中国科学：地球科学 SCIENTIA SINICA Terrae 2026 年 第 56 卷 第 5 期： 1697–1712
评 述
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

水陆交错带碳-氮循环机制、驱动因素及生态环境意义

郭威[1]，唐伟平[1]，桑丽源[1]，张旭[1]，王文宏[1]，李安吉[1]，郎赟超[1,2,3]，王欣楚[1]，丁虎[1,2]，余光辉[1,2,3]，刘丛强[1,2,3*]

1. 天津大学地球系统科学学院，表层地球系统科学研究院，天津 300072
2. 天津环渤海滨海地球关键带国家野外观测站，天津 300072
3. 天津市环渤海地球关键带科学与可持续发展重点实验室，天津 300072
* 通讯作者，E-mail：liucongqiang@tju.edu.cn

2025-10-29收稿，2026-02-11修回，2026-02-25接受，2026-04-21网络版发表
国家自然科学基金重大项目(42293260)和天津大学研究生文理拔尖创新奖励计划项目(B1-2024-012)资助

摘要 水陆交错带(Terrestrial-aquatic interfaces，TAIs)介于陆地与水体之间，是陆地-水体-大气-生物强烈交互、跨时空尺度动态变化和生物地球化学循环异常活跃的“热点”区与“热时刻”区。水陆交错带在接收、转化、埋藏和释放碳(C)、氮(N)方面具有重要地位，对地球系统的贡献远超其面积占比。然而，水陆交错带目前仍存在界限模糊、碳-氮循环机制不明确、建模粗糙等关键问题。基于此，本文系统梳理了国内外有关河岸带、湖滨带与海岸带等典型水陆交错带碳-氮循环关键过程和机制的研究进展，总结了物理、化学、生物及人为活动四大驱动因素对该区域碳-氮循环的影响，并探讨了该区域在缓解气候变化、水质净化及生态系统服务协同和权衡方面的关键作用。当前水陆交错带碳-氮循环研究亟须转变研究范式、创新研究方法，开展跨学科合作与观测-实验-模型深度融合，为地球系统科学和可持续发展作出贡献。

关键词 水陆交错带，碳循环，氮循环，地球关键带，生态环境

1 引言

在全球变化背景下，地球关键带(Earth critical zone，ECZ)科学通过揭示关键带结构、过程与功能的耦合关系及其对全球变化的响应与反馈，为地球系统科学研究提供全新视角和重要理论(刘丛强等，2025a)。水陆交错带作为连接陆地与水生环境之间的过渡区域，是大气-陆地-水体之间物理、化学与生物强烈交互的动态复杂地球系统(U.S. DOE，2017)。水陆交错带是地球关键带的核心界面(Singha等，2024)，这源于其在地球系统中的地位特殊性：它具有多圈层高度耦合、极高生物地球化学循环速率、强时空异质性和尺度跨越性及自然-人类强相互作用等关键特征(U.S. DOE，2017)。它捕获、储存、转化和释放物质与能量的能力远超自身面积比例，深度参与地球系统过程并产生反馈，具有增强碳汇、净化水质、温室气体减排和生物多样性维持等重要生态功能(McClain等，2003；U.S. DOE，2017)。然而，该区域也是易受人类活动和气候变化扰动的敏感和脆弱区，面临湿地退化、生物多样性丧失、海平面上升、富营养化等威胁，严重制约了生态健康和可持续发展(骆永明，2016)。水陆交错带是多圈层、多要素、多过程耦合的代表性地球系统，解析此类界面过程是理解地球系统物质与能量循环的钥匙和丰富地球关键带理论的必然要求，也是实现碳中和与促进可持续发展的核心目标。

水陆交错带时空异质性强，呈现出多时空尺度动态变化特征，而且是具有极高生物地球化学循环速率的“热点”和“热时刻”区(Hot spots and hot moments，HSHMs)(McClain等，2003)。尺度是自然系统的固有特征，而陆

中文引用格式：郭威, 唐伟平, 桑丽源, 张旭, 王文宏, 李安吉, 郎赟超, 王欣楚, 丁虎, 余光辉, 刘丛强. 2026. 水陆交错带碳-氮循环机制、驱动因素及生态环境意义. 中国科学: 地球科学, 56(5): 1697–1712, doi: 10.1360/SSTe-2025-0372
英文引用格式：Guo W, Tang W, Sang L, Zhang X, Wang W, Li A, Lang Y, Wang X, Ding H, Yu G H, Liu C Q. 2026. Biogeochemical cycling of carbon and nitrogen in terrestrial-aquatic interfaces: Mechanisms, driving factors, and eco-environmental significance. Science China Earth Sciences, 69(5): 1659–1673, https://doi.org/10.1007/s11430-025-1881-7

© 2026《中国科学》杂志社

地与水生系统不同时空尺度的耦合则更为复杂，这是水陆交错带研究的本质和挑战(图1)。在空间尺度上，水陆交错带可划分为海岸带生态系统(盐沼、红树林等)和内陆湿地生态系统(湖滨带、洪泛平原、泥炭地等)(U.S. DOE，2017)；就时间尺度而言，水陆交错带具有微生物分钟级代谢反应与千年尺度碳埋藏共存的时间尺度跨越特征(Duarte等，2013；Stegen等，2025)。因此，水陆交错带内细微时空尺度的扰动会驱动无法通过现有观测或建模技术预测的大尺度级联效应。尽管占据面积相对较小，但水陆交错带能支撑超比例的初级生产力和生物地球化学循环速率，而且间歇性事件(如干旱、降雨等)可显著激发其生物地球化学活性(Vidon等，2010；Duarte等，2013)。因此，水陆交错带被认为是地球系统中生物地球化学循环最为活跃的“热点”区和具有间歇性高速率时段的“热时刻”区(McClain等，2003；Vidon等，2010)。理解此类界面多时空尺度耦合变化下的生物地球化学循环及反馈机制，是地球关键带科学亟需解决的核心科学问题。

碳-氮循环是维系水陆交错带生态功能的枢纽，其循环机制、多尺度动态变化特征和环境效应是水陆交错带生物地球化学循环的核心议题。在全球碳收支中，陆地生态系统往往无法弥补由大气二氧化碳(CO_2)周期性增长和海洋碳汇引起的碳失衡(Sarmiento和Sundquist，1992；Cole等，2007；Regnier等，2022；IPCC，2023)，即“遗失碳汇”(Missing carbon sink)(Houghton，2007)。越来越多证据表明，水陆交错带并非由陆地向水体输送碳的“被动管道”(Meybeck，1982；Sarmiento和Sundquist，1992)，而是固定、转化、埋藏和释放碳的生物地球化学反应器，是全球碳失汇的重要载体(Cole等，2007；Tranvik等，2009；Regnier等，2022)。例如，海岸带仅占海洋0.2%的面积，却贡献50%的有机碳埋藏，是碳拦截、转化和向海洋输送的中转站(Duarte等，2013)。河岸带等内陆水陆交错带则可有效截留和转化陆源氮负荷，反硝化作用对硝态氮的去除率最高可达90%以上(Hill，2019；Vidon等，2010)。此外，水陆交错带可充当气候变化响应的放大器，其碳-氮循环响应干扰的反馈效应(正反馈占主导)在人类时间尺度上往往不可逆(U.S. DOE，2017)。例如，内陆水体生态系统干涸可使其由碳汇转变为碳源(0.22 Pg C a^{-1})(Marcé等，2019)，加剧温室效应、水体蒸发和进一步碳排放；海平面上升速率超出盐沼迁徙速率，迫使生态系统功能退化并加速埋藏碳的释放，引发气候正反馈并导致生态系统崩溃(Pendleton等，2012；Kirwan和Megonigal，2013)。在人类世背景下，水陆交错带面临河流筑坝、陆源污染输入、湿地丧失等危机，由此引发的生态环境效应迫使人们愈发重视此类独特生态系统(刘丛强等，2024)。然而，目前水陆交错带在地球系统模型中的界限仍模糊、碳-氮循环内容尚粗糙(Xu等，2016)，根源在于对其循环机制、跨时空尺度特征和生态环境效应的理解尚不充分(Regnier等，2022)。这一研究瓶颈亟须跨学科融合、多学科交叉解决，并整合多利益相关方，共同促进水陆交错带科学管理和可持续发展。

本文首先综述了河岸带、湖滨带与海岸带三类典型水陆交错带碳-氮循环特征与机制，对比了它们的核心机制并建立概念框架；其次分析了物理、生物、化学及人为因素对水陆交错带界面物质通量的驱动作用；随后探讨了全球变化下水陆交错带碳-氮循环的生态环境意义；

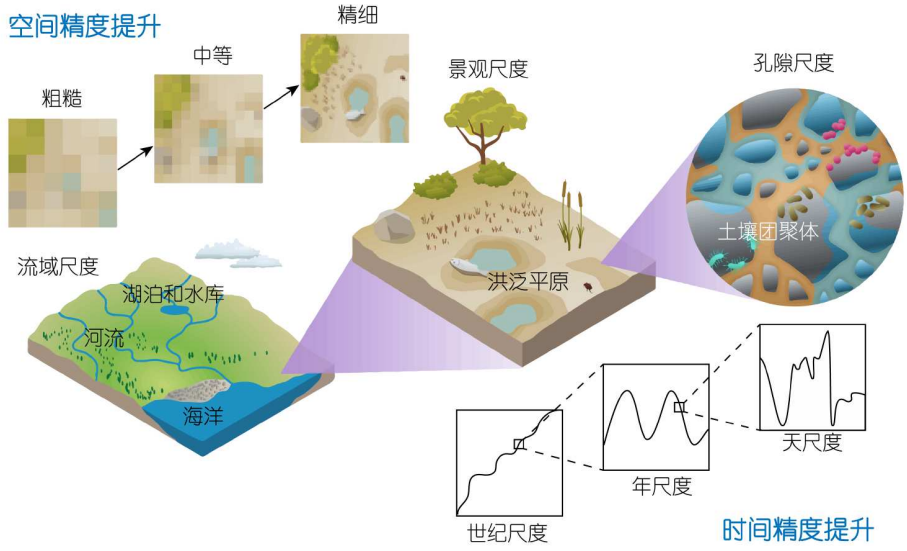


图 1　水陆交错带的跨时空尺度特征。精度基于空间或时间观测的分辨率，因不同“观察者”视角而异。改自Stegen等(2025)

最后展望了未来研究的跨学科挑战与方向。本文旨在揭示全球变化背景下水陆交错带碳-氮生物地球化学循环的多时空尺度动态规律、驱动因子与反馈机制，呼吁转变研究范式、加强跨学科交叉和系统综合研究，为地球系统科学和可持续发展做出贡献。

