

青藏高原冰前湖中 NO_3^- 浓度及同位素组成的季节变化

王凤¹, 刘勇勤^{1,2,5*}, 曲冬梅¹, 方运霆³, 李岳昂⁴, 张志好^{1,5}, 汪文强², 刘克韶¹, 张凡¹, 刘军志², 毛冠男², 刘鹏飞²

1. 中国科学院青藏高原研究所, 青藏高原地球系统与资源环境全国重点实验室, 北京 100101

2. 兰州大学泛第三极环境中心, 兰州 730000

3. 中国科学院沈阳应用生态研究所, 森林生态与管理重点实验室, 沈阳 110016

4. Faculty of Forestry, Natural Resource Conservation, University of British Columbia, Vancouver V6T 1Z4, Canada

5. 中国科学院大学, 北京 100049

* 通讯作者, E-mail: yqliu@itpcas.ac.cn

2025-05-07收稿, 2025-10-15修回, 2025-10-29接受, 2025-12-08网络版发表

国家自然科学基金优秀青年科学基金项目(42222105)、国家自然科学基金项目(42421001)、全球海洋负碳排放计划(Global ONCE)和中央高校基本科研业务费专项资金项目(lzujbky-2022-cy08、lzujbky-2023-eyt01)

摘要 全球变暖导致冰川加速消融, 显著增加了向下游生态系统输送硝酸盐(NO_3^-)的通量, 引起了对冰川补给区氮循环过程的广泛关注。冰前湖与冰川紧密相连, 冰川源 NO_3^- 对调控湖水 NO_3^- 浓度起着关键作用。然而, 冰川径流输入与湖泊内部生物地球化学过程对湖水中 NO_3^- 的相对贡献仍不明确。本研究基于青藏高原原枪冰川流域的 NO_3^- 浓度及其同位素组成($\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 、 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 和 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$)数据, 结合MixSIAR同位素源解析模型, 量化了不同来源对湖水 NO_3^- 的相对贡献。结果表明, 在冰川消融期, 冰川径流是湖水中 NO_3^- 的主要来源, 其相对贡献为 $83\%\pm 5\%$; 其次是湖内微生物硝化作用($15\%\pm 4\%$)和直接大气沉降($2\%\pm 2\%$)。进一步分析显示, 冰川径流输入与湖泊内部氮循环过程共同驱动 NO_3^- 浓度的季节变化。消融初期, 冰川径流输入及湖内硝化作用的增强导致 NO_3^- 浓度上升, 随后浓度下降可能与沉积物介导的物理吸附过程有关。而在非消融期, 反硝化和同化作用等微生物去除过程主导了 NO_3^- 浓度的逐步降低。研究结果量化了冰川径流及湖内微生物硝化作用对湖水中 NO_3^- 的相对贡献, 强调了冰前湖是氮转化的热点区域。

关键词 同位素, 氮循环, 冰前湖, 青藏高原

1 引言

青藏高原拥有中低纬度地区面积最大的山地冰川(Yao等, 2012)。在全球变暖背景下, 冰川加速消融不仅导致径流量增加, 还释放出大量先前封存的氮(张玉兰等, 2021; Liu等, 2022)。在冰川补给的生态系统中, 冰前湖通过冰川径流与冰川系统相连, 成为冰川来源 NO_3^- 的主要接收载体。研究表明, 同时接受冰川融水和季节性融雪补给的湖泊, 其 NO_3^- 浓度比仅接受融雪补给的湖泊高1–2个数量级(Slemmons和Saros, 2012)。这种外源性 NO_3^- 输入显著改变了湖泊的营养限制模式, 并

提高了初级生产力(Vanderwall等, 2024)。然而, 现有研究忽略了湖泊内部氮循环过程对湖水 NO_3^- 的贡献。已有研究表明, 湖泊内部硝化作用对水体 NO_3^- 的贡献比例可达90%(Tsunogai等, 2011, 2018)。此外, 当前研究大多数聚焦于 NO_3^- 浓度的变化, 尚未定量区分外源输入与内源过程对湖水 NO_3^- 的贡献。明确冰前湖中 NO_3^- 的来源与转化过程, 对于理解冰川消融背景下氮素迁移转化及其生态效应具有重要意义。

$\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ ($\Delta^{17}\text{O}=\delta^{17}\text{O}-0.52\times\delta^{18}\text{O}$)是追溯大气沉降来源 NO_3^- 的有利手段, 因其非质量分馏效应主要源于与臭氧相关的大气化学反应(Michalski等, 2003)。该过程产

中文引用格式: 王凤, 刘勇勤, 曲冬梅, 方运霆, 李岳昂, 张志好, 汪文强, 刘克韶, 张凡, 刘军志, 毛冠男, 刘鹏飞. 2026. 青藏高原冰前湖中 NO_3^- 浓度及同位素组成的季节变化. 中国科学: 地球科学, 56(1): 214–223, doi: [10.1360/N072025-0194](https://doi.org/10.1360/N072025-0194)

英文引用格式: Wang F, Liu Y, Qu D, Fang Y, Li Y, Zhang Z, Wang W, Liu K, Zhang F, Liu J, Mao G, Liu P. 2026. Seasonal variations of nitrate concentrations and isotopic compositions in a Tibetan Plateau proglacial lake. Science China Earth Sciences, 69(1): 201–209, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1740-9>

生的 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 通常介于20‰–35‰之间(Bourgeois等, 2018; Alexander等, 2020)。相比之下, 陆地氮循环中的硝化、反硝化和同化等微生物过程遵循质量相关分馏, 所产生的 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值接近于0‰(Michalski等, 2004; Thiemens, 2006; Kendall等, 2007)。 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 双端源混合模型已被应用于量化大气沉降与微生物硝化作用对冰前湖 NO_3^- 的相对贡献。例如, 在科罗拉多山脉的冰前湖中, 流域内的微生物硝化作用贡献了77%–87%的 NO_3^- (Clark等, 2021)。而在珠穆朗玛峰地区, 这一比例为44%–66%(Lin等, 2020; Li等, 2023)。然而, 这些研究未将冰川径流视为独立的氮输入源。事实上, 作为冰前湖的主要补给水源(Gu等, 2021), 其在来源解析中应被视作一个独立端元。值得注意的是, 冰川径流与大气沉降来源是不同的, 其 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值显著低于典型大气沉降值(Wang等, 2022), 表明其经历了冰内或冰下环境中微生物硝化作用的改造(Wynn等, 2007; Ansari等, 2013; Hattori等, 2023)。由于大气沉降、冰川径流和湖内硝化作用三者的 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值信号存在重叠, 仅依靠 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 指标难以实现三者对湖泊 NO_3^- 贡献的定量, 需多同位素进行联合解析。

