (冰川棘豆 [*Oxytropis glacialis*]) 叶 N 含量在各施肥水平上没有变化 (图 4.2)。

### 4.3.4 植物 N:P

考虑 2011 年采集的 22 个物种，植物 N:P 受物种 ( $P < 0.001$ ,  $df = 20$ ,  $F = 24.84$ , 表 4.1) 和施肥率 ( $P < 0.001$ ,  $df = 5$ ,  $F = 29.69$ , 表 4.1) 显著性影响，但是物种和施肥率的交互对植物 N:P 没有影响 ( $P = 0.435$ ,  $df = 67$ ,  $F = 1.03$ , 表 4.1)。对照中，植物 N:P 为  $14.4 \pm 2.6$ ，施肥  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  致使 N:P 增至  $20.5 \pm 0.8$  (图 4.1f)。当施肥率大于  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时，N:P 趋于平稳 (图 4.1f:  $P < 0.01$ ,  $R^2 = 0.43$ )。就物种水平而言，非豆科植物 N:P 随施肥率增加而增加，豆科植物 N:P 在各施肥水平上没有变化 (图 4.3)。当施肥率大于  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时，植物 N:P 趋于平稳 (图 4.1f)。

### 4.3.5 土壤基础参数

土壤有机碳、全氮、全磷、 $\delta^{15}\text{N}$ 、C:N 和 N:P 随多水平施肥没有发生变化 (表 4.2)。土壤 pH 显著性下降，从对照中的  $7.4 \pm 0.1$  降至  $7.1 \pm 0.5$  (表 4.2)。

表 4.1: 双因素方差分析2011 年物种差异、多水平施肥及其交互作用对叶氮含量、叶 N:P 和叶  $\delta^{15}\text{N}$  的影响。MS 是指均方和。

Table 4.1: Results of two-way repeated-measures ANOVA of the effects of N fertilization rate, plant species, and their interactions on foliar N concentration, foliar N:P ratios and foliar  $\delta^{15}\text{N}$ . MS = Mean sum of square.

Response	Term	<i>df</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>P</i>
Foliar N concentration	N fertilization rate	5	3.84	35.34	< <b>0.001</b>
	Species	21	1.92	17.66	< <b>0.001</b>
	Species × N fertilization rate	73	0.14	1.24	0.138
	Residuals	141	0.11		
Foliar N:P ratios	N fertilization rate	5	228.85	29.69	< <b>0.001</b>
	Species	20	191.47	24.84	< <b>0.001</b>
	Species × N fertilization rate	67	7.94	1.03	0.435
	Residuals	137	7.71		
Foliar $\delta^{15}\text{N}$	N fertilization rate	5	49.74	121.44	< <b>0.001</b>
	Species	21	21.65	52.85	< <b>0.001</b>
	Species × N fertilization rate	73	0.64	1.56	<b>0.013</b>
	Residuals	141	0.41		

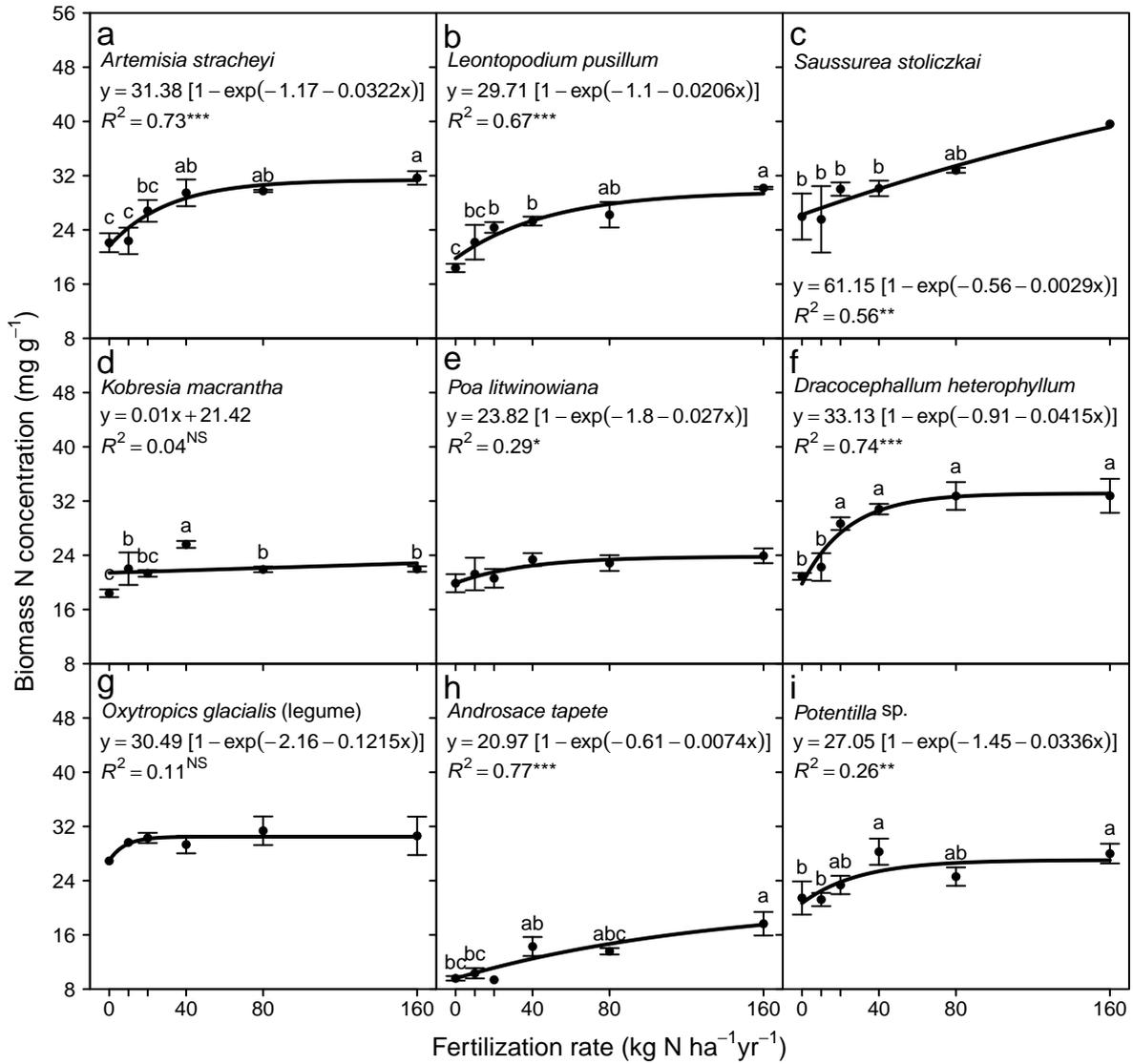


图 4.2: 2011 年高寒草原 9 个物种叶氮含量对多水平施肥的响应 (均值±标准误)。相同的字母代表邓肯新复极差检验法多重比较结果不显著 ( $P > 0.05$ )。简单回归关系法分析各指标与施肥率之间的关系, 显著性符号指示意义说明如下: NS,  $P > 0.05$ ; \*,  $P < 0.05$ ; \*\*,  $P < 0.01$ ; \*\*\*,  $P < 0.001$ 。

Fig 4.2: Correlations between biomass N concentration of the nine dominant plant species and nitrogen fertilization rates in 2011 (means±one standard error). Bars with the same letter were not significantly different ( $P > 0.05$ ) by Duncan's multiple-range test. Regression parameters were estimated with N fertilization rate as a continuous predictor. Significant differences are reported as NS,  $P > 0.05$ ; \*,  $P < 0.05$ ; \*\*,  $P < 0.01$ ; \*\*\*,  $P < 0.001$ .

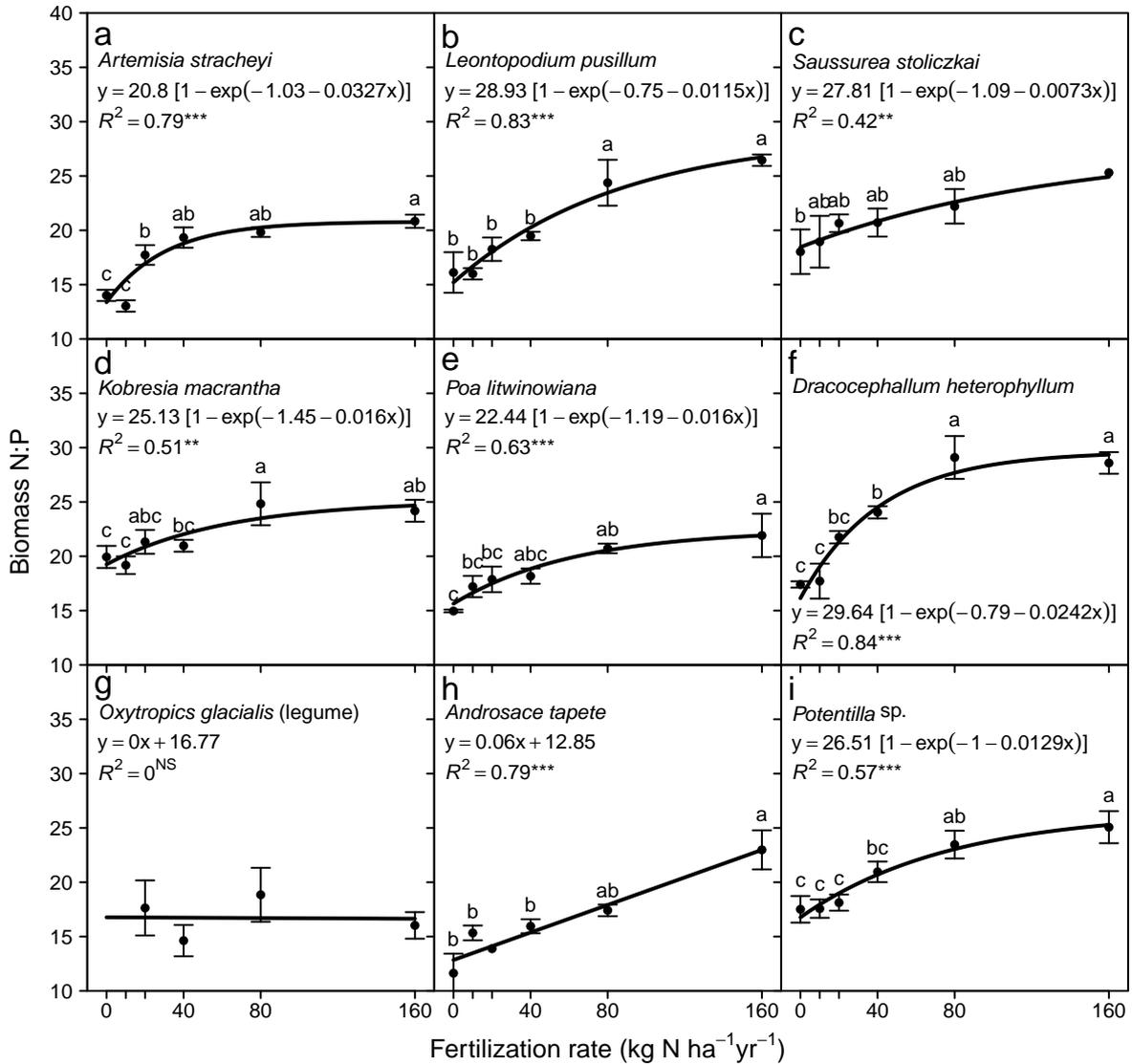


图 4.3: 2011 年高寒草原 9 个物种 N:P 对多水平施肥的响应 (均值±标准误)。相同的字母代表邓肯新复极差检验法多重比较结果不显著 ( $P>0.05$ )。简单回归关系法分析各指标与施肥率之间的关系, 显著性符号指示意义说明如下: NS,  $P>0.05$ ; \*,  $P<0.05$ ; \*\*,  $P<0.01$ ; \*\*\*,  $P<0.001$ 。

Fig 4.3: Correlations between biomass N:P ratios of the nine dominant plant species and nitrogen fertilization rates in 2011 (means±one standard error). Bars with the same letter were not significantly different ( $P>0.05$ ) by Duncan's multiple-range test. Regression parameters were estimated with N fertilization rate as a continuous predictor. Significant differences are reported as NS,  $P>0.05$ ; \*,  $P<0.05$ ; \*\*,  $P<0.01$ ; \*\*\*,  $P<0.001$ .

对照中，土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 和  $\text{NH}_4^+$ -N 分别为  $7.9 \pm 0.7 \text{ mg N kg}^{-1}$  和  $1.5 \pm 0.2 \text{ mg N kg}^{-1}$  (图 4.4)。土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 随施肥率增加而显著线性增加 (图 4.4a)，而  $\text{NH}_4^+$ -N 却没有发生变化 (图 4.4b)。

表 4.2: 2011 年土壤表层 (0-10 cm) 参数对氮施肥的响应。每列相同的字母代表邓肯新复极差检验法多重比较结果不显著 ( $P > 0.05$ )。

Table 4.2: Soil properties in the top 10 cm of the alpine steppe in 2011 (means±SE). The same letters in a column indicate a non-significant difference ( $P > 0.05$ ) according to Duncan's new multiple range test.

Fertilization rate (kg N ha <sup>-1</sup> yr <sup>-1</sup> )	SOC (mg g <sup>-1</sup> )	Total N (mg g <sup>-1</sup> )	Total P (mg kg <sup>-1</sup> )	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	C:N ratios	N:P ratios	pH
0	29.8±1.4	2.8±0.2	594.4±36.8 <sup>ab</sup>	3.8±0.1 <sup>b</sup>	10.6±0.4	4.7±0.1	7.4±0.1 <sup>a</sup>
10	30.1±2.7	2.8±0.4	568.8±58.7 <sup>b</sup>	4.2±0.1 <sup>a</sup>	11.0±0.7	4.8±0.1	7.1±0.5 <sup>b</sup>
20	30.9±1.7	2.8±0.2	636.7±39.9 <sup>a</sup>	4.1±0.1 <sup>ab</sup>	10.9±0.2	4.5±0.0	7.1±0.3 <sup>b</sup>
40	28.9±1.0	2.7±0.3	589.0±33.0 <sup>ab</sup>	3.9±0.1 <sup>ab</sup>	10.7±0.7	4.6±0.2	7.1±0.1 <sup>b</sup>
80	30.1±0.3	2.6±0.3	563.7±28.4 <sup>b</sup>	4.0±0.1 <sup>ab</sup>	11.9±1.4	4.6±0.3	7.1±0.1 <sup>b</sup>
160	31.9±1.4	3.0±0.5	635.3±11.7 <sup>a</sup>	4.1±0.1 <sup>ab</sup>	11.2±1.6	4.7±0.7	7.1±0.3 <sup>b</sup>

#### 4.3.6 植物 $\delta^{15}\text{N}$

考虑2011年采集的22个物种，植物  $\delta^{15}\text{N}$  受物种 ( $P < 0.001$ ,  $df=21$ ,  $F=52.85$ , 表 4.1)、施肥率 ( $P < 0.001$ ,  $df=5$ ,  $F=121.44$ , 表 4.1) 及二者交互作用 ( $P < 0.01$ ,  $df=73$ ,  $F=1.56$ , 表 4.1) 显著性影响。

生态系统水平，植物  $\delta^{15}\text{N}$  加权平均值随施肥率增加而显著性增加 (图 4.6b)。物种水平，大花嵩草随施肥率线性增加，其他8个物种随施肥率非线性增加 (图 4.5)。对照中，最小植物  $\delta^{15}\text{N}$  为  $-2.5 \pm 0.0\text{‰}$  (冰川棘豆)，最大植物  $\delta^{15}\text{N}$  为  $-0.3 \pm 0.3\text{‰}$  (异叶青兰)，均值为  $-1.4 \pm 0.2\text{‰}$ 。在所选择的9个物种的  $\delta^{15}\text{N}$  中，只有异叶青兰是正值，其余的为负值。随施肥率增大至  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，较之于对照，9个物种  $\delta^{15}\text{N}$  增幅由小至大依次为：大花嵩草 ( $1.2 \pm 0.5\text{‰}$ ) < 垫状点地梅 ( $1.4 \pm 0.4\text{‰}$ ) < 委陵菜 ( $2.8 \pm 0.4\text{‰}$ ) < 弱小火绒草 ( $3.0 \pm 0.1\text{‰}$ ) < 中亚早熟禾 ( $3.0 \pm 0.6\text{‰}$ ) < 冻原白蒿 ( $3.2 \pm 0.3\text{‰}$ ) < 异叶青兰 ( $3.4 \pm 0.2\text{‰}$ ) < 藏西风毛菊 ( $4.2 \pm 0.0\text{‰}$ ) < 冰川棘豆 ( $4.8 \pm 0.5\text{‰}$ ) (图 4.5)。

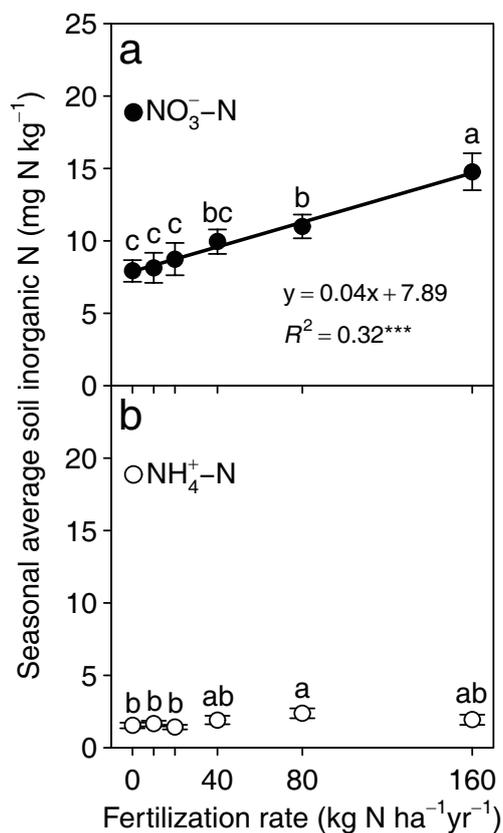


图 4.4: 2011 年土壤铵盐硝酸盐对多水平施肥的响应 (均值±标准误)。相同的字母代表邓肯新复极差检验法多重比较结果不显著 ( $P>0.05$ )。简单回归关系法分析各指标与施肥率之间的关系, 显著性符号指示意义说明如下: NS,  $P>0.05$ ; \*,  $P<0.05$ ; \*\*,  $P<0.01$ ; \*\*\*,  $P<0.001$ 。

Fig 4.4: Seasonal average surface soil NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N and NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N of the growing season in 2011 (means±one standard error). Bars with the same letter were not significantly different ( $P>0.05$ ) by Duncan's multiple-range test. Regression parameters were estimated with N fertilization rate as a continuous predictor. Significant differences are reported as NS,  $P>0.05$ ; \*,  $P<0.05$ ; \*\*,  $P<0.01$ ; \*\*\*,  $P<0.001$ .

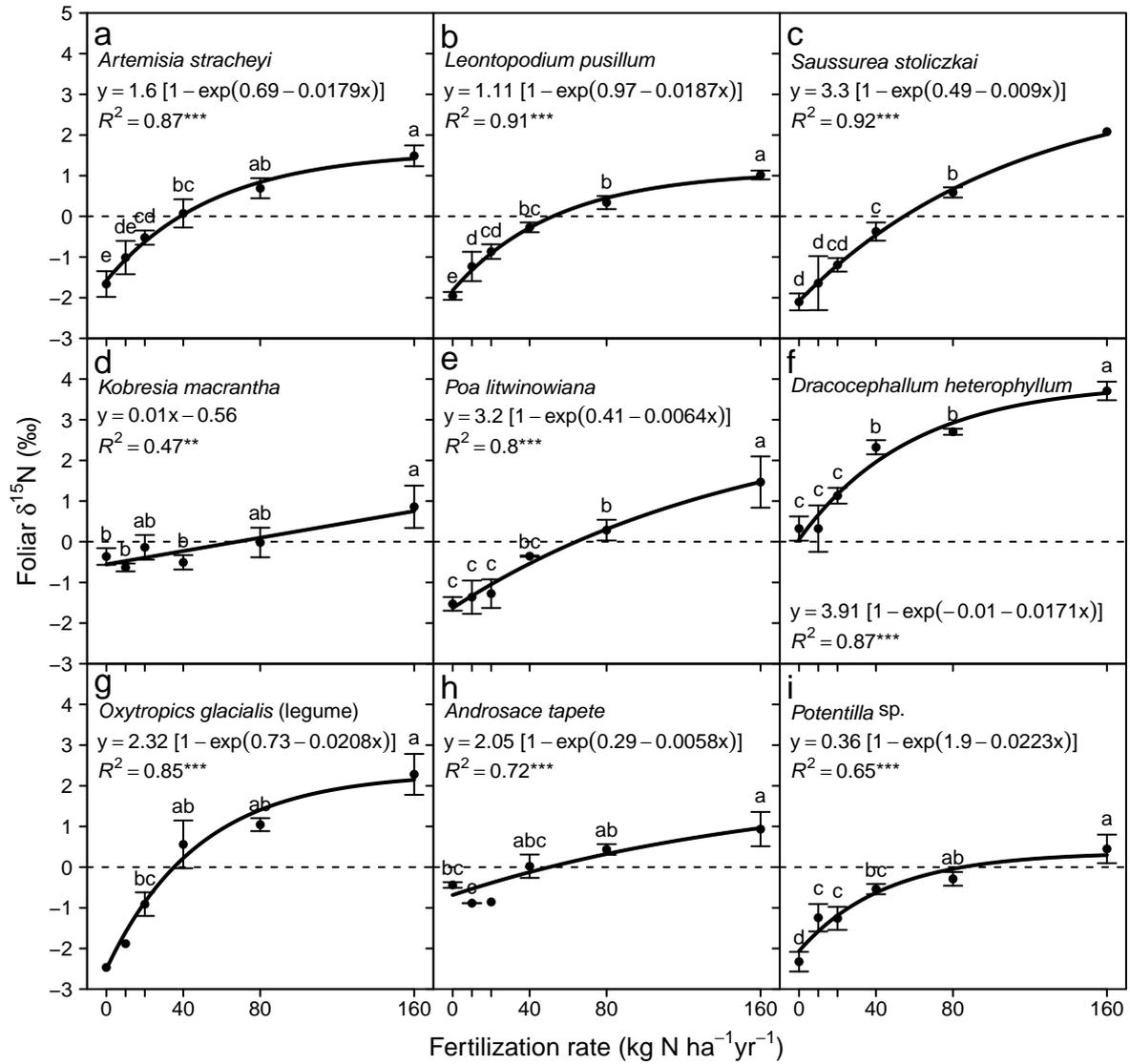


图 4.5: 2011 年高寒草原 9 个物种  $\delta^{15}\text{N}$  对多水平施肥的响应 (均值  $\pm$  标准误)。相同的字母代表邓肯新复极差检验法多重比较结果不显著 ( $P > 0.05$ )。简单回归关系法分析各指标与施肥率之间的关系, 显著性符号指示意义说明如下: NS,  $P > 0.05$ ; \*,  $P < 0.05$ ; \*\*,  $P < 0.01$ ; \*\*\*,  $P < 0.001$ 。

Fig 4.5: Correlations between foliar  $\delta^{15}\text{N}$  of the nine dominant plant species and nitrogen fertilization rates in 2011 (means  $\pm$  one standard error). Horizontal dashed lines mean the  $\delta^{15}\text{N}$  of zero. Bars with the same letter were not significantly different ( $P > 0.05$ ) by Duncan's multiple-range test. Regression parameters were estimated with N fertilization rate as a continuous predictor. Significant differences are reported as NS,  $P > 0.05$ ; \*,  $P < 0.05$ ; \*\*,  $P < 0.01$ ; \*\*\*,  $P < 0.001$ .