2 不同类型水陆交错带的碳-氮生物地球化学循环特征与机制

2.1 河岸带：洪水脉冲主导的“活跃反应器”

河流网络是连接大陆、海洋与大气的关键生物地球化学节点(Battin等，2023)，河岸带(Riparian zones)则是陆地与河流动态交互、受洪水脉冲影响的活跃反应器(Hill，2019)。河岸带主要指洪泛平原和河漫滩(Stegen等，2025)。其中，洪泛平原是由河流侵蚀与沉积作用形成的冲积地貌，而河漫滩是活动河道内低流量时暴露的无地表水区域(Stegen等，2025)。受气候、地形等因素影响，河岸带的范围、地貌、水文、生物等特征呈现高度的时空异质性。就空间范围而言，亚马孙平原的洪泛平原可延伸数公里(Richey等，2002)，而源头溪流的河岸带仅宽1–2 m(Adams和Spotila，2005)；从时间尺度上看，受季风控制的较高等级河流呈现季节性水文差异，而受对流雨或热带低压影响的小型溪流则发生不规律、短时间的洪水事件。虽然河岸带仅占据2%的土地覆盖面积(Clerici等，2011)，但水文脉动驱动其多圈层强交互作用、波动生物地球化学过程和多时空尺度动态变化，这使其碳-氮循环研究极具挑战(Stutter等，2023)。

河岸带是固定、埋藏、转化和释放碳的热点区域。河岸带植被极高的初级生产力和碳拦截能力已被公认，由此产生大量颗粒态和溶解态有机碳，并在原位或向河流横向运输过程中被埋藏和矿化(McClain等，2003；Stutter等，2023)。早期碳收支模型将河岸带视为由陆地向水体输送碳的“被动管道”(Sarmiento和Sundquist，1992)，但研究表明，亚马孙河网80%的碳排放源于洪泛平原和陆地输送的有机碳(Richey等，2002)，这打破了传统认知，此湿地-河流碳连通性被重新审视和陆续证实(Abril等，2014；Borges等，2015；Abril和Borges，2019)。然而，相比于海岸带和湖滨带，目前尚无满意方法直接界定河岸带横向碳通量，这源于其空间范围难以界定、水位波动频繁及时空异质性强等困难(Abril和Borges，2019)。最新全球碳循环框架中，陆地向河流输送的碳通量(2.35 Pg C a^{-1})依赖水体碳释放和埋藏的质量平衡，并未纳入潜力巨大的洪泛平原和河漫滩碳循环(图2)(Regnier等，2022；Grasset等，2025)。虽然此框架强调了河流运输过程中的显著碳埋藏和释放(是河口-海洋界面的3.1倍)(Regnier等，2022)，但很可能由于忽略河岸带而被低估或高估。河岸带碳循环主要受水文波动(干湿或冻融交替环境)控制的氧化还原条件驱动，诱使微生物对可用电子受体(O_2、NO_3^-、Fe^{3+}、SO_4^{2-}、CO_2)的级联还原(Zhu等，2023)。洪水期时，河岸带淹没形成的厌氧环境有利于陆源及自生源颗粒态有机碳埋藏，促进微生物利用电子受体(如Fe^{3+})耦合有机碳逐步厌氧矿化并最终释放大量甲烷(CH_4，百年增温潜势是CO_2的27–30倍)(Batson等，2015；IPCC，2023)；在退水期，微生物对有机碳的好氧降解占主导(Batson等，2015)，此外，还原性物质可充当电子穿梭体，通过化学反应释放大量羟基自由基并优先攻击矿物结合态有机碳，贡献土壤有机碳10%–20%的非生物矿化(Liu等，2024a，2024b)。河岸带水文波动驱动的氧化还原反应序列在不同时空尺度普遍存在，受水文连通性、地形、土壤、气候等诸多因素影响，并最终决定碳输入与损失的平衡(Batson等，2015)。

氮常被视为由陆向水输送的污染物，而河岸带是氮

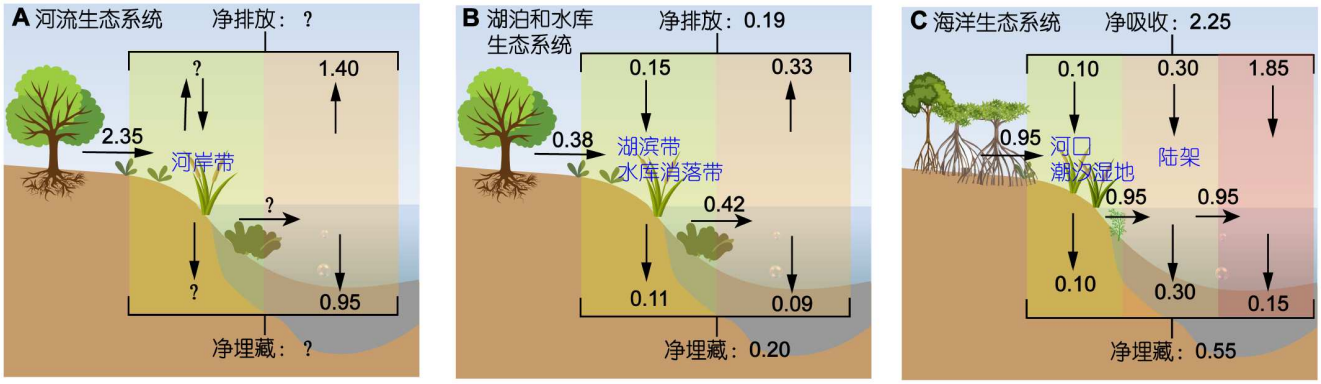


图2 纳入水陆交错带的河流(A)、湖泊(B)与海洋(C)生态系统碳收支框架。河流生态系统碳收支由内陆水体减去湖泊与水库计算出(Regnier等，2022；Grasset等，2025)，湖泊与水库生态系统改自Grasset等(2025)，海洋生态系统改自Regnier等(2022)。通量单位为Pg C a^{-1}

转化并去除的热点区域。氮素以单质形式被固氮生物固定，或以颗粒态和溶解态形式被大型植物截留，其中有机氮可通过矿化和硝化作用再次转化为活性氮，供给生态系统氮素循环利用(表1)(Gruber和Galloway，2008)。氮素主要以氮气(N_2)和氧化亚氮(N_2O)形式离开生态系统，目前已知途径是反硝化、厌氧氨氧化、硝化和NO_3^-还原成铵(Dissimilatory nitrate reduction to ammonium，DNRA)。然而，DNRA本质上为氮保留过程，而硝化作用产生的N_2O和NO也极为有限，因此通常不将二者纳入脱氮过程。河岸带氮循环的代表性特征是剧烈反硝化作用，其生成的惰性氮气代表了陆地活性氮库的永久去除，自20世纪90年代以来已被广泛研究(Vidon等，2010；Hill，2019)。近期研究发现，厌氧氨氧化作用对河岸带脱氮贡献显著，其在非根际土(Deng等，2023)和饱和含水层(Wang等，2019)中的脱氮效率可与反硝化作用相当，甚至更高。类似碳，50%–80%的活性氮输入在到达海洋前被去除(Seitzinger等，2006)，很大程度源于河岸带的反硝化和厌氧氨氧化作用。反硝化和厌氧氨氧化热点可广泛存在于河岸带表层土壤(Ambus和Lowrance，1991)、植物根际(Lowrance等，1997)、地表-地下水交界(Hedin等，1998)等电子供体充足的缺氧环境。在河岸带淹水期，反硝化菌不仅可通过降解有机质耦合NO_3^-还原，还可利用Fe^{2+}氧化促进NO_3^-的反硝化(Nitrate-dependent ferrous oxidation，NDFO)，对脱氮具有巨大贡献(Wang等，2023)。尽管河岸带植物吸收和微生物转化作用可去除超过50%的氮负荷(Lowrance等，1997；Vidon等，2010)，但凋落物及微生物残体积累的颗粒和溶解态有机氮可通过矿化和硝化作用重回土壤(尤其在退水期形成的好氧环境中)，形成氮素养分循环。此外，洪泛期引起的水位波动和硝酸盐限制可使河岸带由反硝化热点转变为DNRA热点区(Liao等，2025)，降低脱氮效率。需要注意的是，pH、溶解氧、水位等环境条件波动也可能导致反硝化和DNRA作用不完全，释放强温室气体N_2O(百年尺度增温潜能是CO_2的273倍)(Giles等，2012；Valiente等，2022；IPCC，2023；Su等，2025)。如何调控河岸带氮污染去除与N_2O排放平衡极具挑战。

在不同时空尺度上，碳、氮循环往往耦合，构成驱动河岸带生态功能的核心。碳氮比(C/N)是判断生态系统营养状态的重要指标(Elser等，2000；Sterner和Elser，2003)，其过高或过低均不利于生态系统平衡稳定。富含碳素和氮素的新鲜凋落物输入可导致“激发效应”(Nottingham等，2009；Liang等，2017)，造成生态系统中原有有机碳的加速矿化和CO_2排放。在根际或地下水环境，反硝化作用依赖有机碳作为电子供体，与其含量呈正相关(Hedin等，1998；陈丽慧等，2023；Zhang等，2023)。在水文波动条件下，排水期有机碳有氧矿化导致大量CO_2释放，而长期淹水条件则促进微生物反硝化(释放N_2O)及DNRA作用并耦合有机碳厌氧矿化(释放CH_4和CO_2)(Batson等，2015；Hu等，2025)。有机碳好氧和厌氧矿化可抵消河岸带碳积累，在多时空尺度上影响河岸带碳输入与损失平衡，但目前此类研究仍十分有限。

2.2　湖滨带与水库消落带：季节和反季节水文节律驱动的“地球化学振荡器”