不同来源的 NO_3^- (如 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 和 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$)值也存在显著差异。例如, 大气沉降中 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 值的变化范围为–13‰–+13‰; 冰川径流中为–3.3‰–7.8‰; 土壤源为–3‰–9‰; 而动物粪便与生物污水中的 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 则较高介于5‰–25‰之间(Kendall等, 2007; Wang等, 2022)。在氧同位素方面, 大气沉降的 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值范围较宽, 可达25‰–75‰。冰川径流中为–7.6‰–30.5‰; 由微生物硝化作用生成的 NO_3^- 其 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 通常处于–10‰–15‰之间(Kendall等, 2007; Wang等, 2022)。然而, 由于大气沉降 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值的范围较广泛, 且氮循环过程会产生 ^{18}O 分馏效应, 依赖 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 难以有效区分二者来源。为克服该局限性, $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 被引入作为识别大气沉降来源 NO_3^- 的有效示踪指标(Michalski等, 2003)。近年来的研究表明, 结合 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 与 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 双同位素数据并耦合MixSIAR源解析模型, 可显著提升对河流、湿地及水库等水体中 NO_3^- 来源的识别与定量(Saka等, 2023; Kang等, 2024; Lin等, 2024)。

本研究基于青藏高原枪勇冰川流域 NO_3^- 浓度及其同位素组成数据, 并结合MixSIAR模型旨在: (1) 揭示冰前湖中 NO_3^- 浓度动态变化的控制机制; (2) 定量评估大气沉降、冰川径流和湖内微生物硝化对湖水 NO_3^- 的相对贡献。该研究为理解冰川补给水生生态系统中的氮循环过程提供了新的视角。

2 材料与方法

2.1 研究区和样品采集

枪勇(QY)冰川位于青藏高原南部(28°53'N, 90°13'E, 网络版附图S1), 面积约为30 km²。根据1991–2015年浪卡子气象站观测数据, 该区域年平均气温为3.4 °C, 1月平均最低气温达–7.5 °C, 7月平均最高气温为11.5 °C。年平均降水量约386 mm, 其中约90%集中在6月至9月(Zhang等, 2021)。QY冰川属于大陆型山谷冰川, 受气候变暖影响, 近几十年来持续退缩(Yao等, 2012), 其面积约占整个流域面积的25%。QY湖是一个小型冰前湖, 距冰川末端约1 km, 面积为0.8 km², 最大水深达20 m(Zhang等, 2017)。该湖冬季结冰, 湖心冰层厚度可达50 cm。

2018年5月至2020年4月期间, 在入湖口(L1)、湖中心(L2)和出湖口(L3)3个采样点每月采集一次湖水样品。其中2019年2、3月及2020年1月未进行采样, 共获取湖水样品57个。使用Schindler采水器采集水深0.5 m以下的表层水体。冬季采样先通过冰钻穿透冰层后进行。为量化冰前湖水中 NO_3^- 的来源, 同时还采集了冰川径流和降雨样品。冰川径流样品于R1–R3点位采集, 共17个, 采样时间为2018年5、6、9月, 以及2019年5月至8月。降雨样品共6个, 采集于2020年7月25日至8月18日期间。所有水样均使用预先清洁的Nalgene瓶收集, 现场经0.22 μm亲水聚醚砜(PES)针式滤器过滤, 置于冰袋中冷藏运输。到达实验室后立即于–20 °C冷冻保存, 待后续分析使用。

2.2 浓度和同位素分析

样品中 NO_3^- 、 NO_2^- 和 NH_4^+ 的浓度采用离子色谱仪(ICS-600, Thermo Fisher)测定。分析前, 样品经0.45 μm聚醚砜滤膜(25 mm, Anpel)过滤。该方法的分析误差约为5%。湖水样品的 $\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ 值使用Picarro L2130-i液态水同位素分析仪(基于波长扫描光腔衰荡光谱技术)测定, 水样在分析前经0.22 μm亲水聚醚砜针式滤器过滤。 $\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ 的测试精度为0.1‰。

NO_3^- 氮氧同位素组成在中国科学院青藏高原研究所(北京)采用反硝化细菌法测定。使用*Pseudomonas aureofaciens*(ATCC 13985)将样品中的 NO_3^- 转化为 N_2O 气体(Sigman等, 2001; Casciotti等, 2002; Morin等, 2008)。生成的 N_2O 气体通过化学阱和挥发性有机物捕获装置进行纯化, 随后在液氮中富集。经富集和纯化后的 N_2O 气体在800 °C加热管中分解为 N_2 和 O_2 , 再通过同位素质谱仪(IRMS, MAT253, Thermo Fisher Scientific Inc)测定质量数32、33、34、28和29的信号值。同位素数据

参照Hattori等(2016)的校正方法,采用3种国际标准物质(USGS32、USGS34和USGS35)进行标准化校正。基于对标准物质的10次重复测定结果, $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 、 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 和 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 的分析精度分别为0.3‰、0.6‰和0.4‰。稳定同位素结果以 δ 表示(公式(1)),代表样品同位素值与标准物质同位素值的千分偏差(单位为‰),具体计算公式为

$$\delta(\text{‰}) = \left[R_{\text{sample}} / R_{\text{standard}} - 1 \right] \times 1000 \text{‰} \quad (1)$$

式中, R_{sample} 和 R_{standard} 分别为样品和标准物质的同位素比值($^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ 、 $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ 和 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$)。其中,氮同位素的参照标准为大气中的 N_2 ,氧同位素的参照标准为维也纳标准平均大洋海水(VSMOW)。

2.3 冰川径流量的测定

冰川径流量的监测方法已在研究中进行了详细阐述(Zhang等, 2021)。具体而言,水位数据通过Hobo U20-001-04型水位记录仪进行连续观测,流速则采用螺旋桨式流速仪(LS1206B, Naiwch, 中国)测定。进而建立水位-流量关系曲线来计算流量。该方法的流量计算误差范围为5%–10%(Kumar等, 2019)。

2.4 NO_3^- 来源解析与不确定性分析

MixSIAR模型在R统计软件中运行,可用于量化大气沉降、冰川径流和湖内硝化作用对湖水中 NO_3^- 的相对比例贡献。该模型基于SIAR模型框架构建,不仅支持多种源信号输入形式,还纳入了数据的先验评估。从而优化了模型误差结构,提高了预测精度(Stock等, 2018)。本文所使用的MixSIAR方法的数学定义如下

$$X_{ij} = \sum_{k=1}^K P_k (S_{jk} + C_{jk}) + \varepsilon_{ij} \quad (2)$$

$$S_{jk} \sim N(\mu_{jk}, \omega_{jk}^2) \quad (3)$$

$$C_{jk} \sim N(\lambda_{jk}, \tau_{jk}^2) \quad (4)$$

$$\varepsilon_{ij} \sim N(0, \sigma_j^2) \quad (5)$$

式中, X_{ij} 为混合物*i*中同位素*j*的值; S_{jk} 为源*k*中同位素*j*的值,其平均值为 μ_{jk} ,标准偏差为 ω_{jk}^2 ; P_k 为源*k*的贡献比例,其需要通过SIAR模型进行评价; C_{jk} 为源*k*中同位素*j*的分馏系数,其平均值为 λ_{jk} ,标准偏差为 τ_{jk}^2 ; ε_{ij} 为残留误差,其平均值为0,标准偏差为 σ_j^2 。本研究中将Mix-SIAR模型中与硝化作用、反硝化作用及同化作用相关的同位素分馏系数 C_{jk} 设定为0(详见4.2节)。

