

青藏高原消退冰川中微生物、溶解性有机碳与总氮的封存与释放

刘勇勤^{1,2,3,4}, 马静^{1,3,4,5}, 刘孟^{1,3,4,5}, 方鹏程⁶, 郭泌汐², 刘娇娇^{1,3,4}, 刘军志^{1,3,4*}

1. 兰州大学泛第三极环境中心, 兰州 730000

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

3. 察隅季风通道多圈层变化西藏自治区野外科学观测研究站, 察隅 860600

4. 甘肃省泛第三极生物地球化学循环重点实验室, 兰州 730000

5. 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000

6. 江苏省地理信息资源开发与利用协同创新中心, 南京 210023

* 通讯作者, E-mail: liujunzhi@lzu.edu.cn

2025-06-27收稿, 2025-12-19修回, 2025-12-29接受, 2026-03-05网络版发表

国家自然科学基金项目(42421001和U23A2010)、西藏自治区科技计划项目(XZ202501JD0027)、甘肃省科技计划项目(23JRRA1033、24JRRA389和25RCKA021)和全球海洋负碳排放(Global ONCE)计划项目资助

摘要 青藏高原冰川是重要的淡水资源库, 也是微生物、溶解性有机碳(Dissolved Organic Carbon, DOC)和总氮(Total Nitrogen, TN)等生物地球化学组分的关键储存库。在气候变暖驱动下, 冰川快速退缩加速了这些组分的释放与向下游输送, 对区域生物地球化学循环产生深远影响。然而, 目前关于这些组分的储量和质量平衡认识仍十分有限。本研究首次基于冰芯数据估算了青藏高原冰川中微生物、DOC和TN的储量。结果显示, 2015年微生物储量约为 5.73×10^{22} cells, DOC为2874 Gg, TN为813 Gg。在SSP1-2.6气候变化情景下, 微生物、DOC和TN的年质量平衡量分别为 -3.81×10^{20} cells yr⁻¹、 -15.15 Gg yr⁻¹和 -4.35 Gg yr⁻¹。这些储量及其损失率呈现显著的空间异质性: 相较于季风区冰川, 西风区冰川储量更高, 而质量损失率更低。由于冰川主体由内部冰构成, 本研究基于冰芯的估算比以往仅依赖表面冰的估算更为可靠。此外, 本研究估算冰川径流每年约向下游输出微生物 3.89×10^{21} cells、DOC 71.34 Gg和TN 20.16 Gg。这些结果量化了冰川退缩区对下游生态系统的生物地球化学输入, 为揭示气候变化背景下冰川退缩如何影响微生物传输和物质循环提供了关键数据支撑。

关键词 冰川, 冰芯, 微生物, 溶解性有机碳, 总氮

1 引言

冰川和冰盖约占全球陆地面积的10%, 贮存了全球约70%的淡水资源(Milner等, 2017)。作为重要的“固态水库”, 它们封存了大量微生物、有机质和营养盐, 其消融与演化过程深刻影响着冰川区及下游生态系统的生物地球化学循环(图1A; Hodson等, 2008; Dubnick等, 2017; Liu等, 2025)。

据估算, 全球冰川冰中微生物数量介于 4×10^{25} 至

7×10^{29} cells之间(Irvine-Fynn和Edwards, 2014), 包括细菌、古菌和微型真核生物等多类群。这些微生物不仅能在低温寡营养环境中长期存活, 还可通过代谢活动反馈于冰川消融过程(Anesio等, 2017)。例如, 冰川表面微生物驱动的碳循环可释放甲烷并吸收二氧化碳, 进而调节冰川对气候变暖的响应(Zhang等, 2021); 冰川是下游水生生态系统中微生物的重要来源(Irvine-Fynn等, 2021), 一些源自冰川的稀有细菌随水流向下游迁移, 甚至成为冰前湖中的优势种群(Liu等, 2021)。冰川中微生物

中文引用格式: 刘勇勤, 马静, 刘孟, 方鹏程, 郭泌汐, 刘娇娇, 刘军志. 2026. 青藏高原消退冰川中微生物、溶解性有机碳与总氮的封存与释放. 中国科学: 地球科学, 56(4): 1397–1405, doi: 10.1360/N072025-0326

英文引用格式: Liu Y, Ma J, Liu M, Fang P, Guo B, Liu J, Liu J. 2026. Biogeochemical reservoirs in the ice: Microbial, DOC, and TN storage and export from retreating Tibetan glaciers. Science China Earth Sciences, 69(4): 1354–1362, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1813-1>