湖泊和水库具有弱水动力条件、巨量沉积物堆积等代表性特征，是记录、整合和调控气候与环境变化的天

表1　水陆交错带氮循环关键步骤及机制

氮循环步骤	机制	营养方式	参考文献
固氮作用	有氧/厌氧条件下，异养或光能固氮菌依赖固氮酶催化，将N_2转化为NH_4^+，编码基因为*nifH*、*nifD*和*nifK*	自养/异养型	Herbert，1999；Dixon和Kahn，2004；Mise等，2021
矿化作用	有氧/厌氧条件下，依赖各种水解酶将高分子量有机物转化为NH_4^+	异养型	Herbert，1999；Bowen等，2024
硝化作用	有氧条件下，先由氨氧化菌将NH_4^+转化为NO_2^-，再经亚硝酸盐氧化菌转化为NO_3^-。或由完全氨氧化菌(Complete ammonia oxidizers，Comammox)将NH_4^+直接转化为NO_3^-。氨氧化被视为硝化作用的限速步骤，由*amoA*基因编码的氨单加氧酶调控	自养型	Herbert，1999；Daims等，2015；Bowen等，2024
反硝化作用	厌氧/缺氧/有氧条件下，通过多步反应将NO_3^-转化为N_2。不完全反硝化作用会释放N_2O。不同步骤的酶由不同基因编码，常用编码亚硝酸还原酶的*nirS*/*nirK*基因或编码氧化亚氮还原酶的*nosZ*基因诊断	自养/异养/混合营养型	Herbert，1999；Gao等，2010；Bowen等，2024
厌氧氨氧化	严格厌氧条件下，以NO_2^-为电子受体，将NH_4^+转化为N_2。常用基因是编码肼合成酶的*hzsCBA*	自养型	van de Graaf等，1995；Bowen等，2024
NO_3^-还原成铵	厌氧条件下，将NO_3^-还原为NH_4^+。其将固定氮保留在生态系统。最常用的功能基因是编码硝酸盐还原胺化酶的*nrfA*	自养/异养型	Bowen等，2024

然容器(Williamson等，2009)。湖滨带(Lake littoral zones)是介于陆地与湖泊水域生态系统之间、在湖泊水动力和周期性水位变化作用下形成的生态交错带(叶春等，2015)；水库消落带(Drawdown zones)则可定义为水库边缘因水位调节而周期性淹没和出露的区域，是具有反季节性水位消涨特征的特殊水陆交错带(李姗泽等，2019)。由于二者的水文特征和沉积环境类似，故做统一讨论。据估算，湖泊虽仅占全球陆地面积的1.8%，但其岸线周长(7.2×10^6 km)是海岸线的四倍(Messager等，2016)。湖滨带和水库消落带同样具有受水文驱动的高度时空变异性特征。例如，湖滨带涵盖冻土区热融湖塘等小型水陆交错节点，也包括贝加尔湖和里海等全球最深和最大湖泊的交错带(Downing等，2006)；水库消落带因年际或年内水位消涨(受极端降水或干旱而泄洪或蓄水)而呈不规则周期性范围变化。湖滨带提供碳汇、拦截污染物、物种栖息地等关键生态功能，也是响应气候变化和人类活动的敏感地带。然而在人类世背景下，湖滨带受湖泊扩张(Xu等，2024)或干涸(Court等，2025)以及修建围堤、人工景观(颜昌宙等，2005)等干扰，其碳-氮循环已发生显著变化(Heathcote等，2015)。

传统观念认为，湖泊与水库是优先接收、处理和释放陆地碳的“景观反应器”，为大气净碳源(Cole等，2007；Tranvik等，2009)。湖泊与水库接收陆源及自生源的无机和有机碳，其中有机碳经微生物和光化学降解、释放CO_2和CH_4(Grasset等，2025)。接收的碳残存20%长期埋藏于沉积物参与地质尺度碳循环(其中40%储存于水库中)(Mendonça等，2017)。尽管二者碳埋藏量通常小于碳排放量，但其仍是重要的长期碳汇，并在未来有增加的趋势(Heathcote等，2015；Mendonça等，2017)。然而，这些湖泊和水库大多碳通量源于开放水域的测量数据(并被用来约束陆地生态系统碳收支)(Tranvik等，2009；Regnier等，2022)，并未纳入碳周转强烈的湖滨带和消落带。忽略此类水陆交错带碳循环将导致对陆地生态系统碳收支理解的根本偏差(Grasset等，2025)。湖滨带和消落带与开阔水域碳循环的根本功能差异在于其大型植被的强固碳作用(单位面积生产力相当于热带雨林)(Wetzel，2001)、强有机质埋藏作用以及向开阔水域运输碳的作用。近期一项研究将此类水陆交错带纳入湖泊与水库碳收支，发现系统碳埋藏量(0.11–0.28 Pg C a^{-1})足以抵消甚至超过碳释放量(0.14–0.24 Pg C a^{-1})，使其由碳净源扭转为碳净汇(图2)，这颠覆了传统认知(Grasset等，2025)。此研究进一步强调了湖滨带植被覆盖度在湖泊系统碳源/汇平衡方面的重要作用：当覆盖度超过19%时，湖泊表现为碳净汇(Grasset等，2025)。湖滨带受水位波动在“淹水-缺氧”和“落干-好氧”间频繁转换，形成氧化还原电位振荡并对碳循环产生深刻影响。在落干期，湖滨带可积累大量植物源新鲜有机质，并在淹没后被厌氧矿化。由于湖泊沉积层较厚，在Fe^{3+}、SO_4^{2-}耗尽的深层，产甲烷菌可利用CO_2作为电子受体生成大量CH_4，并以扩散和冒泡形式向上运输。湖泊与水库是内陆水体最大的CH_4排放源，这很大程度源于交错带陆源有机碳的输入及后续降解(Zhou等，2025)；而无机碳的输入也可通过调节理化环境(如底物可利用性、氧化还原电位等)间接影响CH_4排放。然而，随着淹没程度的增加，湖滨带铁铝氧化物对颗粒态有机碳的结合作用增强，这削弱了微生物降解作用，导致沉积物有机碳的主要组分由微生物源向植物源转变(Ran等，2023，2025)。综上，湖滨带和消落带对湖泊和水库系统碳循环具有显著影响，在全球碳收支格局中具有重要地位(Jia等，2022；Ji等，2024)。

湖滨带和水库消落带同样是氮素循环的热点区域。为了改善静水水体富营养化现状，湖滨带和水库消落带作为脱氮热点受到日益重视。复合湿地和水库消落带的氮移除效率可分别达到60%–80%和50%–93%(徐进等，2006；杨丹等，2016)。值得注意的是，大多氮移除效率估算由进出交错带的氮浓度差异得出，并未考虑交错带内氮素活化、扰动和再输出的风险(阳立平等，2014)，而反硝化和厌氧氨氧化作用可实现氮的永久去除。基因水平和同位素示踪实验表明，湖滨带和水库消落带的反硝化、厌氧氨氧化和DNRA速率均显著高于开阔水域和陆地，这很大程度上源于落干期由陆地携带和硝化作用产生的大量NO_3^-和NO_2^-积累(Zhu等，2013，2015)。特别地，二者的厌氧氨氧化速率显著(占全湖氮损失的46.2%)高于河岸带、河口与潮汐湿地，且空间异质性最强，突出了二者在低N_2O排放下脱氮的全球重要地位(表2)(Zhu等，2013)。此外，富氧地表水往往可渗入湖滨带下层土壤，导致饱和带地下水充氧和滞留时间延长。研究表明，厌氧氨氧化可普遍存在于湖滨饱和带环境，并随土壤深度增加而增强，而反硝化作用则在非饱和带占主导(Wang等，2019)。因此，水位周期波动及极端降雨此类“热时刻”可显著影响反硝化、厌氧氨氧化和DNRA等竞争关系，对湖泊系统氮滞留和脱氮效率产生显著影响(McClain等，2003；Wang等，2019)。

湖滨带和消落带氮去除方式和效率依赖有机碳供给，并受C/N调控竞争关系。反硝化和厌氧氨氧化作用对碳源的需求不同：异养反硝化依赖有机碳作为电子供体，因此在高C/N、碳源充足的非饱和带占据主导；而厌氧氨氧化则是自养型，并不依赖有机碳供给，因此在低C/N的饱

和带较为普遍(Wang等，2019)。此外，反硝化驱动的甲烷厌氧氧化(Denitrifying anaerobic methane oxidation，DAMO)可达到界面脱氮和CH_4减排的双重增益(Raghoebarsing等，2006)。然而迄今为止，DAMO仅在部分水库消落带研究中被识别(叶飞等，2018；Hu等，2025)，而在湖滨带作用较为微弱(Zhu等，2013；Wang等，2019)。

2.3　海岸带：潮汐驱动的“陆-海转换中枢”

海岸带(Coastal zones)广义上包含滨海平原、湿地、河口三角洲、潮间带、浅海大陆架，一直延伸至陆架边缘(骆永明，2016)。尽管海岸带也包含大型藻类、浮游植物及钙化类生物等(唐剑武等，2018)，本文仍采用狭义定义，指盐沼、红树林和海草床生态系统(统称为滨海“蓝碳”生态系统，区别于陆地“绿碳”和内陆水体“青碳”(Nahlik和Fennessy，2016))。全球盐沼、红树林和海草床的面积分别为5.5、13.8和16 Mha，不足海洋面积的0.2%(表3)(IPCC，2023)。尽管占据面积小，但滨海蓝碳生态系统单位面积生产力是陆地生态系统的10倍以上，并贡献海洋50%的碳埋藏(Mcleod等，2011)。除红树林只存活于热带、亚热带地区外，盐沼和海草床在各气候区均有分布。不同于河岸带和湖滨带，海岸带受潮汐频繁水文波动控制，塑造海岸线形态并深刻影响生物地球化学循环。海岸带是人类活动、经济发展最密集的区域，容纳全球超过50%的人口，具有文化、经济、生态等重要功能(骆永明，2016)。然而在人类活动和气候变化影响下，海岸带承受三大冲击(骆永明，2016)：(1) 原位冲击如人类活动、水文变化；(2) 由陆向海冲击如泥沙减少和营养盐输入增多；(3) 由海向陆冲击如海平面上升和风暴潮。全球沿海植被栖息地有25%–50%在过去50年丧失，这在人类时间尺度往往不可逆(Duarte等，2013)。在此背景下，理解海岸带碳-氮生物地球化学循环对于其保护和恢复具有重要科学意义。

海岸带具有极强初级生产力和碳埋藏速率，提供千年-万年尺度碳封存能力，而且是陆架和远海有机与无机碳的重要来源。据最新估计，滨海蓝碳生态系统每年吸收约600 Tg CO_2，其中以红树林最高，其次为海草床(表3)(Rosentreter等，2023)。固定的碳转化为颗粒态和溶解态有机碳，二者可通过微生物利用/降解、矿物吸附/解吸、光化学氧化及絮凝等过程互相转化(Bauer等，2013)。放射性碳测年显示，海岸带固定或拦截的颗粒态和溶解态碳可被埋藏数千年至数万年(Duarte等，2013)，它们主要来源于难降解植物组织如木质素(Dittmar等，

表2　内陆水体和海洋生态系统中沉积物和水体氮移除速率及厌氧氨氧化贡献估计[a)]