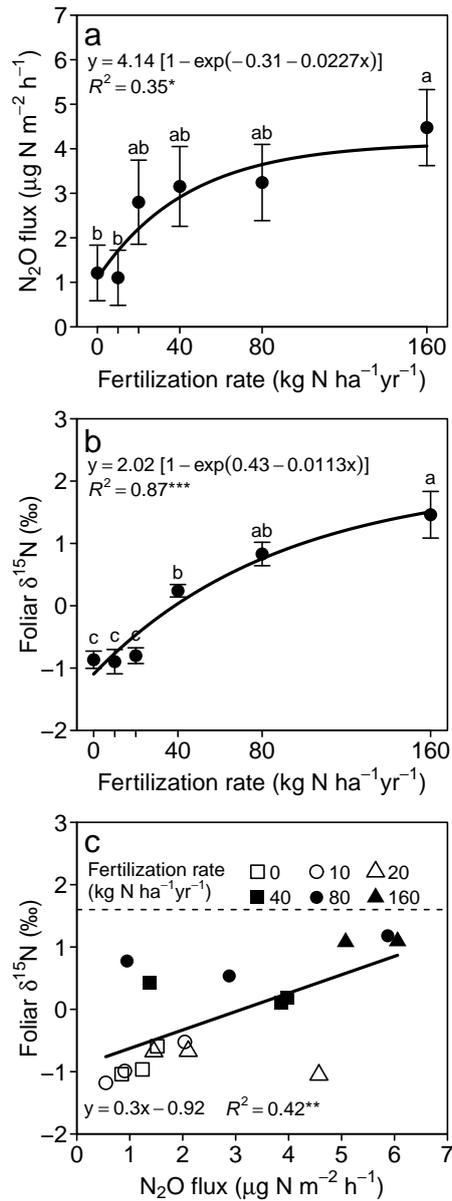


图 4.6: 2011 年纳木错高寒草原群落水平 N<sub>2</sub>O 通量、植物 δ<sup>15</sup>N 对多水平施肥的响应及 N<sub>2</sub>O 通量与植物 δ<sup>15</sup>N 的关系 (均值±标准误)。相同的字母代表邓肯新复极差检验法多重比较结果不显著 ( $P>0.05$ )。简单回归关系法分析各指标与施肥率之间的关系, 显著性符号指示意义说明如下: NS,  $P>0.05$ ; \*,  $P<0.05$ ; \*\*,  $P<0.01$ ; \*\*\*,  $P<0.001$ 。图中 N<sub>2</sub>O 通量数据引自魏达博士论文(魏达, 2012)。

Fig 4.6: Responses of the seasonal average N<sub>2</sub>O flux of the growing season and the weighted average foliar δ<sup>15</sup>N of all species to fertilization rates (mean±1 SE) and the correlation between the weighted average foliar δ<sup>15</sup>N of all species and the seasonal average N<sub>2</sub>O flux in 2011. Bars with the same letter were not significantly different ( $P>0.05$ ) by Duncan's multiple-range test. Regression parameters were estimated with N fertilization rate as a continuous predictor. Significant differences are reported as NS,  $P>0.05$ ; \*,  $P<0.05$ ; \*\*,  $P<0.01$ ; \*\*\*,  $P<0.001$ . The data of N<sub>2</sub>O flux was cited from We Da's PhD thesis (魏达, 2012).

## 4.4 讨论

### 4.4.1 放牧草原优势物种对氮施肥的响应

九个物种的叶  $\delta^{15}\text{N}$  和氮施肥率均呈显著正相关 (图 4.5)。这与温带草原的观测结果一致 (Song et al., 2011), Song et al. (2011) 发现杂草和禾本科植物叶  $\delta^{15}\text{N}$  和氮施肥率均呈显著正相关。植物  $\delta^{15}\text{N}$  可用于研究植物氮吸收偏好 (Houlton et al., 2007), 且植物氮吸收偏好与植物生境中土壤  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  有关 (Wang and Macko, 2011a)。而  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  受生物及非生物因子的控制, 在干旱环境中较低, 在湿润环境中较高 (Wang and Macko, 2011a)。于是, 植物在干旱环境中偏好  $\text{NO}_3^-$ -N, 在湿润环境中偏好  $\text{NH}_4^+$ -N (Wang and Macko, 2011a)。纳木错站位于半干旱区, 年降水量 414.6 mm, 土壤  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  低至  $0.2\pm 0.0$  (图 4.4)。这一数值比 Wang and Macko (2011a) 研究站点 (Tshane 和 Ghanzi) 的  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  还要低, 且 Tshane 和 Ghanzi 的植物因土壤无机氮以  $\text{NO}_3^-$  为主而偏好吸收  $\text{NO}_3^-$ 。这意味着, 纳木错高寒草原植物很可能因土壤无机氮以  $\text{NO}_3^-$ -N 为主亦偏好  $\text{NO}_3^-$ -N。另外, 在温带草地生态系统中, 反硝化 (Denitrification) 能消耗土壤中的  $\text{NO}_3^-$ -N, 是  $\text{N}_2\text{O}$  产生的主要途径 (Tilsner et al., 2003a,b)。作为反硝化作用和硝化作用平衡的产物,  $\text{N}_2\text{O}$  排放随施肥水平增加而显著增加 (魏达, 2012) (图 4.6a)。植物  $\delta^{15}\text{N}$  与  $\text{N}_2\text{O}$  排放显著正相关 (图 4.6c); 这意味着微生物过程很可能致使了土壤可利用氮中  $^{15}\text{N}$  富集。在碱性环境 (Alkaline conditions:  $\text{pH}>7$ , 表 4.2) 中,  $\text{NH}_3$  挥发也是 N 损失的重要途径 (Sommer et al., 2004); 而在  $\text{NH}_3$  挥发过程中, 土壤可利用氮因同位素分馏而富集  $^{15}\text{N}$  (Bedard-Haughn et al., 2003)。结果, 土壤可利用氮  $\delta^{15}\text{N}$  很可能随施肥水平的增加而增加。

考本研究中的施肥方法是喷施, 这会致使少量 N 肥会被植物叶片直接吸收。然而, 由于施肥在雨季 (5 月至 9 月) 开展, 而且每次施肥之后均立即喷施清水, 以淋去叶片上残留的  $\text{NH}_4\text{NO}_3$  溶液; 故可认为本研究中植物通过根系从土壤中吸收的 N 远高于叶片直接吸收的 N。在氮限制环境中, 植物会尽数吸收土壤中的可利用氮, 以致吸收过程中较少产生  $^{15}\text{N}$  分馏, 继而导致植物组织中的 N 同位素组成趋向于与可利用氮源的 N 同位素组成一致 (Evans, 2001; Wanek and Zotz, 2011)。因此, 随着施  $\text{NH}_4\text{NO}_3$  ( $\delta^{15}\text{N}$  为 6.224‰) 的剂量增加, 非豆科植物组织中的  $^{15}\text{N}$  出现富集 (图 4.5)。施肥从  $10 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  至  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  的过程中, 养分环境从氮限制状态 (N-limited conditions)

向氮饱和状态转变 (N-sufficient conditions)。在氮饱和环境中, 可利用氮库中仅有部分氮素被植物吸收利用; 这时, 吸收过程中  $^{15}\text{N}$  分馏会逐渐增强 (Evans, 2001; Wanek and Zotz, 2011), 以致植物叶  $\delta^{15}\text{N}$  的增长率随施肥水平的增加而下降 (图 4.5)。

随着施肥水平的增加, 豆科植物 (冰川棘豆)  $\delta^{15}\text{N}$  出现显著性增加, 其趋势与非豆科植物的响应一致 (图 4.5g)。这意味, 施肥致使豆科植物从土壤中获取的 N 多于从空气中获取的 N。Salvagiotti et al. (2008) 发现, 在土壤表层施氮肥以后, 豆科植物 (黄豆) 生物固氮 (Biological  $\text{N}_2$ -fixation) 与施肥率成反比; 相似的规律在木本豆科植物中也得到了印证 (Skogen et al., 2011)。这种现象有两种可能的解释: (1) 氮施肥抑制根瘤 (Nodule) 形成 (Streeter, 1988; Thomas et al., 2000; Waterer and Vessey, 1993); 同时,  $\text{NO}_3^-$  增加会抑制  $\text{O}_2$  扩散入根瘤皮层 (Nodule cortex), 固氮酶活性 (Nitrogenase activity) 因缺氧而被抑制 (Vessey and Waterer, 1992)。(2) 氮施肥增加了土壤可利用氮 (Fig. 5a), 并降低了植物氮利用效率 (图 4.1d)。随着土壤中可利用氮的增加, 豆科植物直接从土壤中获取氮所耗费的碳成本 (Carbon cost) 会降低, 甚至低于生物固氮的成本 (Cost of biological  $\text{N}_2$ -fixation) (Fisher et al., 2010)。在土壤中可利用氮充足时, 为了避免更高的能量消耗, 豆科植物可能会改变其养分获取策略: 由以生物固氮为主转向以直接从土壤中吸收氮为主 (Gutschick, 1978, 1981; Lindemann and Glover, 2003; McLellan and Carlberg, 2010)。

各物种氮限制状态对氮施肥的响应因物种而异。具体而言, 7 个非豆科植物 (冻原白蒿 [*Artemisia stracheyi*] [图 4.3a]、弱小火绒草 [*Leontopodium pusillum*] [图 4.3b]、藏西风毛菊 [*Saussurea stoliczkai*] [图 4.3c]、大花嵩草 [*Kobresia macrantha*] [图 4.3d]、中亚早熟禾 [*Poa litwinowiana*] [图 4.3e]、异叶青兰 [*Dracocephalum heterophyllum*] [图 4.3f]、委陵菜 [*Potentilla* spp.] [图 4.3i]) N:P 随施肥水平非线性增加, 在施肥率大于  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  后趋向平稳。这意味着, 这些非豆科植物氮限制状态相似, 且当施肥率大于  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时不再受氮限制。而非豆科垫状植物 (垫状点地梅 [*Androsace tapete*] [图 4.3h]) N:P 随施肥率增加而线性增加, 这意味着垫状点地梅很可能比其他非豆科植物更喜氮 (Nitrophilous)。与非豆科植物不同, 豆科植物 (冰川棘豆 [*Oxytropis glacialis*]) N:P 随施肥率增加未现显著性变化 (图 4.3g); 这与中国北方草甸中甘肃棘豆 (*Oxytropis kansuensis* Bunge.) 对氮施肥的响应相似 (陈凌云 等, 2010)。可能性的解释是高寒生态系统中豆科植物因其生物固氮而不受氮限制 (Yang et al., 2011)。

#### 4.4.2 放牧草原生态系统对氮施肥的响应

就生态系统水平而言，植物 N:P、地上氮库和地上碳库在施肥  $10 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时即开始发生变化，而在此施肥率下，土壤无机氮尚未现显著性变化。这说明，较之于土壤无机氮，植物对氮沉降增加更敏感，更能敏感指示生态系统对氮沉降增加的响应。随着施肥水平的提高，植物 N:P 在施肥  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  后趋向平稳，而在此施肥水平下，其他生物特性（地上氮库和地上碳库）仍在持续增加。这说明，较之于土壤无机氮和其它植物特征，植物 N:P 对氮饱和更敏感，也更能敏感指示生态系统对氮饱和的响应。另外，随着氮施肥水平的提高，氮吸收效率和氮利用效率急剧下降，当氮施肥剂量高于  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时，趋向平稳。同时，当施肥水平为  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时，植物 N 含量达到最大值： $25.3 \pm 2.7 \text{ mg g}^{-1}$ 。施肥水平高于  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时，土壤  $\text{NO}_3^- \text{-N}$  开始积累，可土壤  $\text{NH}_4^+ \text{-N}$  一直未现显著性变化；土壤无机氮的这种响应在科罗拉多草原（Niwot Ridge）多水平氮施肥试验中也得到了印证 (Bowman et al., 2006)。高寒草原生物因子（植物叶氮含量、叶 N:P、氮吸收效率和氮利用效率）对氮施肥的响应结果显示，青藏高原高寒草原氮沉降饱和阈值约是  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。这种生态系统水平氮饱和状态与温带森林的响应非常相似 (Aber et al., 1998; Galloway et al., 2003)。欧亚草原（Eurasian grasslands）氮沉降临界值（Critical threshold）约是  $17.5 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，氮沉降饱和阈值约是  $105 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (Bai et al., 2010)；与此相比，青藏高原高寒草原的氮沉降饱和阈值更低，对氮沉降增加更敏感。

冰芯记录揭示，自 20 世纪中叶以来，青藏高原大气氮湿沉降呈增加趋势 (Hou et al., 2003; Kang et al., 2002a,b; Thompson et al., 2000; Zhao et al., 2011b, 2008; Zheng et al., 2010)。本研究结果显示，高寒生态系统具有持续吸收人为活性氮沉降增加的潜力。当氮沉降增加  $10 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时，植物地上氮库能够吸收  $43.2 \pm 9.7\%$  的增加氮沉降（图 4.1c），同时地上碳库能够增加碳固持  $12.3 \pm 4.6 \text{ kg C kg N}^{-1}$ （图 4.1d）。因此就青藏高原（约 257 万平方千米）整体而言，较低剂量的氮沉降增加（ $10 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ）可促进植物地上碳库至少增加  $31.5 \pm 11.8 \text{ Tg C yr}^{-1}$ （或  $4.4 \pm 1.0 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，图 4.7a），地上氮库至少增加  $1.1 \pm 0.3 \text{ Tg N yr}^{-1}$ （或  $122.5 \pm 45.8 \text{ kg C ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，图 4.7b）。

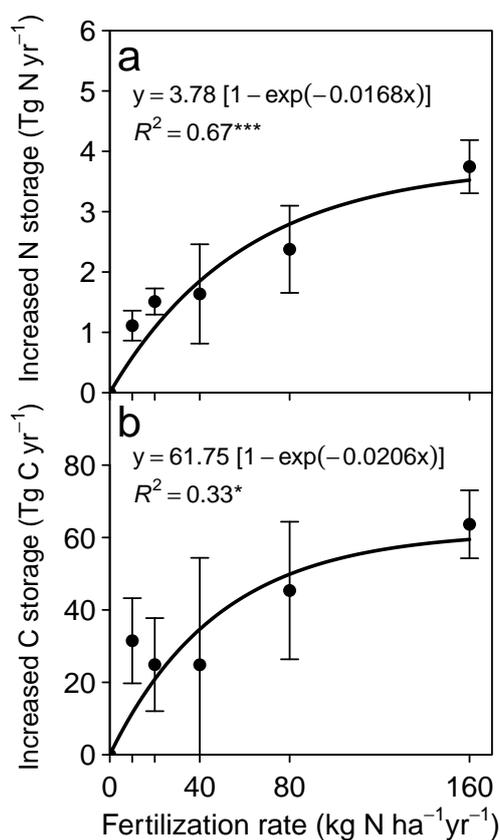


图 4.7: 估算氮沉降增加对青藏高原草地生态系统地上碳氮库影响。简单回归关系法分析各指标与施肥率之间的关系, 显著性符号指示意义说明如下: NS,  $P > 0.05$ ; \*,  $P < 0.05$ ; \*\*,  $P < 0.01$ ; \*\*\*,  $P < 0.001$ 。

Fig 4.7: Estimation of increased N storage and C storage in the aboveground community caused by increased N deposition on the Tibetan Plateau (mean $\pm$ 1 SE). Regression parameters were estimated with N fertilization rate as a continuous predictor. Regression parameters were estimated with N fertilization rate as a continuous predictor. Significant differences are reported as NS,  $P > 0.05$ ; \*,  $P < 0.05$ ; \*\*,  $P < 0.01$ ; \*\*\*,  $P < 0.001$ .

### 4.5 小结

针对青藏高原高寒草原，本研究开展了为期 2 年的多水平氮施肥试验（施肥水平：0、10、20、40、80 和 160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>），用于研究草原植物和土壤的响应。较之于土壤无机氮，植物参数对氮沉降增加更敏感，更敏感指示氮沉降增加所致的生态效应。在当前氮沉降背景下，放牧草原非豆科植物受氮限制，豆科植物则不然。就植物 N:P、氮吸收效率和氮利用效率的响应而言，青藏高原高寒草原氮沉降饱和阈值约是 40 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>。



## 第五章 典型放牧草原土壤养分、群落结构及碳交换对氮施肥的响应

### 摘要

青藏高原高寒生态系统对氮沉降增加敏感，而氮沉降增加对高寒草原的具体影响仍不确定。针对青藏高原高寒草原，本研究开展了为期4年（2010-2013年）的多水平氮施肥试验（施肥水平：0、10、20、40、80和160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>），用于研究草原生态系统结构、功能和碳交换对多水平氮施肥的响应。研究发现：（1）2010至2012年，土壤有机碳、全氮、C:N均未对施肥产生显著性响应。2012至2013年，氮施肥未对植物地上生物量和物种丰度产生显著性影响。至2013年，氮施肥致使地下生物量增加，植物根冠比非线性增加。（2）氮施肥对土壤无机氮含量的影响存在年际变化。施肥第二年、第三年，随施肥水平增加，土壤NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N含量持续积累。至施肥第四年（2012年），随施肥水平增加，土壤NO<sub>t</sub>-N呈非线性增加，在施肥水平大于40 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>后渐趋平稳；当施肥率达到80 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>时，土壤NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N达到23.4±0.9 mg N kg<sup>-1</sup>，之后不再出现显著性增加（施肥水平为160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>时为25.6±0.3 mg N kg<sup>-1</sup>）。这说明，历经3年氮施肥，当施肥水平大于40 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>时，土壤NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N容量开始趋向饱和。（3）施肥10、20、80和160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>致使生态系统呼吸（ER）显著增加，同时，施肥10、80和160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>植物群体光合（GEP）均显著增加。较之于对照，仅有施肥10 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>促进生态系统净CO<sub>2</sub>吸收（NEE），其余施肥水平并未导致NEE产生显著性变化。

**关键词** 生态系统结构，土壤无机氮，CO<sub>2</sub>净交换，高寒草原，青藏高原

### 5.1 引言

目前，地表约有62种元素循环受到了人类活动干扰，其中就包括氮循环 (Sen and Peucker-Ehrenbrink, 2012)。尤其，自20世纪初以来，通过工业活动（Haber-Bosch过程）、固氮植物人工种植和化石燃料燃烧，氮循环受到剧烈干扰 (Canfield et al., 2010; Galloway et al., 2008; McLauchlan et al., 2013)。至21世纪初，人为活性氮输入（N<sub>r</sub>：约210 Tg N yr<sup>-1</sup>）已经致使全球氮循环速率加倍 (Fowler et al., 2013)。仅就中国而言，自

1910年至2010年, 年均净活性氮生产量从 9.2 Tg 增至 56 Tg (Cui et al., 2013)。相应的, 从 1980s 至 2000s, 中国氮沉降增加了  $8 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (Liu et al., 2013c)。事实上, 地球上各种介质已经广泛记录下了人为活性氮沉降增加, 如: 冰芯 (Felix and Elliott, 2013; Hastings et al., 2009)、湖芯 (Holtgrieve et al., 2011; Wolfe et al., 2013)、树轮 (Bukata and Kyser, 2007; Savard et al., 2009) 等。这些记录遍布全球 (Elser, 2011), 包括广袤高寒的青藏高原。冰芯记录揭示, 自 20 世纪中叶以来, 青藏高原大气氮湿沉降呈增加趋势 (Hou et al., 2003; Kang et al., 2002a,b; Thompson et al., 2000; Zhao et al., 2011b, 2008; Zheng et al., 2010)。这个趋势在喜马拉雅山和藏东南的高寒湖泊沉积记录中也得到了印证 (Choudhary et al., 2013; Hu et al., 2014)。

人为活性氮沉降增加引发了一系列的环境问题, 并影响气候变化 (Erismann et al., 2013, 2011; Zaehle et al., 2010a)。鉴于全球陆地生态系统普遍受到氮限制 (LeBauer and Treseder, 2008), 氮沉降增加促进了生态系统净第一性生产力 (net primary productivity) (Thomas et al., 2013)。从 1980s 至 1990s, 每千克氮沉降促进美国森林树木固碳 61 千克, 全球树木固碳增加  $0.31 \text{ g C yr}^{-1}$  (Thomas et al., 2010)。这样的“氮促碳汇”有助于缓解全球变暖 (Shevliakova et al., 2013)。然而, 氮沉降增加同时促进了有机质分解 (Bragazza et al., 2012), 加剧了  $\text{CO}_2$  排放 (Bragazza et al., 2006; Cleveland and Townsend, 2006; Jain et al., 2013)。因此, 人为活性氮沉降增加对陆地生态系统碳平衡的作用仍具很大的不确定性 (Reay et al., 2008; Sutton et al., 2008)。为了减少这种不确定, 大量森林生态系统氮施肥试验被广泛开展, 如: 氮饱和试验 (Nitrogen Saturation Experiments, NITREX) (Wright and Vanbreemen, 1995), 欧洲森林生态系统控制实验 (Experimental Manipulation of Forest Ecosystems in Europe, EXMAN) (Wright and Rasmussen, 1998), 以及中国森林养分添加试验计划 (Nutrient Enrichment Experiments in China's Forests Project, NEECF) (Du et al., 2013)。

尽管大量的氮施肥试验已经开展, 关于生态系统碳平衡的直接证据:  $\text{CO}_2$  净交换 (Net ecosystem exchange, NEE), 却仅有少量氮施肥试验涉及, 且结论不一。Shaver et al. (1998) 在阿拉斯加苔原开展 6-9 年的氮施肥试验, 发现: 氮施肥改善了土壤养分, 促进了植物光合, 可同时也促进了生态系统呼吸; 但是光合固碳总量大于生态系统呼吸, 以致  $\text{CO}_2$  净交换显著增加。内蒙古温带草原 2 年 (2006-2007 年) 氮施肥试验结果表明: 施肥  $100 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  降低了杂草类生物量, 提高了禾草类生物量, 禾草

类的增加继而促进了生态系统总光合；不过，施肥并未对生态系统呼吸造成影响；因此，氮施肥促进了温带草原净碳吸收（较之于对照，2006年和2007年，氮施肥致使NEE分别增加22.7%和22.5%）(Xia et al., 2009)。Niu et al. (2010) 报道，内蒙温带草原4年（2005-2008年）氮施肥试验（施肥率： $100 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ）结果表明：施肥第一年（2005年）和第二年（2006年）分别致使生态系统 $\text{CO}_2$ 净交换提升了60%和21%，但是在第三年（2007年）和第四年（2008年）时，较之于对照，施肥并未导致生态系统 $\text{CO}_2$ 净交换发生显著变化。较之于对照，施肥样地NEE前两年增加，后两年不变，这是因为后两年时氮施肥已经改变了植物群落组成；氮施肥逐渐增加了植株较高的物种（克氏针茅[*Stipa krylovii*]）盖度，这些植株立枯凋落物逐渐累积，对低层植物（冷蒿[*Artemisia frigida*]）具有遮光作用，限制了低层植物的光合作用，继而限制了生态系统总光合(Niu et al., 2010)。

在加拿大冰原沼泽，5年（2000-2005年）氮施肥试验结果表明：较之于对照，施肥 $60 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 短期内（小于5年）并未对生态系统 $\text{CO}_2$ 净交换产生显著性影响，而在第5年时却显著降低了生态系统 $\text{CO}_2$ 净交换；这是因为，在试验第5年时，施肥 $60 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 样地中藓类植物几乎全部消失，物种组成的改变对生态系统呼吸没有影响，却显著降低了生态系统总光合，以致NEE降低(Bubier et al., 2007)。在美国加利福尼亚草原，氮施肥降低了土壤湿度，并促进了植物叶片衰老，并未增加生态系统碳固持(Harpole et al., 2007)。在芬兰北方沼泽，短期（1996-1998年）氮施肥对植被和生态系统净碳交换并未产生显著性影响，其机理机制仍待长期观察(Saarnio et al., 2003)。Kim and Henry (2013) 在加拿大“退耕还草”草原开展了5年（2006-2010年）的氮施肥试验，研究发现：施肥 $60 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 促进了植物生长，却未对生态系统呼吸和 $\text{CO}_2$ 净交换均未产生显著影响；这意味着植物和土壤对氮施肥的响应可能是有分异的。

目前，在青藏高原，针对氮施肥对生态系统 $\text{CO}_2$ 交换影响的研究仍不多见。Fang et al. (2012) 于青藏高原东北缘海北高寒草甸自2007年开始开展氮施肥试验，施肥水平： $10$ 、 $20$ 和 $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，施肥形态包括： $\text{NH}_4\text{Cl}$ 、 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 和 $\text{KNO}_3$ ，研究发现：氮施肥提升了土壤无机氮含量，促进了植物生长，继而促进了生态系统 $\text{CO}_2$ 排放；较之于土壤 $\text{NO}_3^- \text{-N}$ ，土壤 $\text{NH}_4^+ \text{-N}$ 对草甸 $\text{CO}_2$ 排放的影响更显著；同时，低剂量氮施肥还抑制了草甸生态系统 $\text{CH}_4$ 吸收(Fang et al., 2014)。Jiang et al. (2010) 分析了海北高寒草甸生态系统温室气体（ $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$ 和 $\text{N}_2\text{O}$ ）对氮施肥（ $20 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ）的响应，