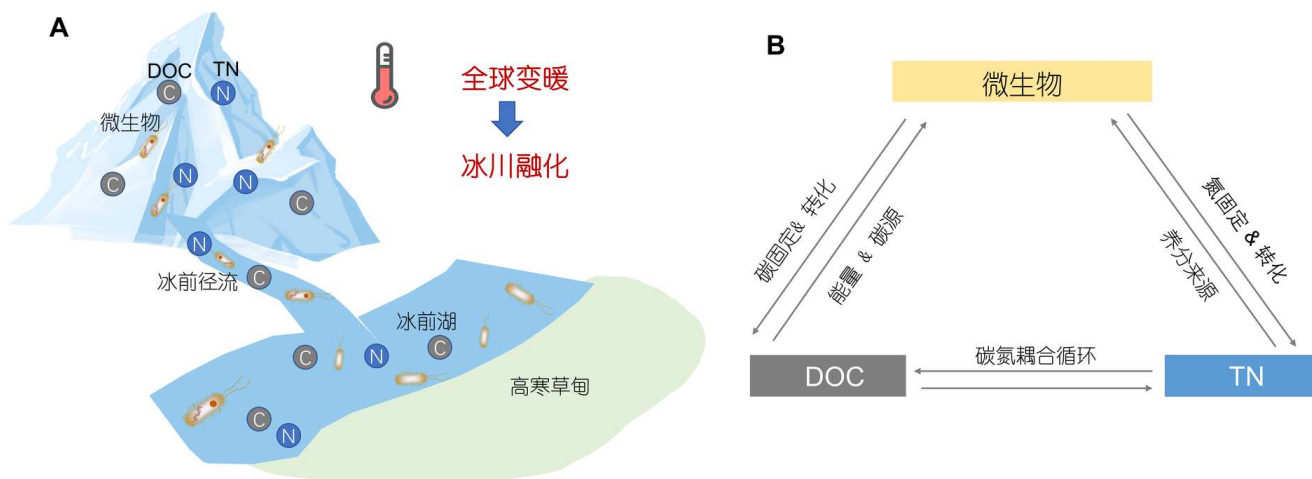


图1 冰川与下游生态系统之间联系(A)以及微生物、DOC与TN的关系(B)示意图

物的储存与融化释放具有重要生态功能，亟需进一步研究。

有机碳是促进微生物新陈代谢并驱动生物地球化学循环的物质基础。据估计，全球冰川与冰盖中的有机碳储量约为6 Pg(Hood等, 2015)，虽远低于土壤等生态系统，但具有显著的动态特征，年均释放量达3 Tg。值得注意的是，冰川释放的溶解性有机碳(Dissolved Organic Carbon, DOC)普遍具有高生物可利用性，能够被微生物快速利用(Friedlingstein等, 2020)，从而加速下游生态系统的代谢过程，促进CO₂向大气的释放(Takeuchi等, 2001; Takeuchi, 2002; Franzetti等, 2016)。此外，冰川释放的DOC还会影响河流中的生物多样性及食物网结构，从而对下游生态系统产生广泛影响(Brown等, 2007; Gutiérrez等, 2015; O'Neel等, 2015)。

冰川来源的氮是调控下游水生生态系统生物地球化学循环的关键养分因子。冰川融水释放的氮营养盐可有效缓解下游生态系统的营养限制，提高水体初级生产力(Slemmons和Saros, 2012; Wadham等, 2016)。在全球变暖驱动下，冰川加速消融导致氮输出通量持续增大，使其对下游水生生态系统的影响日益显著(Hood等, 2009; Singer等, 2012; Fellman等, 2015)。

微生物、DOC和氮之间存在紧密的相互作用(图1B)。微生物以DOC为能量来源驱动代谢过程，并介导其分解(Wang等, 2025)。氮的可利用性调控微生物的生长和活性，而微生物又通过固氮、硝化、反硝化等过程调控氮循环过程。DOC与总氮(Total Nitrogen, TN)之间也存在复杂的耦合关系，碳氮比(C:N)通过调控微生物代谢显著影响生物地球化学循环(Sun等, 2023)。鉴于三者之间的密切联系，将微生物、DOC、氮作为整体系统研究才能

全面理解其在冰川补给生态系统中的作用。

青藏高原平均海拔超过4000 m，有“第三极”之称，是长江、黄河和恒河等十多条大江大河的发源地，因此也被誉为“亚洲水塔”(Immerzeel等, 2010; Wang等, 2021)。青藏高原拥有除极地外数量最多的冰川(刘时银等, 2015)，而这些冰川在过去50年正以前所未有的速度消融(Yao等, 2012)。目前，对青藏高原冰川中微生物、有机碳和氮的储量及其质量平衡仍缺乏系统认识。Hood等(2015)曾对全球冰川DOC储量进行估算，但其中在青藏高原仅有1个样点。Liu等(2016b)基于4条冰川的表层冰样本，估算了中国冰川的DOC储量为3.96±0.87 Tg C，但其采用的样本仅来自冰川表层，对冰川内部的估算存在很大不确定性。若能在估算中使用冰芯的DOC浓度数据，将显著提高估算结果的准确性。

此外，尽管微生物和氮在冰川生态系统中扮演关键角色(刘时银等, 2015; Zou等, 2022)，目前对青藏高原冰川中二者储量的系统评估仍属空白。值得关注的是，青藏高原受西风与季风两大环流系统协同控制(郭莉和祝从文, 2022)，形成显著的空间分异格局：西风主导区表现为低温、干旱特征，而季风影响区相对暖湿。这两类不同的气候模式导致冰川消融模式的差异，进而影响冰川中微生物、有机碳和氮的储存与质量平衡。

本研究利用青藏高原9个冰川冰芯中的微生物丰度、DOC和TN综合数据集(Liu等, 2022)，以及Rounce等(2022)提供的冰川体积和质量平衡数据集，首次系统估算了青藏高原冰川微生物、TN储量和质量平衡，并更新了冰川DOC储量的估算结果。上述研究为理解青藏高原冰川的生物地球化学循环及其对下游生态系统的影响提供了科学依据。

2 数据与方法

2.1 数据来源

本研究使用了Liu等(2022)提供的9个冰川积累区所获取冰芯中的微生物丰度、DOC和TN浓度数据(图2)。其中,慕士塔格冰川(MSTG)、木吉冰川(MJ)、敦德冰川(DD)、格拉丹东冰川(GLDD)和老虎沟冰川(LHG)主要受西风影响;而东绒布冰川(ERB)、宁金岗桑冰川(NJKS)、措普沟冰川(CPG)和作求普冰川(ZQP)则主要受印度季风影响。本研究还整合了21条冰川表层冰中的DOC和/或TN浓度数据(Spencer等, 2014; Kang和Zhang, 2021; Kang等, 2022; Liu等, 2022)。为估算冰川径流输出,收集了20条冰川冰前融水中微生物丰度、DOC和TN浓度数据(Spencer等, 2014; Kang等, 2022; Liu等, 2022)。样品信息见网络版附表S1和S2,相关数据见补充材料。微生物丰度基于核酸染色法测定,使用EPICS ALTRA II流式细胞分析仪(Beckman Coulter, USA)进行分析。数据采用CytoWin 4.31软件处理,分析流程参考Liu等(2016a)。测定过程中根据荧光强度与粒径大小区分微生物信号与无机颗粒(Prest等, 2013)。利用TOC-5000A分析仪与TOC-VCPH分析仪测定DOC和TN浓度(Shimadzu Corp., Kyoto, Japan)。DOC与TN均采用高温催化氧化法测定,将有机碳氧化为CO₂,含氮化合物氧化为

NO_x,随后分别使用非分散红外检测器(NDIR)和化学发光检测器定量分析。

2.2 冰川微生物、DOC和TN储量估算方法

在储量计算过程中,对于有观测数据的冰川,微生物丰度取冰芯垂向剖面所有样品测定结果的平均值,以反映冰川内部冰体的平均情况,而DOC和TN浓度则基于冰芯和表面冰样本分别计算(附表S3),以比较不同计算方法结果的差异。一般来说,表面冰中营养物质浓度较高,代表上限;而冰川内部冰体浓度较低,对应下限。各个冰川的表面冰平均浓度取该冰川所有表面样品的均值。

对于没有观测数据的冰川,根据地理学第一定律(“事物皆相关,近者相关性更强”; Tobler, 1970),假设其微生物丰度以及DOC和TN浓度与距其最近的已采样冰川相同。在观测点稀疏的情况下,该方法可避免对空间分布做强假设,从而保持结果的稳定性与可靠性。研究区域采用Zhang等(2021)划定的青藏高原边界,冰川空间分布、冰体体积与质量平衡数据源自Rounce等(2022)发布的Randolph Glacier Inventory v6.0(RGI 6.0)产品。未来情景使用了11个全球气候模式的模拟结果(GCMs,包括BCC-CSM2-MR、CESM2-WACCM、EC-Earth3、EC-Earth3-Veg、FGOALS-f3-L、MRI-ESM2-0、NorESM2-