氮移除相关指标	沉积物						水体		参考文献
	河流生态系统		湖泊生态系统		海洋生态系统		内陆	海洋	
	河岸带	开阔水域	湖滨带	开阔水域	河口与潮汐湿地	海洋沉积物			
厌氧氨氧化速率(t km^{-2} a^{-1})	4.7±2.7	3.6±2.3	62.5±26.8	8.5±5.4	2.24	3.1	1.5	1.2	Devol，2015；Zhu等，2015；He等，2025
反硝化速率(t km^{-2} a^{-1})	59.3±40.7	23.1±16.3	83.9±37.5	35.7±18.7	15.26	0.8	3.7	1.6	
厌氧氨氧化对氮移除的贡献(%)	8.4±5.0	14.7±7.9	46.2±15.9	19.2±7.3	12.8	20.5	28.4	43.2	

a) 此表格中河岸带和湖滨带指距陆-水界面1 m范围内的陆向与水向扩展区域。河流和湖泊生态系统、河口与潮汐湿地及海洋的沉积物氮移除指标计算的深度范围分别为0–1 m、0–0.2 m和0–0.2 m，水体计算范围则为0–20 m。由于厌氧氨氧化速率随沉积物深度增加而增加，所以此估计很可能低估沉积物对氮移除的贡献。河流与湖泊生态系统沉积物氮移除速率由区域尺度(中国)计算，海洋生态系统沉积物及所有水体则为全球尺度。

表3　全球海岸带蓝碳生态系统面积、碳密度、碳埋藏速率、温室气体排放速率及潜在碳损失速率估计[a)]

生态系统	面积	沉积物碳密度[+]	碳埋藏速率	CO_2排放速率[*]	CH_4排放速率[*]	N_2O排放速率[*]	潜在碳损失速率	参考文献
	Mha	Mg C ha^{-1}	Tg C a^{-1}	Tg CO_2 a^{-1}	Tg CH_4 a^{-1}	Gg N_2O a^{-1}	Tg C a^{-1}	
盐沼	13.76	317.2±38.2	12.63	−49.6	20.3	2.06	20–140	Alongi，2014，2018；McOwen等，2017；Wang等，2020；Rosentreter等，2023
红树林	5.50	856.0±64.2	41.0	−359.3	26.8	8.85	90–970	Alongi，2014；Bunting等，2018；Kauffman等，2018；Wang等，2020；Rosentreter等，2023
海草床	16.04	139.7	35.31	−191.6	13.7	−4.56	50–330	Alongi，2014，2018，2020；UNEP-WCMC和Short，2021；Rosentreter等，2023

a)[+] 红树林沉积物碳密度计算的范围是地下3 m；而盐沼和海草沉积物则是地下1 m。[*] 负值为净吸收，正值为净排放。

2006)，或经微生物降解利用后产生的惰性溶解性有机碳(Recalcitrant dissolved organic carbon，RDOC)(Jiao等，2010)和微生物残体(Liang等，2017)。滨海蓝碳生态系统还将碳横向输送至河口及大陆架，对其碳循环产生深刻影响。有关此过程重要性的探讨源于由近海海-气界面观测到的CO_2汇和河口大量脱碳引发的碳悖论(Cai，2011)，直至沿海大型植被横向碳通量被首次估算(Duarte等，2005)。研究表明，河口高CO_2脱气主要由潮间带孔隙水无机碳的横向运输支撑，而河流输送的有机碳则可绕过河口被输送至大陆架甚至远海(Cai，2011)。除无机碳外，海洋溶解性有机碳也较大程度上源于红树林、海草及大型藻类生态系统的横向输运(Dittmar等，2006；Barrón等，2014)。尽管在最新全球海洋碳收支估算中，河口和潮间带的碳吸收和碳埋藏量与陆架相当(图2)，但其中碳的来源及转化过程(尤其是横向输运过程)仍存在较大不确定性(Regnier等，2022)。此外，滨海蓝碳生态系统时间异质性极强，其碳循环不仅受潮汐影响、在昼夜尺度发生显著变化(Dai等，2009)，也受海平面上升、冰期旋回等长时间尺度调控(Duarte等，2013)。由于人类活动排放大量碳和营养物质，目前海洋生态系统已由碳源转变为碳汇，且其碳汇潜力有增加的趋势(Bauer等，2013)。然而，围垦、滨海湿地丧失可切断海水SO_4^{2-}供给，削弱SO_4^{2-}驱动的CH_4厌氧氧化，导致其排放增加，进而抵消滨海植被碳汇能力(La等，2022；Rosentreter等，2023)。因此，整合多温室气体排放情景及碳转化过程对于评估蓝碳碳汇能力具有重要意义。

海岸带位于海-陆交汇地带，潮汐驱动的氧化还原波动促进极高的氮循环速率，是全球氮吸收和去除的重要载体。传统范式认为，沿海生态系统固氮速率受无机氮等营养物质有效性调控，且沉积物贡献极小，因此无关紧要(Capone和Carpenter，1982；Fulweiler等，2025)。然而最新研究表明，沿海生态系统固氮速率并不完全受氮限制，且底部沉积物作用巨大，协同浮游生物贡献全球约6%(19 Tg N a^{-1})的固氮(Fulweiler等，2025)。固氮作用产生的铵或通过硝化作用生成的NO_3^-可直接被沿海植物和微生物吸收，死亡后释放颗粒态和溶解态有机氮，又可被微生物矿化返还无机氮。矿化作用是盐沼和红树林生态系统无机氮的主要来源，且通常被系统内生物固定，并未横向输出(卢法满等，2022；Bowen等，2024)。与河岸带和湖滨带类似，海岸带是反硝化作用和厌氧氨氧化的热点区域，但二者对脱氮的贡献因环境因素变化而异。盐沼和红树林反硝化作用对NO_3^-的去除率达90%以上，而厌氧氨氧化贡献较低，这可能源于高盐度和硫化物浓度的抑制作用(Koop-Jakobsen和Giblin，2009；Xiao等，2018；Zhou等，2021)。此外，反硝化作用往往在表层沉积物占主导，而厌氧氨氧化则在深层沉积物贡献较大(Wang等，2014)。研究表明，盐沼和红树林生态系统中DNRA对NO_3^-的去除率更高(Giblin等，2013；Cao等，2016)。一般认为，在有机碳可利用性高和硝酸盐浓度低情况下，DNRA比反硝化更占优势(Hardison等，2015)。而在滨海生态系统中，高盐度和高硫化物浓度可能是DNRA作用占主导的决定性因素(Giblin等，2010；Plummer等，2015)。受限于观测数据，最新模型估计滨海生态系统N_2O排放为67.7 Gg a^{-1}，其中河口地区贡献90%，盐沼、红树林和海草床贡献较为微弱(表3)(Rosentreter等，2023)。

C/N作为反映生物营养状态的重要指标，在海岸带呈现高度变异。海洋自养浮游植物C/N波动极小(受氮限制)，而沿海大型植物C/N变异性更大，且通常高于海洋浮游植物(Gruber和Galloway，2008)。海岸带植物与微生物生态功能的维持依赖氮供给，过量氮素输入将导致近海C/N失衡和藻类爆发，造成沉积物-水界面缺氧并促进反硝化。海岸带缺氧沉积物中颗粒态有机碳的矿化方式主要为SO_4^{2-}异化还原，产生大量溶解性无机碳，是全球重要的成岩区和地质碳汇(La等，2022)。此外，DAMO过程也被证实是海岸带甲烷和活性氮消减的重要途径。例如，长江口潮滩湿地DAMO过程可氧化35%排放的甲烷、贡献10%的氮移除，并因潮汐波动而呈现显著变异(Chen等，2021，2023)。因此，海岸带碳-氮循环高度耦合，深入理解其耦合机制及环境效应的有助于维持生态系统平衡与稳定。

2.4 不同类型水陆交错带碳-氮循环核心机制对比及概念框架建立

河岸带、湖滨带和海岸带由不同尺度水文波动驱动，进而产生水陆交错带物质和能量循环分异。就碳-氮循环而言，三类水陆交错带在碳来源、碳源/汇性质、脱氮方式及效率方面具有显著差异，这取决于不同物理、化学和生物条件塑造的环境格局(表4)。认识三类水陆交错带碳-氮循环的核心机制差异对于指导差异化生态系统管理和修复、精准评估全球碳-氮收支和深化前沿科学研究具有重要意义。例如，针对湖滨带应重点关注其水质净化功能，而海岸带的核心在于保护和增强碳汇功能；充分认识三类水陆错带独特生物地球化学过程和气候响应模式并进行模型优化和预测。

尽管河岸带、湖滨带和海岸带在具体过程上存在差

表4　河岸带、湖滨带和海岸带碳-氮循环核心机制对比

核心指标	河岸带	湖滨带	海岸带	参考文献
水文波动尺度	不规则或季节尺度洪水脉动	季节或反季节尺度水位波动	日尺度潮汐波动	叶春等，2015；骆永明，2016；李姗泽等，2019；Stegen等，2025
碳源/汇性质	碳源	碳源/汇(取决于植被覆盖度)	碳汇	Richey等，2002；Duarte等，2013；Grasset等，2025
埋藏碳主要来源	洪水外源碳输入	陆源或自生源碳沉积	陆源、海源及自生源碳沉积	Richey等，2002；Tranvik等，2009；Duarte等，2013
主导脱氮方式	反硝化	反硝化和厌氧氨氧化	反硝化	Vidon等，2010；Giblin等，2013；Zhu等，2015；Zhou等，2021

异，但三者均为由陆地向水体的过渡区域，具有相似的三维结构。自“遗失碳汇”概念提出以来，海岸带“蓝碳”科学于21世纪初起步并发展迅速。类似于“蓝碳”，近年来内陆水体“青碳”概念被提出(Nahlik和Fennessy，2016)并起步(Kumar等，2025)。与海岸带功能相似，河岸带和湖滨带是“青碳”生态系统的关键组分。本质上，此类水陆交错带均受水文条件驱动，产生强烈的物理、生物和化学梯度，碳-氮循环异常活跃，并在多时空尺度动态变化。就功能而言，此类水陆交错带均具有极高初级生产力、高碳埋藏速率、氮移除热点以及向水体横向输运等不可替代的功能。因此，河岸带-湖滨带-海岸带构成陆-海水生连续体(Land-to-ocean aquatic continuum，LOAC)(Regnier等，2022)中水-陆交互最强烈、物质循环最动态复杂的组分，对区域和全球气候与生态环境具有关键作用。因此，各类水陆交错带在差异中存在共性本质，而要理解水陆交错带碳-氮循环复杂系统的组织原则，需要揭示此共性规律。