基于MixSIAR模型估算的来源贡献比例存在一定的不确定性。为量化该不确定性的程度,本研究采用不确

定性指数(UI_{90})进行评估(Ji等, 2017)。 UI_{90} 定义为在代表90%累积概率快速上升的区间内,最大值与最小值之差除以90%。该指标能够有效消除落在小概率(10%)范围内的极端值的影响。

2.5 湖水中硝化作用产生 NO_3^- 的 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 计算

经硝化作用形成的 NO_3^- ,其中两个氧原子来自周围的水,一个来自大气中的氧气(Durka等, 1994)。考虑到该过程中的氧同位素分馏,本研究基于Buchwald等(2012)提出的方法,考虑了两种情景。

在情景1中,假设在硝化过程中产生的 NO_2^- 与 H_2O 之间不发生氧原子的交换,使用公式(6)计算 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 。

$$\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^- = 2/3\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O} + 1/3\delta^{18}\text{O}-\text{O}_2 + 1/3\left(^{18}\varepsilon_{k,\text{O}_2} + ^{18}\varepsilon_{k,\text{H}_2\text{O},1} + ^{18}\varepsilon_{k,\text{H}_2\text{O},2}\right) \quad (6)$$

在情景2中,假设在硝化过程中产生的 NO_2^- 与 H_2O 之间氧原子发生完全的交换,使用公式(7)计算 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 。

$$\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^- = \delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O} + 1/3^{18}\varepsilon_{k,\text{H}_2\text{O},2} + 2/3^{18}\varepsilon_{\text{ep}} \quad (7)$$

式中, $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 为硝化作用产生 NO_3^- 的理论 $\delta^{18}\text{O}$ 值, $\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ 为本研究实测的冰前湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 值, $\delta^{18}\text{O}-\text{O}_2$ 为23.5‰(Kroopnick和Craig, 1972)。 $^{18}\varepsilon_{k,\text{O}_2}$ 代表氧气中氧原子的同位素分馏系数。 $^{18}\varepsilon_{k,\text{H}_2\text{O},1}$ 和 $^{18}\varepsilon_{k,\text{H}_2\text{O},2}$ 则分别代表羟胺氧化和亚硝酸盐氧化过程中,水中氧原子与其交换的同位素分馏系数。 $^{18}\varepsilon_{k,\text{O}_2}$ 和 $^{18}\varepsilon_{k,\text{H}_2\text{O},1}$ 的同位素分馏系数范围为-37.6‰–-17.9‰,而在亚硝酸盐氧化过程中 $^{18}\varepsilon_{k,\text{H}_2\text{O},2}$ 的同位素分馏系数范围为-18.2‰–-12.8‰(Buchwald和Casciotti, 2010; Casciotti等, 2010)。 $^{18}\varepsilon_{\text{ep}}$ 代表亚硝酸盐与水之间的平衡同位素分馏系数,其值为+13.5‰(Buchwald和Casciotti, 2013)。

2.6 统计分析

本研究使用R语言软件(v 4.2.0)进行数据分析。采用Kruskal-Wallis单因素方差分析评估组间差异的显著性。通过线性相关性分析建立不同参数之间的关系。采用偏Spearman等级相关分析探究 NO_3^- 浓度与其同位素组成及环境变量之间的关系。所有统计检验的显著性水平设定为 $P < 0.05$ 。

3 结果

3.1 枪勇冰川流域的气象和水化学特征

采样期间,枪勇冰川流域的月平均气温、降水量和冰川径流量均呈现出相似的季节性变化模式(图1)。其

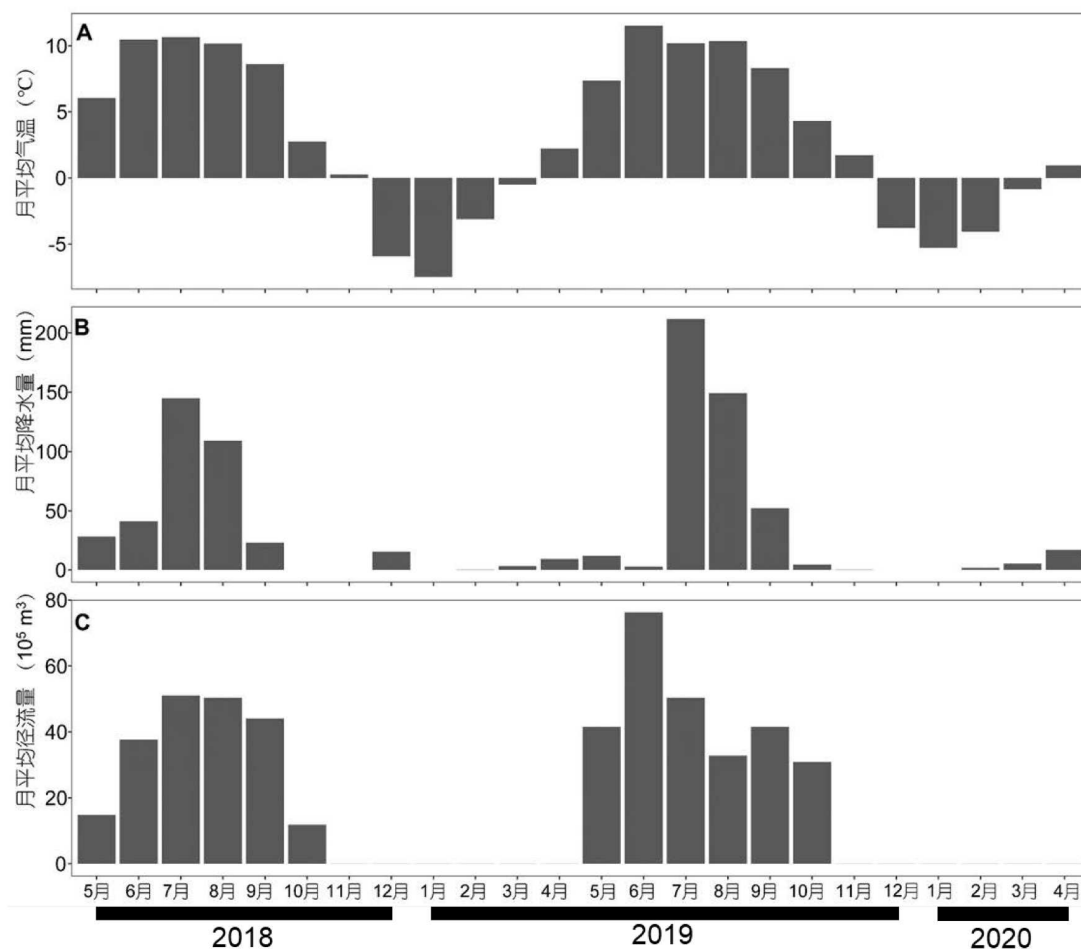


图1 2018年5月至2020年4月枪勇流域月平均气温(A)、降水量(B)及径流量(C)

中, 6–8月的月平均气温约为10 °C, 而11月至次年4月气温持续低于0 °C。降水主要集中在5–10月, 其中7月降水量最高可达200 mm。冰川径流为季节性融水, 仅出现在每年5–10月。径流量从5–6月逐渐增加, 7–9月维持较高水平, 10月开始下降, 至11月完全断流。根据径流的季节性特征, 本研究将全年划分为两个时期: 5–10月的“消融期”和11月至次年4月的“非消融期”。相关性分析表明, 月平均气温、降水量和冰川径流量之间均呈显著正相关关系(附图S2)。