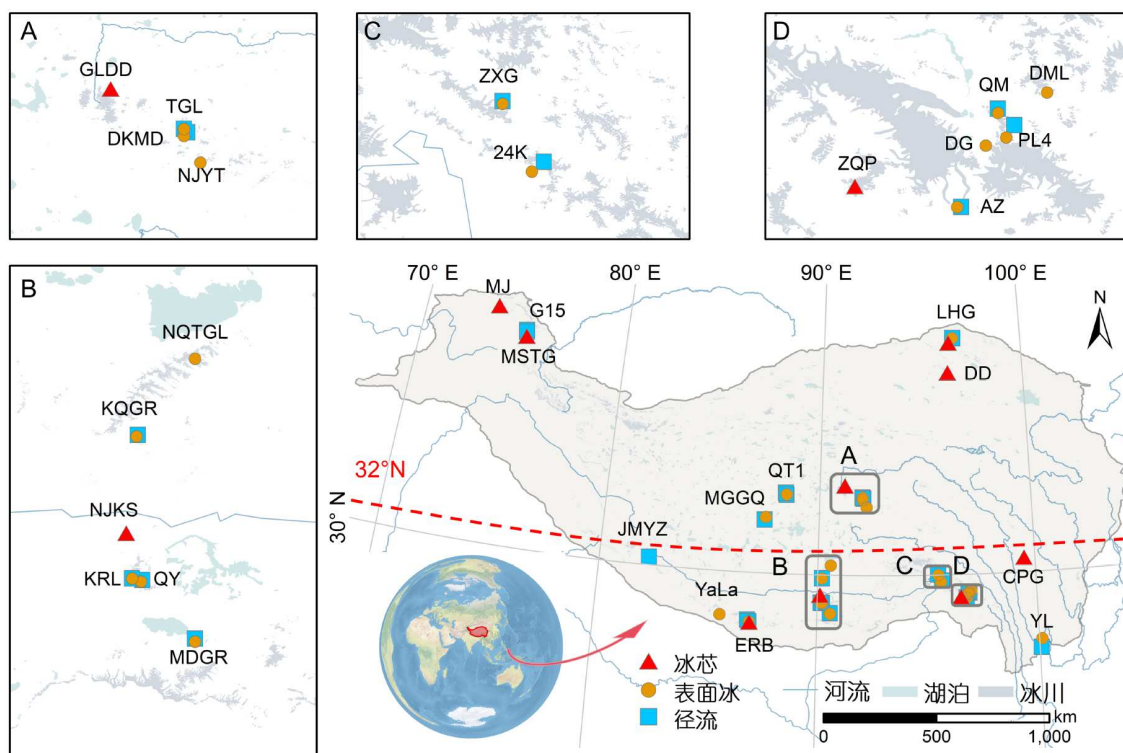


图2 青藏高原采样冰川的空间分布。冰川全称见附表S1和S2;红色虚线(32°N)为西风区和季风区的大致分界线

MM、GFDL-ESM4、INM-CM4-8、INM-CM5-0和MPI-ESM1-2-HR), 涵盖4种共享社会经济路径情景(SSPs: SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0和SSP5-8.5)。

冰川中微生物、DOC和TN的储量按如下公式计算:

$$S = \sum_{i=1}^n \text{Conc}_i \times V_i \times \frac{\rho_{\text{ice}}}{\rho_{\text{water}}} \quad (1)$$

其中, n 为冰川数量; Conc_i 为第 i 个冰川的微生物丰度、DOC或TN浓度(mg L^{-1} 或 cells L^{-1}); V_i 为冰体体积(m^3); ρ_{ice} (0.9 g cm^{-3})和 ρ_{water} (1.0 g cm^{-3})分别为冰和水的密度。

细胞碳含量通过单个细胞的碳含量(假设为 $11 \text{ fg C cell}^{-1}$)乘以细胞丰度估算。

2.3 径流输出量估算方法

冰川径流的微生物丰度、DOC和TN输出量等于其浓度乘以其年径流量(Rounce等, 2023)。径流数据集采用PyGEM(Python Glacier Evolution Model, PyGEM)和OGGM(Open Global Glacier Model, OGGM)模型的模拟结果, 包括2015至2100年间全球所有冰川在不同SSP情景下的径流预测。所有冰川的输出量累加后, 即可获得青藏高原总的冰川微生物、DOC和TN输出量。对于未采样冰川, 仍假设其浓度与最近的采样点一致。需要指出, 尽管该方法为大尺度估算提供了统一框架, 但无法充分体现局部的空间异质性。因此, 相关结果应视为区域尺度的初步估计。为保证未来情景下储量与输出计算的一致性, 输出估算采用与储量估算相同的GCMs和SSPs组合。

3 结果与讨论

3.1 青藏高原冰川中微生物、DOC和TN储量

本研究首次基于冰芯数据估算了青藏高原冰川中微生物、DOC和TN的储量。结果表明, 青藏高原冰川储存微生物约 5.73×10^{22} cells, 按单细胞 11 fg C 计算, 相当于约630吨碳。2015年的DOC和TN储量分别为2874 Gg和813 Gg, 均低于基于表层冰计算的结果(分别为4692 Gg和1504 Gg)。这一差异主要源于表层冰中DOC和TN浓度普遍高于冰川内部(网络版附图S1; 尽管两者差异在统计上并不显著), Hood等(2015)在全球山地冰川的研究中也指出了这一点。

上述差异可由冰川垂向剖面中DOC与TN浓度的变化解释。通常, 冰川中DOC浓度呈逐年上升趋势, 这可能与人为排放的持续增加有关(Liu等, 2016b)。以本研究

最深的慕士塔格冰芯为例(71.08 m, 对应时段为1869–2000年; Zhao等, 2011), DOC与TN浓度均随时间呈显著上升趋势, 增长速率分别为 $4.2 \mu\text{g L}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 和 $0.8 \mu\text{g L}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ (附图S2)。在单个冰芯内部, 微生物丰度、DOC与TN浓度也表现出显著的变异性(附图S7、S8)。例如, 部分冰川的浓度波动较大, 反映出强烈的沉降波动; 而另一些冰川则保持相对稳定的剖面结构。这些现象说明冰川发育年代、沉降条件及外源输入协同作用, 共同影响生物地球化学物质的储存, 凸显了利用冰芯数据估算储量的必要性。