因此，本文提出构建普适性的水陆交错带碳-氮循环概念框架(图3)。此概念框架的核心价值在于：(1) 提供统一的认知框架，揭示复杂系统的组织原则。将三类水陆交错带的核心驱动变量统一为“水文波动”，其本质都是周期性的干湿交替，直接控制氧化还原状态的节律性切换和物质传输的“泵吸”效应。此外，此框架是水陆交错带核心库与流的高度抽象，将碳、氮及二者耦合的有机质形态统一分类为溶解态、颗粒态和矿物结合态，勾勒出不同形态碳、氮及有机质(利用C/N)之间的转化路径和基本归趋。(2) 建立跨系统比较的基准，促进知识迁移与整合。此框架提供水陆交错带“共性”与“特性”的转换思考，有利于科学问题提出与知识迁移。例如，为何在相似水文波动下，河岸带反硝化要强于湖滨带? 河岸带存在自由基驱动的显著非生物矿化，湖滨带可能也存在类似机制。(3) 发展预测性模拟工具，支撑环境管理与气候变化应对。此框架可作为模板，指导开发模块化的过程模拟器，而当运用于具体地点时，只需根据当地情况(如波动频率、优势微生物类群等)调整关键参数，无需重新构建整个理论框架，这使模型兼具普适性和灵活性。此外，这些模块又为模拟未来情景提供可靠途径(如海平面上升或极端降雨如何驱动水文波动模块变化以及对碳循环的级联影响)，为全球跨系统风险评估提供统一思维实验平台。

3　水陆交错带界面碳-氮循环的驱动因素

水陆交错带是多圈层、多要素、多时空耦合的动态复杂界面，受物理、化学、生物及人为因素共同驱动，呈现出非均一、非线性等特征。因此，从地球关键带视角系统理解水陆交错带碳-氮循环及其驱动因素具有重要意义。

3.1　物理驱动：物质传输的“引擎”

由水文主导的频繁物理波动是水陆交错带的本质特征，为碳-氮活跃生物地球化学循环创造环境条件。首先，溶质通过平流和扩散两种方式输运，二者的主导地位取决于水流速度与溶质浓度变化速率的相对关系。平流主导流动水体溶质运移，而扩散则在地下水或湿地地表水等缓慢流动水体中占据主导。此外，温度或盐度差异引起的水体分层也可促使溶质运移方式转为扩散主导。在微观尺度，土壤孔隙网络具备水文连通性，其溶质向土壤团聚体内封闭空间的运移也以扩散为主。由于溶质滞留时间不同，平流主导区与扩散主导区交汇处往往形成强烈化学梯度。例如，携带硝酸盐的地表径流输入至湿地，可在沉积物-水界面滞留更长时间，供给微生物充分反硝化(Wang等，2019)。其次，水文波动可影响土壤/沉积物饱和与非饱和条件。受不同时空尺度的水文波动调控，水陆交错带土壤/沉积物的含水率时刻动态变化。由于氧气在水中扩散速率比空气中慢90%以上，因此含水率变化将直接影响氧气的可利用性和氧化还原条件(U. S. DOE，2017)。饱和土壤使微生物代谢活动减弱，并促进铁铝氧化物对有机质的稳定作用(Ran等，2023)，有利

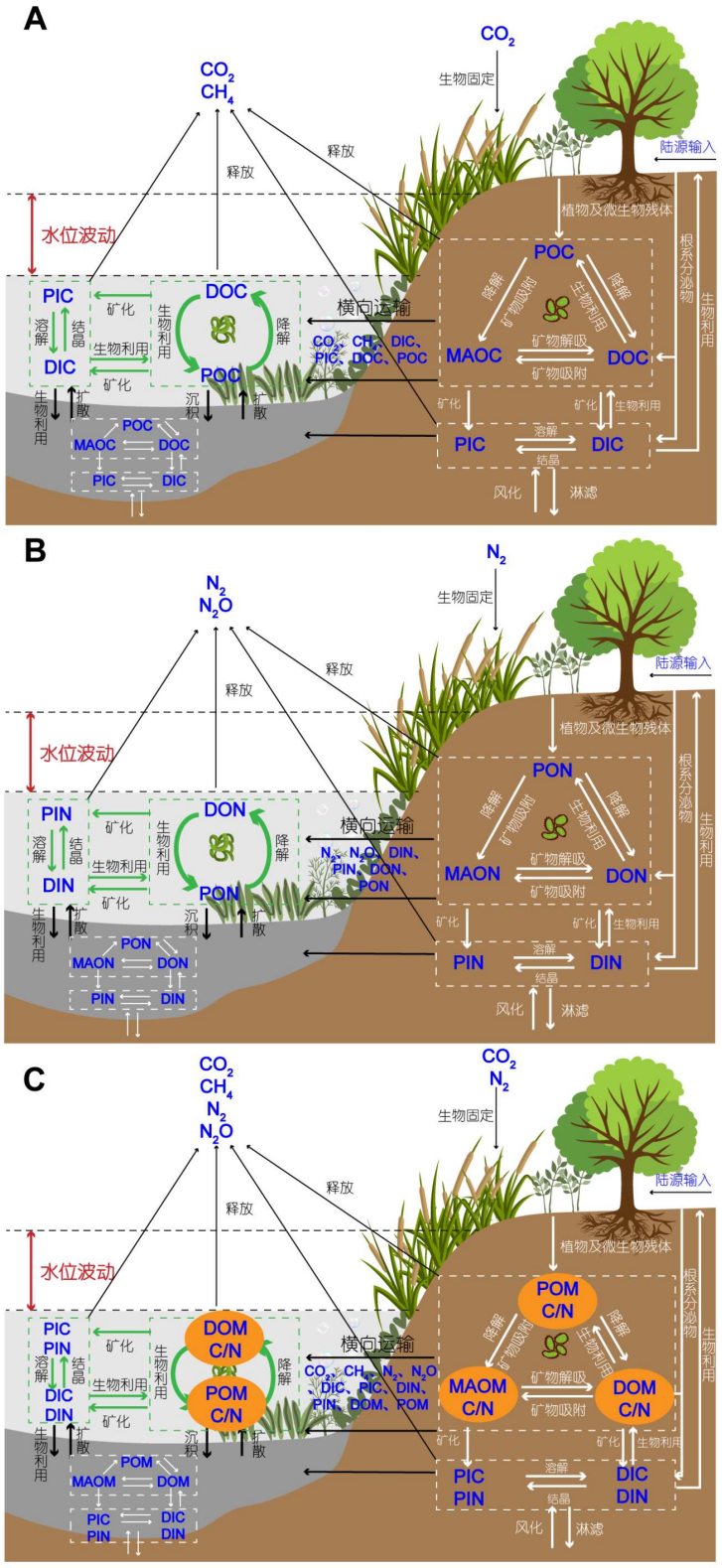


图 3 水陆交错带碳(A)、氮(B)及基于化学计量学的碳-氮耦合(C)生物地球化学循环概念框架。POC/PON/POM：颗粒态有机碳/有机氮/有机质。DOC/DON/DOM：溶解态有机碳/有机氮/有机质。MAOC/MAON/MAOM：矿物结合态有机碳/有机氮/有机质。DIC/DIN：溶解态无机碳/无机氮。PIC/PIN：颗粒态无机碳/无机氮。水陆交错带碳-氮循环通过改变有机质形态与组成，导致其C/N发生特征性变化。由于不同形态/来源的有机质有特定C/N范围，因此C/N可作为体现这些过程的定量指标。注：在矿物稳定有机质过程中，吸附只是第一个步骤，在矿物-有机质界面还存在封闭、聚集、催化聚合及氧化还原反应等过程

于有机质长期保存。相反，当土壤/沉积物因水分蒸发或干涸暴露于地表时，有机质将发生强烈矿化，释放大量温室气体(Marcé等，2019)。除水文外，其他物理因素如光热条件变化也可驱动碳-氮循环发生改变。例如，昼夜变化、植被物种多样性、水深等条件均可影响植物固碳；青藏高原热融湖塘解冻可导致短时间内剧烈甲烷排放，高达全年排放的17%(Mu等，2025)。

3.2　化学驱动：氧化还原级联反应

水陆交错带波动的氧化还原条件影响电子受体的种类和可利用性，进而调控生态系统碳-氮生物地球化学循环。在水陆交错带内，微生物以产能降低顺序利用电子受体(O_2、NO_3^-、Mn^{4+}、Fe^{3+}、SO_4^{2-}、CO_2)并逐步降解有机质，这被称为“氧化还原级联反应”(图4)(Boano等，2010)。在土壤/沉积物表层，微生物利用O_2进行好氧呼吸，致使有机质大量矿化；在氧气缺乏的地下水及深层沉积物，微生物利用其余电子受体进行厌氧代谢；在电子受体耗尽的深层，CO_2可被利用并还原生成CH_4。CH_4以扩散或冒泡方式进入水体及大气，在此过程中也可被电子受体厌氧氧化。然而，电子受体的分布受环境因素调控，并因此深刻影响水陆交错带碳-氮循环。例如，水位下降时，有机质不仅可被微生物好氧降解，还可被大量羟基自由基攻击，其产生的CO_2可占总量的10%–20%(Liu等，2024a)；滨海湿地SO_4^{2-}浓度高、获得性强，可氧化沉积物中超过90%向上扩散的甲烷(La等，2022)；水位上升导致缺氧条件加剧，同时提供更多的NO_2^-，可显著提升厌氧氨氧化对脱氮的贡献并降低以反硝化为主的N_2O排放(Wang等，2019)。

3.3　生物驱动：生命活动的“调控器”

植物过程是塑造水陆交错带系统动态的基本力量。植物性状和植被动态对水文和地貌过程具有显著影响，是实验与模型中耦合陆地与水生系统所需的关键特征。首先，水陆交错带内大型维管束植物(包含挺水、浮水、沉水植物)均具有适应淹水胁迫的特征，这对碳氮动态和生物地球化学循环具有重要影响。在未淹水时，植物根系呼吸需氧量超出供给，导致根系缺氧，成为甲烷排放和反硝化热点区(Wang等，2019)；而在淹水时，植物也具有通过维管束运输、增加根系供氧的形态适应特征，在厌氧沉积物中制造根际环形有氧区，支持有机质分解、硝化作用、铁氧化及甲烷氧化等重要微生物过程(Laanbroek，2010)。其次，植被还可与气候、水文、地貌等过程产生强烈交互，对碳-氮循环产生反馈。例如，海平面上升可导致潮汐湿地中的大型植物向陆迁移并拦截沉积物抬升地表，增加碳汇能力，减缓温室效应(Bauer等，2013；Kirwan和Megonigal，2013)。