发现：连续两年施肥并未对生长季  $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$  和  $\text{N}_2\text{O}$  造成显著性影响，不过，就部分观测日期而言，氮施肥促进了  $\text{N}_2\text{O}$  排放，抑制了  $\text{CH}_4$  吸收，降低了  $\text{CO}_2$  排放；同时，较之于  $\text{CO}_2$  和  $\text{N}_2\text{O}$  排放， $\text{CH}_4$  吸收对模拟氮沉降增加更敏感。氮沉降增加对生态系统碳平衡的影响，不仅包括生态系统呼吸、 $\text{CH}_4$  吸收等，还包括生态系统光合作用；不过，目前，尚未见到青藏高原高寒草地生态系统净碳交换对氮施肥响应的相关报道。

本研究在青藏高原腹地典型放牧草原设置了一个多水平氮施肥试验（水平共计 6 个：0、10、20、40、80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ），历时 4 年。本研究旨在：（1）研究放牧草原土壤养分、群落结构对多水平氮施肥的响应。（2）阐明多水平氮施肥对生态系统  $\text{CO}_2$  净交换特征的影响。

## 5.2 材料与方法

### 5.2.1 研究地点

研究地点位于中国科学院纳木错多圈层综合观测研究站（ $30^\circ 47' \text{N}$ ， $90^\circ 58' \text{E}$ ，海拔 4730 米，以下简称：纳木错站）。纳木错站地处青藏高原腹地，年均气温  $-0.6^\circ \text{C}$ ，月均温二月份最低（ $-10^\circ \text{C}$ ），七月份最高（ $9.2^\circ \text{C}$ ）；年降水量 414.6 毫米，七月至十月的降水量约占全年的 92.7%（张拥军等, 2011）。纳木错高寒草原主要物种为：大花嵩草（*Kobresia macrantha*）、紫花针茅、垫状点地梅（*Androsace tapete*）和弱小火绒草（*Leontopodium pusillum*）等。

### 5.2.2 实验设计

2010 年 5 月，在纳木错放牧草原随机选取三个均值样地，间距 5 至 10 米；每个样地上设置 6 个子样地（每个约 13 平方米），呈环形分布，沿顺时针方向依次设置 6 个施肥处理：0、10、20、40、80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ （实验设计图见第四章实验设计部分，图 1.5）；共计 18 个子样地；其中，处理  $0 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  为对照。

鉴于纳木错氮素湿沉降集中于夏半年，本研究于生长季（5 月至 9 月）每月月初施肥。施肥时，采用的  $\text{NH}_4\text{NO}_3$  溶液喷施，对照样地仅施等量水；施肥后，再喷施少量水以润洗植物叶片表面滞留的肥料。总水量约等于 2 毫米降水量。具体施肥时期为 2010、2011、2012 和 2013 年生长季。

### 5.2.3 采样与分析

2010-2012 年生长季（5 月至 9 月）每月初，在施肥之前，采集各样地土壤样品。土钻法采集，三钻（内径 5 cm，土壤深度 10 cm）混合成 1 个土壤样品。所采土壤样品置于自封袋中，冷冻保存。分析前，解冻土壤样品，2 mm 过筛。土壤鲜样采用 0.05 M  $K_2SO_4$  抽提（水土比，4:1），浸提液采用连续流动分析仪（Auto Analyzer 3, Bran Luebbe, Germany）测定  $NH_4^+-N$  和  $NO_3^- -N$ 。

2012-2013 年 8 月中旬，进行植物调查和植物采样。植物调查和采样时，采用的是 1 m×1 m 样方，调查各样方物种数并采集植物地上部分。植物样品置于纸质信封中，自然风干。同时，采集 0–10 cm 土壤样品，围栏内外各 3 个重复。分析前，土壤解冻，过 2 毫米筛。将植物和土壤样品置于 75°C 烘箱中 48 小时，再采用混合球磨仪（MM400, Retsh）磨成粉末（粒径约为 5 微米）。将粉末放入锡杯包样（植物：2 毫克，土壤：20 毫克），然后采用 MAT253 稳定同位素质谱仪（Finnigan MAT GmbH, Germany）分析样品氮含量和碳含量。土壤有机碳（Soil organic carbon, SOC）采用重铬酸钾氧化法（Potassium dichromate oxidation titration）测定。

2013 年 8 月中旬，进行植物地下生物量调查，各样地分别布置 1 个 30 cm×30 cm 的样方，挖坑采集地下生物量（30 cm 深）。将根系装入 1 mm 尼龙网袋洗净，晾干。所有植物样品置于 75°C 烘箱 48 小时烘干。

2010 年，于各试验样方分别安装钢制底座（50 cm×50 cm，高 10 cm）；底座露出地面高度约 5 cm。2012 年生长季（5 月 1 日至 9 月 30 日），采用 LI-840 测定围栏内外生态系统  $CO_2$  交换。每天北京时间 10:00 和 12:00（UTC/GMT +8）间测定，频次：每周一次。具体测定及 NEE、ER 和 GEP 的计算方法见第三章方法部分。

### 5.2.4 统计分析

本章所有图表数据采用均值±1 倍标准误（mean±1 standard error）表示。采用单因素方差分析法（one-way ANOVA）分析各年份施肥处理对土壤有机碳、土壤全氮、土壤 pH 和植物叶氮含量的影响。采用方差分析法分析施肥处理、样地、采样时间，及样地与采样时间交互作用对土壤无机氮、NEE、ER 和 GEP 的影响。进行方差分析之前，采用 R “lawstat” 包中的 “levene.test” 函数进行方差同质性检验 (Hui et al., 2008)。

进行方差分析之后，采用邓肯新复极差检验法（Duncan's new multiple range test）进行多重比较，以分析不同处理间各指标的差异。进行多重比较时，将样地、采样时间及其交互作用作为随机因子。采用简单回归分析法（Simple regression models）分析叶氮含量和施肥率之间的关系。所有的统计分析和统计图均采用 R2.15.2 完成 (R Core Team, 2013. URL <http://www.R-project.org/>)。

## 5.3 结果

### 5.3.1 土壤有机碳、全氮、C:N 和 pH

2010 至 2012 年，土壤有机碳、全氮、C:N 均未对施肥产生显著性响应（图 5.1abc）。2011 年，N 施肥降低了土壤 pH；而在 2010 年和 2012 年时，N 施肥并未对土壤 pH 产生显著性影响（图 5.1d）。

### 5.3.2 土壤 $\text{NO}_3^-$ -N 和 $\text{NH}_4^+$ -N

2010 至 2012 年，各施肥水平土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 季节性变化如图 5.2a 所示；土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 季节均值对多水平氮施肥的响应如图 5.2c 所示。沿施肥水平：0、10、20、40、80 和 160  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，2010 年，土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 季节平均值分别为  $13.0 \pm 1.8$ 、 $13.2 \pm 1.9$ 、 $12.0 \pm 1.5$ 、 $13.6 \pm 1.8$ 、 $19.1 \pm 2.9$  和  $27.0 \pm 4.0 \text{ mg N kg}^{-1}$ （图 5.2c）；2011 年，土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 季节平均值分别为  $7.9 \pm 0.7$ 、 $8.1 \pm 1.0$ 、 $8.7 \pm 1.1$ 、 $9.9 \pm 0.8$ 、 $11.0 \pm 0.8$  和  $14.8 \pm 1.3 \text{ mg N kg}^{-1}$ （图 5.2c）；2012 年，土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 季节平均值分别为  $9.3 \pm 0.7$ 、 $10.7 \pm 1.4$ 、 $12.8 \pm 1.2$ 、 $17.3 \pm 1.0$ 、 $23.4 \pm 0.9$  和  $25.6 \pm 0.3 \text{ mg N kg}^{-1}$ （图 5.2c）。

2010 年 5 月初，施肥之前，各样地土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 比较均一（图 5.2a）。第一次施肥之后，较之于对照，施肥 80 和 160  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  样地 6 月份  $\text{NO}_3^-$ -N 急剧上升，在 7、8、9 月份逐渐下降，不过，一直高于对照（图 5.2c）。2011 年，各施肥水平土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 季节变化较平缓，不过，随施肥率增加，土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 季节平均值显著线性增加，最高值为  $14.8 \pm 1.3 \text{ mg N kg}^{-1}$ （图 5.2c）。2012 年，各施肥水平土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 季节变化不明显，随施肥率增加，土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 显著非线性增加，当施肥率大于 40  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时趋于平缓，最大值为： $25.6 \pm 0.3 \text{ mg N kg}^{-1}$ （图 5.2c）。

2010 至 2012 年，各施肥水平土壤  $\text{NH}_4^+$ -N 季节性变化如图 5.2b 所示；土壤  $\text{NH}_4^+$ -N 季节均值对多水平氮施肥的响应如图 5.2d 所示。沿施肥水平：0、10、20、40、80

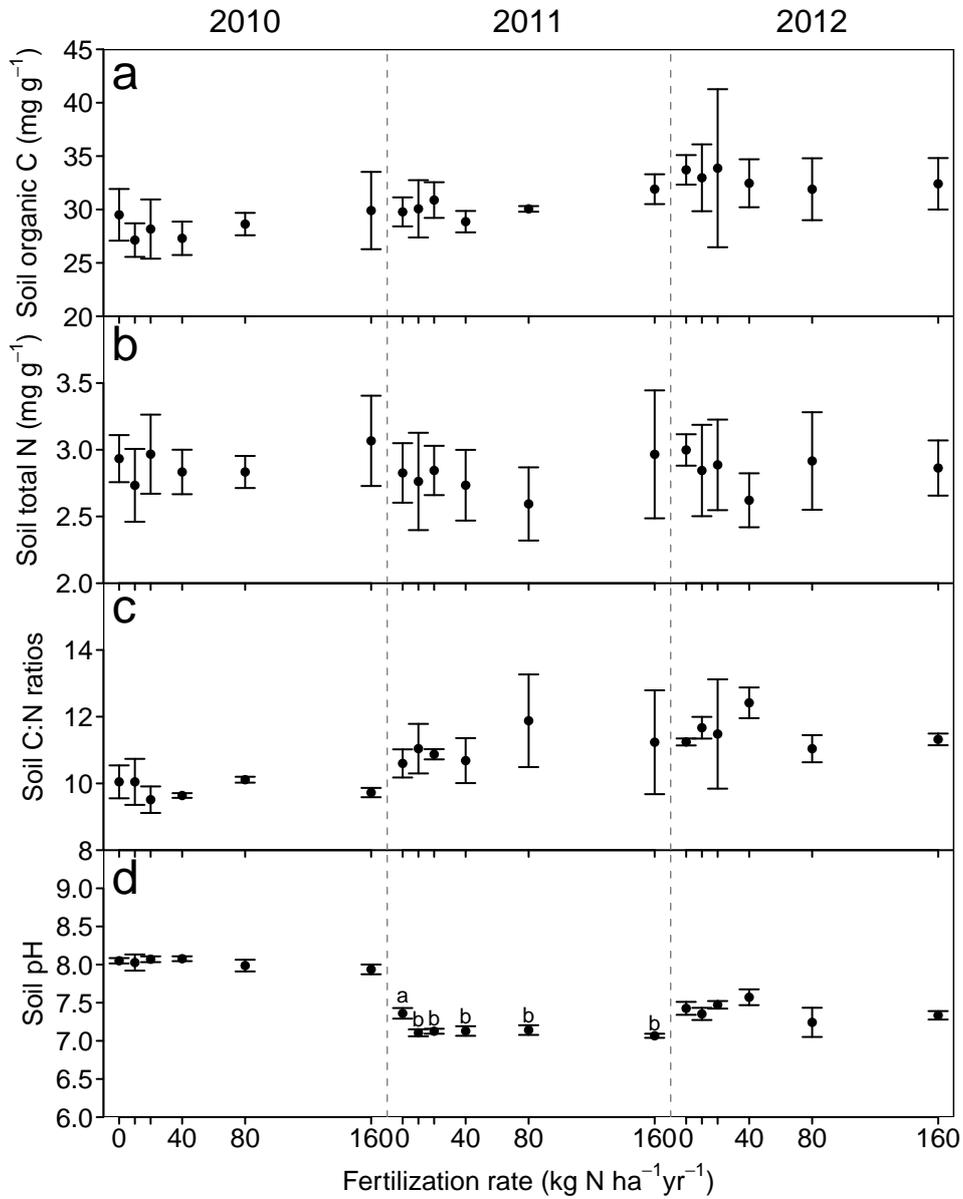


图 5.1: 纳木错高寒草原土壤有机碳、全氮、C:N 和 pH 对多水平氮施肥的响应 (2010-2012)。相同的字母代表邓肯新复极差检验法多重比较结果不显著 ( $P>0.05$ )。简单回归关系法分析各指标与施肥率之间的关系, 显著性符号指示意义说明如下: NS,  $P>0.05$ ; \*,  $P<0.05$ ; \*\*,  $P<0.01$ ; \*\*\*,  $P<0.001$ 。

Fig 5.1: Responses of soil organic carbon (a), soil total N (b), soil C:N ratios (c) and soil pH (d) to fertilization rates in 2010-2012 (means±one standard error). Bars with the same letter were not significantly different ( $P>0.05$ ) by Duncan's multiple-range test.

和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，2010 年，土壤  $\text{NH}_4^+\text{-N}$  季节平均值分别为  $2.4\pm 0.2$ 、 $3.1\pm 0.3$ 、 $2.8\pm 0.3$ 、 $2.6\pm 0.1$ 、 $2.8\pm 0.2$  和  $4.7\pm 0.5 \text{ mg N kg}^{-1}$ （图 5.2d）；2011 年，土壤  $\text{NH}_4^+\text{-N}$  季节平均值分别为  $1.5\pm 0.2$ 、 $1.7\pm 0.2$ 、 $1.4\pm 0.2$ 、 $1.9\pm 0.3$ 、 $2.4\pm 0.3$  和  $1.9\pm 0.4 \text{ mg N kg}^{-1}$ （图 5.2d）；2012 年，土壤  $\text{NH}_4^+\text{-N}$  季节平均值分别为  $1.6\pm 0.2$ 、 $2.0\pm 0.3$ 、 $1.6\pm 0.2$ 、 $2.5\pm 0.6$ 、 $1.6\pm 0.2$  和  $2.5\pm 0.4 \text{ mg N kg}^{-1}$ （图 5.2d）。

2010 年 5 月初，施肥之前，各样地土壤  $\text{NH}_4^+\text{-N}$  稍有异质性，不过，至 2011 年 5 月，各水平  $\text{NH}_4^+\text{-N}$  趋于均一。随施肥水平增加，土壤  $\text{NO}_3^-\text{-N}$  变化规律不明显（图 5.2b）。就季节均值而言，仅施肥  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  样地土壤  $\text{NH}_4^+\text{-N}$  显著高于对照，其他各水平土壤  $\text{NH}_4^+\text{-N}$  未现规律显著差异（图 5.2d）。

土壤  $\text{NO}_3^-\text{-N}/\text{NH}_4^+\text{-N}$  季节平均值对多水平氮施肥的响应如图 5.3 所示。沿施肥水平：0、10、20、40、80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，2010 年，土壤  $\text{NO}_3^-\text{-N}/\text{NH}_4^+\text{-N}$  季节平均值分别为  $5.5\pm 0.8$ 、 $5.2\pm 0.9$ 、 $4.6\pm 0.6$ 、 $5.3\pm 0.7$ 、 $7.2\pm 1.1$  和  $6.9\pm 1.5$ （图 5.3a）；2011 年，土壤  $\text{NO}_3^-\text{-N}/\text{NH}_4^+\text{-N}$  季节平均值分别为  $6.3\pm 1.2$ 、 $7.2\pm 2.1$ 、 $7.4\pm 1.5$ 、 $7.2\pm 1.6$ 、 $7.0\pm 1.8$  和  $11.2\pm 2.8$ （图 5.3b）；2012 年，土壤  $\text{NO}_3^-\text{-N}/\text{NH}_4^+\text{-N}$  季节平均值分别为  $8.4\pm 1.5$ 、 $6.7\pm 1.0$ 、 $11.9\pm 2.1$ 、 $12.2\pm 2.0$ 、 $20.9\pm 3.7$  和  $17.1\pm 4.3$ （图 5.3c）。

2010 年，各施肥水平  $\text{NO}_3^-\text{-N}/\text{NH}_4^+\text{-N}$  季节平均值未现规律性显著变化；2011 年，施肥  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  样地土壤  $\text{NO}_3^-\text{-N}/\text{NH}_4^+\text{-N}$  季节平均值显著高于其他施肥水平；2012 年时，沿施肥水平增加，土壤  $\text{NO}_3^-\text{-N}/\text{NH}_4^+\text{-N}$  季节平均值非线性显著增加，至  $80 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时达到最大值，之后趋向平稳（图 5.3）。

### 5.3.3 植物地上生物量、地下生物量和物种丰度

2012 年和 2013 年对照组地上生物量分别为： $21.2\pm 3.1$  和  $44.2\pm 15.2$ ，沿施肥水平：0、10、20、40、80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，植物地上生物量均未呈现显著性变化（图 5.4）。2013 年，沿施肥水平：0、10、20、40、80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，植物地下生物量显著增加，分别为： $522.5\pm 160.8$ 、 $466.7\pm 143.7$ 、 $503.2\pm 187.1$ 、 $721.1\pm 167.1$ 、 $635.0\pm 152.7$  和  $995.2\pm 379.8$ ，不过异质性较大（图 5.5a）。2013 年，沿施肥水平：0、10、20、40、80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，植物根冠比显著非线性增加，分别为： $12.0\pm 1.5$ 、 $10.8\pm 1.7$ 、 $14.6\pm 3.5$ 、 $14.6\pm 2.0$ 、 $24.8\pm 3.0$  和  $20.6\pm 4.0$ ，在施肥  $80 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时达到最大值（图 5.5b）。2012 年和 2013 年对照组物种丰度分别为： $12.0\pm 1.7$  和  $14.0\pm 1.0$ ，

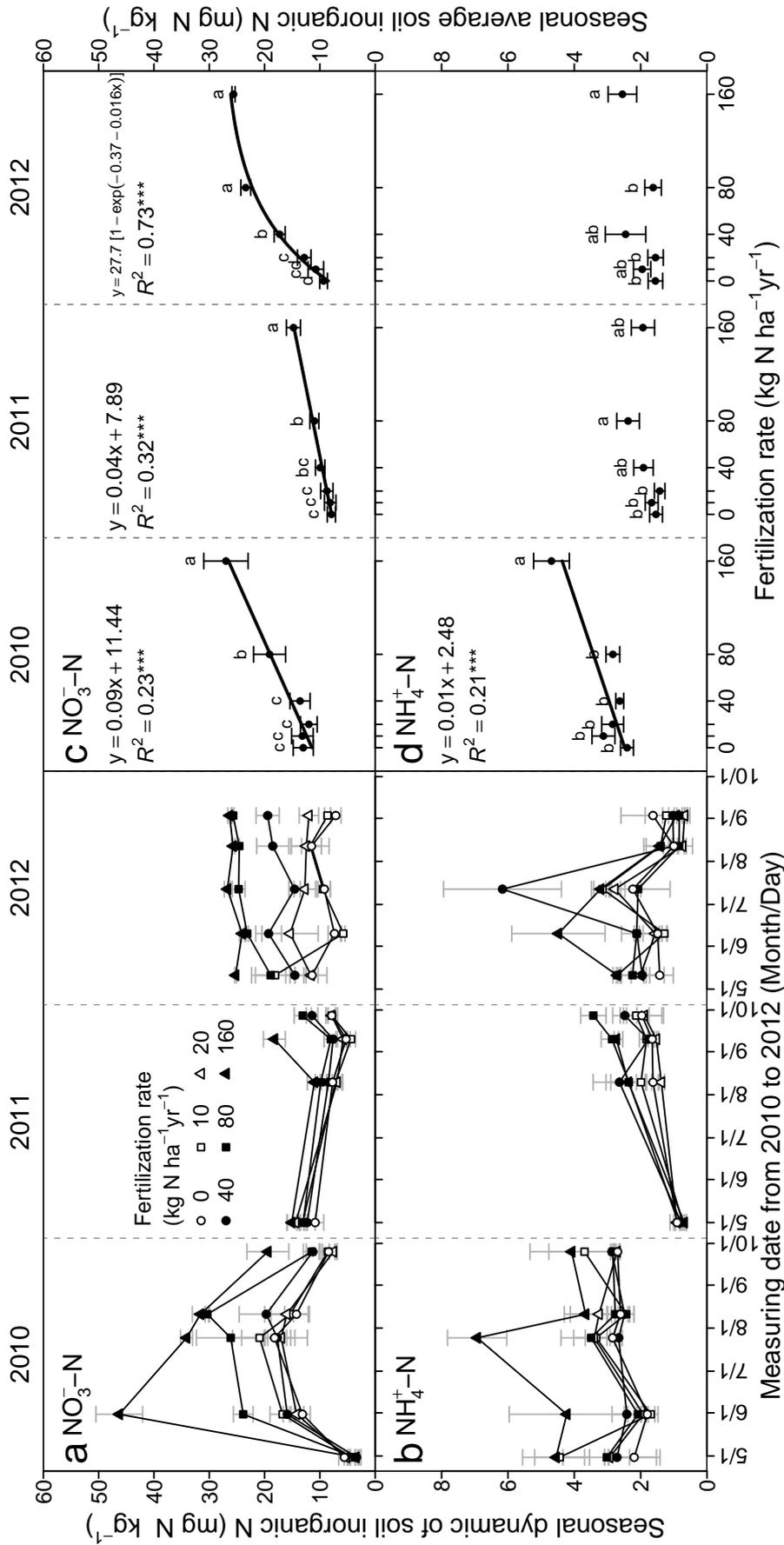


图 5.2: 纳木错高寒草原土壤铵态氮和硝态氮对多水平氮施肥的响应 (2010-2012)。简单回归关系法分析各指标与施肥率之间的关系, 显著性符号指示意义说明如下: NS,  $P > 0.05$ ; \*,  $P < 0.05$ ; \*\*,  $P < 0.01$ ; \*\*\*,  $P < 0.001$ 。

Fig 5.2: Response of seasonal dynamic and average soil inorganic N to increased N deposition on the Tibetan Plateau in 2010-2012 (mean  $\pm$  1 SE). Regression parameters were estimated with N fertilization rate as a continuous predictor. Regression parameters were estimated with N fertilization rate as a continuous predictor. Significant differences are reported as NS,  $P > 0.05$ ; \*,  $P < 0.05$ ; \*\*,  $P < 0.01$ ; \*\*\*,  $P < 0.001$ .

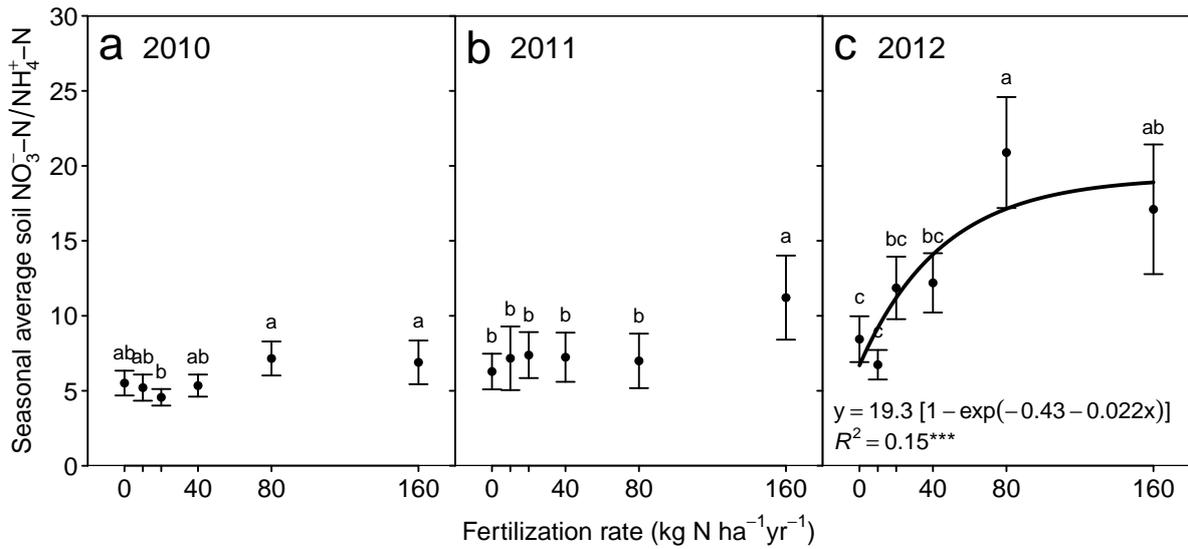


图 5.3: 纳木错高寒草原土壤 $\text{NO}_3^-$ -N/ $\text{NH}_4^+$ -N 季节平均值对多水平氮施肥的响应 (2010-2012)。相同的字母代表邓肯新复极差检验法多重比较结果不显著 ( $P>0.05$ )。简单回归关系法分析各指标与施肥率之间的关系, 显著性符号指示意义说明如下: NS,  $P>0.05$ ; \*,  $P<0.05$ ; \*\*,  $P<0.01$ ; \*\*\*,  $P<0.001$ 。

Fig 5.3: Response of seasonal average soil  $\text{NO}_3^-$ -N/ $\text{NH}_4^+$ -N to increased N deposition on the Tibetan Plateau (mean $\pm$ 1 SE). Bars with the same letter were not significantly different ( $P>0.05$ ) by Duncan's multiple-range test. Regression parameters were estimated with N fertilization rate as a continuous predictor. Significant differences are reported as NS,  $P>0.05$ ; \*,  $P<0.05$ ; \*\*,  $P<0.01$ ; \*\*\*,  $P<0.001$ .