青藏高原冰川DOC储量占全球山地冰川DOC总量的4.1%, 与其占全球山地冰川体积的比例(4.6%; Wang等, 2019)相近。值得注意的是, Liu等(2016b)曾估算青藏高原冰川DOC储量约为3500 Gg, 该研究基于旧版的青藏高原范围(Zhang等, 2014)和第二次中国冰川编目数据(Guo等, 2015), 并采用了4个冰川的表层冰数据。若按照与其相同的冰川范围与数据, 本研究得到的DOC储量为1628 Gg(基于冰芯)和2504 Gg(基于表层冰), 均低于Liu等(2016b)的估算值。

西风区(32°N 以北)与季风区(32°N 以南)的微生物储量分别估算为 3.64×10^{22} cells(约400吨碳)与 2.09×10^{22} cells(约230吨碳)。DOC储量分别为2212–4045 Gg和647–663 Gg; TN储量分别为681–1391 Gg和113–131 Gg。西风区微生物、DOC和TN储量更高, 主要原因在于其冰川体积更大(2015年为 4821 km^3), 远高于季风区的 1238 km^3 。同时, 两个区域的冰芯与表层冰样品中微生物丰度和DOC浓度相近(图3), 而TN浓度则在西风区显著更高。鉴于积雪体积小且消融过程动态变化显著, 本研究未估算积雪中的DOC与TN储量。

3.2 青藏高原冰川中微生物、DOC和TN的质量平衡

随着未来全球变暖, 冰川体积将持续减少(Rounce等, 2022; 表1), 青藏高原冰川中微生物、DOC和TN的储量也将随之显著下降(图4、附图S3和S4)。相较于2015年, 在SSP1-2.6情景下, 到2100年微生物、DOC和TN的储量预计将分别减少 $56.93\% \pm 3.76\%$ (集合中位数 $\pm 95\%$ 置信区间)、 $46.59\% \pm 4.05\%$ 和 $47.19\% \pm 4.07\%$ 。相比之下, 在SSP5-8.5情景下, 减少幅度将显著增加, 预计将分别达到 $84.04\% \pm 3.49\%$ 、 $73.89\% \pm 4.99\%$ 和 $74.92\% \pm 4.71\%$ (表1)。2015–2100年期间, SSP1-2.6情景下微生物、DOC和TN的质量平衡分别为 $-3.81 \times 10^{20} \text{ cells yr}^{-1}$ (约 $-4.19 \text{ ton C yr}^{-1}$)、 $-15.15 \text{ Gg yr}^{-1}$ 、 -4.35 Gg yr^{-1} ; 而在SSP5-8.5情景下, 这些值预计分别为 $-5.78 \times 10^{20} \text{ cells yr}^{-1}$ (约 $-6.36 \text{ ton C yr}^{-1}$)、 $-25.32 \text{ Gg yr}^{-1}$ 和 -7.31 Gg yr^{-1} 。此外, 结果显示冰川质量

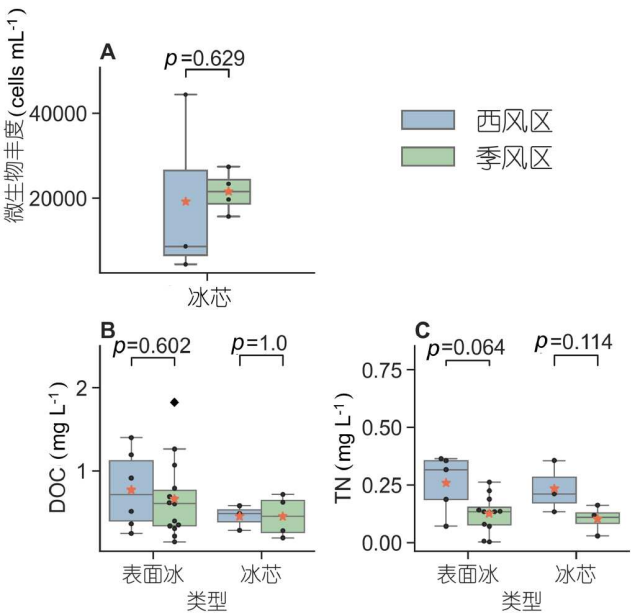


图3 西风区与季风区冰芯及表层冰样品中微生物丰度(A)、DOC(B)和TN(C)浓度的箱线图。Mann-Whitney U检验的p值代表两区域差异的统计显著性。黑点表示各冰川沿垂直剖面的平均值，星号表示所有冰川的平均值，黑色菱形表示异常值

平衡与DOC、TN及微生物储量变化之间表现出显著的线性关系(附图S9)。其中，DOC和TN储量与冰川质量平衡的耦合最为紧密，微生物储量虽相关性略弱但仍达到统计显著水平。

与西风区相比，季风区冰川中微生物、DOC和TN储量的下降更为明显。例如，在SSP5-8.5情景下，季风区的冰川DOC储量预计将减少95.01%±1.72%，而西风区的减少幅度相对较小，为67.53%±6.13%(表1)。此外，预计到

2100年，季风区将有更多冰川消失。在SSP1-2.6情景下，季风区面积小于1 km²的冰川预计有76.8%将完全消失，面积介于1–10 km²的冰川有24.2%将消失；相比之下，西风区对应面积等级的冰川消失比例分别仅为48.6%和6.2%(图5)。这一差异可能与季风区冬季降水减少、西风区冬季降水增加有关(季玉枝等，2024)。尽管季风区冰川的消融速度快于西风区，但由于其冰川总体质量较小，绝对消融量反而低于西风区。此外，季风区冰川DOC储量的最大减少率预计将在2030年左右出现，明显早于西风区(约2060年；附图S5)。

需要说明的是，质量平衡表示微生物、DOC和TN储量的净变化(即输入减去输出)。其中，输入主要包括湿沉降、干沉降以及微生物固存；输出则主要为冰川径流输出，其估算将在下一部分详细介绍。

3.3 青藏高原冰川微生物、DOC和TN的径流输出

基于Rounce等(2022)的数据估算，在历史时期(2000–2015年)，青藏高原冰川径流约为7.58×10¹⁰ m³ yr⁻¹。相应的微生物、DOC和TN的径流输出量分别为3.89×10²¹ cells yr⁻¹(约42.79 ton C yr⁻¹)、71.34 Gg yr⁻¹和20.16 Gg yr⁻¹(表2)。换算为单位面积通量，细胞碳通量约为0.51 kg km⁻² yr⁻¹，显著低于格陵兰冰盖西部(37 kg km⁻² yr⁻¹；Irvine-Fynn等，2021)。这种差异主要源于本研究中微生物丰度特指细菌，而后者研究中包含了细菌和藻类。由于青藏高原冰川径流量更大且DOC浓度更高，冰川径流的DOC通量(856 kg km⁻² yr⁻¹)显著高于格陵兰冰盖(120 kg km⁻² yr⁻¹；Li等，2018)。青藏高原冰川径流中的TN通量(242 kg km⁻² yr⁻¹)则与格陵兰冰盖