在水陆交错带内，微生物通过介导碳-氮生物地球化学循环，成为其高速率周转的直接驱动力。水陆交错带内底物及末端电子受体的有效性存在显著梯度，这支撑着微生物的代谢活动及其对pH、盐度等环境因素的响应。复杂化学及环境梯度形成的多维生态位空间，以及厌氧-好氧循环对其代谢过程的能量限制，能够选择出具有高度生态位特异性的微生物物种(U.S. DOE，2017)。水陆交错带内微生物驱动的氧化还原级联反应对于氧化还原敏感元素(氮、硫、铁等)至关重要。水陆交错带内既有由表层好氧微生物至深层厌氧微生物(如产甲烷菌)的垂直梯度，也存在不同淹水程度下微生物分布的横向梯度。

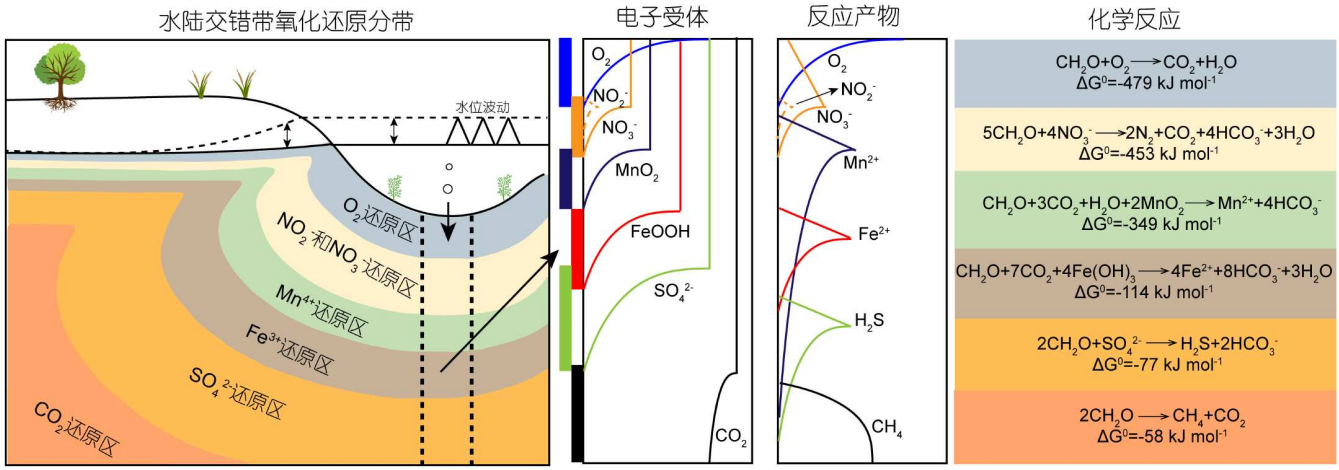


图 4　水陆交错带氧化还原级联反应图。水陆交错带氧化还原过程受控于电子受体可利用性，水位波动等环境条件可导致电子受体再分配。微生物以产能递减顺序依次利用电子受体(O_2、NO_3^-、Mn^{4+}、Fe^{3+}、SO_4^{2-}、CO_2)，驱动有机质逐步降解。图中要素改自Jørgensen和Kasten(2006)、Canfield和Thamdrup(2009)和Zhu等(2023)

水位波动可对电子受体进行再分配，进而改变微生物群落的分布。例如，淹水的湖滨带可显著提高反硝化菌和厌氧氨氧化菌的丰度，对于水体氮移除具有显著贡献(Zhu等，2013)。此外，微生物活动也受底物的有效性和生理限制(如pH、盐度)等环境因素影响。

近期研究表明，动物代谢以及行为活动对于水陆交错带碳-氮生物地球化学循环也具有重要作用。例如，潮间带螃蟹掘洞行为可促进氧气进入和矿物结合态碳释放，促进碳矿化和温室气体排放，可抵消35%–134%的沉积碳埋藏(Huang等，2025)。

3.4 人为驱动：通量格局的“重构者”

自工业革命以来，人类活动已显著改变水陆交错带碳-氮生物地球化学循环(Bauer等，2013)。人类活动不仅可对碳-氮循环产生直接影响，还可形成间接反馈及效应，引发一系列连锁反应。化石燃料燃烧、土地利用变化、过量营养物质输入是人类活动改变水陆交错带碳-氮循环的主要方式。化石燃料燃烧释放的大量CO_2可引发“施肥效应”，促进植被生长和碳吸收。河口和潮间带湿地由碳源向碳汇的转变即是此效应的最佳证明(Bauer等，2013；Regnier等，2022；Rosentreter等，2023)。然而，植被砍伐、围垦建塘、修建道路等人为措施将导致水陆交错带碳汇和脱氮功能下降。潮间带湿地退化及丧失致使大量碳丧失(表3)(Alongi，2014)，并削弱拦截和去除营养物质能力，可能导致近海水体富营养化。水陆交错带是全球重要的碳汇载体(Bauer等，2013；Grasset等，2025)，其碳汇能力减弱将潜在加剧全球温室效应。水体富营养化将引发水体缺氧、透光性下降、动物死亡等环境问题，致使生物多样性下降、食物链崩溃及交错带碳汇能力下降。

4 水陆交错带碳-氮循环的生态环境意义

4.1 对碳循环的气候反馈

由温室气体剧增驱动的全球变暖是人类目前所面临的最严重环境问题之一。减少CO_2排放(“减排”)、增加碳汇(“增汇”)是减缓全球变暖、实现碳中和的两条根本途径。目前碳捕集、利用与封存技术方式尚未成熟，短期内实现低成本大规模应用存在较大困难。相比而言，基于自然的解决方案(Nature-based solutions，NBSs)通过保护、可持续管理和恢复自然生态系统增加碳汇，被认为是目前减缓气候变化、实现碳中和的更有效途径(冯晓娟等，2024)。如前文所述，水陆交错带具有极高初级生产力和碳封存潜力，是全球主要碳汇载体之一。其重要性程度甚至可以将内陆水体由碳源扭转为碳汇(Grasset等，2025)。然而，植被覆盖降低、温度升高、水位下降可削减其碳汇能力，甚至向碳源转化(Marcé等，2019；Grasset等，2025)。

保护作为碳汇的自然生态系统是减少温室气体排放、促进气候变化适应的最廉价、最安全且最简便的解决方案之一(Duarte等，2013)。在人类活动的直接或间接影响下，水陆交错带正面临退化、丧失等危机。全球沿海植被栖息地丧失速率是热带森林的十倍，仅其碳汇能力丧失造成的经济损失就达每年60亿至420亿美元(Pendleton等，2012)。由于滨海蓝碳生态系统生产力高、人工可调控性强，可以通过保护和恢复，进而计算调控前后碳库的差异，将这部分碳纳入到碳积分(carbon credit)和碳交易(carbon trading)体系中(唐剑武等，2018)，达到减缓气候变化的经济效益。然而，作为“青碳”部分的内陆水陆交错带研究仍十分有限，尚未能够纳入碳交易。

4.2 对氮循环的环境治理：“天然污水处理厂”

营养负荷(以氮、磷为主)的增加导致了内陆水体、沿海有害藻华和缺氧的发生频率上升(Cheng等，2020；Feng等，2021；Dai等，2023)。这些富营养化水体使水质恶化、限制了生物多样性水平、使生态系统功能退化并造成经济损失。在全球变化背景下，富营养化水体面积预计将扩大且持续时间更长(Feng等，2021；Dai等，2023)，因此减少内陆氮负荷向水体及沿海地区的输出变得更为重要。水陆交错带大型植被枝干及根系可以拦截大量氮素，且波动的氧化还原条件有利于微生物反硝化和厌氧氨氧化，实现氮的高效永久去除。研究表明，河岸带的氮移除效率与其宽度呈正相关，大于50 m宽度的河岸带的氮移除效率高达90%(Mayer等，2007)。此外，植被类型对氮移除效果无显著差异，这部分源于地下氮去除效率更高的原因(Mayer等，2007)。

然而，水陆交错带面临着退化、破坏及人为改造等干扰，对其进行保护和恢复是防治水体富营养化的最有效、最经济且最为环境友好的措施。在大多数国家，污水处理厂已成功用于水污染控制，但此类技术存在高能耗、营养物质与新型污染物去除效率低下及高温室气体排放等问题(Wu等，2023)。对水陆交错带湿地的保护、恢复是环境可持续、社会可接受且成本效益高的解决方案，可被广泛使用。近年来，在水陆交错带建造人工湿地(Construced wetlands，CWs)已逐渐被实施且极具成效。研究表明，复合型人工湿地(采用两种或以上类型的人工湿地)的环境效益最佳，可去除76%、63%和72%的有机物、氮和磷(Wu等，2023)。模型模拟表明，若美国河岸

湿地面积增加10%，其氮去除量可翻倍，而这一举措的年成本(33亿美元)与传统水质保护措施的成本相当(Cheng等，2020)。

4.3　生态系统服务的协同与权衡

生态系统服务指自然生态系统通过其结构、过程与功能，直接或间接为人类生存与发展提供惠益的功能(欧阳志云等，1999)。水陆交错带提供多种生态系统服务功能，对人类福祉至关重要。除了强碳汇及改善水质功能外，水陆交错带也是支持生物多样性、涵养水源、灾害防护、提供渔业资源及文化旅游等服务的热点区域(Duarte等，2013)。不同生态系统服务之间通过有机联系互相耦合、促进和增强，产生协同效应；而当一项生态系统服务功能的提升以另一功能的损失为代价、形成竞争和“此消彼长”的关系时，便引发生态系统服务权衡问题(Loiselle等，2023)(图5)。对水陆交错带的系统保护应识别并建立成本效益最优的保护网络，在满足人类利益的前提下达到生态系统功能的最大化。然而，由于水陆交错带具有高度时空异质性、对气候变化和人类活动胁迫的敏感性与脆弱性等特征，因此对其生态系统服务量化指标的定义和归类尤其困难(Huang等，2022；Loiselle等，2023)。近期研究评估湖滨湿地生态系统多指标间的协同及权衡效应，识别出生物多样性或湿地类型在权衡取舍中的关键作用(Loiselle等，2023)。相较于传统生态风险评估与脆弱性评估方法，水陆交错带生态评估应注重研究范围的跨尺度性、指标选取的全面性及评估体系的完善性。