施肥未导致物种丰度显著变化 (图 5.4)。

### 5.3.4 氮施肥对 NEE、ER和 GEP 的影响

2012 年, 对照组 NEE、ER、GEP 分别为:  $-0.40 \pm 0.23$ ,  $1.89 \pm 0.13$  和  $2.29 \pm 0.27$   $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ 。沿施肥水平: 较之于对照, N 施肥 10、20、80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  致使生态系统呼吸 (ER) 显著增加 (图 5.6be), 同时, 施肥 10、80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  植物群体光合 (GEP) 均显著增加 (图 5.6cf)。较之于对照, 仅有施肥  $10 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  促进生态系统净  $\text{CO}_2$  吸收 (NEE), 其余施肥水平并未导致 NEE 产生显著性变化 (图 5.6ad)。

## 5.4 讨论

### 5.4.1 放牧草原土壤无机氮对多水平氮施肥的响应

2010年, 施肥之前, 沿施肥水平: 0、10、20、40、80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ , 土壤  $\text{NO}_3^- \text{-N}$  含量分别为:  $5.6 \pm 1.0$ 、 $4.3 \pm 0.8$ 、 $5.2 \pm 0.4$ 、 $3.4 \pm 0.3$ 、 $3.7 \pm 0.9$  和  $3.5 \pm 0.9$   $\text{mg N kg}^{-1}$ , 土壤  $\text{NH}_4^+ \text{-N}$  含量分别为:  $2.2 \pm 0.8$ 、 $4.4 \pm 0.8$ 、 $2.9 \pm 1.4$ 、 $2.7 \pm 0.4$ 、 $3.0 \pm 0.1$  和  $4.6 \pm 1.0$   $\text{mg N kg}^{-1}$ ,

2011 年 5 月初施肥一次 (0、10、20、40、80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  样地分别施 0、0.1、0.2、0.4、0.8、1.6 和  $3.2 \text{ g m}^{-2}$ ), 一个月之后, 沿施肥水平: 0、10、20、40、80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ , 土壤  $\text{NO}_3^- \text{-N}$  分别为:  $13.2 \pm 1.4$ 、 $16.7 \pm 2.3$ 、 $14.2 \pm 1.3$ 、 $15.9 \pm 0.7$ 、 **$23.9 \pm 1.8$** 和  **$46.3 \pm 4.2$**   $\text{mg N kg}^{-1}$ , 土壤  $\text{NH}_4^+ \text{-N}$  含量分别为:  $1.8 \pm 0.3$ 、 $1.7 \pm 0.1$ 、 $1.9 \pm 0.1$ 、 $2.4 \pm 0.4$ 、 $2.1 \pm 0.3$  和  **$4.2 \pm 1.7$**   $\text{mg N kg}^{-1}$ ,

就土壤  $\text{NO}_3^- \text{-N}$  来说, 2010 年初次施肥一个月后, 较高施肥水平样地 (80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ) 土壤  $\text{NO}_3^- \text{-N}$  急剧升高; 其中,  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  样地土壤  $\text{NO}_3^- \text{-N}$  是 2010-2013 年间所有样地最高值。就土壤  $\text{NH}_4^+ \text{-N}$  而言, 初次施肥一个月后,  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  样地土壤  $\text{NH}_4^+ \text{-N}$  急剧升高, 在之后 2010 年整个生长季一直相对较高。初次施肥后, 高施肥水平土壤  $\text{NO}_3^- \text{-N}$  急剧升高, 可能与激发效应 (Priming effect) 有关。土壤激发效应是指“由各种有机物质添加等处理所引起的土壤有机质周转强烈的短期改变” (Kuzyakov et al., 2000; 孙悦等, 2014)。在氮限制的环境中, 氮沉降增加能

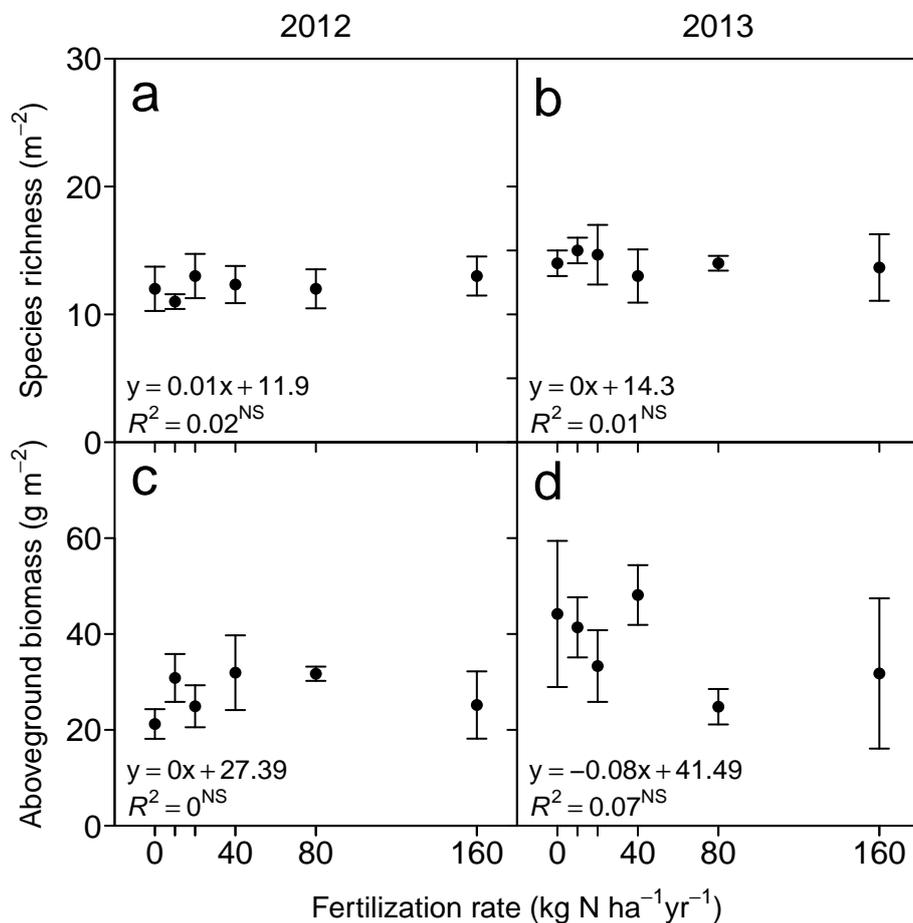


图 5.4: 纳木错高寒草原植物物种丰度和地上生物量对多水平氮施肥的响应 (2012-2013)。相同的字母代表邓肯新复极差检验法多重比较结果不显著 ( $P>0.05$ )。简单回归关系法分析各指标与施肥率之间的关系, 显著性符号指示意义说明如下: NS,  $P>0.05$ ; \*,  $P<0.05$ ; \*\*,  $P<0.01$ ; \*\*\*,  $P<0.001$ 。

Fig 5.4: Responses of species richness and aboveground biomass to fertilization rates in 2011-2013 (means±one standard error). Bars with the same letter were not significantly different ( $P>0.05$ ) by Duncan's multiple-range test. Regression parameters were estimated with N fertilization rate as a continuous predictor. Significant differences are reported as NS,  $P>0.05$ ; \*,  $P<0.05$ ; \*\*,  $P<0.01$ ; \*\*\*,  $P<0.001$ .

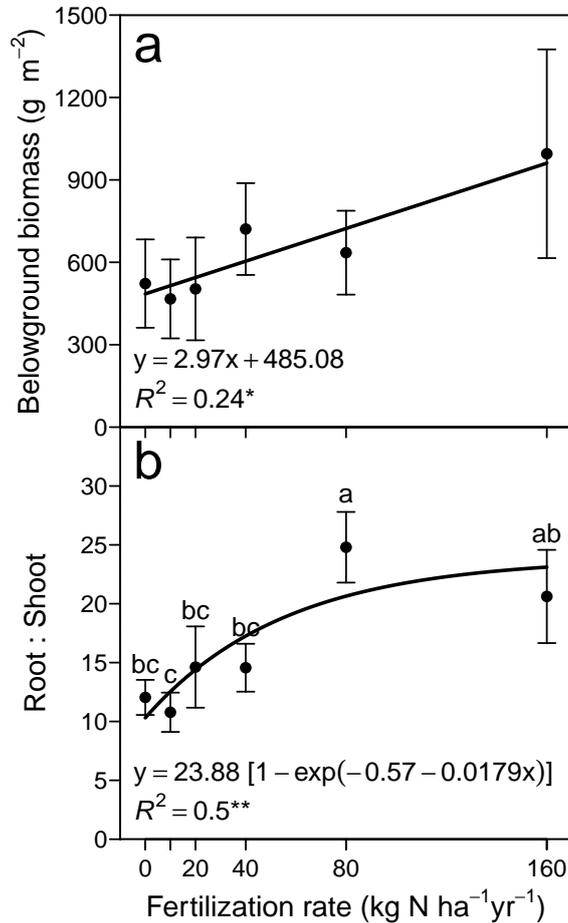


图 5.5: 纳木错高寒草原地下生物量和根冠比对多水平氮施肥的响应 (2013)。相同的字母代表邓肯新复极差检验法多重比较结果不显著 ( $P>0.05$ )。简单回归关系法分析各指标与施肥率之间的关系, 显著性符号指示意义说明如下: NS,  $P>0.05$ ; \*,  $P<0.05$ ; \*\*,  $P<0.01$ ; \*\*\*,  $P<0.001$ 。

Fig 5.5: Responses of belowground biomass and root:shoot ratio to fertilization rates in August 2013 (means±one standard error). Bars with the same letter were not significantly different ( $P>0.05$ ) by Duncan's multiple-range test. Regression parameters were estimated with N fertilization rate as a continuous predictor. Significant differences are reported as NS,  $P>0.05$ ; \*,  $P<0.05$ ; \*\*,  $P<0.01$ ; \*\*\*,  $P<0.001$ .

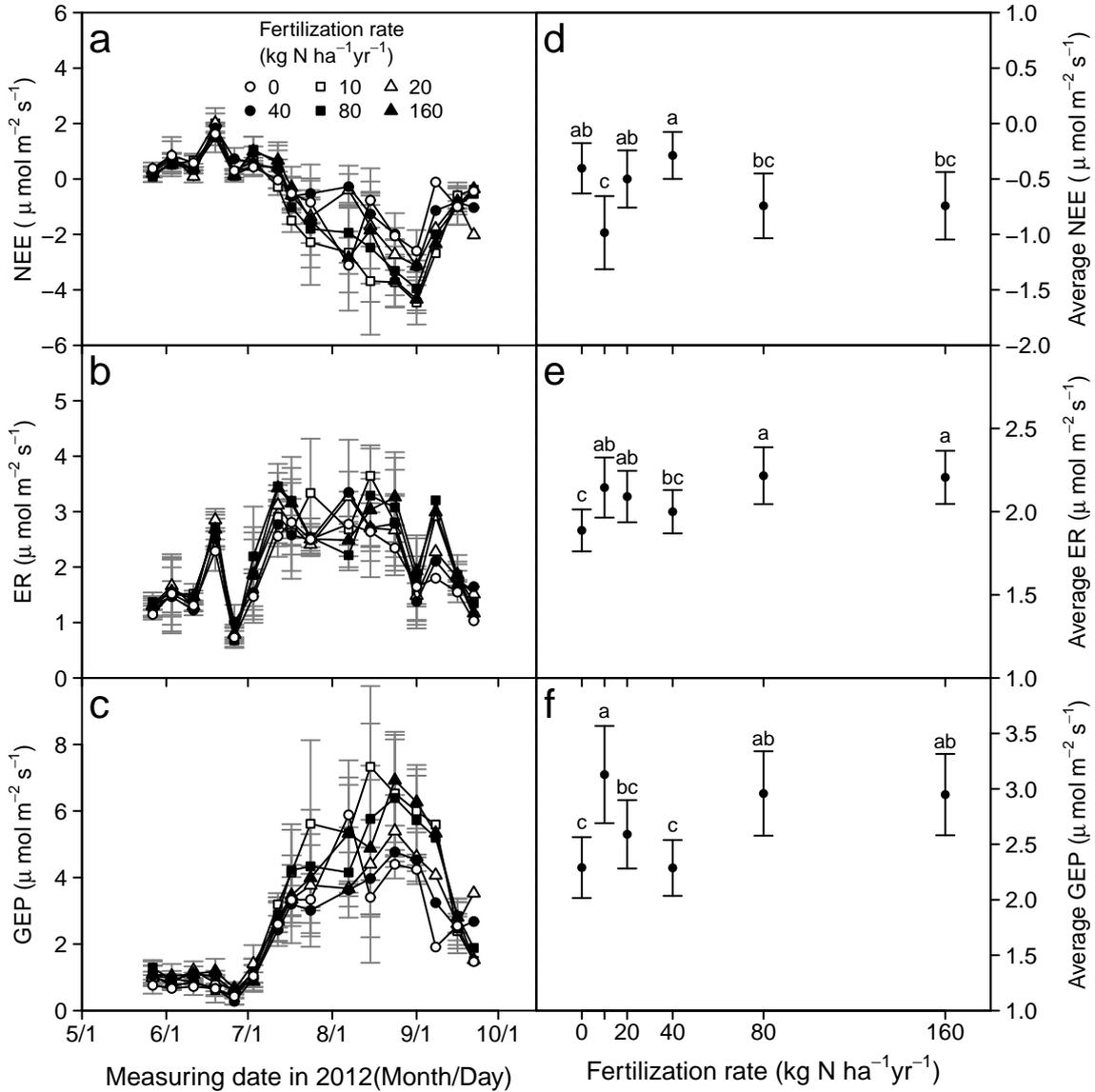


图 5.6: 纳木错高寒草原 NEE、ER 和 GEP 对多水平氮施肥的响应 (2012)。相同的字母代表邓肯新复极差检验法多重比较结果不显著 ( $P>0.05$ )。简单回归关系法分析各指标与施肥率之间的关系, 显著性符号指示意义说明如下: NS,  $P>0.05$ ; \*,  $P<0.05$ ; \*\*,  $P<0.01$ ; \*\*\*,  $P<0.001$ 。

Fig 5.6: Responses of NEE, ER and GEP to fertilization rates in 2012 (means±one standard error). Bars with the same letter were not significantly different ( $P>0.05$ ) by Duncan's multiple-range test.

够改善植物和微生物的养分状况，致使有机质分解加快，增加根际激发效应（Positive rhizosphere priming effect）（孙悦等, 2014）。

与 2010 年相比，在 2011 年，各施肥水平  $\text{NO}_3^-$ -N 和  $\text{NH}_4^+$ -N 季节变化幅度相对较小；这说明，激发效应减弱，土壤养分环境渐趋平稳。随施肥水平增加，土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 线性增加；这说明，土壤持续积累  $\text{NO}_3^-$ -N，而且，即使施肥率高达  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，两个生长季的施肥仍未致使土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 达到最大值。

在 2010 至 2012 年，共 3 个生长季中，2012 年各施肥水平  $\text{NO}_3^-$ -N 和  $\text{NH}_4^+$ -N 季节变化幅度是最小的。随施肥水平增加，土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 呈非线性增加，在施肥水平大于  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  后渐趋平稳；当施肥率达到  $80 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时，土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 达到  $23.4 \pm 0.9 \text{ mg N kg}^{-1}$ ，之后不再出现显著性增加（施肥水平为  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时为  $25.6 \pm 0.3 \text{ mg N kg}^{-1}$ ）（图 5.2c）。这说明，历经 3 年氮施肥，当施肥水平大于  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时，土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 达到最大值；纳木错高寒草原土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 最高容纳能力约为  $25.6 \pm 0.3 \text{ mg N kg}^{-1}$ ，可溶性无机氮最高容量可能为： $28.2 \pm 0.4 \text{ mg N kg}^{-1}$ 。尽管 2010 年和 2012 年生长季持续施肥，土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 持续积累，却始终低于初次施肥一个月后的土壤  $\text{NO}_3^-$ -N。

土壤可利用氮的主导形态与土壤湿度密切相关（详见第三章讨论部分），在相对湿润的环境中，土壤可利用氮以  $\text{NH}_4^+$  为主，而在相对干旱环境中，土壤可利用氮以  $\text{NO}_3^-$  为主。本研究探讨了土壤  $\text{NH}_4^+$  和  $\text{NO}_3^-$  对氮施肥的响应，以后需要继续更为全面的研究氮施肥对其他环境因子的影响，如：土壤温度、土壤湿度等。土壤  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  与植物-土壤相互作用息息相关，比如：植物氮吸收偏好。在非洲草地生态系统中，干旱环境中的植物偏好硝态氮，而湿润环境中的植物偏好铵态氮（Wang and Macko, 2011a）。协同考虑氮施肥对土壤养分、土壤温湿度等因子的影响，有助于深入理解植物-土壤相互作用对活性氮输入增加的响应机制。

#### 5.4.2 放牧草原植物物种多样性和生物生产力对多水平氮施肥的响应

一系列的氮施肥试验结果表明，模拟氮沉降增加能够降低植物物种多样性（Bobbink et al., 2010; Clark and Tilman, 2008; De Schrijver et al., 2011; Stevens et al., 2004; Suding et al., 2005）。这种现象在中国内蒙古温带草原也得到了印证，Niu et al. (2010) 发现施肥第三年便造成了群落组成改变。本研究的氮施肥试验是在放牧条件下展开的，

而放牧有可能减缓施肥对植物群落组成的影响。杨中领 (2011) 在青藏高原东缘玛曲草甸开展了多水平氮施肥试验, 研究发现, 放牧施肥样地的物种减少速度显著低于围封施肥样地的物种减少速度, 放牧未曾改变施肥减少物种丰度的效应, 却减缓了该施肥效应。基于禁牧条件下的氮施肥致使中间竞争从以地下竞争为主逐渐转变为地上竞争, 而基于放牧条件下的氮施肥则不然, 种间地上竞争并未显著增加, 而种间地下竞争持续增加 (杨中领, 2011)。本研究中, 试验第三年、第四年时, 施肥仍未导致物种丰度发生变化, 这可能与放牧对施肥效应的减缓有关。

一般而言, 在氮限制的环境中, 土壤可利用氮增加, 有利于促进植物生长, 同时增加地上生物量和地下生物量。如果植物氮限制得到缓解, 其根冠比可能会下降; 因为植物不再需要将更多的生物量分配到地下去获取限制性养分, 却可以将更多的生物量分配到地上去固定更多的  $\text{CO}_2$ 。在纳木错放牧草原, 氮施肥致使地下生物量增加, 而植物地上生物量却未现显著性变化。这有两种可能性的解释: 一、氮施肥促进了植物地下部分生长, 但植物由于受其他因子限制, 并未将更多的生物量分配至地上, 以致植物根冠比增加。二、氮施肥同时促进了植物地上地下部分生长, 可地上部分因牲畜采食而未现差异, 以致植物根冠比增加。

#### 5.4.3 放牧草原生态系统 NEE、ER 和 GEP 对多水平氮施肥的响应

土壤可利用氮能够影响植物氮吸收, 而植物叶氮含量是植物光合作用的重要控制因子。Kergoat et al. (2008) 采用全球  $\text{CO}_2$  通量观测数据库 (FLUXNET、EUROFLUX、AMERIFLUX、BOREAS 和 EUROSIBERIAN CARBONFLUX) 中 44 个站点  $\text{CO}_2$  通量和植物叶氮含量数据, 研究发现: 就温带和寒带生态系统而言, 叶氮含量是植物光利用效率的重要控制因子, 叶氮含量能够解释 62% 的植物总光合。较高的叶氮含量, 有助于增加植物光合利用效率, 该现象在北半球森林生态系统也得到了印证 (Ollinger et al., 2008; Peltoniemi et al., 2012)。本研究中, 2012 年, 随施肥水平增加, 土壤可利用氮逐渐增加, 当施肥率大于  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  时, 趋向平稳 (施肥 80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  样地的土壤  $\text{NO}_3^- \text{-N}$  无显著性区别)。较之于对照, 施肥 10、80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  植物群体光合 (GEP) 均显著增加, 且 80 和  $160 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  氮施肥样地 GEP 无显著性差异。这意味着, 本研究中, 尽管放牧条件下氮施肥未改变植物地上生物量, 不过, 氮施肥却提升了土壤可利用氮含量 (图 5.3c), 促进了植物氮吸收, 提升了植物叶

氮含量 (图 5.7), 继而促进了群落总光合 (GEP) (图 5.6f)。

氮施肥可以通过两种途径影响生态系统呼吸: 植物呼吸和土壤呼吸。Tu et al. (2013) 针对亚热带竹林生态系统开展了多水平氮施肥 (施肥水平: 0、50、150 和 300 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>) 试验, 研究发现: 氮施肥促进了土壤呼吸, 包括: 凋落物层呼吸, 根际土壤呼吸和植物根系呼吸。Fang et al. (2012) 于青藏高原东北缘海北高寒草甸自 2007 年开始开展氮施肥试验, 施肥水平: 10、20 和 40 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>, 研究发现: 氮施肥提升了土壤无机氮含量, 促进了植物生长, 继而促进了生态系统 CO<sub>2</sub> 排放。在本研究中, 氮施肥提升了土壤可利用氮含量 (图 5.2), 同时增加了地下生物量 (图 5.5a), 而地下生物量的增加可能会导致植物呼吸增加。总之, 较之于对照, 施肥 10、20、80 和 160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> 样地生态系统呼吸显著增加 (图 5.6e)。

生态系统 CO<sub>2</sub> 净交换 (NEE) 取决于生态系统总光合 (GEP) 和生态系统总呼吸 (ER) 的平衡。氮施肥对 NEE 影响, 则取决于氮施肥对 GEP 和 ER 的影响; 因此, 氮沉降增加对生态系统 CO<sub>2</sub> 净交换的影响有如下三种可能性。一、当氮施肥导致的生态系统光合增量大于生态系统呼吸增量时, 氮施肥能够促进生态系统 CO<sub>2</sub> 净吸收。Shaver et al. (1998) 在阿拉斯加苔原开展 6-9 年的氮施肥试验, 发现: 氮施肥改善了土壤养分, 促进了植物光合, 可同时也促进了生态系统呼吸; 但是光合固碳总量大于生态系统呼吸, 以致 CO<sub>2</sub> 净交换显著增加。二、而当氮施肥导致的生态系统光合增量小于生态系统呼吸增量时, 氮施肥促进生态系统 CO<sub>2</sub> 净排放。在加拿大冰原沼泽, 5 年 (2000-2005 年) 氮施肥试验结果表明: 较之于对照, 施肥 60 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> 短期内 (小于 5 年) 并未对生态系统 CO<sub>2</sub> 净交换产生显著性影响, 而在第 5 年时却显著降低了生态系统 CO<sub>2</sub> 净交换; 这是因为, 在试验第 5 年时, 施肥 60 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> 样地中藓类植物几乎全部消失, 物种组成的改变对生态系统呼吸没有影响, 却显著降低了生态系统总光合, 以致 NEE 降低 (Bubier et al., 2007)。三、当氮施肥导致的生态系统光合增量与呼吸增量相当时, 则氮施肥并不会显著影响生态系统 CO<sub>2</sub> 交换量。氮施肥同时促进呼吸和光合, 最终导致 NEE 没有发生变化 (Skinner, 2013)。本研究结果与上述第三种情况类似, 氮施肥同时致使生态系统总光合和总呼吸增加, 而生态系统总呼吸抵消了生态系统总光合, 最终导致生态系统 CO<sub>2</sub> 净交换没有发生显著性变化 (图 5.6e)。

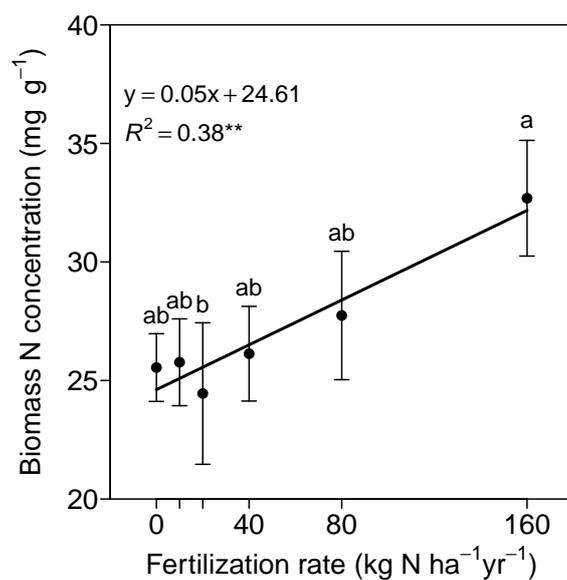


图 5.7: 纳木错高寒草原植物群落水平叶氮含量对多水平氮施肥的响应 (2012)。相同的字母代表邓肯新复极差检验法多重比较结果不显著 ( $P>0.05$ )。简单回归关系法分析各指标与施肥率之间的关系, 显著性符号指示意义说明如下: \*\*,  $P<0.01$ 。

Fig 5.7: Responses of biomass N concentration to fertilization rates in 2012 (means±one standard error). Bars with the same letter were not significantly different ( $P>0.05$ ) by Duncan's multiple-range test. Regression parameters were estimated with N fertilization rate as a continuous predictor. \*\* means  $P<0.01$ .