冰川径流中 NO_3^- 的平均浓度为 $0.9 \pm 0.4 \text{ mg L}^{-1}$, 显著高于降水($0.3 \pm 0.1 \text{ mg L}^{-1}$)和湖水($0.6 \pm 0.2 \text{ mg L}^{-1}$)(附图S3A)。所有样品中 NH_4^+ 和 NO_2^- 浓度均低于检测限($10 \mu\text{g L}^{-1}$)。湖水 $\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$ 值介于 -19.9‰ – -15.5‰ 之间, 平均值为 $-18.2\text{‰} \pm 1.1\text{‰}$ 。

3.2 降雨、冰川径流和湖水中 NO_3^- 氮氧同位素组成

降雨、冰川径流和湖水中的 $\delta^{15}\text{N-NO}_3^-$ 平均值分别为

$-5.1\text{‰} \pm 1.6\text{‰}$ 、 $-1.1\text{‰} \pm 1.2\text{‰}$ 和 $0.1\text{‰} \pm 1.3\text{‰}$, 其中降雨中的值最低, 湖水中的值最高(附图S3B)。在氧同位素组成方面, 降雨中的 $\delta^{18}\text{O-NO}_3^-$ ($61.5\text{‰} \pm 5.1\text{‰}$)和 $\Delta^{17}\text{O-NO}_3^-$ ($21.6\text{‰} \pm 1.0\text{‰}$)显著高于冰川径流(分别为 $18.0\text{‰} \pm 4.2\text{‰}$ 和 $8.5\text{‰} \pm 1.1\text{‰}$)和湖水(分别为 $11.2\text{‰} \pm 5.2\text{‰}$ 和 $6.4\text{‰} \pm 1.3\text{‰}$)(附图S3C和S3D)。

3.3 枪勇湖水中 NO_3^- 浓度与氮氧同位素组成的时间动态

图2展示了枪勇湖水在21个月期间 NO_3^- 浓度及同位素组成的月变化特征。 NO_3^- 浓度、 $\delta^{18}\text{O-NO}_3^-$ 和 $\Delta^{17}\text{O-NO}_3^-$ 值在每年6–7月达到峰值, 两年平均值分别为 $0.7 \pm 0.1 \text{ mg L}^{-1}$ 、 $18.5\text{‰} \pm 1.3\text{‰}$ 和 $8.4\text{‰} \pm 0.4\text{‰}$ 。与此同时, $\delta^{15}\text{N-NO}_3^-$ 则在此期间降至最低, 平均值为 $-1.2\text{‰} \pm 0.7\text{‰}$ 。每年的7–10月, $\delta^{18}\text{O-NO}_3^-$ 和 $\Delta^{17}\text{O-NO}_3^-$ 值呈持续下降趋势, 而 $\delta^{15}\text{N-NO}_3^-$ 值逐渐升高。在此期间 NO_3^- 浓度虽有波动, 但总体呈下降趋势。在2018年11月至2019年4

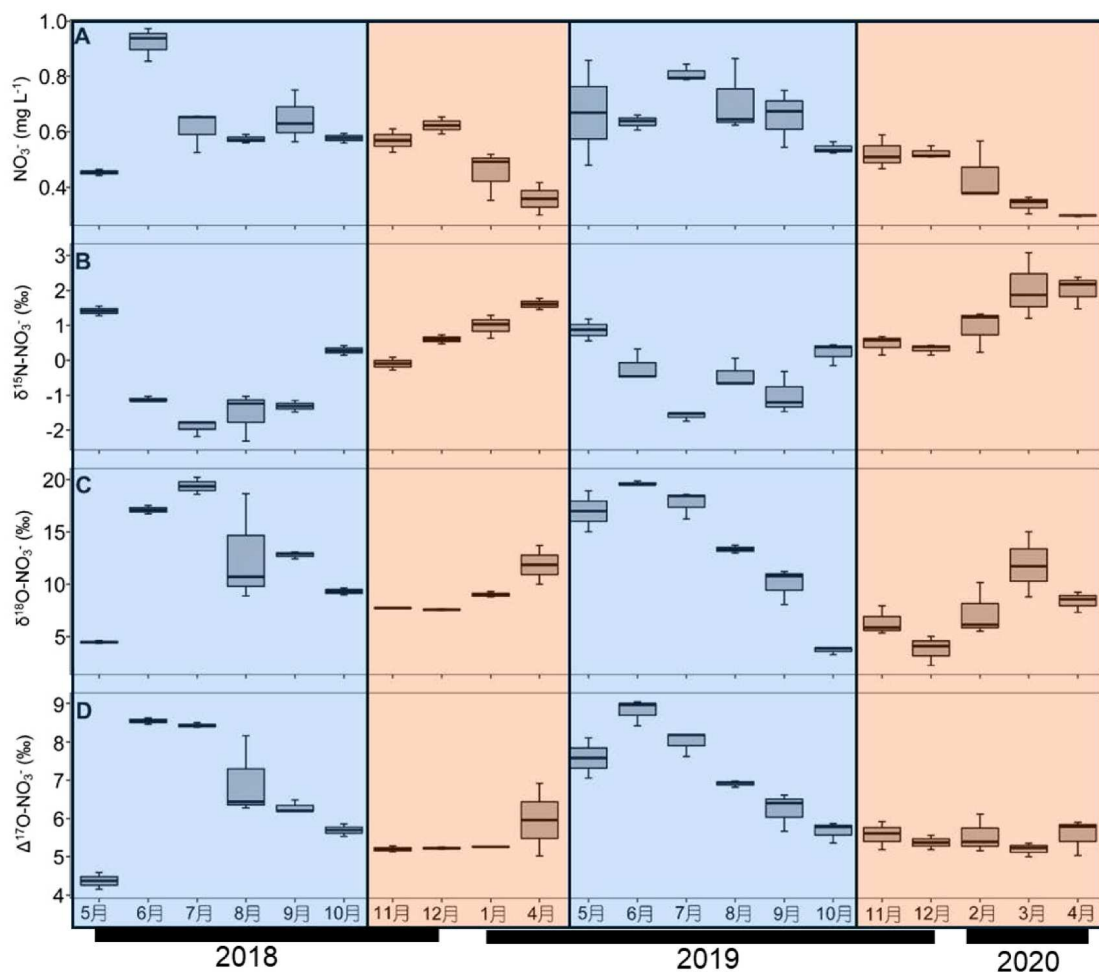


图2 2018年5月至2020年4月枪勇湖水中 NO_3^- 浓度(A)及同位素组成(B-D)的月变化特征。蓝色和橙色分别代表消融期和非消融期

月, 以及2019年11月至2020年4月期间, $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值保持相对稳定, 而 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 和 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值持续上升, 同时 NO_3^- 浓度逐步下降。