表1 2015和2100年青藏高原整体及西风区、季风区的冰川体积，以及冰川中微生物、DOC和TN的储量估计结果^{a)}

地区	SSP情景	冰川体积(km ³)			微生物(10 ²² cells)			DOC(Gg)			TN(Gg)		
		2015	2100	下降(%)	2015	2100	下降(%)	2015	2100	下降(%)	2015	2100	下降(%)
青藏高原	SSP1-2.6	5873	3148	46.6	5.57	2.33	56.93	2787	1499	46.59	787	417	47.19
	SSP2-4.5	5995	2588	56.57	5.68	1.77	69.09	2844	1240	56.12	804	340	57.33
	SSP3-7.0	6127	2080	65.8	5.78	1.31	77.65	2906	1004	65.45	822	271	66.64
	SSP5-8.5	6242	1670	74.17	5.88	0.97	84.04	2960	808	73.89	837	216	74.92
西风区	SSP1-2.6	4654	2877	39.9	3.52	1.87	47.82	2134	1354	38.86	658	389	42.25
	SSP2-4.5	4763	2427	48.49	3.6	1.49	57.42	2185	1154	46.37	673	323	51.44
	SSP3-7.0	4882	1984	59.04	3.68	1.14	69.41	2240	952	57.46	690	260	61.75
	SSP5-8.5	4985	1607	68.77	3.76	0.86	77.7	2288	774	67.53	704	209	71.02
季风区	SSP1-2.6	1219	271	78.76	2.05	0.46	78.45	653	145	78.99	129	29	78.68
	SSP2-4.5	1232	161	87.54	2.08	0.27	87.32	659	86	87.55	130	17	87.45
	SSP3-7.0	1245	96	92.29	2.1	0.16	92.16	666	51	92.3	132	10	92.27
	SSP5-8.5	1257	63	94.89	2.12	0.11	94.65	673	34	95.01	133	6	94.76

a) 表中“下降(%)”列表示2100年储量相较于2015年的下降百分比(所有冰川该比例的中位数)

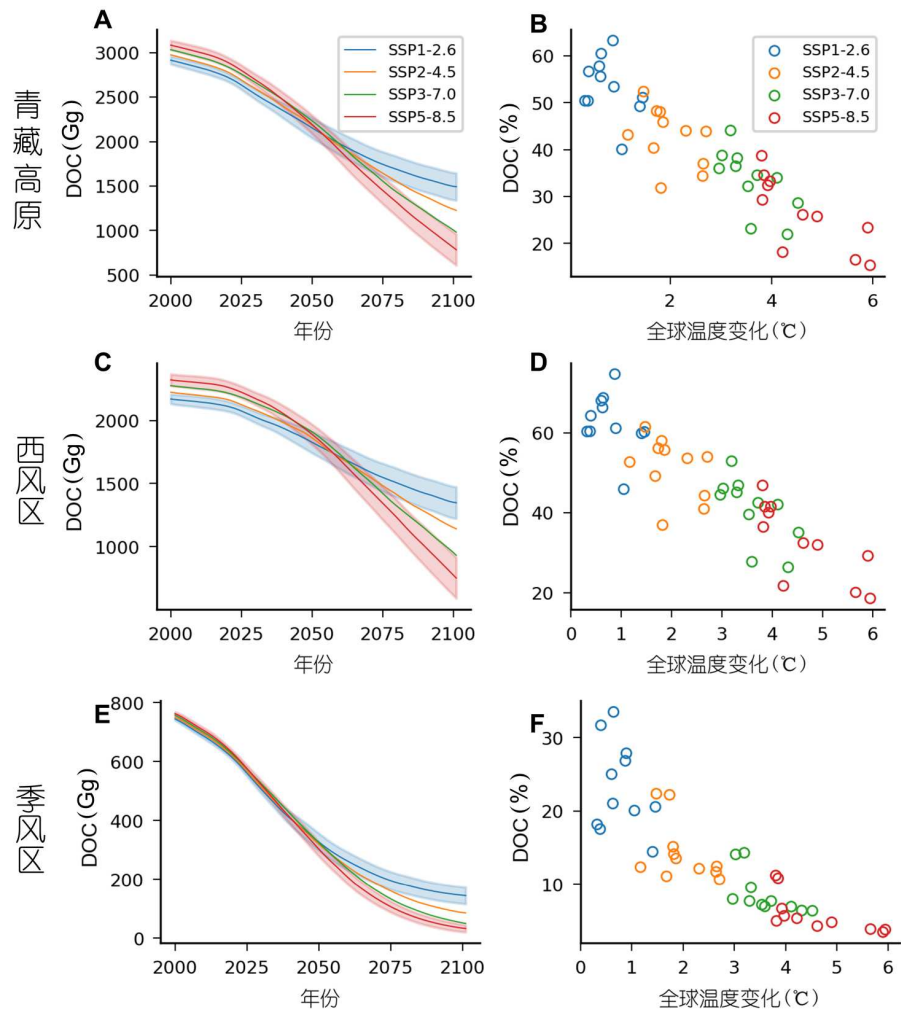


图4 不同SSP情景下青藏高原(A和B)、西风区(32°N以北; C和D)和季风区(32°N以南; E和F)冰川中DOC储量的变化。左侧子图展示了2000–2100年的情景预测, 实线表示集合中位数, 阴影表示SSP1-2.6和SSP5-8.5情景下的95%置信区间。右侧子图展示了2100年相对于2015年的变化百分比