## 5.5 小结

针对青藏高原高寒草原, 本研究开展了为期4年(2010-2012年)的多水平氮施肥试验(施肥水平: 0、10、20、40、80和160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>), 用于研究放牧草原土壤养分、群落结构及碳交换对多水平氮施肥的响应。短期氮施肥并未对植物物种多样性、土壤有机碳、土壤全氮和土壤C:N等造成影响。鉴于放牧和施肥交互作用, 地上生物量未因施肥而显著变化; 不过, 施肥促进了植物地下生长, 同时增加了植物根冠比。至施肥第四年(2012)时, 随施肥水平增加, 施肥水平大于40 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>时, 土壤NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N趋向平稳。较之于对照, 施肥10、20、80和160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>致使生态系统呼吸(ER)显著增加, 同时, 施肥10、80和160 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>导致植物群体光合(GEP)均显著增加。较之于对照, 仅施肥10 kg N ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>促进了生态系统CO<sub>2</sub>净交换(NEE), 其他施肥水平的氮施肥未致生态系统CO<sub>2</sub>净交换产生显著性变化。



## 第六章 结论、创新点和展望

### 6.1 主要结论

(1) 青藏高原降水无机氮沉降以  $\text{NH}_4^+$  为主，且空间分布东高西低。藏东南站、纳木错站、珠峰站、阿里站和慕士塔格站的  $\text{NH}_4^+$  湿沉降量分别为：0.63、0.91、1.61、0.36 和 1.25  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ， $\text{NO}_3^-$  湿沉降量分别为：0.28、0.35、0.04、0.08 和 0.3  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，总无机氮湿沉降量分别为：0.91、1.26、1.64、0.44 和 1.55  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。估算青藏高原  $\text{NH}_4^+$  湿沉降量为：1.30  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ， $\text{NO}_3^-$  湿沉降量为：0.56  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ，无机氮湿沉降量为：1.86  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ；这一数值远低于中国平均无机氮湿沉降量（13.87-21.1  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ）。青藏高原无机氮湿沉降和  $\text{NH}_4^+$  湿沉降空间格局：由东到西，逐渐降低；这与青藏高原降水量空间格局类似。

(2) 纳木错高寒草原、草甸和沼泽草甸表层土壤有机碳分别为：35.1±2.6、29.1±2.5 和 93.1±6.4  $\text{mg C g}^{-1}$ ，土壤全氮分别为：3.4±0.2、2.0±0.1 和 6.3±0.8  $\text{mg N g}^{-1}$ 。就土壤无机氮库而言，草原以硝态氮为主，沼泽草甸以铵态氮为主，草甸铵态氮和硝态氮相当（ $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  约等于 1）。就纳木错草地  $\text{CO}_2$  净交换（NEE）、生态系统呼吸（ER）和总生态系统生产力（GEP）而言，均是沼泽草甸较高，而草甸与草原相当。就生长季中 GEP 峰值出现时间而言，沼泽草甸最早，而草甸和草原相当。对典型高寒草原进行 7 年围封，发现：较之于围栏外，围栏内植物具有较高的地上生物量和地下生物量。较之于围栏内，围栏外土壤  $\text{NO}_3^-$ -N 含量较高，这致使围栏外植物具有较高叶氮含量和叶 N:P。

(3) 在当前氮沉降背景下，青藏高原放牧草原仍有持续吸收人为活性氮沉降的潜力，放牧草原非豆科植物受氮限制，而豆科植物不受氮限制。对于人为活性氮沉降增加，放牧草原植物因子（如：叶 N 含量、叶 N:P、氮吸收效率和氮利用效率）比土壤因子（如：土壤  $\text{NO}_3^-$ -N）更敏感。依据植物 N 含量、叶 N:P、氮吸收效率、氮利用效率和土壤无机氮对多水平氮施肥的响应，放牧草原氮沉降饱和阈值约为 40  $\text{kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。

## 6.2 主要创新点

(1) 在青藏高原中西部, 沿降水梯度布设 5 个野外氮沉降观测点, 并收集整理 20 世纪 80 年代以来青藏高原氮沉降观测数据; 结合本研究数据数据和文献记录数据估算青藏高原氮沉降量, 发现之前研究高估了青藏高原无机氮湿沉降。本研究深化了对青藏高原人为活性氮沉降量的认识, 为准确评估青藏高原氮沉降量奠定了基础。

(2) 青藏高原放牧草原仍有持续吸收人为活性氮沉降的潜力, 且非豆科植物仍受氮限制; 依据植物叶 N 含量、叶 N:P、氮吸收效率、氮利用效率和土壤无机氮对多水平氮施肥的响应, 放牧草原存在氮沉降饱和阈值 (约为  $40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ )。

## 6.3 不足与展望

### 6.3.1 青藏高原活性氮沉降量及其空间分布格局

本研究基于观测, 初步估算了青藏高原氮湿沉降量及其空间格局; 不过, 现有观测点空间分布仍不够完善。在青藏高原北部, 尤其可可西里西区, 尚无观测。青藏高原地域广袤, 受印度季风和西风带联合影响, 气候特征不均一, 尤其降水格局自东向西梯度明显。若要全面探究青藏高原不同气候区氮沉降, 除了氮湿沉降观测以外, 仍需观测氮干沉降; 目前, 尚未见青藏高原氮干沉降相关报道。因此, 需要在青藏高原全面布设观测点, 长期持续观测氮干湿沉降, 为更准确评估青藏高原, 乃至全国尺度氮沉降量与空间格局奠定基础。

### 6.3.2 青藏高原活性氮沉降增加与放牧草原碳氮循环

青藏高原高寒草原放牧压力和人为活性氮沉降均在持续增加, 而二者如何交互影响高寒草原结构、功能和碳固持, 相关机理性研究仍非常少; 因此, 可以开展多水平放牧与氮施肥交互试验, 研究人为放牧和活性氮沉降增加对高寒生态系统结构、功能及养分循环的交互作用。

### 6.3.3 青藏高原干湿环境空间格局与高寒生态系统氮循环

本研究中发现, 在局地环境中, 土壤  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  在干旱环境较低, 在湿润环境中较高。这种现象是否具有普适性? 在长的时间序列上, 环境干湿变化是否会改变当地

土壤  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  值？在大的空间格局上，土壤  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  与环境干湿程度是否密切相关，其内在机制是什么？这些问题仍未得到回答。

青藏高原降水空间格局可能与土壤可利用氮形态相关，未来降水格局的改变有可能引起土壤可利用氮形态的变化，并进一步扰动高寒生态系统碳氮循环。为了深入理解植物-土壤相互作用对气候变化的响应，可以尝试开展如下研究：（1）调查青藏高原土壤  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  空间分布格局，及其与降水分布格局之间的关系；（2）开展多水平增水试验（Multi-level water addition experiments），研究土壤  $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$  对模拟降水增加的响应机制；（3）开展植物氮偏好试验，研究青藏高原高寒植物是否因其原生生境可利用氮主导形态而存在氮吸收偏好；如果高寒植物具有氮吸收偏好，这种偏好是具有遗传特性，还是更具有可塑性。



## 参 考 文 献

- ABER J, MCDOWELL W, NADELHOFFER K, et al. Nitrogen saturation in temperate forest ecosystems[J]. *Bioscience*, 1998, 48(11):921–934.
- ACKERMANN K, ZACKRISSON O, ROUSK J, et al. N<sub>2</sub> fixation in feather mosses is a sensitive indicator of N deposition in boreal forests[J]. *Ecosystems*, 2012, 15(6):986–998.
- ALEXANDRATOS N, BRUINSMA J. World agriculture towards 2030/2050: the 2012 revision[R].[S.l.]: FAO, 2012.
- ALLISON S D, CZIMCZIK C I, TRESEDER K K. Microbial activity and soil respiration under nitrogen addition in Alaskan boreal forest[J]. *Global Change Biology*, 2008, 14(5):1156–1168.
- ALLISON S D, LU Y, WEIHE C, et al. Microbial abundance and composition influence litter decomposition response to environmental change[J]. *Ecology*, 2013, 94(3):714–725.
- ALONSO I, HARTLEY S E, THURLOW M. Competition between heather and grasses on Scottish moorlands: Interacting effects of nutrient enrichment and grazing regime[J]. *Journal of Vegetation Science*, 2001, 12(2):249–260.
- ALTESOR A, OESTERHELD M, LEONI E, et al. Effect of grazing on community structure and productivity of a Uruguayan grassland[J]. *Plant Ecology*, 2005, 179(1):83–91.
- ARONSON E L, HELLIKER B R. Methane flux in non-wetland soils in response to nitrogen addition: a meta-analysis[J]. *Ecology*, 2010, 91(11):3242–3251.
- ASNER G P, ELMORE A J, OLANDER L P, et al. Grazing systems, ecosystem responses, and global change[J]. *Annual Review of Environment and Resources*, 2004, 29:261–299.
- AZEVEDO L B, VAN ZELM R, HENDRIKS A J, et al. Global assessment of the effects of terrestrial acidification on plant species richness[J]. *Environmental Pollution*, 2013, 174:10–15.
- BAI Y F, WU J G, CLARK C M, et al. Tradeoffs and thresholds in the effects of nitrogen addition on biodiversity and ecosystem functioning: evidence from inner Mongolia Grasslands[J]. *Global Change Biology*, 2010, 16(1):358–372.
- BALDOCCHI D, FALGE E, GU L H, et al. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2001, 82(11):2415–2434.
- BALDOCCHI D. Breathing of the terrestrial biosphere: lessons learned from a global network of carbon dioxide flux measurement systems[J]. *Australian Journal of Botany*, 2008, 56(1):1–26.
- BEDARD-HAUGHN A, VAN GROENIGEN J W, VAN KESSEL C. Tracing <sup>15</sup>N through landscapes: potential uses and precautions[J]. *Journal of Hydrology*, 2003, 272(1-4):175–190.

- BOBBINK R, HICKS K, GALLOWAY J, et al. Global assessment of nitrogen deposition effects on terrestrial plant diversity: a synthesis[J]. *Ecological Applications*, 2010, 20(1):30–59.
- BORER E T, SEABLOOM E W, MITCHELL C E, et al. Multiple nutrients and herbivores interact to govern diversity, productivity, composition, and infection in a successional grassland[J]. *Oikos*, 2014, 123(2):214–224.
- BOUWMAN A F, BEUSEN A H W, BILLEN G. Human alteration of the global nitrogen and phosphorus soil balances for the period 1970-2050[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2009, 23:DOI 10.1029/2009gb003576.
- BOWMAN W D, GARTNER J R, HOLLAND K, et al. Nitrogen critical loads for alpine vegetation and terrestrial ecosystem response: Are we there yet?[J]. *Ecological Applications*, 2006, 16(3):1183–1193.
- BRADFORD M A, WOOD S A, MAESTRE F T, et al. Contingency in ecosystem but not plant community response to multiple global change factors[J]. *New Phytologist*, 2012, 196(2):462–471.
- BRAGAZZA L, BUTTLER A, HABERMACHER J, et al. High nitrogen deposition alters the decomposition of bog plant litter and reduces carbon accumulation[J]. *Global Change Biology*, 2012, 18(3):1163–1172.
- BRAGAZZA L, FREEMAN C, JONES T, et al. Atmospheric nitrogen deposition promotes carbon loss from peat bogs[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2006, 103(51):19386–19389.
- BROOKSHIRE E N J, GERBER S, MENGE D N L, et al. Large losses of inorganic nitrogen from tropical rainforests suggest a lack of nitrogen limitation[J]. *Ecology Letters*, 2012, 15(1):9–16.
- BUBIER J L, MOORE T R, BLEDZKI L A. Effects of nutrient addition on vegetation and carbon cycling in an ombrotrophic bog[J]. *Global Change Biology*, 2007, 13(6):1168–1186.
- BUKATA A R, KYSER T K. Response of the nitrogen isotopic composition of tree-rings following tree-clearing and land-use change[J]. *Environmental Science & Technology*, 2005, 39(20):7777–7783.
- BUKATA A R, KYSER T K. Carbon and nitrogen isotope variations in tree-rings as records of perturbations in regional carbon and nitrogen cycles[J]. *Environmental Science & Technology*, 2007, 41(4):1331–1338.
- BULLOCK J M, FRANKLIN J, STEVENSON M J, et al. A plant trait analysis of responses to grazing in a long-term experiment[J]. *Journal of Applied Ecology*, 2001, 38(2):253–267.
- BURNS D A. The effects of atmospheric nitrogen deposition in the Rocky Mountains of Colorado and southern Wyoming, USA - a critical review[J]. *Environmental Pollution*, 2004, 127(2):257–269.

- CAMERON K C, DI H J, MOIR J L. Nitrogen losses from the soil/plant system: a review[J]. *Annals of Applied Biology*, 2013, 162(2):145–173.
- CANFIELD D E, GLAZER A N, FALKOWSKI P G. The evolution and future of Earth's nitrogen cycle[J]. *Science*, 2010, 330(6001):192–196.
- CAO Y Z, WANG S Y, ZHANG G, et al. Chemical characteristics of wet precipitation at an urban site of Guangzhou, South China[J]. *Atmospheric Research*, 2009, 94(3):462–469.
- CHALCRAFT D R, COX S B, CLARK C, et al. Scale-dependent responses of plant biodiversity to nitrogen enrichment[J]. *Ecology*, 2008, 89(8):2165–2171.
- CHANG X F, ZHU X X, WANG S P, et al. Temperature and moisture effects on soil respiration in alpine grasslands[J]. *Soil Science*, 2012, 177(9):554–560.
- CHEN H, ZHU Q A, PENG C H, et al. The impacts of climate change and human activities on biogeochemical cycles on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Global Change Biology*, 2013, 19(10):2940–2955.
- CHEN X Y, MULDER J. Atmospheric deposition of nitrogen at five subtropical forested sites in South China[J]. *Science of the Total Environment*, 2007, 378(3):317–330.
- CHOUHDARY P, ROUTH J, CHAKRAPANI G J. A 100-year record of changes in organic matter characteristics and productivity in Lake Bhimtal in the Kumaon Himalaya, NW India[J]. *Journal of Paleolimnology*, 2013, 49(2):129–143.
- CIARLO E, CONTI M, BARTOLONI N, et al. The effect of moisture on nitrous oxide emissions from soil and the  $N_2O/(N_2O+N_2)$  ratio under laboratory conditions[J]. *Biology and Fertility of Soils*, 2007, 43(6):675–681.
- CLARK C M, MOREFIELD P E, GILLIAM F S, et al. Estimated losses of plant biodiversity in the United States from historical N deposition (1985-2010)[J]. *Ecology*, 2013, 94(7):1441–1448.
- CLARK C M, TILMAN D. Loss of plant species after chronic low-level nitrogen deposition to prairie grasslands[J]. *Nature*, 2008, 451(7179):712–715.
- CLEVELAND C C, TOWNSEND A R. Nutrient additions to a tropical rain forest drive substantial soil carbon dioxide losses to the atmosphere[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2006, 103(27):10316–10321.
- CLEVELAND C C, TOWNSEND A R, SCHIMEL D S, et al. Global patterns of terrestrial biological nitrogen ( $N_2$ ) fixation in natural ecosystems[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1999, 13(2):623–645.
- COMPTON J E, BOONE R D. Long-term impacts of agriculture on soil carbon and nitrogen in New England forests[J]. *Ecology*, 2000, 81(8):2314–2330.
- CORRE M D, VELDKAMP E, ARNOLD J, et al. Impact of elevated N input on soil N cycling and losses in old-growth lowland and montane forests in Panama[J]. *Ecology*, 2010, 91(6):1715–1729.

- CUI Q A, LU X T, WANG Q B, et al. Nitrogen fertilization and fire act independently on foliar stoichiometry in a temperate steppe[J]. *Plant and Soil*, 2010, 334(1-2):209–219.
- CUI S H, SHI Y L, GROFFMAN P M, et al. Centennial-scale analysis of the creation and fate of reactive nitrogen in China (1910-2010)[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2013, 110(6):2052–2057.
- CUI X F, GRAF H F. Recent land cover changes on the Tibetan Plateau: a review[J]. *Climatic Change*, 2009, 94(1-2):47–61.
- CUSACK D F, SILVER W, MCDOWELL W H. Biological nitrogen fixation in two tropical forests: Ecosystem-level patterns and effects of nitrogen fertilization[J]. *Ecosystems*, 2009, 12(8):1299–1315.
- DALAL R C, WANG W J, ROBERTSON G P, et al. Nitrous oxide emission from Australian agricultural lands and mitigation options: a review[J]. *Australian Journal of Soil Research*, 2003, 41(2):165–195.
- DE FREITAS A D S, SAMPAIO E, DA SILVA B L R, et al. How much nitrogen is fixed by biological symbiosis in tropical dry forests? 2. Herbs[J]. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 2012, 94(2-3):181–192.
- DE SCHRIJVER A, DE FRENNE P, AMPOORTER E, et al. Cumulative nitrogen input drives species loss in terrestrial ecosystems[J]. *Global Ecology and Biogeography*, 2011, 20(6):803–816.
- DE SOUZA L Q, DE FREITAS A D S, SAMPAIO E, et al. How much nitrogen is fixed by biological symbiosis in tropical dry forests? 1. Trees and shrubs[J]. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 2012, 94(2-3):171–179.
- DE VRIES W, POSCH M. Modelling the impact of nitrogen deposition, climate change and nutrient limitations on tree carbon sequestration in Europe for the period 1900-2050[J]. *Environmental Pollution*, 2011, 159(10):2289–2299.
- DE VRIES W, WAMELINK G W W, VAN DOBBEN H, et al. Use of dynamic soil-vegetation models to assess impacts of nitrogen deposition on plant species composition: an overview[J]. *Ecological Applications*, 2010, 20(1):60–79.
- DELUCA T H, ZACKRISSON O, NILSSON M C, et al. Quantifying nitrogen-fixation in feather moss carpets of boreal forests[J]. *Nature*, 2002, 419(6910):917–920.
- DENTENER F, DREVET J, LAMARQUE J F, et al. Nitrogen and sulfur deposition on regional and global scales: A multimodel evaluation[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2006, 20(4):DOI 10.1029/2005GB002672.
- DOUCET A, SAVARD M M, BEGIN C, et al. Tree-ring  $\delta^{15}\text{N}$  values to infer air quality changes at regional scale[J]. *Chemical Geology*, 2012, 320:9–16.
- DU E Z, ZHOU Z, LI P, et al. NEECF: a project of nutrient enrichment experiments in Chinas forests[J]. *Journal of Plant Ecology*, 2013, 6(5):428–435.

- DU M Y, KAWASHIMA S, YONEMURA S, et al. Mutual influence between human activities and climate change in the Tibetan Plateau during recent years[J]. *Global and Planetary Change*, 2004, 41(3-4):241–249.
- DUPRE C, STEVENS C J, RANKE T, et al. Changes in species richness and composition in European acidic grasslands over the past 70 years: the contribution of cumulative atmospheric nitrogen deposition[J]. *Global Change Biology*, 2010, 16(1):344–357.
- ELLIOTT E M, KENDALL C, WANKEL S D, et al. Nitrogen isotopes as indicators of NO<sub>x</sub> source contributions to atmospheric nitrate deposition across the Midwestern and north-eastern United States[J]. *Environmental Science & Technology*, 2007, 41(22):7661–7667.
- ELSER J J. A world awash with nitrogen[J]. *Science*, 2011, 334(6062):1504–1505.
- ELSER J J, ANDERSEN T, BARON J S, et al. Shifts in Lake N:P Stoichiometry and Nutrient Limitation Driven by Atmospheric Nitrogen Deposition[J]. *Science*, 2009, 326(5954):835–837.
- ELSER J J, BRACKEN M E S, CLELAND E E, et al. Global analysis of nitrogen and phosphorus limitation of primary producers in freshwater, marine and terrestrial ecosystems[J]. *Ecology Letters*, 2007, 10(12):1135–1142.
- ELSER J J, DOBBERFUHL D R, MACKAY N A, et al. Organism size, life history, and N:P stoichiometry[J]. *Bioscience*, 1996, 46(9):674–684.
- ERISMAN J W, GALLOWAY J N, SEITZINGER S, et al. Consequences of human modification of the global nitrogen cycle[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, 2013, 368(1621):DOI 10.1098/rstb.2013.0116.
- ERISMAN J W, GALLOWAY J, SEITZINGER S, et al. Reactive nitrogen in the environment and its effect on climate change[J]. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 2011, 3(5):281–290.
- ERISMAN J W, SUTTON M A, GALLOWAY J, et al. How a century of ammonia synthesis changed the world[J]. *Nature Geoscience*, 2008, 1(10):636–639.
- ESKELINEN A, HARRISON S, TUOMI M. Plant traits mediate consumer and nutrient control on plant community productivity and diversity[J]. *Ecology*, 2012, 93(12):2705–2718.
- ESRI. ArcGIS Desktop: Release 10[CP/DK]. Redlands, California, United States: Environmental Systems Research Institute.
- ESSER G, KATTGE J, SAKALLI A. Feedback of carbon and nitrogen cycles enhances carbon sequestration in the terrestrial biosphere[J]. *Global Change Biology*, 2011, 17(2):819–842.
- EVANS R D. Physiological mechanisms influencing plant nitrogen isotope composition[J]. *Trends in Plant Science*, 2001, 6(3):121–126.
- EXBRAYAT J F, PITMAN A J, ZHANG Q, et al. Examining soil carbon uncertainty in a global model: response of microbial decomposition to temperature, moisture and nutrient limitation[J]. *Biogeosciences*, 2013, 10(11):7095–7108.

- FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC. Harmonized World Soil Database (version 1.2)[R]. Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria: FAO, 2012.
- FAGERLI H, AAS W. Trends of nitrogen in air and precipitation: Model results and observations at EMEP sites in Europe, 1980-2003[J]. *Environmental Pollution*, 2008, 154(3):448–461.
- FAN J W, ZHONG H P, HARRIS W, et al. Carbon storage in the grasslands of China based on field measurements of above- and below-ground biomass[J]. *Climatic Change*, 2008, 86(3-4):375–396.
- FANG H J, CHENG S L, YU G R, et al. Responses of CO<sub>2</sub> efflux from an alpine meadow soil on the Qinghai Tibetan Plateau to multi-form and low-level N addition[J]. *Plant and Soil*, 2012, 351(1-2):177–190.
- FANG H, CHENG S, YU G, et al. Low-level nitrogen deposition significantly inhibits methane uptake from an alpine meadow soil on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Geoderma*, 2014, 213:444–452.
- FANG Y, WANG X, ZHU F, et al. Three-decade changes in chemical composition of precipitation in Guangzhou city, southern China: has precipitation recovered from acidification following sulphur dioxide emission control?[J]. *Tellus B*, 2013, 65:DOI 10.3402/tellusb.v65i0.20213.
- FELIX J D, ELLIOTT E M. The agricultural history of human-nitrogen interactions as recorded in ice core  $\delta^{15}\text{N-NO}_3^-$  [J]. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(8):1642–1646.
- FENSHAM R J, HOLMAN J E, COX M J. Plant species responses along a grazing disturbance gradient in Australian grassland[J]. *Journal of Vegetation Science*, 1999, 10(1):77–86.
- FINZI A C, AUSTIN A T, CLELAND E E, et al. Responses and feedbacks of coupled biogeochemical cycles to climate change: examples from terrestrial ecosystems[J]. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 2011, 9(1):61–67.
- FISHER J B, SITCH S, MALHI Y, et al. Carbon cost of plant nitrogen acquisition: A mechanistic, globally applicable model of plant nitrogen uptake, retranslocation, and fixation[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2010, 24:DOI 10.1029/2009gb003621.
- FORNARA D A, BANIN L, CRAWLEY M J. Multi-nutrient vs. nitrogen-only effects on carbon sequestration in grassland soils[J]. *Global Change Biology*, 2013, 19(12):3848–3857.
- FORNARA D A, TILMAN D. Soil carbon sequestration in prairie grasslands increased by chronic nitrogen addition[J]. *Ecology*, 2012, 93(9):2030–2036.
- FOTTNER S, HARDTLE W, NIEMEYER M, et al. Impact of sheep grazing on nutrient budgets of dry heathlands[J]. *Applied Vegetation Science*, 2007, 10(3):391–398.
- FOWLER D, COYLE M, SKIBA U, et al. The global nitrogen cycle in the twenty-first century[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, 2013, 368(1621):DOI 10.1098/Rstb.2013.0164.

- FU B J, LI S G, YU X B, et al. Chinese ecosystem research network: Progress and perspectives[J]. *Ecological Complexity*, 2010, 7(2):225–233.
- FU G, SHEN Z X, ZHANG X Z, et al. Response of ecosystem respiration to experimental warming and clipping at daily time scale in an alpine meadow of tibet[J]. *Journal of Mountain Science*, 2013, 10(3):455–463.
- FU Y, ZHENG Z, YU G, et al. Environmental influences on carbon dioxide fluxes over three grassland ecosystems in China[J]. *Biogeosciences*, 2009, 6(12):2879–2893.
- GALLOWAY J N, ABER J D, ERISMAN J W, et al. The nitrogen cascade[J]. *Bioscience*, 2003, 53(4):341–356.
- GALLOWAY J N, DENTENER F J, CAPONE D G, et al. Nitrogen cycles: past, present, and future[J]. *Biogeochemistry*, 2004, 70(2):153–226.
- GALLOWAY J N, LEACH A M, BLEEKER A, et al. A chronology of human understanding of the nitrogen cycle[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, 2013, 368(1621):DOI 10.1098/rstb.2013.0120.
- GALLOWAY J N, TOWNSEND A R, ERISMAN J W, et al. Transformation of the nitrogen cycle: Recent trends, questions, and potential solutions[J]. *Science*, 2008, 320(5878):889–892.
- GAO Y Z, GIESE M, LIN S, et al. Belowground net primary productivity and biomass allocation of a grassland in Inner Mongolia is affected by grazing intensity[J]. *Plant and Soil*, 2008, 307(1-2):41–50.
- GAUJOUR E, AMIAUD B, MIGNOLET C, et al. Factors and processes affecting plant biodiversity in permanent grasslands. A review[J]. *Agronomy for Sustainable Development*, 2012, 32(1):133–160.
- GE B Z, WANG Z F, XU X B, et al. Impact of the East Asian summer monsoon on long-term variations in the acidity of summer precipitation in Central China[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2011, 11(4):1671–1684.
- GOLL D S, BROVKIN V, PARIDA B R, et al. Nutrient limitation reduces land carbon uptake in simulations with a model of combined carbon, nitrogen and phosphorus cycling[J]. *Biogeosciences*, 2012, 9(9):3547–3569.
- GRIMSHAW H. The determination of total phosphorus in soils by acid digestion[M]// ROWLAND A P. *Chemical analysis in environmental research*. Abbotts Ripton: NERC/ITE, 1987:92–95.
- GRUBER N, GALLOWAY J N. An Earth-system perspective of the global nitrogen cycle[J]. *Nature*, 2008, 451(7176):293–296.
- GRUNER D S, SMITH J E, SEABLOOM E W, et al. A cross-system synthesis of consumer and nutrient resource control on producer biomass[J]. *Ecology Letters*, 2008, 11(7):740–755.
- GU B J, CHANG J, MIN Y, et al. The role of industrial nitrogen in the global nitrogen biogeochemical cycle[J]. *Scientific Reports*, 2013a, 3:DOI 10.1038/srep02579.

- GU B J, YANG G F, LUO W D, et al. Rapid growth of industrial nitrogen fluxes in China: Driving forces and consequences[J]. *Science China-Earth Sciences*, 2013b, 56(4):662–670.
- GUNDALE M J, BACH L H, NORDIN A. The impact of simulated chronic nitrogen deposition on the biomass and N<sub>2</sub>-fixation activity of two boreal feather moss-cyanobacteria associations[J]. *Biol Lett*, 2013, 9(6):DOI 10.1098/rsbl.2013.0797.
- GUO J H, LIU X J, ZHANG Y, et al. Significant acidification in major Chinese croplands[J]. *Science*, 2010, 327(5968):1008–1010.
- GUSEWELL S. N : P ratios in terrestrial plants: variation and functional significance[J]. *New Phytologist*, 2004, 164(2):243–266.
- GUTSCHICK V P. Energy and nitrogen fixation[J]. *Bioscience*, 1978, 28(9):571–575.
- GUTSCHICK V P. Evolved strategies in nitrogen acquisition by plants[J]. *American Naturalist*, 1981, 118(5):607–637.
- HALE R L, HOOVER J H, WOLLHEIM W M, et al. History of nutrient inputs to the northeastern United States, 1930–2000[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2013, 27(2):578–591.
- HAO Y B, CUI X Y, WANG Y F, et al. Predominance of precipitation and temperature controls on ecosystem CO<sub>2</sub> exchange in Zoige alpine wetlands of southwest China[J]. *Wetlands*, 2011, 31(2):413–422.
- HARDTLE W, NIEMEYER M, NIEMEYER T, et al. Can management compensate for atmospheric nutrient deposition in heathland ecosystems?[J]. *Journal of Applied Ecology*, 2006, 43(4):759–769.
- HARDTLE W, VON OHEIMB G, GERKE A K, et al. Shifts in N and P budgets of heathland ecosystems: Effects of management and atmospheric inputs[J]. *Ecosystems*, 2009, 12(2):298–310.
- HARMENS H, NORRIS D A, COOPER D M, et al. Nitrogen concentrations in mosses indicate the spatial distribution of atmospheric nitrogen deposition in Europe[J]. *Environmental Pollution*, 2011, 159(10):2852–2860.
- HARPOLE W S, NGAI J T, CLELAND E E, et al. Nutrient co-limitation of primary producer communities[J]. *Ecology Letters*, 2011, 14(9):852–862.
- HARPOLE W S, POTTS D L, SUDING K N. Ecosystem responses to water and nitrogen amendment in a California grassland[J]. *Global Change Biology*, 2007, 13:2341–2348.
- HARTLEY S E, MITCHELL R J. Manipulation of nutrients and grazing levels on heather moorland: changes in *Calluna* dominance and consequences for community composition[J]. *Journal of Ecology*, 2005, 93(5):990–1004.
- HARTWIG U A. The regulation of symbiotic N<sub>2</sub> fixation: a conceptual model of N feedback from the ecosystem to the gene expression level[J]. *Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics*, 1998, 1(1):92–120.

- HASTINGS M G, JARVIS J C, STEIG E J. Anthropogenic impacts on nitrogen isotopes of ice-core nitrate[J]. *Science*, 2009, 324(5932):1288–1288.
- HASTINGS M G, CASCIOTTI K L, ELLIOTT E M. Stable isotopes as tracers of anthropogenic nitrogen sources, deposition, and impacts[J]. *Elements*, 2013, 9(5):339–344.
- HIETZ P, DUNISCH O, WANEK W. Long-term trends in nitrogen isotope composition and nitrogen concentration in Brazilian rainforest trees suggest changes in nitrogen cycle[J]. *Environmental Science & Technology*, 2010, 44(4):1191–1196.
- HIETZ P, TURNER B L, WANEK W, et al. Long-term change in the nitrogen cycle of tropical forests[J]. *Science*, 2011, 334(6056):664–666.
- HOBBIE S E, EDDY W C, BUYARSKI C R, et al. Response of decomposing litter and its microbial community to multiple forms of nitrogen enrichment[J]. *Ecological Monographs*, 2012, 82(3):389–405.
- HOLLAND E A, BRASWELL B H, SULZMAN J, et al. Nitrogen deposition onto the United States and western Europe: Synthesis of observations and models[J]. *Ecological Applications*, 2005, 15(1):38–57.
- HOLTGRIEVE G W, SCHINDLER D E, HOBBS W O, et al. A coherent signature of anthropogenic nitrogen deposition to remote watersheds of the northern hemisphere[J]. *Science*, 2011, 334(6062):1545–1548.
- HOU S G, QIN D H, ZHANG D Q, et al. A 154a high-resolution ammonium record from the Rongbuk Glacier, north slope of Mt. Qomolangma (Everest), Tibet-Himal region[J]. *Atmospheric Environment*, 2003, 37(5):721–729.
- HOUGHTON R A, GOODALE C L. Effects of land-use change on the carbon balance of terrestrial ecosystems[M]// DEFRIES G H R, RS; ASNER. *Ecosystems and Land Use Change*. Washington, DC: American Geophysical Union, 2004, 153:85–98.
- HOULTON B Z, SIGMAN D M, SCHUUR E A G, et al. A climate-driven switch in plant nitrogen acquisition within tropical forest communities[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2007, 104(21):8902–8906.
- HU Z, ANDERSON N J, YANG X, et al. Catchment-mediated atmospheric nitrogen deposition drives ecological change in two alpine lakes in SE Tibet[J]. *Global Change Biology*, 2014, 20(5):1614–1628.
- HUANG K, ZHUANG G S, XU C, et al. The chemistry of the severe acidic precipitation in Shanghai, China[J]. *Atmospheric Research*, 2008a, 89(1-2):149–160.
- HUANG Y L, WANG Y L, ZHANG L P. Long-term trend of chemical composition of wet atmospheric precipitation during 1986-2006 at Shenzhen City, China[J]. *Atmospheric Environment*, 2008b, 42(16):3740–3750.
- HUI W, GEL Y R, GASTWIRTH J L. lawstat: An R package for law, public policy and biostatistics[J]. *Journal of Statistical Software*, 2008, 28(3):1–26.

- HUNGERSHOEFER K, BREON F M, PEYLIN P, et al. Evaluation of various observing systems for the global monitoring of CO<sub>2</sub> surface fluxes[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2010, 10(21):10503–10520.
- ISBELL F, REICH P B, TILMAN D, et al. Nutrient enrichment, biodiversity loss, and consequent declines in ecosystem productivity[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2013a, 110(29):11911–11916.
- ISBELL F, TILMAN D, POLASKY S, et al. Low biodiversity state persists two decades after cessation of nutrient enrichment[J]. *Ecology Letters*, 2013b, 16(4):454–460.
- JAIN A K, MEIYAPPAN P, SONG Y, et al. CO<sub>2</sub> emissions from land-use change affected more by nitrogen cycle, than by the choice of land-cover data[J]. *Global Change Biology*, 2013, 19(9):2893–2906.
- JASONI R L, SMITH S D, ARNONE J A. Net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange in Mojave Desert shrublands during the eighth year of exposure to elevated CO<sub>2</sub>[J]. *Global Change Biology*, 2005, 11(5):749–756.
- JIA Y, YU G, HE N, et al. Spatial and decadal variations in inorganic nitrogen wet deposition in China induced by human activity[J]. *Scientific Reports*, 2014, 4:DOI 10.1038/srep03763.
- JIANG C M, YU G R, FANG H J, et al. Short-term effect of increasing nitrogen deposition on CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes in an alpine meadow on the Qinghai-Tibetan Plateau, China[J]. *Atmospheric Environment*, 2010, 44(24):2920–2926.
- JIN D M, MA J J, MA W H, et al. Legumes in Chinese natural grasslands: Species, biomass, and distribution[J]. *Rangeland Ecology & Management*, 2013, 66(6):648–656.
- JUNG M, REICHSTEIN M, MARGOLIS H A, et al. Global patterns of land-atmosphere fluxes of carbon dioxide, latent heat, and sensible heat derived from eddy covariance, satellite, and meteorological observations[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116:DOI 10.1029/2010jg001566.
- KANG S, MAYEWSKI P A, QIN D, et al. Glaciochemical records from a Mt. Everest ice core: relationship to atmospheric circulation over Asia[J]. *Atmospheric Environment*, 2002a, 36(21):3351–3361.
- KANG S, MAYEWSKI P A, QIN D H, et al. Twentieth century increase of atmospheric ammonia recorded in Mount Everest ice core[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2002b, 107(D20):DOI 10.1029/2001JD001413.
- KARDOL P, DE LONG J R, SUNDQVIST M K. Crossing the threshold: the power of multi-level experiments in identifying global change responses[J]. *New Phytologist*, 2012, 196(2):323–326.
- KATO T, TANG Y H, GU S, et al. Temperature and biomass influences on interannual changes in CO<sub>2</sub> exchange in an alpine meadow on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Global Change Biology*, 2006, 12(7):1285–1298.

- KEENE W C, PSZENNY A A P, GALLOWAY J N, et al. Sea-Salt Corrections and Interpretation of Constituent Ratios in Marine Precipitation[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1986, 91(D6):6647–6658.
- KENDALL C, ELLIOTT E M, WANKEL S D. Tracing anthropogenic inputs of nitrogen to ecosystems[M]// MICHENE R, LAJTHA K. *Stable isotopes in ecology and environmental science* (Second edition). Oxford: Blackwell Scientific Publications, 2007:375–449.
- KERGOAT L, LAFONT S, ARNETH A, et al. Nitrogen controls plant canopy light-use efficiency in temperate and boreal ecosystems[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2008, 113:DOI 10.1029/2007jg000676.
- KIM M K, HENRY H A L. Net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange and plant biomass responses to warming and N addition in a grass-dominated system during two years of net CO<sub>2</sub> efflux[J]. *Plant and Soil*, 2013, 371(1-2):409–421.
- KIM T W, LEE K, NAJJAR R G, et al. Increasing N abundance in the Northwestern Pacific Ocean due to atmospheric nitrogen deposition[J]. *Science*, 2011, 334(6055):505–509.
- KNORR M, FREY S D, CURTIS P S. Nitrogen additions and litter decomposition: a meta-analysis[J]. *Ecology*, 2005, 86(12):3252–3257.
- KOERSELMAN W, MEULEMAN A F M. The vegetation N:P ratio: A new tool to detect the nature of nutrient limitation[J]. *Journal of Applied Ecology*, 1996, 33(6):1441–1450.
- KOZOVITS A R, BUSTAMANTE M M C, GAROFALO C R, et al. Nutrient resorption and patterns of litter production and decomposition in a Neotropical Savanna[J]. *Functional Ecology*, 2007, 21(6):1034–1043.
- KUZYAKOV Y. Prime time for microbes[J]. *Nature Climate Change*, 2011, 1(6):295–297.
- KUZYAKOV Y, FRIEDEL J K, STAHR K. Review of mechanisms and quantification of priming effects[J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 2000, 32(11-12):1485–1498.
- LÜ C Q, TIAN H Q. Spatial and temporal patterns of nitrogen deposition in China: Synthesis of observational data[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112(D22S05):DOI 10.1029/2006JD007990.
- LÜ C Q, TIAN H Q. Net greenhouse gas balance in response to nitrogen enrichment: perspectives from a coupled biogeochemical model[J]. *Global Change Biology*, 2013, 19(2):571–588.
- LÜ C Q, TIAN H Q, LIU M L, et al. Effect of nitrogen deposition on China's terrestrial carbon uptake in the context of multifactor environmental changes[J]. *Ecological Applications*, 2012, 22(1):53–75.
- LÜ X T, KONG D L, PAN Q M, et al. Nitrogen and water availability interact to affect leaf stoichiometry in a semi-arid grassland[J]. *Oecologia*, 2012, 168(2):301–310.
- LAMARQUE J F, KIEHL J T, BRASSEUR G P, et al. Assessing future nitrogen deposition and carbon cycle feedback using a multimodel approach: Analysis of nitrogen deposition[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110(D19):DOI 10.1029/2005JD005825.

- LAN Z C, BAI Y F. Testing mechanisms of N-enrichment-induced species loss in a semiarid Inner Mongolia grassland: critical thresholds and implications for long-term ecosystem responses[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, 2012, 367(1606):3125–3134.
- LEBAUER D S, TRESEDER K K. Nitrogen limitation of net primary productivity in terrestrial ecosystems is globally distributed[J]. *Ecology*, 2008, 89(2):371–379.
- LECAIN D R, MORGAN J A, SCHUMAN G E, et al. Carbon exchange and species composition of grazed pastures and exclosures in the shortgrass steppe of Colorado[J]. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 2002, 93(1-3):421–435.
- LEE Y H, LIM H J, ICHII K, et al. Evaluation of the Community Land Model 3.5 with carbon and nitrogen cycles (CLM3.5CN) at a Tibetan grassland site[J]. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 2013, 49(5):561–570.
- LEHMANN C M B, BOWERSOX V C, LARSON S M. Spatial and temporal trends of precipitation chemistry in the United States, 1985-2002[J]. *Environmental Pollution*, 2005, 135(3):347–361.
- LEUNING R, YU G R. Carbon exchange research in ChinaFLUX[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2006, 137(3-4):123–124.
- LI C S. Development of DNDC cored with microbial activity in soils[R]. Beijing, China: Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, 2013-12-09.
- LI C, KANG S C, ZHANG Q G, et al. Major ionic composition of precipitation in the Nam Co region, Central Tibetan Plateau[J]. *Atmospheric Research*, 2007, 85(3-4):351–360.
- LI L J, ZENG D H, YU Z Y, et al. Foliar N/P ratio and nutrient limitation to vegetation growth on Keerqin sandy grassland of North-east China[J]. *Grass and Forage Science*, 2011, 66(2):237–242.
- LI S G, ASANUMA J, EUGSTER W, et al. Net ecosystem carbon dioxide exchange over grazed steppe in central Mongolia[J]. *Global Change Biology*, 2005, 11(11):1941–1955.
- LI X L, GAO J, BRIERLEY G, et al. Rangeland degradation on the Qinghai-Tibet Plateau: Implications for rehabilitation[J]. *Land Degradation & Development*, 2013, 24(1):72–80.
- LINDEMANN W, GLOVER C. Nitrogen fixation by legumes[J]. Guide A-129. Cooperative Extension Service, College of Agriculture and Home Economics., 2003.
- LINDO Z, NILSSON M C, GUNDALE M J. Bryophyte-cyanobacteria associations as regulators of the northern latitude carbon balance in response to global change[J]. *Global Change Biology*, 2013, 19(7):2022–2035.
- LIU B, KANG S C, SUN J M, et al. Wet precipitation chemistry at a high-altitude site (3,326 m a.s.l.) in the southeastern Tibetan Plateau[J]. *Environmental Science and Pollution Research*, 2013a, 20(7):5013–5027.

- LIU C Q, LI S L, LANG Y C, et al. Using  $\delta^{15}\text{N}$ - and  $\delta^{18}\text{O}$ -values to identify nitrate sources in karst ground water, Guiyang, Southwest China[J]. *Environmental Science & Technology*, 2006, 40(22):6928–6933.
- LIU H, TIAN F, HU H C, et al. Soil moisture controls on patterns of grass green-up in Inner Mongolia: an index based approach[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2013b, 17(2):805–815.
- LIU L L, GREAVER T L. A review of nitrogen enrichment effects on three biogenic GHGs: the  $\text{CO}_2$  sink may be largely offset by stimulated  $\text{N}_2\text{O}$  and  $\text{CH}_4$  emission[J]. *Ecology Letters*, 2009, 12(10):1103–1117.
- LIU L L, GREAVER T L. A global perspective on belowground carbon dynamics under nitrogen enrichment[J]. *Ecology Letters*, 2010, 13(7):819–828.
- LIU T Z, NAN Z B, HOU F J. Grazing intensity effects on soil nitrogen mineralization in semi-arid grassland on the Loess Plateau of northern China[J]. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 2011a, 91(1):67–75.
- LIU X J, DUAN L, MO J M, et al. Nitrogen deposition and its ecological impact in China: An overview[J]. *Environmental Pollution*, 2011b, 159(10):2251–2264.
- LIU X J, ZHANG Y, HAN W X, et al. Enhanced nitrogen deposition over China[J]. *Nature*, 2013c, 494(7438):459–462.
- LIU X Y, KOBA K, LIU C Q, et al. Pitfalls and new mechanisms in moss isotope biomonitoring of atmospheric nitrogen deposition[J]. *Environmental Science & Technology*, 2012, 46(22):12557–12566.
- LIU X Y, KOBA K, MAKABE A, et al. Ammonium first: natural mosses prefer atmospheric ammonium but vary utilization of dissolved organic nitrogen depending on habitat and nitrogen deposition[J]. *New Phytologist*, 2013d, 199(2):407–419.
- LIU X Y, XIAO H Y, LIU C Q, et al. Tissue N content and  $^{15}\text{N}$  natural abundance in epilithic mosses for indicating atmospheric N deposition in the Guiyang area, SW China[J]. *Applied Geochemistry*, 2008, 23(9):2708–2715.
- LLOYD J, TAYLOR J A. On the temperature-dependence of soil respiration[J]. *Functional Ecology*, 1994, 8(3):315–323.
- LU M, YANG Y, LUO Y, et al. Responses of ecosystem nitrogen cycle to nitrogen addition: a meta-analysis[J]. *New Phytologist*, 2011a, 189(4):1040–1050.
- LU M, ZHOU X H, LUO Y Q, et al. Minor stimulation of soil carbon storage by nitrogen addition: A meta-analysis[J]. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 2011b, 140(1-2):234–244.
- LU X W, LI L Y, LI N, et al. Chemical characteristics of spring rainwater of Xi'an city, NW China[J]. *Atmospheric Environment*, 2011, 45(28):5058–5063.

- LU X Y, FAN J H, YAN Y, et al. Responses of soil CO<sub>2</sub> fluxes to short-term experimental warming in alpine steppe ecosystem, northern Tibet[J]. *Plos One*, 2013, 8(3):DOI 10.1371/journal.pone.0059054.
- MACKENZIE F T, VERA L M, LERMAN A. Century-scale nitrogen and phosphorus controls of the carbon cycle[J]. *Chemical Geology*, 2002, 190(1-4):13–32.
- MAESTRE F T, CASTILLO-MONROY A P, BOWKER M A, et al. Species richness effects on ecosystem multifunctionality depend on evenness, composition and spatial pattern[J]. *Journal of Ecology*, 2012, 100(2):317–330.
- MAHECHA M D, REICHSTEIN M, CARVALHAIS N, et al. Global convergence in the temperature sensitivity of respiration at ecosystem Level[J]. *Science*, 2010, 329(5993):838–840.
- MANNING P, NEWINGTON J E, ROBSON H R, et al. Decoupling the direct and indirect effects of nitrogen deposition on ecosystem function[J]. *Ecology Letters*, 2006, 9(9):1015–1024.
- MARKLEIN A R, HOULTON B Z. Nitrogen inputs accelerate phosphorus cycling rates across a wide variety of terrestrial ecosystems[J]. *New Phytologist*, 2012, 193(3):696–704.
- MCCLEAN C J, VAN DEN BERG L J L, ASHMORE M R, et al. Atmospheric nitrogen deposition explains patterns of plant species loss[J]. *Global Change Biology*, 2011, 17(9):2882–2892.
- MCLAUHLAN K K, CRAINE J M. Species-specific trajectories of nitrogen isotopes in Indiana hardwood forests, USA[J]. *Biogeosciences*, 2012, 9(2):867–874.
- MCLAUHLAN K K, CRAINE J M, OSWALD W W, et al. Changes in nitrogen cycling during the past century in a northern hardwood forest[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2007, 104(18):7466–7470.
- MCLAUHLAN K K, FERGUSON C J, WILSON I E, et al. Thirteen decades of foliar isotopes indicate declining nitrogen availability in central North American grasslands[J]. *New Phytologist*, 2010, 187(4):1135–1145.
- MCLAUHLAN K K, WILLIAMS J J, CRAINE J M, et al. Changes in global nitrogen cycling during the Holocene epoch[J]. *Nature*, 2013, 495(7441):352–355.
- MCLELLAN A, CARLBERG J G. The economics of annual legume and double legume cover cropping in southern Minnesota[R].[S.l.]: Southern Agricultural Economics Association.
- MCSHERRY M E, RITCHIE M E. Effects of grazing on grassland soil carbon: a global review[J]. *Global Change Biology*, 2013, 19(5):1347–1357.
- MENGE D N L, FIELD C B. Simulated global changes alter phosphorus demand in annual grassland[J]. *Global Change Biology*, 2007, 13(12):2582–2591.
- MIEHE G, MIEHE S, KAISER K, et al. How old is pastoralism in Tibet? An ecological approach to the making of a Tibetan landscape[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2009, 276(1-4):130–147.
- MORINO Y, OHARA T, KUROKAWA J, et al. Temporal variations of nitrogen wet deposition across Japan from 1989 to 2008[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116:DOI 10.1029/2010jd015205.