基于Kruskal-Wallis单因素方差分析, 消融期与非消融期湖水中 NO_3^- 浓度及其同位素组成均存在显著差异(附图S4)。消融期 NO_3^- 的平均浓度为 $0.7 \pm 0.1 \text{ mg L}^{-1}$, 显著高于非消融期的 $0.5 \pm 0.1 \text{ mg L}^{-1}$ 。 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 值在消融期为 $-0.7\text{‰} \pm 1.0\text{‰}$, 显著低于非消融期的 $1.0\text{‰} \pm 0.8\text{‰}$ 。而 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 和 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值在消融期分别为 $13.4\text{‰} \pm 5.4\text{‰}$ 和 $7.1\text{‰} \pm 1.3\text{‰}$, 均显著高于非消融期的 $8.1\text{‰} \pm 2.9\text{‰}$ 和 $5.4\text{‰} \pm 0.4\text{‰}$ 。综上所述, 消融期湖水具有更高的 NO_3^- 浓度和氧同位素值($\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 和 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$), 但 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 值更低。此外, 相关性分析显示, 消融期湖水中 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 与 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 呈负相关关系, 而非消融期两者则表现出同步升高的趋势(图3A)。 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 与 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 在消融期呈显著正相关, 但在非消融期该关系不显著(图3B)。

3.4 湖水中 NO_3^- 浓度及其同位素组成与环境变量的关系

零阶相关与偏相关分析结果表明, 湖水中 NO_3^- 特征(NO_3^- 浓度及其同位素组成)与环境变量之间的关系具有依赖性(图4)。月平均降水量与 NO_3^- 浓度、 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 及 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值均呈显著正相关(Spearman零阶相关系数 r 分别为0.46、0.52和0.52, $P < 0.001$)。然而, 在分别控制月平均气温和月平均径流量的影响后, 这些相关性明显减弱(偏相关系数 r 分别为0.04、0.06和-0.08, 以及0.08、0.13和0.04)。相比之下, 即便控制月平均降水量的影响, 月平均气温和月平均径流量仍与 NO_3^- 浓度、 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 及 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值保持显著正相关关系。值得注意的是, 当控制月平均气温的影响后, 降水量与径流量同 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值的相关性不再显著。而即便同时控制降水量与径流量的影响, 月平均气温与 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值的正相关关系仍显著。此外, 控制月平均径流量后, 气温与降水量

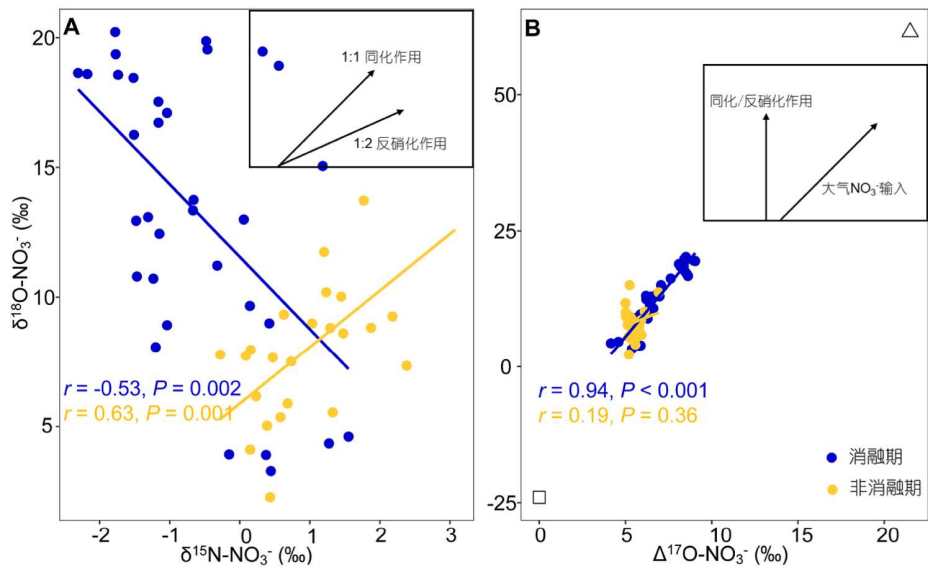


图3 湖水中消融期和非消融期的同位素交叉图($\delta^{15}\text{N}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (A); $\Delta^{17}\text{O}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (B))。三角形代表大气沉降来源 NO_3^- ($\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-=21.5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-=61.5\text{‰}$)。正方形代表湖水中硝化作用可能产生的 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 的最小值($\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-=0\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-=24.06\text{‰}$)

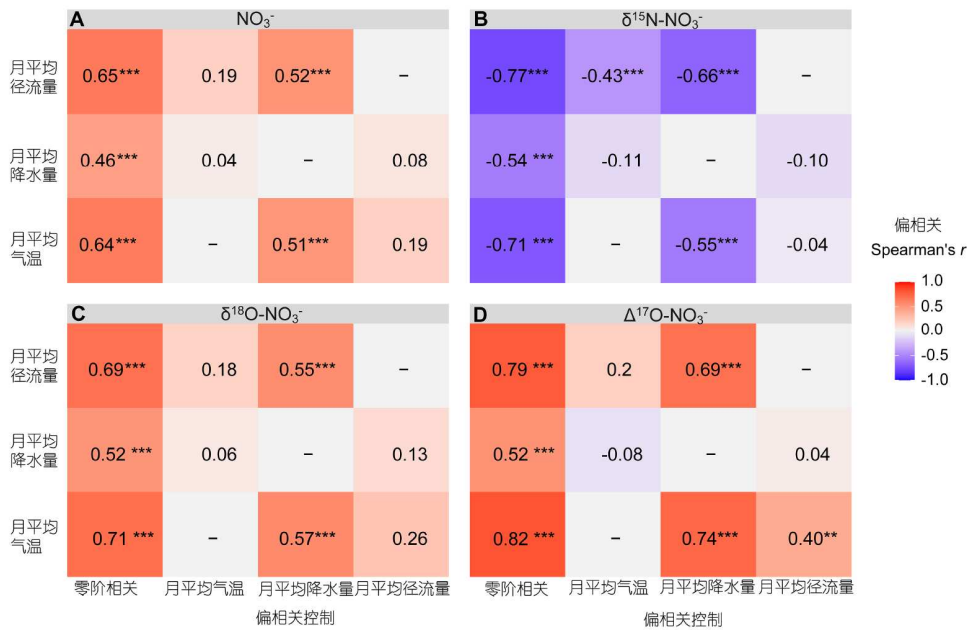


图4 湖水中 NO_3^- 浓度(A)、 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ (B)、 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ (C)和 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ (D)与3个环境变量(月平均气温、降水量和径流量)的偏相关分析。*代表 $P<0.05$, **代表 $P<0.01$, ***代表 $P<0.001$

同 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 的负相关关系显著减弱(r 分别为-0.10和-0.04),而即使在分别控制气温和降水量的影响后,月平均径流量与 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 值仍保持显著负相关关系。

3.5 消融期湖水中 NO_3^- 的来源

在非消融期,大气降水输入几乎为零(图1B),冰川径流完全停止(图1C),且湖内硝化过程处于不活跃状态

(详见4.1节)。因此未对非消融期 NO_3^- 的来源进行定量解析。进入消融期后,湖水中 NO_3^- 主要来源于3方面:大气沉降、冰川径流,以及湖内微生物硝化作用(图5)。其中,大气沉降以降雨为主,因而选取6个降雨样品的 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 和 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值作为该来源的同位素端元值。冰川径流由冰雪融水以及流域降水共同构成,在汇流过程中会侵蚀下伏基岩及周边土壤。采用17个冰川径流样