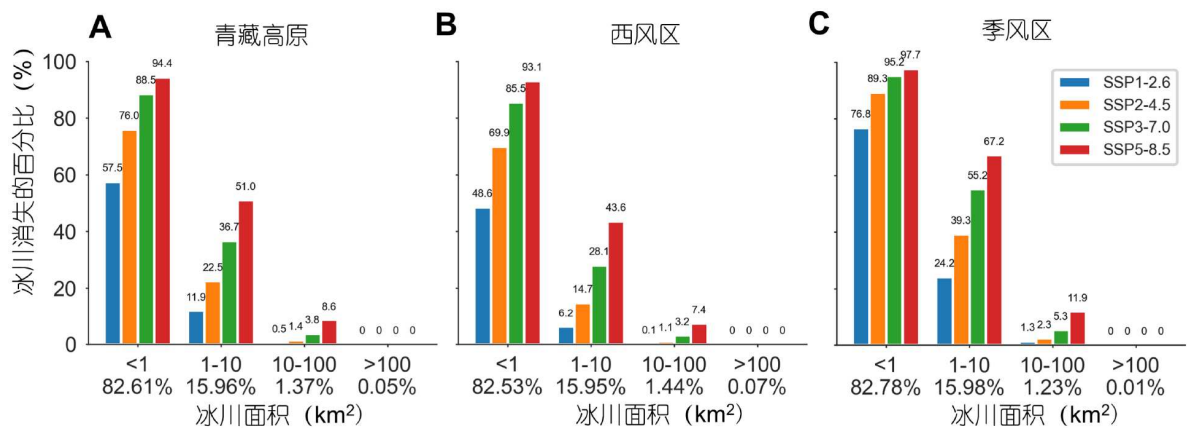


图5 不同SSP情景下2100年青藏高原(A)、西风区(B)和季风区(C)冰川消失的比例。冰川按其初始面积进行分组, 每个分组下方的数字表示2015年该面积等级对应的数量占比

西南部Leverett冰川的水平相当(236 kg km⁻² yr⁻¹; Wadham等, 2016)。后者受北大西洋暖流的频繁影响(Culather和Nowicki, 2018)以及反照率降低-融化增强的正反馈作用(Bevis等, 2019), 冰川融化速度高于整个格陵兰

表2 青藏高原冰川径流量及微生物、DOC和TN的径流输出量预估结果^{a)}

地区	SSP情景	径流(10 ¹⁰ m ³)		微生物(10 ²¹ cells)		DOC(Gg)		TN(Gg)	
		历史值	峰值(%) (年份)	历史值	峰值(%) (年份)	历史值	峰值(%) (年份)	历史值	峰值(%) (年份)
青藏高原	SSP1-2.6	7.58	169.72 (2049)	3.86	152.97 (2058)	71.28	139.72 (2023)	20.16	158.23 (2039)
	SSP2-4.5	7.61	181.13 (2049)	3.96	154.79 (2044)	71.6	142.15 (2049)	20.24	165.61 (2054)
	SSP3-7.0	7.6	184.57 (2059)	3.84	165.84 (2054)	71.48	148.88 (2064)	20.25	178.36 (2070)
	SSP5-8.5	7.53	201.59 (2059)	3.89	157.26 (2064)	71	162.93 (2051)	19.97	195.69 (2051)
西风区	SSP1-2.6	3.26	259.77 (2051)	1.39	265.14 (2058)	26.53	188.77 (2058)	12.67	192.34 -2058
	SSP2-4.5	3.28	261.95 (2055)	1.44	253.97 (2077)	26.75	203.07 (2057)	12.75	201.49 (2054)
	SSP3-7.0	3.29	279.59 (2059)	1.41	263.21 (2054)	26.78	227.07 (2076)	12.77	225.84 (2070)
	SSP5-8.5	3.22	321.47 -2060	1.41	287.89 (2064)	26.25	246.93 (2074)	12.49	243.8 (2074)
季风区	SSP1-2.6	4.32	130.81 (2029)	2.47	129.13 (2029)	44.75	122.23 (2026)	7.49	122.7 (2026)
	SSP2-4.5	4.33	131.75 (2026)	2.51	125.34 (2020)	44.85	120.25 (2028)	7.5	121.33 (2028)
	SSP3-7.0	4.31	129.95 (2032)	2.43	139.75 (2019)	44.7	120.13 (2028)	7.48	120.05 (2028)
	SSP5-8.5	4.31	131.53 (2040)	2.48	126.54 (2020)	44.75	123.4 (2035)	7.48	123.93 (2035)

a) 历史值指2000–2015年的平均值，峰值指的是相对于历史基准值的峰值百分比变化，括号中的年份是指峰值预计出现的年份

冰盖。

在未来情景下，青藏高原冰川径流及其所携带的微生物、DOC和TN输出量预计将先升高后降低(图6)，在SSP1-2.6情景下将于2100年降至低于历史水平。2040年之前，各情景之间的径流及微生物/DOC/TN输出量差异较小；在2040年之后，SSP5-8.5和SSP3-7.0情景下的径流及相关输出量趋势相近，且显著高于SSP2-4.5和SSP1-2.6情景。

相较于历史时期，西风区冰川径流及其携带的微生物、DOC、TN输出量的峰值百分比增幅显著高于季风区。例如，在SSP1-2.6情景下，西风区冰川径流的峰值增幅达259.77%±14.47%，而季风区仅为130.81%±4.26%(表2)。这一差异主要可归因于两个方面。首先，西风区降水量较少，由降水驱动的径流及其贡献相对有限，冰川融水在总冰川径流中的占比高于季风区。因此，对于相同百分比的冰川融水增加量，在西风区会导致总冰川径

流出现更高的百分比增幅(Rounce等，2020)。第二，西风区气温较低，在相同的绝对升温幅度下，其相对温度变化更为显著，从而导致冰川融水的百分比增幅更高。

季风区的径流峰值预计出现在2020–2040年左右，明显早于西风区的2050–2060年(表2；附图S6)。这一峰值出现的时间顺序与冰川质量损失的变化一致，表明冰川质量变化在驱动冰川径流变化中起着关键作用。

4 结论

本研究首次基于冰芯数据估算了青藏高原冰川中的微生物、DOC和TN储量及其质量平衡。研究结果表明，2015年青藏高原冰川中微生物、DOC和TN的储量分别为5.73×10²² cells、2874 Gg和813 Gg。在2015–2100年期间，SSP1-2.6情景下微生物、DOC和TN的质量平衡分别为−3.81×10²⁰ cells yr^{−1}、−15.15 Gg yr^{−1}、−4.35 Gg yr^{−1}；在SSP5-8.5情景下，对应值分别为−5.78×10²⁰ cells yr^{−1}、