- NABUURS G J, LINDNER M, VERKERK P J, et al. First signs of carbon sink saturation in European forest biomass[J]. *Nature Climate Change*, 2013, 3(9):792–796.
- NADELHOFFER K J. Atmospheric nitrogen deposition: Implications for terrestrial ecosystem structure and functioning[M]// VISGILLIO D, GR; WHITELAW. *Acid in the Environment: Lessons Learned and Future Prospects*. [S.l.]: Springer, 2007:77–95.
- NI J. A simulation of biomes on the Tibetan Plateau and their responses to global climate change[J]. *Mountain Research and Development*, 2000, 20(1):80–89.
- NI J, HERZSCHUH U. Simulating biome distribution on the Tibetan Plateau using a modified global vegetation model[J]. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 2011, 43(3):429–441.
- NILSSON J, GRENNFELT P. Critical loads for sulphur and nitrogen[R]//Report from a workshop held at Skokloster. 1988.
- NIU S, WU M, HAN Y, et al. Nitrogen effects on net ecosystem carbon exchange in a temperate steppe[J]. *Global Change Biology*, 2010, 16(1):144–155.
- NOVOTNY A M, SCHADE J D, HOBBI E S, et al. Stoichiometric response of nitrogen-fixing and non-fixing dicots to manipulations of CO<sub>2</sub>, nitrogen, and diversity[J]. *Oecologia*, 2007, 151(4):687–696.
- OJIMA D S, DIRKS B O M, GLENN E P, et al. Assessment of C budget for grasslands and drylands of the world[J]. *Water Air and Soil Pollution*, 1993, 70(1-4):95–109.
- OLLINGER S V, RICHARDSON A D, MARTIN M E, et al. Canopy nitrogen, carbon assimilation, and albedo in temperate and boreal forests: Functional relations and potential climate feedbacks[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2008, 105(49):19336–19341.
- OLOFSSON J, KITTI H, RAUTIAINEN P, et al. Effects of summer grazing by reindeer on composition of vegetation, productivity and nitrogen cycling[J]. *Ecography*, 2001, 24(1):13–24.
- OWENBY C E, HAM J M, AUEN L M. Fluxes of CO<sub>2</sub> from grazed and ungrazed tallgrass prairie[J]. *Rangeland Ecology & Management*, 2006, 59(2):111–127.
- PAN Y P, WANG Y S, TANG G Q, et al. Wet and dry deposition of atmospheric nitrogen at ten sites in Northern China[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2012, 12(14):6515–6535.
- PARFITT R L, COUPER J, PARKINSON R, et al. Effect of nitrogen fertilizer on nitrogen pools and soil communities under grazed pastures[J]. *New Zealand Journal of Agricultural Research*, 2012, 55(3):217–233.
- PAYNE R J, CAPORN S J M, STEVENS C J, et al. Inferring nitrogen deposition from plant community composition[J]. *Ecological Indicators*, 2013a, 26:1–4.
- PAYNE R J, DISE N B, STEVENS C J, et al. Impact of nitrogen deposition at the species level[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2013b, 110(3):984–987.

- PAZ-FERREIRO J, MEDINA-ROLDAN E, OSTLE N J, et al. Grazing increases the temperature sensitivity of soil organic matter decomposition in a temperate grassland[J]. *Environmental Research Letters*, 2012, 7(1):DOI 10.1088/1748-9326/7/1/014027.
- PEÑUELAS J, POULTER B, SARDANS J, et al. Human-induced nitrogen-phosphorus imbalances alter natural and managed ecosystems across the globe[J]. *Nature Communications*, 2013, 4:DOI 10.1038/Ncomms3934.
- PEÑUELAS J, SARDANS J, RIVAS-UBACH A, et al. The human-induced imbalance between C, N and P in Earth's life system[J]. *Global Change Biology*, 2012, 18(1):3–6.
- PEI Z Y, OUYANG H, ZHOU C P, et al. Carbon balance in an alpine steppe in the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Journal of Integrative Plant Biology*, 2009, 51(5):521–526.
- PELTONIEMI M, PULKKINEN M, KOLARI P, et al. Does canopy mean nitrogen concentration explain variation in canopy light use efficiency across 14 contrasting forest sites?[J]. *Tree Physiology*, 2012, 32(2):200–218.
- PENG S S, PIAO S L, WANG T, et al. Temperature sensitivity of soil respiration in different ecosystems in China[J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 2009, 41(5):1008–1014.
- PIAO S L, SITCH S, CIAIS P, et al. Evaluation of terrestrial carbon cycle models for their response to climate variability and to CO<sub>2</sub> trends[J]. *Global Change Biology*, 2013, 19(7):2117–2132.
- PIAO S, TAN K, NAN H, et al. Impacts of climate and CO<sub>2</sub> changes on the vegetation growth and carbon balance of Qinghai-Tibetan grasslands over the past five decades[J]. *Global and Planetary Change*, 2012, 98-99:73–80.
- PIERIK M, VAN RUIJVEN J, BEZEMER T M, et al. Recovery of plant species richness during long-term fertilization of a species-rich grassland[J]. *Ecology*, 2011, 92(7):1393–1398.
- PINEIRO G, PARUELO J M, JOBBAGY E G, et al. Grazing effects on belowground C and N stocks along a network of cattle exclosures in temperate and subtropical grasslands of South America[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2009, 23:DOI 10.1029/2007gb003168.
- PORTER E M, BOWMAN W D, CLARK C M, et al. Interactive effects of anthropogenic nitrogen enrichment and climate change on terrestrial and aquatic biodiversity[J]. *Biogeochemistry*, 2013, 114(1-3):93–120.
- PUXBAUM H, SIMEONOV V, KALINA M, et al. Long-term assessment of the wet precipitation chemistry in Austria (1984-1999)[J]. *Chemosphere*, 2002, 48(7):733–747.
- QIU J. The third pole[J]. *Nature*, 2008, 454(7203):393–396.
- R CORE TEAM . R: A language and environment for statistical computing[M]. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing, 2013. URL <http://www.R-project.org/>.
- REAY D S, DENTENER F, SMITH P, et al. Global nitrogen deposition and carbon sinks[J]. *Nature Geoscience*, 2008, 1(7):430–437.

- REED S C, CLEVELAND C C, TOWNSEND A R. Functional ecology of free-living nitrogen fixation: A contemporary perspective[J]. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 2011, 42:489–512.
- RICE K C, HERMAN J S. Acidification of Earth: An assessment across mechanisms and scales[J]. *Applied Geochemistry*, 2012, 27(1):1–14.
- RISCH A C, FRANK D A. Carbon dioxide fluxes in a spatially and temporally heterogeneous temperate grassland[J]. *Oecologia*, 2006, 147(2):291–302.
- RODHE H, GRANAT L. An evaluation of sulfate in European precipitation 1955-1982[J]. *Atmospheric Environment*, 1984, 18(12):2627–2639.
- ROWE E C, TIPPING E, POSCH M, et al. Predicting nitrogen and acidity effects on long-term dynamics of dissolved organic matter[J]. *Environmental Pollution*, 2014, 184:271–282.
- RUI Y, WANG S, XU Z, et al. Warming and grazing affect soil labile carbon and nitrogen pools differently in an alpine meadow of the Qinghai-Tibet Plateau in China[J]. *Journal of Soils and Sediments*, 2011, 11(6):903–914.
- SAARNIO S, JARVIO S, SAARINEN T, et al. Minor changes in vegetation and carbon gas balance in a boreal mire under a raised CO<sub>2</sub> or NH<sub>4</sub>NO<sub>3</sub> supply[J]. *Ecosystems*, 2003, 6(1):46–60.
- SAFAI P D, RAO P S P, MORNIN G A, et al. Chemical composition of precipitation during 1984-2002 at Pune, India[J]. *Atmospheric Environment*, 2004, 38(12):1705–1714.
- SALVAGIOTTI F, CASSMAN K G, SPECHT J E, et al. Nitrogen uptake, fixation and response to fertilizer N in soybeans: A review[J]. *Field Crops Research*, 2008, 108(1):1–13.
- SARDANS J, RIVAS-UBACH A, PEÑUELAS J. The C:N:P stoichiometry of organisms and ecosystems in a changing world: A review and perspectives[J]. *Perspectives in Plant Ecology Evolution and Systematics*, 2012, 14(1):33–47.
- SAVARD M M. Tree-ring stable isotopes and historical perspectives on pollution - An overview[J]. *Environmental Pollution*, 2010, 158(6):2007–2013.
- SAVARD M M, BEGIN C, SMIRNOFF A, et al. Tree-ring nitrogen isotopes reflect anthropogenic NO<sub>x</sub> emissions and climatic effects[J]. *Environmental Science & Technology*, 2009, 43(3):604–609.
- SAYER E J, HEARD M S, GRANT H K, et al. Soil carbon release enhanced by increased tropical forest litterfall[J]. *Nature Climate Change*, 2011, 1(6):304–307.
- SCHIMEL J. Microbes and global carbon[J]. *Nature Climate Change*, 2013, 3(10):867–868.
- SCHRAMA M, VEEN G F, BAKKER E S, et al. An integrated perspective to explain nitrogen mineralization in grazed ecosystems[J]. *Perspectives in Plant Ecology Evolution and Systematics*, 2013, 15(1):32–44.
- SCHRODER W, HOLY M, PESCH R, et al. First Europe-wide correlation analysis identifying factors best explaining the total nitrogen concentration in mosses[J]. *Atmospheric Environment*, 2010, 44(29):3485–3491.

- SCHRODER W, PESCH R, SCHONROCK S, et al. Mapping correlations between nitrogen concentrations in atmospheric deposition and mosses for natural landscapes in Europe[J]. *Ecological Indicators*, 2014, 36:563–571.
- SCURLOCK J M O, HALL D O. The global carbon sink: a grassland perspective[J]. *Global Change Biology*, 1998, 4(2):229–233.
- SEN I S, PEUCKER-EHRENBRINK B. Anthropogenic disturbance of element cycles at the Earth's surface[J]. *Environmental Science & Technology*, 2012, 46(16):8601–8609.
- SERNA-CHAVEZ H M, FIERER N, VAN BODEGOM P M. Global drivers and patterns of microbial abundance in soil[J]. *Global Ecology and Biogeography*, 2013, 22(10):1162–1172.
- SHAND C A, COUTTS G. The effects of sheep faeces on soil solution composition[J]. *Plant and Soil*, 2006, 285(1-2):135–148.
- SHAVER G R, JOHNSON L C, CADES D H, et al. Biomass and CO<sub>2</sub> flux in wet sedge tundras: Responses to nutrients, temperature, and light[J]. *Ecological Monographs*, 1998, 68(1):75–97.
- SHEN W J, REN H L, JENERETTE G D, et al. Atmospheric deposition and canopy exchange of anions and cations in two plantation forests under acid rain influence[J]. *Atmospheric Environment*, 2013, 64:242–250.
- SHENG W P, YU G R, JIANG C M, et al. Monitoring nitrogen deposition in typical forest ecosystems along a large transect in China[J]. *Environmental Monitoring and Assessment*, 2013, 185(1):833–844.
- SHEVLIAKOVA E, STOUFFER R J, MALYSHEV S, et al. Historical warming reduced due to enhanced land carbon uptake[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2013, 110(42):16730–16735.
- SHI P L, SUN X M, XU L L, et al. Net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange and controlling factors in a steppe—Kobresia meadow on the Tibetan Plateau[J]. *Science in China Series D-Earth Sciences*, 2006, 49:207–218.
- SINGH B K, BARDGETT R D, SMITH P, et al. Microorganisms and climate change: terrestrial feedbacks and mitigation options[J]. *Nature Reviews Microbiology*, 2010, 8(11):779–790.
- SISTLA S A, SCHIMEL J P. Stoichiometric flexibility as a regulator of carbon and nutrient cycling in terrestrial ecosystems under change[J]. *New Phytologist*, 2012, 196(1):68–78.
- SITCH S, SMITH B, PRENTICE I C, et al. Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model[J]. *Global Change Biology*, 2003, 9(2):161–185.
- SKINNER R H. Nitrogen fertilization effects on pasture photosynthesis, respiration, and ecosystem carbon content[J]. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 2013, 172:35–41.
- SKOGEN K A, HOLSINGER K E, CARDON Z G. Nitrogen deposition, competition and the decline of a regionally threatened legume, *Desmodium cuspidatum*[J]. *Oecologia*, 2011, 165(1):261–269.

- SOLGA A, EICHERT T, FRAHM J P. Historical alteration in the nitrogen concentration and  $^{15}\text{N}$  natural abundance of mosses in Germany: Indication for regionally varying changes in atmospheric nitrogen deposition within the last 140 years[J]. *Atmospheric Environment*, 2006, 40(40):8044–8055.
- SOMMER S G, SCHJOERRING J K, DENMEAD O T. Ammonia emission from mineral fertilizers and fertilized crops[J]. *Advances in Agronomy*, 2004, 82:557–622.
- SONG L, BAO X, LIU X, et al. Nitrogen enrichment enhances the dominance of grasses over forbs in a temperate steppe ecosystem[J]. *Biogeosciences*, 2011, 8(8):2341–2350.
- SONG X, YANG G X, YAN C Z, et al. Driving forces behind land use and cover change in the Qinghai-Tibetan Plateau: a case study of the source region of the Yellow River, Qinghai Province, China[J]. *Environmental Earth Sciences*, 2009, 59(4):793–801.
- STEFFEN W, GRINEVALD J, CRUTZEN P, et al. The Anthropocene: conceptual and historical perspectives[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 2011, 369(1938):842–867.
- STEVENS C J, DISE N B, MOUNTFORD J O, et al. Impact of nitrogen deposition on the species richness of grasslands[J]. *Science*, 2004, 303(5665):1876–1879.
- STEVENS C J, DUPRE C, DORLAND E, et al. Nitrogen deposition threatens species richness of grasslands across Europe[J]. *Environmental Pollution*, 2010, 158(9):2940–2945.
- STEVENS C, DUPRE C, GAUDNIK C, et al. Changes in species composition of European acid grasslands observed along a gradient of nitrogen deposition[J]. *Journal of Vegetation Science*, 2011, 22(2):207–215.
- STOCKER B D, ROTH R, JOOS F, et al. Multiple greenhouse-gas feedbacks from the land biosphere under future climate change scenarios[J]. *Nature Climate Change*, 2013, 3(7):666–672.
- STREETER J. Inhibition of legume nodule formation and  $\text{N}_2$  fixation by nitrate[J]. *Critical Reviews in Plant Sciences*, 1988, 7(1):1–23.
- SUDING K N, COLLINS S L, GOUGH L, et al. Functional- and abundance-based mechanisms explain diversity loss due to N fertilization[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2005, 102(12):4387–4392.
- SUSILUOTO S, RASILO T, PUMPANEN J, et al. Effects of grazing on the vegetation structure and carbon dioxide exchange of a fennoscandian fell ecosystem[J]. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 2008, 40(2):422–431.
- SUTTON M A, BLEEKER A. The shape of nitrogen to come[J]. *Nature*, 2013, 494(7438):435–437.
- SUTTON M A, SIMPSON D, LEVY P E, et al. Uncertainties in the relationship between atmospheric nitrogen deposition and forest carbon sequestration[J]. *Global Change Biology*, 2008, 14(9):2057–2063.

- TAN K, CIAIS P, PIAO S L, et al. Application of the ORCHIDEE global vegetation model to evaluate biomass and soil carbon stocks of Qinghai-Tibetan grasslands[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2010, 24:DOI 10.1029/2009gb003530.
- TANG J, XU X B, BA J, et al. Trends of the precipitation acidity over China during 1992-2006[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(17):1800-1807.
- TAYLOR S R. Abundance of chemical elements in the continental crust - a new table[J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 1964, 28:1273-1285.
- TESSIER J T, RAYNAL D J. Use of nitrogen to phosphorus ratios in plant tissue as an indicator of nutrient limitation and nitrogen saturation[J]. *Journal of Applied Ecology*, 2003, 40(3):523-534.
- THOMAS R B, BASHKIN M A, RICHTER D D. Nitrogen inhibition of nodulation and N<sub>2</sub> fixation of a tropical N<sub>2</sub>-fixing tree (*Gliricidia sepium*) grown in elevated atmospheric CO<sub>2</sub>[J]. *New Phytologist*, 2000, 145(2):233-243.
- THOMAS R Q, CANHAM C D, WEATHERS K C, et al. Increased tree carbon storage in response to nitrogen deposition in the US[J]. *Nature Geoscience*, 2010, 3(1):13-17.
- THOMAS R Q, ZAEHLE S, TEMPLER P H, et al. Global patterns of nitrogen limitation: confronting two global biogeochemical models with observations[J]. *Global Change Biology*, 2013, 19(10):2986-2998.
- THOMPSON L G, YAO T, MOSLEY-THOMPSON E, et al. A high-resolution millennial record of the South Asian Monsoon from Himalayan ice cores[J]. *Science*, 2000, 289(5486):1916-1919.
- TILSNER J, WRAGE N, LAUF J, et al. Emission of gaseous nitrogen oxides from an extensively managed grassland in NE Bavaria, Germany - I. Annual budgets of N<sub>2</sub>O and NO<sub>x</sub> emissions[J]. *Biogeochemistry*, 2003a, 63(3):229-247.
- TILSNER J, WRAGE N, LAUF J, et al. Emission of gaseous nitrogen oxides from an extensively managed grassland in NE Bavaria, Germany - II. Stable isotope natural abundance of N<sub>2</sub>O[J]. *Biogeochemistry*, 2003b, 63(3):249-267.
- TODD-BROWN K E O, HOPKINS F M, KIVLIN S N, et al. A framework for representing microbial decomposition in coupled climate models[J]. *Biogeochemistry*, 2012, 109(1-3):19-33.
- TRESEDER K K, BALSER T C, BRADFORD M A, et al. Integrating microbial ecology into ecosystem models: challenges and priorities[J]. *Biogeochemistry*, 2012, 109(1-3):7-18.
- TRESEDER K K. Nitrogen additions and microbial biomass: a meta-analysis of ecosystem studies[J]. *Ecology Letters*, 2008, 11(10):1111-1120.
- TRIVEDI P, ANDERSON I C, SINGH B K. Microbial modulators of soil carbon storage: integrating genomic and metabolic knowledge for global prediction[J]. *Trends in Microbiology*, 2013, 21(12):641-651.

- TU J, WANG H S, ZHANG Z F, et al. Trends in chemical composition of precipitation in Nanjing, China, during 1992-2003[J]. *Atmospheric Research*, 2005, 73(3-4):283–298.
- TU L H, HU T X, ZHANG J, et al. Nitrogen addition stimulates different components of soil respiration in a subtropical bamboo ecosystem[J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 2013, 58:255–264.
- VAN DER WAL R, PEARCE I, BROOKER R, et al. Interplay between nitrogen deposition and grazing causes habitat degradation[J]. *Ecology Letters*, 2003, 6(2):141–146.
- VESSEY J K, WATERER J. In search of the mechanism of nitrate inhibition of nitrogenase activity in legume nodules: recent developments[J]. *Physiologia Plantarum*, 1992, 84(1):171–176.
- VITOUSEK P M, ABER J D, HOWARTH R W, et al. Human alteration of the global nitrogen cycle: Sources and consequences[J]. *Ecological Applications*, 1997, 7(3):737–750.
- VITOUSEK P M, MENGE D N L, REED S C, et al. Biological nitrogen fixation: rates, patterns and ecological controls in terrestrial ecosystems[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, 2013, 368(1621):DOI 10.1098/rstb.2013.0119.
- WANEK W, ZOTZ G. Are vascular epiphytes nitrogen or phosphorus limited? A study of plant <sup>15</sup>N fractionation and foliar N:P stoichiometry with the tank bromeliad *Vriesea sanguinolenta*[J]. *New Phytologist*, 2011, 192(2):462–470.
- WANG L X, MACKO S A. Constrained preferences in nitrogen uptake across plant species and environments[J]. *Plant Cell and Environment*, 2011a, 34(3):525–534.
- WANG X H, PIAO S L, CIAIS P, et al. Are ecological gradients in seasonal  $Q_{10}$  of soil respiration explained by climate or by vegetation seasonality?[J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 2010a, 42(10):1728–1734.
- WANG Y F, CUI X Y, HAO Y B, et al. The fluxes of CO<sub>2</sub> from grazed and fenced temperate steppe during two drought years on the Inner Mongolia Plateau, China[J]. *Science of the Total Environment*, 2011b, 410:182–190.
- WANG Y P, LAW R M, PAK B. A global model of carbon, nitrogen and phosphorus cycles for the terrestrial biosphere[J]. *Biogeosciences*, 2010b, 7(7):2261–2282.
- WATERER J G, VESSEY J K. Effect of low static nitrate concentrations on mineral nitrogen uptake, nodulation, and nitrogen fixation in field pea[J]. *Journal of Plant Nutrition*, 1993, 16(9):1775–1789.
- WEI D, XU-RI, WANG Y H, et al. Responses of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes to livestock enclosure in an alpine steppe on the Tibetan Plateau, China[J]. *Plant and Soil*, 2012, 359(1-2):45–55.
- WHITE R, MURRAY S, ROHWEDER M. *Grassland Ecosystems*[R].[S.l.]: World Resources Institute, 2000.

- WIEDER W R, BONAN G B, ALLISON S D. Global soil carbon projections are improved by modelling microbial processes[J]. *Nature Climate Change*, 2013, 3(10):909–912.
- WOLFE A P, HOBBS W O, BIRKS H H, et al. Stratigraphic expressions of the Holocene-Anthropocene transition revealed in sediments from remote lakes[J]. *Earth-Science Reviews*, 2013, 116:17–34.
- WRIGHT I J, REICH P B, CORNELISSEN J H C, et al. Assessing the generality of global leaf trait relationships[J]. *New Phytologist*, 2005, 166(2):485–496.
- WRIGHT R F, RASMUSSEN L. Introduction to the NITREX and EXMAN projects[J]. *Forest Ecology and Management*, 1998, 101(1-3):1–7.
- WRIGHT R F, VANBREEMEN N. The NITREX project - an Introduction[J]. *Forest Ecology and Management*, 1995, 71(1-2):1–5.
- WU G L, DU G Z, LIU Z H, et al. Effect of fencing and grazing on a Kobresia-dominated meadow in the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Plant and Soil*, 2009, 319(1-2):115–126.
- WU G L, LI W, SHI Z H, et al. Aboveground dominant functional group predicts belowground properties in an alpine grassland community of western China[J]. *Journal of Soils and Sediments*, 2011, 11(6):1011–1019.
- XIA J Y, NIU S L, WAN S Q. Response of ecosystem carbon exchange to warming and nitrogen addition during two hydrologically contrasting growing seasons in a temperate steppe[J]. *Global Change Biology*, 2009, 15(6):1544–1556.
- XIA J, WAN S. Global response patterns of terrestrial plant species to nitrogen addition[J]. *New Phytologist*, 2008, 179(2):428–439.
- XIAO H W, XIAO H Y, LONG A M, et al. Chemical composition and source apportionment of rainwater at Guiyang, SW China[J]. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 2013, 70(3):269–281.
- XIAO H Y, TANG C G, XIAO H W, et al. Mosses indicating atmospheric nitrogen deposition and sources in the Yangtze River drainage basin, China[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115:DOI 10.1029/2009jd012900.
- XIAO H Y, XIE Z Y, TANG C G, et al. Epilithic moss as a bio-monitor of atmospheric N deposition in South China[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116:DOI 10.1029/2011jd016229.
- XU G, FAN X, MILLER A J. Plant nitrogen assimilation and use efficiency[J]. *Annual Review of Plant Biology*, 2012, 63(1):153–182.
- XU H, BI X H, FENG Y C, et al. Chemical composition of precipitation and its sources in Hangzhou, China[J]. *Environmental Monitoring and Assessment*, 2011, 183(1-4):581–592.
- XU S, LIU L L, SAYER E J. Variability of above-ground litter inputs alters soil physicochemical and biological processes: a meta-analysis of litterfall-manipulation experiments[J]. *Biogeosciences*, 2013a, 10(11):7423–7433.