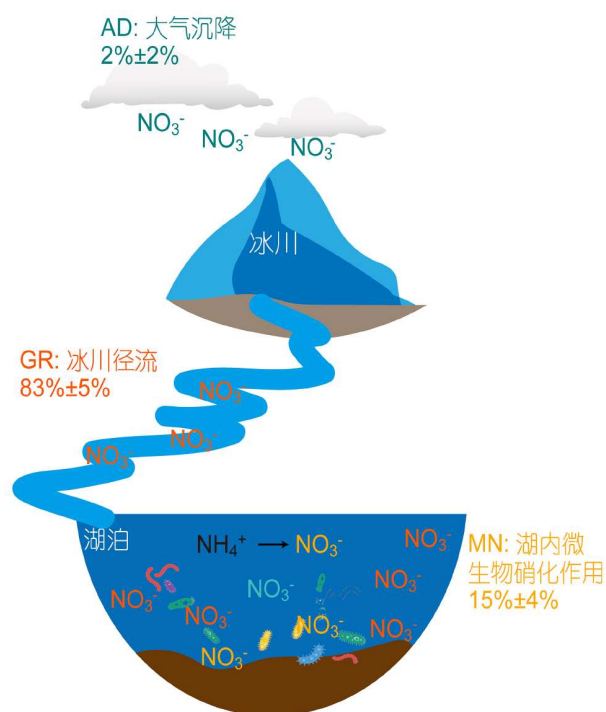


图5 概念模型展示了消融期湖水中 NO_3^- 3个来源的相对贡献比例

品的 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 和 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值作为其端元值。至于湖内微生物硝化作用产生的 NO_3^- 其 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值为0‰,且硝化底物主要来源于土壤氮(Wang等, 2022; Li等, 2023)。由于本研究未采集土壤样品,故参考青藏高原前期研究中报道的土壤氮 $\delta^{15}\text{N}$ ($5.6\text{‰} \pm 1.0\text{‰}$)作为硝化作用 $\delta^{15}\text{N}$ 的端元值(Xia等, 2019)。各潜在 NO_3^- 来源的同位素组成相对稳定,变异范围较小(附表S1)。基于MixSIAR模型的源解析结果表明,在消融期,冰川径流是湖水中 NO_3^- 的主要来源,贡献了 $83\% \pm 5\%$;其次为湖内微生物硝化作用,贡献占比为 $15\% \pm 4\%$;大气沉降的贡献最小,仅为 $2\% \pm 2\%$ 。

4 讨论

4.1 湖泊中氮循环过程的季节性变化: 消融期与非消融期

湖水中 NO_3^- 浓度的季节性波动反映了外部输入与内部生物地球化学过程之间的动态平衡。在消融期,湖水 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 呈现先快速升高随后逐渐下降的变化趋势;而在非消融期,该值则保持相对稳定。这一差异表明,微生物硝化作用主要发生在消融期。月平均气温是调控湖水 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值的关键环境因子(图4D)。一方面,较高的气温促进冰川融化,增加融水径流量。本研究观测到

湖水 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值与月平均径流量呈显著正相关(图4D),说明径流量变化直接影响湖水 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值。另一方面,较高的气温还能增强微生物硝化速率,生成更多 NO_3^- ($\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值为0‰),从而稀释来自降雨或冰川径流高的 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 信号(Huang等, 2020)。因此,7月份以后湖水 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值的逐渐下降,可能是径流量减少与湖内硝化作用增强共同作用的结果。此外,消融期湖水 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值始终低于冰川径流(附图S5),进一步支持了湖内存在硝化作用的观点。若无硝化过程发生,湖水 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 应与冰川径流保持一致。消融期间,冰川径流和降雨带来的外源 NO_3^- 首先导致湖水中 NO_3^- 浓度上升,随后湖内硝化作用进一步贡献了 NO_3^- 。然而,湖水中 NO_3^- 浓度并未持续累积(图2A),表明湖泊中存在 NO_3^- 去除过程。已有研究表明,微生物去除过程通常会导致 NO_3^- 浓度降低,同时 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 和 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值同步增加。其中,在同化作用下,两者升高比例为1:1;在反硝化作用下为0.5:1,且 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值保持不变(Kendall等, 2007)。然而,本研究中 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 与 NO_3^- 浓度呈显著负相关(附图S6A),而 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 与 NO_3^- 浓度呈正相关(附图S6B)。这种变化模式表明,新输入的 NO_3^- 具有较高的 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 和较低 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 特征,反映了冰川径流的输入。与湖水相比,冰川径流中的 NO_3^- 浓度更高、 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 值更低,而 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值更高(附图S3)。此外, $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 与 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 值呈显著负相关(图3A),且 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 与 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 呈同步上升趋势(图3B)。这些结果进一步说明,消融期湖水中 NO_3^- 氮氧同位素组成的变化主要反映了冰川径流输入与湖内硝化作用的混合过程,而同化和(或)反硝化作用的影响较小。基于上述分析,我们推测沉积物介导的物理吸附作用可能是湖水中 NO_3^- 浓度降低的主要机制。随着冰川径流携带的颗粒物进入湖泊并发生沉降,富含粉砂和黏土的细颗粒物可有效吸附 NO_3^- 。同时,湖泊内水流速度降低形成的“陷阱效应”会进一步增强吸附效率。此前研究已在枪勇冰川流域发现,沉积物吸附作用在汞从冰川向湖泊迁移过程中起到了关键的清除作用(Sun等, 2016)。此外,喜马拉雅山脉中部的冰前湖也被发现是 NO_3^- 和汞的汇(Sun等, 2022; Li等, 2023)。未来研究可通过沉积物捕获采样集合室内吸附实验,定量评估枪勇湖泊沉积物对 NO_3^- 的吸附潜力。

在非消融期, $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值保持相对稳定,而 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值普遍高于硝化作用的理论预测范围。基于公式(6)和(7),消融期由硝化作用产生的 NO_3^- 其 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$

值介于-24.0‰—10.8‰之间, 平均值为-16.4‰±3.9‰。然而, 非消融期所有湖水样品的 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 均呈现明显的 ^{18}O 富集特征(图3B), 且与 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 呈显著正相关关系(图3A)。这些结果表明, 非消融期湖泊中可能存在反硝化和(或)同化作用。本研究观测到的 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$: $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 斜率为2.2, 高于反硝化或者同化过程中的同位素分馏比例, 这一现象可能与大气沉降输入的 NO_3^- 有关。非消融期湖水中 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 的平均值为5.4‰±0.4‰(图2D), 指示了大气来源的贡献。每年11月—次年3月, 湖泊处于冰封状态, 无冰川径流或降水带来的外源性 NO_3^- 输入。因此, 非消融期检测到的大气 NO_3^- 信号可能源于消融期残留的 NO_3^- 。研究表明, 湖冰的覆盖可提高太阳辐射的透射率(Cavaliere等, 2021; Lazhu等, 2021)。从而增强真光层内的光照条件, 促进叶绿素a最大值的形成, 并刺激藻类生长。观测数据显示, 1—4月期间藻类生物量呈增长趋势, 叶绿素a的浓度分别为8±6、41±1、48±13和55±21 $\mu\text{g L}^{-1}$ (未发表数据)。在此过程中, 藻类可能会通过同化作用吸收利用 NO_3^- 。同时颗粒物表面形成的局部缺氧微环境也可为反硝化作用提供有利条件(Xia等, 2018)。后续研究仍需进一步明确, 在 NO_3^- 去除过程中, 同化作用与反硝化作用的相对贡献。综上, 消融期湖水中 NO_3^- 浓度的变化主要是由冰川径流输入、湖内硝化过程及沉积物介导的物理吸附作用共同调控; 而在非消融期, 则以微生物去除过程为主导。