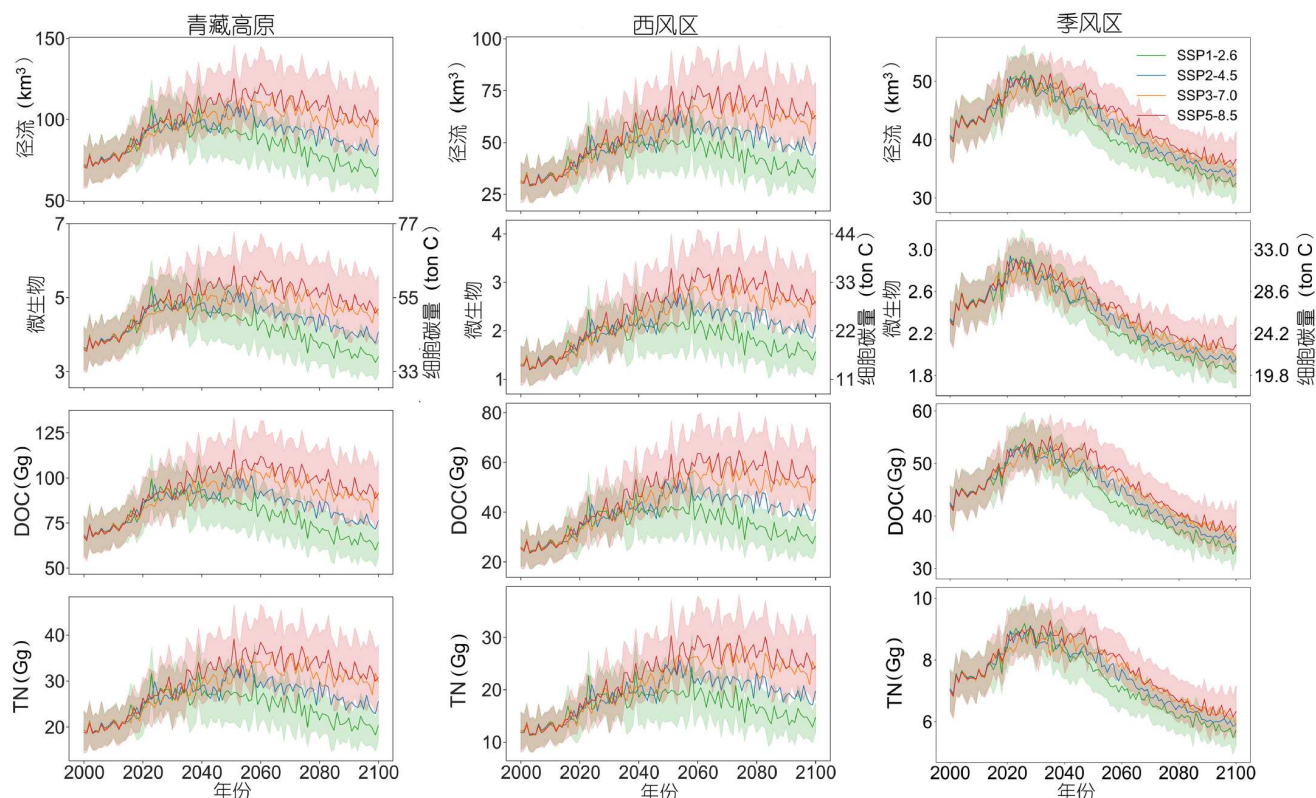


图6 在不同SSP情景下,青藏高原整体、西风区和季风区的径流、微生物、DOC和TN输出预估。情景预测覆盖2000–2100年,实线表示集合中位数,阴影区域表示各情景下的95%置信区间。图中微生物输出量的单位为 10^{21} cells

$-25.32 \text{ Gg yr}^{-1}$ 、 -7.31 Gg yr^{-1} 。因为冰芯数据比表层冰数据更能反映冰川内部特征,本研究基于冰芯的研究结果显著提高了青藏高原微生物和碳氮储量估算的可靠性。

冰川径流每年输出的微生物、DOC和TN分别为 3.84×10^{21} – 3.96×10^{21} cells、71.00–71.60 Gg和19.97–20.25 Gg。随着冰川持续消融,到2100年预计将有56%–85%的微生物以及46%–75%的DOC和TN从冰川中释放。这些通量构成了冰冻圈与下游生态系统之间的重要纽带,对冰川补给型河流与湖泊的微生物群落结构和碳氮循环具有重要影响。对这些输出量的定量估算有助于我们理解:在气候变暖影响下,冰川退缩将如何改变区域生物地球化学过程与生态功能,同时也为约束全球碳氮收支核算、深入认识冰川消退所引发的连锁生态效应提供了重要依据。

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

郭莉, 祝从文. 2022. 西风与季风在青藏高原的耦合模态及其季节性变化

- 特征. 大气科学, 46: 1017–10291
- 季玉枝, 杨小玲, 周波涛, 等. 2024. 基于CMIP6模式对青藏高原平均降水的模拟评估与预估. 南京大学学报(自然科学), 60: 301–316
- 刘时银, 姚晓军, 郭万钦, 等. 2015. 基于第二次冰川编目的中国冰川现状. 地理学报, 70: 3–16
- Anesio A M, Lutz S, Chrisman N A M, et al. 2017. The microbiome of glaciers and ice sheets. *npj Biofilms Microbiomes*, 3: 10
- Bevis M, Harig C, Khan S A, et al. 2019. Accelerating changes in ice mass within Greenland, and the ice sheet's sensitivity to atmospheric forcing. *Proc Natl Acad Sci USA*, 116: 1934–1939
- Brown L E, Hannah D M, Milner A M. 2007. Vulnerability of alpine stream biodiversity to shrinking glaciers and snowpacks. *Glob Change Biol*, 13: 958–966
- Cullather R I, Nowicki S M J. 2018. Greenland ice sheet surface melt and its relation to daily atmospheric conditions. *J Clim*, 31: 1897–1919
- Dubnick A, Wadham J, Tranter M, et al. 2017. Trickle or treat: The dynamics of nutrient export from polar glaciers. *Hydrol Process*, 31: 1776–1789
- Fellman J B, Hood E, Raymond P A, et al. 2015. Evidence for the assimilation of ancient glacier organic carbon in a proglacial stream food web. *Limnol Oceanogr*, 60: 1118–1128
- Franzetti A, Tagliaferri I, Gandolfi I, et al. 2016. Light-dependent microbial metabolisms drive carbon fluxes on glacier surfaces. *ISME J*, 10: 2984–2988
- Friedlingstein P, O'Sullivan M, Jones M W, et al. 2020. Global carbon budget 2020. *Earth Syst Sci Data*, 12: 3269–3340
- Guo W Q, Liu S Y, Xu J L, et al. 2015. The second Chinese glacier inventory: Data, methods and results. *J Glaciol*, 61: 357–372
- Gutiérrez M H, Galand P E, Moffat C, et al. 2015. Melting glacier impacts