- XU X F, THORNTON P E, POST W M. A global analysis of soil microbial biomass carbon, nitrogen and phosphorus in terrestrial ecosystems[J]. *Global Ecology and Biogeography*, 2013b, 22(6):737–749.
- XU X L, OUYANG H, CAO G M, et al. Nitrogen deposition and carbon sequestration in alpine meadows[J]. *Biogeochemistry*, 2004, 71(3):353–369.
- XU Y Q, LI L H, WANG Q B, et al. The pattern between nitrogen mineralization and grazing intensities in an Inner Mongolian typical steppe[J]. *Plant and Soil*, 2007, 300(1-2):289–300.
- XU Z F, TU L H, HU T X, et al. Implications of greater than average increases in nitrogen deposition on the western edge of the Szechwan Basin, China[J]. *Environmental Pollution*, 2013c, 177:201–202.
- XU-RI, PRENTICE I C. Terrestrial nitrogen cycle simulation with a dynamic global vegetation model[J]. *Global Change Biology*, 2008, 14(8):1745–1764.
- XU-RI, PRENTICE I C, SPAHNI R, et al. Modelling terrestrial nitrous oxide emissions and implications for climate feedback[J]. *New Phytologist*, 2012, 196(2):472–488.
- YAN L M, CHEN S P, HUANG J H, et al. Increasing water and nitrogen availability enhanced net ecosystem CO<sub>2</sub> assimilation of a temperate semiarid steppe[J]. *Plant and Soil*, 2011, 349(1-2):227–240.
- YANG B J, QIAO N, XU X L, et al. Symbiotic nitrogen fixation by legumes in two Chinese grasslands estimated with the <sup>15</sup>N dilution technique[J]. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 2011, 91(1):91–98.
- YANG F, TAN J, SHI Z B, et al. Five-year record of atmospheric precipitation chemistry in urban Beijing, China[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2012, 12(4):2025–2035.
- YANG X J, WITTIG V, JAIN A K, et al. Integration of nitrogen cycle dynamics into the Integrated Science Assessment Model for the study of terrestrial ecosystem responses to global change[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2009, 23:DOI 10.1029/2009GB003474.
- YANG Y H, FANG J Y, JI C J, et al. Above- and belowground biomass allocation in Tibetan grasslands[J]. *Journal of Vegetation Science*, 2009, 20(1):177–184.
- YANG Y H, FANG J Y, MA W H, et al. Large-scale pattern of biomass partitioning across China's grasslands[J]. *Global Ecology and Biogeography*, 2010, 19(2):268–277.
- YANG Y H, JI C J, MA W H, et al. Significant soil acidification across northern China's grasslands during 1980s-2000s[J]. *Global Change Biology*, 2012, 18(7):2292–2300.
- YI S, LI N, XIANG B, et al. Representing the effects of alpine grassland vegetation cover on the simulation of soil thermal dynamics by ecosystem models applied to the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 2013, 118(3):1186–1199.
- YIN Y H, WU S H, ZHAO D S. Past and future spatiotemporal changes in evapotranspiration and effective moisture on the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2013, 118(19):10850–10860.

- YU G R, FU Y L, SUN X M, et al. Recent progress and future directions of ChinaFLUX[J]. Science in China Series D-Earth Sciences, 2006a, 49:1–23.
- YU G R, WEN X F, SUN X M, et al. Overview of ChinaFLUX and evaluation of its eddy covariance measurement[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2006b, 137(3-4):125–137.
- YU G R, ZHU X J, FU Y L, et al. Spatial patterns and climate drivers of carbon fluxes in terrestrial ecosystems of China[J]. Global Change Biology, 2013, 19(3):798–810.
- ZAEHLE S, CIAIS P, FRIEND A D, et al. Carbon benefits of anthropogenic reactive nitrogen offset by nitrous oxide emissions[J]. Nature Geoscience, 2011a, 4(9):601–605.
- ZAEHLE S, DALMONECH D. Carbon-nitrogen interactions on land at global scales: current understanding in modelling climate biosphere feedbacks[J]. Current Opinion in Environmental Sustainability, 2011b, 3(5):311–320.
- ZAEHLE S, FRIEDLINGSTEIN P, FRIEND A D. Terrestrial nitrogen feedbacks may accelerate future climate change[J]. Geophysical Research Letters, 2010a, 37:DOI 10.1029/2009gl041345.
- ZAEHLE S, FRIEND A D. Carbon and nitrogen cycle dynamics in the O-CN land surface model: 1. Model description, site-scale evaluation, and sensitivity to parameter estimates[J]. Global Biogeochemical Cycles, 2010b, 24:DOI 10.1029/2009gb003521.
- ZAEHLE S, FRIEND A D, FRIEDLINGSTEIN P, et al. Carbon and nitrogen cycle dynamics in the O-CN land surface model: 2. Role of the nitrogen cycle in the historical terrestrial carbon balance[J]. Global Biogeochemical Cycles, 2010c, 24:DOI 10.1029/2009gb003522.
- ZBIERANOWSKI A L, AHERNE J. Long-term trends in atmospheric reactive nitrogen across Canada: 1988-2007[J]. Atmospheric Environment, 2011, 45(32):5853–5862.
- ZHANG D D, PEART M, JIM C Y, et al. Precipitation chemistry of Lhasa and other remote towns, Tibet[J]. Atmospheric Environment, 2003, 37(2):231–240.
- ZHANG F M, CHEN J M, PAN Y D, et al. Attributing carbon changes in conterminous U.S. forests to disturbance and non-disturbance factors from 1901 to 2010[J]. Journal of Geophysical Research, 2012a, 117:DOI 10.1029/2011jg001930.
- ZHANG G, ZHANG Y, DONG J, et al. Green-up dates in the Tibetan Plateau have continuously advanced from 1982 to 2011[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2013, 110(11):4309–4314.
- ZHANG J P, ZHANG L B, LIU W L, et al. Livestock-carrying capacity and overgrazing status of alpine grassland in the Three-River Headwaters region, China[J]. Journal of Geographical Sciences, 2014a, 24(2):303–312.
- ZHANG L, JACOB D J, KNIPPING E M, et al. Nitrogen deposition to the United States: distribution, sources, and processes[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2012b, 12(10):4539–4554.

- ZHANG N N, HE Y Q, CAO J J, et al. Long-term trends in chemical composition of precipitation at Lijiang, southeast Tibetan Plateau, southwestern China[J]. *Atmospheric Research*, 2012c, 106:50–60.
- ZHANG Q, WANG Y P, PITMAN A J, et al. Limitations of nitrogen and phosphorous on the terrestrial carbon uptake in the 20th century[J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38:DOI 10.1029/2011GL049244.
- ZHANG X Y, JIANG H, ZHANG Q X, et al. Chemical characteristics of rainwater in northeast China, a case study of Dalian[J]. *Atmospheric Research*, 2012d, 116:151–159.
- ZHANG X Z, SHI P L, LIU Y F, et al. Experimental study on soil CO<sub>2</sub> emission in the alpine grassland ecosystem on Tibetan Plateau[J]. *Science in China Series D-Earth Sciences*, 2005, 48:218–224.
- ZHANG Y J, ZHANG X Q, WANG X Y, et al. Establishing the carrying capacity of the grasslands of China: a review[J]. *Rangeland Journal*, 2014b, 36(1):1–9.
- ZHANG Y L, KANG S C, LI C L, et al. Wet deposition of precipitation chemistry during 2005-2009 at a remote site (Nam Co Station) in central Tibetan Plateau[J]. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 2012e, 69(3):187–200.
- ZHAO D S, WU S H, YIN Y H, et al. Vegetation distribution on Tibetan Plateau under climate change scenario[J]. *Regional Environmental Change*, 2011a, 11(4):905–915.
- ZHAO H B, XU B Q, YAO T D, et al. Records of sulfate and nitrate in an ice core from Mount Muztagata, central Asia[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2011b, 116(D13304):DOI 10.1029/2011jd015735.
- ZHAO H B, YAO T D, XU B Q, et al. Ammonium record over the last 96 years from the Muztagata glacier in Central Asia[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2008, 53(8):1255–1261.
- ZHAO L, LI J, XU S, et al. Seasonal variations in carbon dioxide exchange in an alpine wetland meadow on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Biogeosciences*, 2010, 7(4):1207–1221.
- ZHAO L, LI Y N, ZHAO X Q, et al. Comparative study of the net exchange of CO<sub>2</sub> in 3 types of vegetation ecosystems on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2005, 50(16):1767–1774.
- ZHENG W, YAO T D, JOSWIAK D R, et al. Major ions composition records from a shallow ice core on Mt. Tanggula in the central Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Atmospheric Research*, 2010, 97(1-2):70–79.
- ZHENG X H, FU C B, XU X K, et al. The Asian nitrogen cycle case study[J]. *Ambio*, 2002, 31(2):79–87.
- ZHENG Z M, YU G R, FU Y L, et al. Temperature sensitivity of soil respiration is affected by prevailing climatic conditions and soil organic carbon content: A trans-China based case study[J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 2009, 41(7):1531–1540.

- ZHUANG Q L, LU Y Y, CHEN M. An inventory of global N<sub>2</sub>O emissions from the soils of natural terrestrial ecosystems[J]. Atmospheric Environment, 2012, 47:66–75.
- ZHUANG Q, HE J, LU Y, et al. Carbon dynamics of terrestrial ecosystems on the Tibetan Plateau during the 20th century: an analysis with a process-based biogeochemical model[J]. Global Ecology and Biogeography, 2010, 19(5):649–662.
- 边多, 李春, 杨秀海,等. 藏西北高寒牧区草地退化现状与机理分析[J]. 自然资源学报, 2008, 23(2):254–262.
- 陈凌云, 赵君, 张仁懿,等. 氮磷复合肥添加对高寒草甸金露梅灌丛中豆科植物的影响[J]. 生态科学, 2010, 29(6):512–517.
- 旦增塔庆, 旭日, 魏学红,等. 西藏纳木错高寒草原、高寒草甸和沼泽化草甸主要温室气体通量对比研究[J]. 草地学报, 2014, 已接收.
- 丁国安, 徐晓斌, 王淑凤,等. 中国气象局酸雨网基本资料数据集及初步分析[J]. 应用气象学报, 2004, 15(S1):85–94.
- 丁慧明, 姚芳芳, 陈静静,等. 浙江宁波天童地区酸性降水化学特征研究[J]. 环境科学学报, 2012, 32(9):2245–2252.
- 谷保静. 人类—自然耦合系统氮循环研究——中国案例[D]. 浙江: 浙江大学, 2011.
- 侯书贵. 乌鲁木齐河源区大气降水的化学特征[J]. 冰川冻土, 2001, 23(1):80–84.
- 贾钧彦. 青藏高原大气氮湿沉降研究[D]. 拉萨: 西藏大学, 2008.
- 李茂善, 马耀明, ISHIKAWA H,等. 珠穆朗玛峰北坡地区近地层及土壤微气象要素分析[J]. 高原气象, 2007, 26(6):1263–1268.
- 吕超群. 中国大气氮沉降与陆地生态系统碳循环研究[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 2009.
- 牛克昌. 青藏高原高寒草甸群落主要组分种繁殖特征对施肥和放牧的响应[D]. 兰州: 兰州大学, 2008.
- 钱拴, 毛留喜, 侯英雨,等. 青藏高原载畜能力及草畜平衡状况研究[J]. 自然资源学报, 2007, 22(3):389–397.
- 秦泗国, 钟国辉, 王景升. 那曲草地气候格局对草地 NPP 的影响及载畜量研究[J]. 干旱区资源与环境, 2010, 24(7):159–164.
- 洒文君. 青藏高原高寒草地生产力及载畜量动态分析研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2012.
- 宋璐璐, 尹云鹤, 吴绍洪. 蒸散发测定方法研究进展[J]. 地理科学进展, 2012, 31(9):1186–1195.
- 孙悦, 徐兴良, KUZYSKOV Y. 根际激发效应的发生机制及其生态重要性[J]. 植物生态学报, 2014, 38(1):62–75.
- 汤洁, 张晓春. 瓦里关山降水化学特征的初步分析[J]. 环境科学学报, 2000, 20(4):420–425.
- 田汉勤, 刘明亮, 张弛,等. 全球变化与陆地系统综合集成模拟——新一代陆地生态系统动态模型 (DLEM)[J]. 地理学报, 2010, 65(9):1027–1047.

- 王永杰, 马耀明, 朱志鹏,等. 藏东南地区鲁朗河谷近地层气象要素变化特征[J]. 高原气象, 2010, 29(1):63-69.
- 魏达. 西藏纳木错高寒草地生态系统呼吸、CH<sub>4</sub> 和 N<sub>2</sub>O 通量及其对氮沉降和围栏禁牧的响应[D]. 北京: 中国科学院大学, 2012.
- 吴灏, 叶柏生, 吴锦奎,等. 疏勒河上游高寒草甸生态系统 CO<sub>2</sub> 通量观测研究[J]. 草业学报, 2013, 22(4):18-26.
- 杨龙元, 任燕霞, 贾立. 青海省五道梁降水化学组成的初步分析[J]. 高原气象, 1991(02):209-216.
- 杨兆平, 欧阳华, 徐兴良,等. 五道梁高寒草原土壤水分和植被盖度空间异质性的地统计分析[J]. 自然资源学报, 2010(03):426-434.
- 杨中领. 青藏高原东部高寒草甸群落结构和功能对施肥和放牧的响应[D]. 兰州: 兰州大学, 2011.
- 游庆龙, 康世昌, 李潮流,等. 青藏高原纳木错气象要素变化特征[J]. 气象, 2007, 33(3):54-60.
- 于伯华, 吕昌河. 青藏高原高寒区生态脆弱性评价[J]. 地理研究, 2011, 30(12):2289-2295.
- 张拥军, 康世昌, 游庆龙,等. 纳木错流域气候特征[M]//康世昌, 杨永平, 朱立平,等. 青藏高原纳木错流域现代环境过程及其变化. 北京: 气象出版社, 2011:15-24.
- 张镜铨, 李炳元, 郑度. 论青藏高原范围与面积[J]. 地理研究, 2002, 21(1):1-8.
- 张镜铨, 张玮, 摆万奇,等. 青藏高原统计数据分折——以人口为例[J]. 地理科学进展, 2005, 24(1):11-20.
- 中国科学院东北地理与农业生态研究所. 中国 1:100 万湿地数据[M].[S.l.]: [s.n.], 2000.
- 中国科学院中国植被图编辑委员会. 中国植被数据集[M]. 北京: 科学出版社, 2001.
- 中华人民共和国国家统计局. 中国统计年鉴-2013[M]. 北京: 中国统计出版社, 2013.
- 周兴民. 嵩草草甸的土壤营养及其物质循环[M]//中国嵩草草甸. 北京: 科学出版社, 2001:199-206.



## 致 谢

行文至此，我的求学生涯即将结束。光阴，于不经意间一点一点逝去，永不止息。岁月无情，韶华易逝，莫可奈何。我自七岁入学，开始读书，至今，已二十二载。一路走来，或坚定，或彷徨，或引吭高歌，或浅酌低唱，伴一路跌摸滚打，品人间百味，赏沿途风光。这些年，六年攻博，是片尾曲，亦是最强音。读研伊始，二十出头；毕业之际，已近而立。读博经历：不完美，却完整；有遗憾，却无悔。倘若重新来过，兴许会无憾无悔，无暇完美。可是，人生，没有回头路，这是历史之残酷，亦是生命之魅力。仔细想来，人生如棋，落子无悔，若真有回头路，那多无趣。追忆过去，相信未来，把握当下。向前走，常回望，且珍惜，且思量。

成长不易，阵痛总是难免的。一次次跌倒爬起，一次次自我否定，一次次脱胎换骨。吸取教训，积累经验；日积月累，聚沙成塔。六年间，我的每一分成长都离不开恩师的提携、挚友的扶持、亲人的相助，每一寸进步都蕴藏着满满的师生情、友情、亲情。藉此博士论文付梓之际，向诸位恩师、诸位挚友、诸位亲人道一声感谢！

感谢我的导师，旭日副研究员。您是我步入学术殿堂的引路人，学术锻炼时的指导者，学术生涯中的引领者。您用自己的宽容与智慧，营造了一个团结、积极、活泼、有序的学术之家。我在这个温暖的大家庭中受教六年，深感幸运与知足。在您的带领下，我不断接触新知识，学习新方法，开展新工作，产出新成果。您学术造诣高深，学术洞察力敏锐，为我的成长提供了坚实的学术保障；而您待人宽厚善良，处事细致周全，更令我倍感温暖，并深为折服。六年读研岁月，我是伴随着您坦诚的沟通、严厉的批评和热忱的鼓励度过的；往事如烟，历历在目，谆谆教诲，言犹在耳；每忆及此，学生内心总深感踏实、温暖、自信、坚定。在您的恩泽与期许中，学生会心怀感恩，以勤补拙，砥砺前行，惟愿学有所成，惟愿不辱没师门风范。

感谢我的导师，罗天祥研究员。学生困惑之时，您寥寥数语，即透过表象，直指核心，遂使人顿觉豁然开朗，柳暗花明。聆听您讲述科研之道，学生深感大自然之奇妙，深味生态学研究中蕴含的数学之美与逻辑之美。您既是严师，又似慈父，能得您点化、相助，实为学生之幸、之福。感谢研究生部吴薇老师，您是学生成长历程的见证者，是学生成长家园的守护者，是学生成长之路上的心灵导师。您之所言，如春风化雨，沁人心田，总令学生受益匪浅。在漫漫求学路上，您为学生构筑了一泓亲情的港湾，温暖，宁静，悠远。在这个港湾里，学生总能汲取到继续前进的动力，且余韵绵延，源源不断。感谢研究生部甄晓琳老师，感谢您的辛劳与帮助，感谢您的时时提醒，使我从未错过读研究生涯中的关键节点，终于顺利完成学业。

感谢中科院大气所王跃思研究员、潘月鹏副研究员。大气所铁塔分部是我最开始接触室内实验的地方，感谢两位老师细致入微的指导与帮助，感谢两位老师对我大气氮湿沉降观测与测定工作的支持。感谢中科院地理资源所徐兴良副研究员。六年间，

我在地理所开展的生态学室内实验工作长达四年。在您的悉心指导下，我由刚起步时的茫然无措，逐渐学习，终于能够游刃有余的完成各项实验任务。感谢您的耐心、宽容、鼓励，感谢您对我论文的指点、指正。我实验技能的学习掌握，实验工作的顺利开展，与实验室各位指导老师的帮助是分不开的；因此，我还要感谢中科院大气所刘广仁老师、王迎红老师、李宝江老师；感谢中科院地理所张心昱老师、徐丽君老师、部金凤老师、张倩老师、张宏志老师，以及令人深切怀念的杨京蓉老师；感谢中科院生态环境中心李红岩老师。

感谢师兄魏达博士，您的关照与指导，使我少走了许多弯路，使我更顺利的开展工作。您的谦和、善良、乐于传承使得大家更为和谐、团结、进取。您树立了优秀的榜样，时刻感召着我努力前行。感谢代冬雪和耿晓东，读研路上，我很幸运能有你们相伴；室内实验时，我们一块讨论，共同开展；野外试验时，我们互相扶持，协同并进，令人感念。感谢张林副研究员、李瑞成博士、孔高强博士、刘新圣博士、王忠博士、沈维和俞洁辉。一次次的组会讨论，使我受益良多，是我读研经历中的宝贵财富。感谢赵景学，念青唐古拉山南北坡共同坚守、奋斗的兄弟。你豁达乐观、野外工作经验丰富；在野外艰苦环境中，能与你并肩作战是我的幸运。你的乐观，感染周围的每一个人；感谢你多年的扶持与帮助！

感谢西藏大学农牧学院旦增塔庆，感谢你的真诚善良，感谢你的任劳任怨，感谢你的持之以恒。记得 2012 年秋冬之际，在极其艰苦的情况下，我们共同布置纳木错多水平增水试验；踏查样地，设计装置，订制器材，实地安装；起早贪黑，不畏严寒，砸冰取水，反复调试，终获成功。感谢你的付出，感谢你的帮助。我还要感谢卢杉。感谢你从沈阳音乐学院来到青藏高原，和我一起于纳木错站坚守了半年，协助我完成夏半年的野外试验。测定日动态，我们风餐露宿，日夜兼程，从暮春测至深秋；辛苦工作之余，他人均已疲惫不堪，你竟还坚持拍摄高原夏夜星空，助人领略人间净土的旷世美景，使我们的坚守充满了无尽乐趣。

感谢河南理工大学金毅老师、刘永和老师、袁策老师，三位恩师是我本科求学生涯的指导者，之后一直帮助、鼓舞着我走完读研历程，非常感谢！感谢理工大 GIS04 的同学们，感谢一同北漂的兄弟姐妹们；尤其，在北京读研时，还能有大学室友张攀攀和李坤相伴，实乃幸事。偶尔，老友相聚，谈天说地，指点江山，一时间便可忘记所有烦恼，欢乐的开始每一天。感谢青藏所 2008 级硕士班、2010 级博士班及 518 办公室的同学们，和你们相聚，是一种缘分；与你们一起努力奋斗，我不感到孤单；感谢你们的宽慰与支持，我们的同学情分会一直延续！

本博士论文的工作是依托青藏高原研究平台的 5 个野外台站完成的，这些台站分别是：中国科学院纳木错圈层相互作用综合观测研究站，中国科学院藏东南高山环境综合观测研究站，中国科学院珠穆朗玛峰大气与环境综合观测研究站，阿里荒漠环境综合观测研究站，慕士塔格西风带环境综合观测研究站。感谢各台站在野外观测和提供基础气象数据方面提供的帮助！感谢各台站工作人员，没有你们艰苦卓绝的付出，就不会有我博士论文的问世，非常感谢！

## 致 谢

---

本博士学位论文是利用 L<sup>A</sup>T<sub>E</sub>X 排版系统生成的，所采用的 L<sup>A</sup>T<sub>E</sub>X 模板是基于中科院数学与系统科学研究院博士学位论文 L<sup>A</sup>T<sub>E</sub>X 模板 (CASthesis-v0.2, 吴凌云)、中科院计算技术研究所博士学位论文 L<sup>A</sup>T<sub>E</sub>X 模板 (ICTthesis 2.0.0, 俞晓明) 和上海交通大学博士学位论文 L<sup>A</sup>T<sub>E</sub>X 模板 (v0.2a) 修改而成。采用 L<sup>A</sup>T<sub>E</sub>X 生成博士学位论文，极大的节约了我在论文修改、排版方面所花费的时间和精力。特向各模板的作者们表示由衷的感谢!

最后，感谢我的家人。家是我起步的地方，是最后的屏障；家人的支持是我成长过程中的动力之源，是最坚实的后盾。多年求学，与家人聚少离多；一次次远行，一次次期盼，一次次不舍，一次次伤感。感谢父亲、母亲，二老用最质朴的方式，一直默默的支持着我，任由我去闯荡，去拼搏。漂泊在外，感谢天岩的陪伴；为了我能顺利完成学业，你不仅默默承受了很多，还一直给我加油鼓劲儿；谢谢你一直以来的理解、宽慰与支持!

刘永稳

二〇一四年四月二十二日  
于中国科学院青藏高原研究所



## 作者简介

### 基本情况

姓名：刘永稳      性别：男      出生年月：1986年11月      籍贯：河南

### 教育经历

2004年9月—2008年6月，河南理工大学，地理信息系统专业，本科

2008年9月—2014年6月，中国科学院青藏高原研究所，自然地理学专业，硕博连读

### 攻读博士学位期间论文撰写和发表情况

**Yongwen Liu**, Xu-Ri, Xingliang Xu, Da Wei, Yuesi Wang, Yinghong Wang (2013) Plant and soil responses of an alpine steppe on the Tibetan Plateau to multi-level nitrogen addition. *Plant and Soil* 373:515-529

Da Wei, Xu-Ri, Yinghong Wang, Yuesi Wang, **Yongwen Liu**, Tandong Yao (2012) Responses of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes to livestock enclosure in an alpine steppe on the Tibetan Plateau, China. *Plant and Soil* 359:45-55

### 攻读博士学位期间获奖情况

2013年，国家奖学金