5　研究挑战与展望

水陆交错带是水-陆交互最为强烈、元素生物地球化学循环最为活跃的“热点”和“热时刻”区。碳-氮循环是驱动水陆交错带生态环境功能的核心循环，然而当今对其过程动力学的理解仍十分薄弱，这种认知局限严重阻碍了跨传统过程与研究领域的模型耦合能力。本文认为，当今水陆交错带碳-氮循环研究存在以下挑战：

(1) 空间范围、碳氮储库的精准核算。水陆交错带的范围具有高度时空变异性，目前仍未统一其空间范围定义，且内陆交错带碳氮储库估算研究匮乏，这些是模型中表征此类系统的核心缺口；

(2) 建立区域及全球尺度碳氮收支框架。水陆交错带



图 5　水陆交错带地球关键带结构、碳-氮循环驱动因素及生态环境效应的概念框架

碳-氮循环异常活跃，呈现强烈梯度，受多圈层交互影响。目前尤其缺乏不同形态碳、氮横向运输及转化过程的理解，观测数据十分匮乏，这源于水陆交错带开展野外工作的困难性及观测手段的单一性。这些阻碍了对其大尺度碳源/汇性质、氮移除效率的评估及碳-氮收支框架模型的建立；

（3）厘清碳-氮循环多时空、多过程、多尺度耦合机制。跨时空尺度动态变化是水陆交错带的本质特征，也是其科学难点。水陆交错带内存在小时空尺度过程(如孔隙尺度)驱动大尺度现象，且往往非线性，这些往往无法通过现有观测与建模技术预测并无法识别其阈值。由于陆地、水体及水陆交错带生态与生物地球化学循环往往运作于不同尺度，因此传统上由不同科学社群分别研究。跨越生态系统边界及尺度需要跨学科支持及合作；

（4）整合物理、化学及生物过程，提升碳-氮生物地球化学循环的预测性理解。目前针对水陆交错带的多尺度观测、实验和模拟结合仍十分匮乏，这种基于过程的深入理解依赖观测技术的进步与跨尺度模型的创新；

（5）生态系统对扰动的响应及对系统恢复力的反馈。生态系统具备抵抗外界干扰的弹性和恢复力，然而剧烈扰动可能使生态系统超出自身恢复能力，导致碳-氮循环的改变甚至生态系统的转型。理解多时空尺度下自然和人为驱动因子对水陆交错带的影响、估算生态系统的环境阈值及对周围环境的反馈极具挑战。

未来水陆交错带碳-氮循环研究需要突破理论框架、观测技术、模型预测及社会实践方面的关键瓶颈。首先，需要建立一套科学严谨、可实施性强的理论框架。例如，最新研究提出将所有水体-陆地交互区视为无明确界限的连续体，命名为“可变淹没生态系统”(Variable inundation ecosystems，VIEs)，并通过两个环境维度——淹没重现期和地形坡度定义不同时空尺度的VIEs(Stegen等，2025)；水陆交错带内不同氧化还原界面波动频繁，由此发生的电子迁移和化学反应或许可用简化的“生物地球电池”(Biogeobattery)概念统一理解(Revil等，2010；唐家桓等，2015)。其次，需要发展先进的观测和实验技术。例如，利用傅里叶变换离子回旋质谱从分子尺度解析有机质组成及转化过程，或利用纳米二次离子探针质谱仪原位同位素成像技术探索土壤有机质-矿物-微生物作用的精细过程，以及推动点尺度实验室表征到流域尺度监测网络，再到区域与全球尺度的遥感研究。随后是推动跨尺度地球系统模型与预测。利用基于过程的模型(Process-based models，例如反应性溶质运移模型)探究干湿交替下的碳-氮水文-生物地球化学过程，并将有限的观测数据与机器学习结合，以及推动模型指导的数据生成与观测驱动的模型开发间的迭代循环(Model-experiment cycles，ModEx)(Reichstein等，2019；Stegen等，2025)；也可以利用“跨学科与尺度整合、协调统一研究方法、数据开放共享并网络连接利益相关方”(Integrated，Coordinated，Open，and Networked，ICON)的科学原则部分解决Mod-Ex中的跨学科和跨尺度问题(Goldman等，2022)。最后，需要促进科学知识向政策实践转化。在理解碳-氮循环机制及模型预测基础上，识别水陆交错带生态环境指标的干扰阈值，并构建生态廊道保护网络，进而加强景观尺度修复和可持续管理、增强恢复生态系统的复杂性、稳定性和弹性(刘丛强等，2025b)；近期有研究突破传统范式，倡导从消极的生态环境损害防控转向积极的人与自然关系建设，并构建自然关系指数(Nature Relationship Index，NRI)，这潜在推动了全球可持续发展范式的根本性转变(Ellis等，2025)。综上，目前水陆交错带碳-氮循环研究面临巨大挑战，亟需转变研究范式、促进跨学科合作。水陆交错带可作为代表性地球系统，成为丰富和完善地球系统科学理论、理解生态环境-气候-人类系统关系的钥匙。

致谢 感谢宋照亮教授、陈春梅教授、王铁军教授、韩晓昆副教授和岳甫均副教授在论文构思方面的建议。

参考文献

陈丽慧, 李晗, 肖静文, 等. 2023. 河岸带土壤反硝化速率特征及其对外源氮、碳的响应. 福建农林大学学报(自然科学版), 52: 391–399
冯晓娟, 戴国华, 刘婷, 等. 2024. 从生物地球化学的角度理解土壤固碳的机制和潜在途径. 中国科学: 地球科学, 54: 3421–3432
李姗泽, 邓玥, 施凤宁, 等. 2019. 水库消落带研究进展. 湿地科学, 17: 689–696
刘丛强, 李思亮, 刘学炎, 等. 2024. 人类世生物地球化学循环及其科学. 地学前缘, 31: 455–466
刘丛强, 陈春梅, 晏智锋, 等. 2025a. 地球关键带科学与全球变化研究. 科学通报, 70: 5483–5497
刘丛强, 宋照亮, 宋长春, 等. 2025b. 滨海地球关键带科学: 一个新兴的研究领域. 科学通报, 70: 5498–5514
卢法满, 洪义国, 孙巍, 等. 2022. 红树林生态系统微生物驱动的氮素循环过程研究进展. 微生物学报, 62: 4577–4591
骆永明. 2016. 中国海岸带可持续发展中的生态环境问题与海岸科学发展. 中国科学院院刊, 31: 1133–1142
欧阳志云, 王如松, 赵景柱. 1999. 生态系统服务功能及其生态经济价值评价. 应用生态学报, 10: 635–640
唐家桓, 周顺桂, 袁勇, 等. 2015. 天然生物地球电池效应、形成机制及生态学意义. 生态学报, 35: 3180–3189
唐剑武, 叶属峰, 陈雪初, 等. 2018. 海岸带蓝碳的科学概念、研究方法以及在生态恢复中的应用. 中国科学: 地球科学, 48: 661–670
徐进, 张奇, 王世和, 等. 2006. 云南抚仙湖湖滨带复合湿地的脱氮效果分析. 中国给水排水, 22: 13–15
颜昌宙, 金相灿, 赵景柱, 等. 2005. 湖滨带退化生态系统的恢复与重建. 应用生态学报, 16: 360–364
阳立平, 曾凡棠, 黄海明, 等. 2014. 氮在环境介质中的迁移转化研究进