- community structure of Bacteria, Archaea and Fungi in a Chilean Patagonia fjord: Microbial community in meltwaters of Patagonian fjords. *Environ Microbiol*, 17: 3882–3897
- Hodson A, Anesio A M, Tranter M, et al. 2008. Glacial ecosystems. *Ecol Monogr*, 78: 41–67
- Hood E, Fellman J, Spencer R G M, et al. 2009. Glaciers as a source of ancient and labile organic matter to the marine environment. *Nature*, 462: 1044–1047
- Hood E, Battin T J, Fellman J, et al. 2015. Storage and release of organic carbon from glaciers and ice sheets. *Nat Geosci*, 8: 91–96
- Immerzeel W W, van Beek L P H, Bierkens M F P. 2010. Climate change will affect the Asian Water Towers. *Science*, 328: 1382–1385
- Irvine-Fynn T D L, Edwards A. 2014. A frozen asset: The potential of flow cytometry in constraining the glacial biome. *Cytometry Pt A*, 85: 3–7
- Irvine-Fynn T D L, Edwards A, Stevens I T, et al. 2021. Storage and export of microbial biomass across the western Greenland Ice Sheet. *Nat Commun*, 12: 3960
- Kang S C, Zhang Y L, Chen P F, et al. 2022. Black carbon and organic carbon dataset over the Third Pole. *Earth Syst Sci Data*, 14: 683–707
- Kang S, Zhang Y. 2021. Third Pole region black carbon and organic carbon dataset. NCDC (<http://www.ncdc.ac.cn>), doi: 10.12072/ncdc.NIEER.db0114.2021
- Li X, Ding Y, Xu J, et al. 2018. Importance of mountainglaciers as a source of dissolved organic carbon. *JGR Earth Surf*, 123: 2123–2134
- Liu J, Liu J, Zhang B, et al. 2025. WISE: A spatially explicit carbon cycling model at the watershed scale. *Inf Geography*, 1: 100010
- Liu K, Liu Y, Hu A, et al. 2021. Fate of glacier surface snow-originating bacteria in the glacier-fed hydrologic continuums. *Environ Microbiol*, 23: 6450–6462
- Liu Y, Priscu J C, Yao T, et al. 2016a. Bacterial responses to environmental change on the Tibetan Plateau over the past half century. *Environ Microbiol*, 18: 1930–1941
- Liu Y M, Xu J Z, Kang S C, et al. 2016b. Storage of dissolved organic carbon in Chinese glaciers. *J Glaciol*, 62: 402–406
- Liu Y Q, Fang P C, Guo B X, 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
- Milner A M, Khamis K, Battin T J, et al. 2017. Glacier shrinkage driving global changes in downstream systems. *Proc Natl Acad Sci USA*, 114: 9770–9778
- O’Neel S, Hood E, Bidlack A L, et al. 2015. Icefield-to-ocean linkages across the northern Pacific coastal temperate rainforest ecosystem. *Bioscience*, 65: 499–512
- Prest E I, Hammes F, Köttsch S, et al. 2013. Monitoring microbiological changes in drinking water systems using a fast and reproducible flow cytometric method. *Water Res*, 47: 7131–7142
- Rounce D, Hock R, Maussion F. 2022. Global PyGEM-OGGM Glacier Projections with RCP and SSP Scenarios. (HMA2_GGP, Version 1). Boulder, CO, USA: NASA NSIDC DAAC, doi: 10.5067/P8BN9VO9N5C7. Date Accessed 01-05-2025
- Rounce D R, Hock R, Shean D E. 2020. Glacier mass change in high mountain Asia through 2100 using the Open-Source Python Glacier Evolution Model (PyGEM). *Front Earth Sci*, 7: 331
- Rounce D R, Hock R, Maussion F, et al. 2023. Global glacier change in the 21st century: Every increase in temperature matters. *Science*, 379: 78–83
- Singer G A, Fasching C, Wilhelm L, et al. 2012. Biogeochemically diverse organic matter in Alpine glaciers and its downstream fate. *Nat Geosci*, 5: 710–714
- 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
- Spencer R G M, Guo W, Raymond P A, et al. 2014. Source and biolability of ancient dissolved organic matter in glacier and lake ecosystems on the Tibetan Plateau. *Geochim Cosmochim Acta*, 142: 64–74
- Sun S, Ma B, Wang G, et al. 2023. Linking microbial biogeochemical cycling genes to the rhizosphere of pioneering plants in a glacier foreland. *Sci Total Environ*, 872: 161944
- Takeuchi N. 2002. Optical characteristics of cryoconite (surface dust) on glaciers: The relationship between light absorbency and the property of organic matter contained in the cryoconite. *Ann Glaciol*, 34: 409–414
- Takeuchi N, Kohshima S, Seko K. 2001. Structure, formation, and darkening process of albedo-reducing material (cryoconite) on a Himalayan Glacier: A granular algal mat growing on the glacier. *Arctic Antarctic Alpine Res*, 33: 115–122
- Tobler W R. 1970. A computer movie simulating urban growth in the Detroit Region. *Economic Geography*, 46: 234
- Wadham J L, Hawkings J, Telling J, et al. 2016. Sources, cycling and export of nitrogen on the Greenland Ice Sheet. *Biogeosciences*, 13: 6339–6352
- Wang L, Yao T D, Chai C H, et al. 2021. TP-River: Monitoring and quantifying total river runoff from the Third Pole. *Bull Amer Meteorol Soc*, 102: E948–E965
- Wang N, Yao T, Xu B, et al. 2019. Spatiotemporal pattern, trend, and influence of glacier change in Tibetan Plateau and surroundings under global warming. *Bull Chin Acad Sci*, 34: 1220–1232
- Wang Y, Bing H, Ficetola G F, et al. 2025. From barren rock to thriving life: How nitrogen fuels microbial carbon fixation in deglaciated landscapes. *Environ Sci Technol*, 59: 21174–21188
- Yao T D, 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 Y, Li B, Zheng D. 2014. Geographic information system data on the scope and boundaries of the Qinghai-Tibet Plateau. Global Change Data Repository, doi: 10.3974/geodb.2014.01.12.V1
- Zhang Y, Kang S, Wei D, et al. 2021. Sink or source? Methane and carbon dioxide emissions from cryoconite holes, subglacial sediments, and proglacial river runoff during intensive glacier melting on the Tibetan Plateau. *Fundamental Res*, 1: 232–239
- Zhao H B, Xu B Q, Yao T D, et al. 2011. Records of sulfate and nitrate in an ice core from Mount Muztagata, central Asia. *J Geophys Res*, 116: D13304
- Zou X, Hou S G, Wu S Y, et al. 2022. Ice-core based assessment of nitrogen deposition in the central Tibetan Plateau over the last millennium. *Sci Total Environ*, 814: 152692

(责任编辑: 董海良)