4.2 冰川径流是湖水中 NO_3^- 的主要来源

冰川径流是冰前湖中 NO_3^- 的主要来源(图5), 但其贡献此前尚未被量化。以往针对喜马拉雅山脉和科罗拉多前缘山脉的研究主要基于 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 混合模型, 定量大气沉降和微生物硝化作用的相对贡献, 却未将冰川径流视为独立的来源(Lin等, 2020; Clark等, 2021; Li等, 2023)。全球变暖导致冰川持续消融, 融水径流量预计将在达到峰值后逐渐减少, 最终会导致部分冰前湖与冰川从水文上断开连接(Kleinteich等, 2022)。这种水文连接的中断将会降低冰川对下游水体的氮输入, 进而影响生态系统的初级生产力或氮循环过程。因此, 准确量化冰川径流对湖泊 NO_3^- 的贡献, 对于理解冰川消融引发的环境效应至关重要。尽管本研究提供了关键案例证据, 未来仍需在其他冰川覆盖区域(如喜马拉雅山脉、阿尔卑斯山脉)开展系统性对比研究, 并采用高时间分辨率的观测数据与统一的源解析方法, 以增强结论的区域代表性与普适性。

为评估 NO_3^- 来源贡献的不确定性, 本研究采用UI₉₀值进行分析(附图S7)。结果显示, 冰川径流和微生物硝化作用来源的不确定性比较高, 均为0.15, 而大气沉降来源的不确定性最低(0.06)。在MixSIAR模型中, 与硝化、反硝化和同化相关的同位素分馏系数 C_{jk} 设为0, 依据如下。首先, 图3表明湖水中未发生明显的同化和(或)反硝化过程。其次, 湖水中 NH_4^+ 浓度较低(<10 $\mu\text{g L}^{-1}$), 说明硝化反应趋于完全, 由此产生的 ^{15}N 同位素分馏效应较弱可忽略不计(Nikolenko等, 2018)。第三, $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 在上述微生物过程中不受同位素分馏或化学转化影响。此外, 大气沉降和冰川径流的 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 和 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值均基于实测样品直接获取, 提高了源特征参数的可靠性。未来研究应进一步完善关键生物地球化学过程中同位素分馏因子的测定, 这将有助于降低源解析中的不确定性, 提高 NO_3^- 来源识别的精度与可信度。

5 结论

本研究揭示了青藏高原枪勇冰前湖中氮循环关键过程的季节动态特征, 并评估了冰川径流对湖水中 NO_3^- 动态变化的影响。结果表明, 冰川径流贡献了湖水中约83%的 NO_3^- , 显著提高了湖水的 $\delta^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 和 $\Delta^{17}\text{O}-\text{NO}_3^-$ 值, 同时导致 $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ 值降低。在消融期, 冰川径流的输入与湖内微生物硝化作用共同促进了湖水中 NO_3^- 浓度的上升。然而, 沉积物介导的物理吸附过程降低了 NO_3^- 浓度, 导致湖水中 NO_3^- 浓度的波动。在非消融期, 微生物主导的去除过程持续消耗 NO_3^- , 使其浓度逐步下降。上述发现凸显了冰前湖作为氮素转化活跃区域的重要性, 其中冰川消融与水体生物地球化学过程共同调控 NO_3^- 的动态变化。未来的研究应结合 NO_3^- 浓度、湖泊水文参数等实测数据, 计算实际 NO_3^- 通量, 以进一步验证MixSIAR模型的解析结果。

补充材料 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责, 详见网络版(<http://earthcn.scichina.com>)。

参考文献

- 张玉兰, 康世昌, 史贵涛, 等. 2021. 青藏高原冰川氮记录研究进展. 冰川冻土, 43: 135–144
- Alexander B, Sherwen T, Holmes C D, et al. 2020. Global inorganic nitrate production mechanisms: Comparison of a global model with nitrate isotope observations. *Atmos Chem Phys*, 20: 3859–3877
- Ansari A H, Hodson A J, Heaton T H E, et al. 2013. Stable isotopic evidence for nitrification and denitrification in a High Arctic glacial ecosystem. *Biogeochemistry*, 113: 341–357

- Bourgeois I, Savarino J, Caillon N, et al. 2018. Tracing the fate of atmospheric nitrate in a subalpine watershed using $\Delta^{17}\text{O}$. *Environ Sci Technol*, 52: 5561–5570
- Buchwald C, Casciotti K L. 2010. Oxygen isotopic fractionation and exchange during bacterial nitrite oxidation. *Limnol Oceanogr*, 55: 1064–1074
- Buchwald C, Casciotti K L. 2013. Isotopic ratios of nitrite as tracers of the sources and age of oceanic nitrite. *Nat Geosci*, 6: 308–313
- Buchwald C, Santoro A E, McIlvin M R, et al. 2012. Oxygen isotopic composition of nitrate and nitrite produced by nitrifying cocultures and natural marine assemblages. *Limnol Oceanogr*, 57: 1361–1375
- Casciotti K L, Sigman D M, Hastings M G, et al. 2002. Measurement of the oxygen isotopic composition of nitrate in seawater and freshwater using the denitrifier method. *Anal Chem*, 74: 4905–4912
- Casciotti K L, McIlvin M, Buchwald C. 2010. Oxygen isotopic exchange and fractionation during bacterial ammonia oxidation. *Limnol Oceanogr*, 55: 753–762
- Cavaliere E, Fournier I B, Hazuková V, et al. 2021. The lake ice continuum concept: Influence of winter conditions on energy and ecosystem dynamics. *J Geophys Res-Biogeosci*, 126: e2020JG006165
- Clark S C, Barnes R T, Oleksy I A, et al. 2021. Persistent nitrate in alpine waters with changing atmospheric deposition and warming trends. *Environ Sci Technol*, 55: 14946–14956
- Durka W, Schulze E D, Gebauer G, et al. 1994. Effects of forest decline on uptake and leaching of deposited nitrate determined from ^{15}N and ^{18}O measurements. *Nature*, 372: 765–767
- Gu Z, Liu K, Pedersen M W, et al. 2021. Community assembly processes underlying the temporal dynamics of glacial stream and lake bacterial communities. *Sci Total Environ*, 761: 143178
- Hattori S, Savarino J, Kamezaki K, et al. 2016. Automated system measuring triple oxygen and nitrogen isotope ratios in nitrate using the bacterial method and N_2O decomposition by microwave discharge. *Rapid Comm Mass Spectrometry*, 30: 2635–2644
- Hattori S, Li Z, Yoshida N, et al. 2023. Isotopic evidence for microbial nitrogen cycling in a glacier interior of high-mountain Asia. *Environ Sci Technol*, 57: 15026–15036
- Huang S, Wang F, Elliott E M, et al. 2020. Multiyear measurements on $\Delta^{17}\text{O}$ of stream nitrate indicate high nitrate production in a temperate forest. *Environ Sci Technol*, 54: 4231–4239
- Ji X, Xie R, Hao Y, et al. 2017. Quantitative identification of nitrate pollution sources and uncertainty analysis based on dual isotope approach in an agricultural watershed. *Environ Pollut*, 229: 586–594
- Kang P, Xu J, Wang F, et al. 2024. Characterizing the impact of reservoir storage and discharge on nitrogen dynamics in an upstream wetland using a $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{18}\text{O}$ dual-isotope approach. *Sci Total Environ*, 931: 172923
- Kendall C, Elliott E M, Wankel S D. 2007. Tracing anthropogenic inputs of nitrogen to ecosystems, Chapter 12, In: Michener R, Lajtha K, eds. *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science*. 2nd ed. Hoboken: John Wiley & Sons, Inc., 2: 375–449
- Kleinteich J, Hanselmann K, Hildebrand F, et al. 2022. Glacier melt-down changes habitat characteristics and unique microbial community composition and physiology in alpine lake sediments. *FEMS Microbiol Ecol*, 98: fiac075
- Kroopnick P, Craig H. 1972. Atmospheric oxygen: Isotopic composition and solubility fractionation. *Science*, 175: 54–55
- Kumar N, Ramanathan A, Tranter M, et al. 2019. Switch in chemical weathering caused by the mass balance variability in a Himalayan glacierized basin: A case of Chhota Shigri Glacier. *Hydrological Sci J*, 64: 179–189
- Lazhu, Yang K, Hou J, et al. 2021. A new finding on the prevalence of rapid water warming during lake ice melting on the Tibetan Plateau. *Sci Bull*, 66: 2358–2361
- Li M, Shi G, Li Y, et al. 2023. Isotopic constraints on sources and transformations of nitrate in the Mount Everest proglacial water. *Environ Sci Technol*, 57: 20844–20853
- Lin C, Du R, Guo F. 2024. Implication of self-organizing map, stable isotopes combined with MixSIAR model for accurate nitrogen control in a well-protected reservoir. *Environ Res*, 248: 118335
- Lin M, Hattori S, Wang K, et al. 2020. A complete isotope ($\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\Delta^{17}\text{O}$) investigation of atmospherically deposited nitrate in glacial-hydrologic systems across the Third Pole region. *J Geophys Res-Atmos*, 125: e2019JD031878
- Liu Y, Fang P, Guo B, et al. 2022. A comprehensive dataset of microbial abundance, dissolved organic carbon, and nitrogen in Tibetan Plateau glaciers. *Earth Syst Sci Data*, 14: 2303–2314
- Michalski G, Scott Z, Kabling M, et al. 2003. First measurements and modeling of $\Delta^{17}\text{O}$ in atmospheric nitrate. *Geophys Res Lett*, 30: 2003GL017015
- Michalski G, Meixner T, Fenn M, et al. 2004. Tracing atmospheric nitrate deposition in a complex semiarid ecosystem using $\Delta^{17}\text{O}$. *Environ Sci Technol*, 38: 2175–2181
- Morin S, Savarino J, Frey M M, et al. 2008. Tracing the origin and fate of NO_x in the Arctic atmosphere using stable isotopes in nitrate. *Science*, 322: 730–732
- Nikolenko O, Jurado A, Borges A V, et al. 2018. Isotopic composition of nitrogen species in groundwater under agricultural areas: A review. *Sci Total Environ*, 621: 1415–1432
- Saka D, Adu-Gyamfi J, Skrzypek G, et al. 2023. Disentangling nitrate pollution sources and apportionment in a tropical agricultural ecosystem using a multi-stable isotope model. *Environ Pollut*, 328: 121589
- Sigman D M, Casciotti K L, Andreani M, et al. 2001. A bacterial method for the nitrogen isotopic analysis of nitrate in seawater and freshwater. *Anal Chem*, 73: 4145–4153
- Slemmons K E H, Saros J E. 2012. Implications of nitrogen-rich glacial meltwater for phytoplankton diversity and productivity in alpine lakes. *Limnol Oceanogr*, 57: 1651–1663
- Stock B C, Jackson A L, Ward E J, et al. 2018. Analyzing mixing systems using a new generation of Bayesian tracer mixing models. *PeerJ*, 6: e5096
- Sun S, Kang S, Huang J, et al. 2016. Distribution and transportation of mercury from glacier to lake in the Qiangyong Glacier Basin, southern Tibetan Plateau, China. *J Environ Sci*, 44: 213–223
- Sun X, Zhang Q, Zhang G, et al. 2022. Melting Himalayas and mercury export: Results of continuous observations from the Rongbuk Glacier on Mt. Everest and future insights. *Water Res*, 218: 118474
- Thiemens M H. 2006. History and applications of mass-independent isotope effects. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 34: 217–262
- Tsunogai U, Daita S, Komatsu D D, et al. 2011. Quantifying nitrate dynamics in an oligotrophic lake using $\Delta^{17}\text{O}$. *Biogeosciences*, 8: 687–702
- Tsunogai U, Miyauchi T, Ohyama T, et al. 2018. Quantifying nitrate dynamics in a mesotrophic lake using triple oxygen isotopes as tracers. *Limnol Oceanogr*, 63: S458
- Vanderwall J W, Muhlfield C C, Tappenbeck T H, et al. 2024. Mountain glaciers influence biogeochemical and ecological characteristics of high-elevation lakes across the northern Rocky Mountains, USA. *Limnol Oceanogr*, 69: 37–52
- Wang F, Qu D, Li Y, et al. 2022. High proportional nitrification-derived nitrate in glacier runoffs on the Tibetan Plateau indicated by triple oxygen isotopes of nitrate. *J Hydrol*, 614: 128632
- Wynn P M, Hodson A J, Heaton T H E, et al. 2007. Nitrate production beneath a High Arctic glacier, Svalbard. *Chem Geol*, 244: 88–102
- Xia X, Zhang S, Li S, et al. 2018. The cycle of nitrogen in river systems:

- Sources, transformation, and flux. *Environ Sci-Processes Impacts*, 20: 863–891
- Xia X, Li S, Wang F, et al. 2019. Triple oxygen isotopic evidence for atmospheric nitrate and its application in source identification for river systems in the Qinghai-Tibetan Plateau. *Sci Total Environ*, 688: 270–280
- Yao T, Thompson L, Yang W, et al. 2012. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. *Nat Clim Change*, 2: 663–667
- Zhang F, Xiao X, Wang L, et al. 2021. Chemical weathering and CO₂ consumption in the glaciated Karuxung River catchment, Tibetan Plateau. *Hydrol Process*, 35: e14330
- Zhang J F, Xu B, Turner F, et al. 2017. Long-term glacier melt fluctuations over the past 2500 yr in monsoonal High Asia revealed by radiocarbon-dated lacustrine pollen concentrates. *Geology*, 45: 359–362

(责任编辑：胡建芳)