展. 水资源保护, 30: 1–8
杨丹, 樊大勇, 谢宗强, 等. 2016. 消落带生态系统氮素截留转化的主要机制及影响因素. 应用生态学报, 27: 973–980
叶春, 李春华, 邓婷婷. 2015. 论湖滨带的结构与生态功能. 环境科学研究, 28: 171–181
叶飞, 吴胜军, 姜毅, 等. 2018. 人类活动对三峡消落带土壤亚硝酸盐型甲烷厌氧氧化菌群落的影响. 环境科学学报, 38: 3266–3277
Abril G, Borges A V. 2019. Ideas and perspectives: Carbon leaks from flooded land: Do we need to replumb the inland water active pipe? Biogeosciences, 16: 769–784
Abril G, Martinez J M, Artigas L F, et al. 2014. Amazon River carbon dioxide outgassing fuelled by wetlands. Nature, 505: 395–398
Adams R K, Spotila J A. 2005. The form and function of headwater streams based on field and modeling investigations in the southern Appalachian Mountains. Earth Surf Processes Landf, 30: 1521–1546
Alongi D. 2014. Carbon sequestration in mangrove forests. Carbon Manag, 3: 313–322
Alongi D. 2018. Salt marshes. In: Blue Carbon: Coastal Sequestration for Climate Change Mitigation. Cham: Springer International Publishing. 9–22
Alongi D M. 2020. Global significance of mangrove blue carbon in climate change mitigation. Sci, 2: 67
Ambus P, Lowrance R. 1991. Comparison of denitrification in two riparian soils. Soil Sci Soc Amer J, 55: 994–997
Barrón C, Apostolaki E T, Duarte C M. 2014. Dissolved organic carbon fluxes by seagrass meadows and macroalgal beds. Front Mar Sci, 1: 42
Batson J, Noe G B, Hupp C R, et al. 2015. Soil greenhouse gas emissions and carbon budgeting in a short-hydroperiod floodplain wetland. J Geophys Res-Biogeosci, 120: 77–95
Battin T J, Lauerwald R, Bernhardt E S, et al. 2023. River ecosystem metabolism and carbon biogeochemistry in a changing world. Nature, 613: 449–459
Bauer J E, Cai W J, Raymond P A, et al. 2013. The changing carbon cycle of the coastal ocean. Nature, 504: 61–70
Boano F, Demaria A, Revelli R, et al. 2010. Biogeochemical zonation due to intrameander hyporheic flow. Water Resour Res, 46: 2008WR007583
Borges A V, Darchambeau F, Teodoru C R, et al. 2015. Globally significant greenhouse-gas emissions from African inland waters. Nat Geosci, 8: 637–642
Bowen J L, Spivak A C, Bernhard A E, et al. 2024. Salt marsh nitrogen cycling: Where land meets sea. Trends Microbiol, 32: 565–576
Bunting P, Rosenqvist A, Lucas R M, et al. 2018. The global mangrove watch—A new 2010 global baseline of mangrove extent. Remote Sens, 10: 1669
Cai W J. 2011. Estuarine and coastal ocean carbon paradox: CO_2 sinks or sites of terrestrial carbon incineration? Annu Rev Mar Sci, 3: 123–145
Canfield D E, Thamdrup B. 2009. Towards a consistent classification scheme for geochemical environments, or, why we wish the term ‘suboxic’ would go away. Geobiology, 7: 385–392
Cao W, Yang J, Li Y, et al. 2016. Dissimilatory nitrate reduction to ammonium conserves nitrogen in anthropogenically affected subtropical mangrove sediments in Southeast China. Mar Pollut Bull, 110: 155–161
Capone D G, Carpenter E J. 1982. Nitrogen fixation in the marine environment. Science, 217: 1140–1142
Chen F, Zheng Y, Hou L, et al. 2021. Microbial abundance and activity of nitrite/nitrate-dependent anaerobic methane oxidizers in estuarine and intertidal wetlands: Heterogeneity and driving factors. Water Res, 190: 116737
Chen F, Niu Y, An Z, et al. 2023. Effects of periodic drying-wetting on microbial dynamics and activity of nitrite/nitrate-dependent anaerobic methane oxidizers in intertidal wetland sediments. Water Res, 229: 119436
Cheng F Y, Van Meter K J, Byrnes D K, et al. 2020. Maximizing US nitrate removal through wetland protection and restoration. Nature, 588: 625–630
Clerici N, Weissteiner C J, Paracchini M L, et al. 2011. Riparian Zones: Where Green and Blue Networks Meet. Technical Report. EUR 24774 EN. Luxembourg: Publications Office of the European Union
Cole J J, Prairie Y T, Caraco N F, et al. 2007. Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. Ecosystems, 10: 172–185
Court R, Lattuada M, Shumeyko N, et al. 2025. Rapid decline of Caspian Sea level threatens ecosystem integrity, biodiversity protection, and human infrastructure. Commun Earth Environ, 6: 261
Dai M, Lu Z, Zhai W, et al. 2009. Diurnal variations of surface seawater pCO_2 in contrasting coastal environments. Limnol Oceanogr, 54: 735–745
Dai Y, Yang S, Zhao D, et al. 2023. Coastal phytoplankton blooms expand and intensify in the 21st century. Nature, 615: 280–284
Daims H, Lebedeva E V, Pjevac P, et al. 2015. Complete nitrification by Nitrospira bacteria. Nature, 528: 504–509
Deng D, Ding B, He G, et al. 2023. The contribution of anammox to nitrogen removal is greater in bulk soils than in rhizosphere soils in riparian wetlands along the Yangtze River. Glob Biogeochem Cycle, 37: e2022GB007576
Devol A H. 2015. Denitrification, anammox, and N_2 production in marine sediments. Annu Rev Mar Sci, 7: 403–423
Dittmar T, Hertkorn N, Kattner G, et al. 2006. Mangroves, a major source of dissolved organic carbon to the oceans. Glob Biogeochem Cycle, 20: GB1012
Dixon R, Kahn D. 2004. Genetic regulation of biological nitrogen fixation. Nat Rev Microbiol, 2: 621–631
Downing J A, Prairie Y T, Cole J J, et al. 2006. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. Limnol Oceanogr, 51: 2388–2397
Duarte C M, Middelburg J J, Caraco N. 2005. Major role of marine vegetation on the oceanic carbon cycle. Biogeosciences, 2: 1–8
Duarte C M, Losada I J, Hendriks I E, et al. 2013. The role of coastal plant communities for climate change mitigation and adaptation. Nat Clim Change, 3: 961–968
Ellis E C, Malhi Y, Ritchie H, et al. 2025. An aspirational approach to planetary futures. Nature, 642: 889–899
Elser J J, Fagan W F, Denno R F, et al. 2000. Nutritional constraints in terrestrial and freshwater food webs. Nature, 408: 578–580
Feng L, Dai Y, Hou X, et al. 2021. Concerns about phytoplankton bloom trends in global lakes. Nature, 590: E35–E47
Fulweiler R W, Rinehart S, Taylor J, et al. 2025. Global importance of nitrogen fixation across inland and coastal waters. Science, 388: 1205–1209
Gao H, Schreiber F, Collins G, et al. 2010. Aerobic denitrification in permeable Wadden Sea sediments. ISME J, 4: 417–426
Giblin A E, Weston N B, Banta G T, et al. 2010. The effects of salinity on nitrogen losses from an oligohaline estuarine sediment. Estuaries Coasts, 33: 1054–1068
Giblin A, Tobias C, Song B, et al. 2013. The importance of dissimilatory nitrate reduction to ammonium (DNRA) in the nitrogen cycle of coastal ecosystems. Oceanography, 26: 124–131
Giles M, Morley N, Baggs E M, et al. 2012. Soil nitrate reducing processes-drivers, mechanisms for spatial variation, and significance for nitrous oxide production. Front Microbio, 3: 407
Goldman A E, Emani S R, Pérez-Angel L C, et al. 2022. Integrated, coordinated, open, and networked (ICON) science to advance the geosciences: Introduction and synthesis of a special collection of commentary articles. Earth Space Sci, 9: e2021EA002099

Grasset C, Mesman J P, Tranvik L J, et al. 2025. Contribution of lake littoral zones to the continental carbon budget. Nat Geosci, 18: 747–752
Gruber N, Galloway J N. 2008. An Earth-system perspective of the global nitrogen cycle. Nature, 451: 293–296
Hardison A K, Algar C K, Giblin A E, et al. 2015. Influence of organic carbon and nitrate loading on partitioning between dissimilatory nitrate reduction to ammonium (DNRA) and N_2 production. Geochim Cosmochim Acta, 164: 146–160
He G, Deng D, Delgado-Baquerizo M, et al. 2025. Global relative importance of denitrification and anammox in microbial nitrogen loss across terrestrial and aquatic ecosystems. Adv Sci, 12: 2406857
Heathcote A J, Anderson N J, Prairie Y T, et al. 2015. Large increases in carbon burial in northern lakes during the Anthropocene. Nat Commun, 6: 10016
Hedin L O, von Fischer J C, Ostrom N E, et al. 1998. Thermodynamic constraints on nitrogen transformations and other biogeochemical processes at soil-stream interfaces. Ecology, 79: 684–703
Herbert R A. 1999. Nitrogen cycling in coastal marine ecosystems. FEMS Microbiol Rev, 23: 563–590
Hill A R. 2019. Groundwater nitrate removal in riparian buffer zones: A review of research progress in the past 20 years. Biogeochemistry, 143: 347–369
Houghton R A. 2007. Balancing the global carbon budget. Annu Rev Earth Planet Sci, 35: 313–347
Hu S, He Q, Liu Y, et al. 2025. Denitrifying anaerobic methane oxidation activity and microbial mechanisms in riparian zone soils of the Yulin River, a tributary of the Three Gorges Reservoir. Water Res, 271: 122865
Huang X, Wu Z, Zhang Q, et al. 2022. How to measure wetland destruction and risk: Wetland damage index. Ecol Indic, 141: 109126
Huang Y, Zhang P, Peng H B, et al. 2025. Benthic bioturbations weaken the stability of blue carbon storage. Natl Sci Open, 4: 20240052
IPCC. 2023. Climate Change 2023: Synthesis Report. In: Lee H, Romero J, eds. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Technical Report. IPCC, Geneva, Switzerland
Ji K, Ouyang W, Lin C, et al. 2024. Eco-hydrological processes regulate lake riparian soil organic matter under dryness stress. Water Res, 260: 121938
Jia J, Gao Y, Sun K, et al. 2022. Drawdown zone can shift a floodplain-lake system from a steady carbon source to an unsteady carbon sink. Agric For Meteorol, 327: 109224
Jiao N, Herndl G J, Hansell D A, et al. 2010. Microbial production of recalcitrant dissolved organic matter: Long-term carbon storage in the global ocean. Nat Rev Microbiol, 8: 593–599
Jørgensen B B, Kasten S. 2006. Sulfur Cycling and Methane Oxidation. In: Schulz H D, Zabel M, eds. Marine Geochemistry. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. 271–309
Kauffman J B, Bernardino A F, Ferreira T O, et al. 2018. Carbon stocks of mangroves and salt marshes of the Amazon region, Brazil. Biol Lett, 14: 20180208
Kirwan M L, Megonigal J P. 2013. Tidal wetland stability in the face of human impacts and sea-level rise. Nature, 504: 53–60
Koop-Jakobsen K, Giblin A E. 2009. Anammox in tidal marsh sediments: The role of salinity, nitrogen loading, and marsh vegetation. Estuaries Coasts, 32: 238–245
Kumar S, Sharma L K, Fennessy M S. 2025. Global teal carbon: Stocks, sequestration, and its potential role in climate change mitigation. Sci Total Environ, 995: 180128
La W, Han X, Liu C Q, et al. 2022. Sulfate concentrations affect sulfate reduction pathways and methane consumption in coastal wetlands. Water Res, 217: 118441
Laanbroek H J. 2010. Methane emission from natural wetlands: Interplay between emergent macrophytes and soil microbial processes. A mini-review. Ann Bot, 105: 141–153
Liang C, Schimel J P, Jastrow J D. 2017. The importance of anabolism in microbial control over soil carbon storage. Nat Microbiol, 2: 17105
Liao Y, He T, Wang C, et al. 2025. Dissimilatory nitrate reduction to ammonium has a competitive advantage over denitrification under nitrate-limited conditions. Rev Environ Sci Biotechnol, 24: 97–114
Liu F, Ding Y, Liu J, et al. 2024a. The effect of redox fluctuation on carbon mineralization in riparian soil: An analysis of the hotspot zone of reactive oxygen species production. Water Res, 265: 122294
Liu F, Wang Z, Liu J, et al. 2024b. Seasonal and spatial fluctuations of reactive oxygen species in riparian soils and their contributions on organic carbon mineralization. Environ Sci Technol, 58: 7066–7077
Loiselle A, Proulx R, Larocque M, et al. 2023. Synergies and trade-offs among ecosystems functions and services for three types of lake-edge wetlands. Ecol Indic, 154: 110547
Lowrance R, Altier L S, Newbold J D, et al. 1997. Water quality functions of riparian forest buffers in Chesapeake Bay watersheds. Environ Manage, 21: 687–712
Marcé R, Obrador B, Gómez-Gener L, et al. 2019. Emissions from dry inland waters are a blind spot in the global carbon cycle. Earth-Sci Rev, 188: 240–248
Mayer P M, Reynolds Jr. S K, McCutchen M D, et al. 2007. Meta-analysis of nitrogen removal in riparian buffers. J Env Qual, 36: 1172–1180
McClain M E, Boyer E W, Dent C L, et al. 2003. Biogeochemical hot spots and hot moments at the interface of terrestrial and aquatic ecosystems. Ecosystems, 6: 301–312
Mcleod E, Chmura G L, Bouillon S, et al. 2011. A blueprint for blue carbon: Toward an improved understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO_2. Front Ecol Environ, 9: 552–560
McOwen C, Weatherdon L V, Bochove J-W V, et al. 2017. A global map of saltmarshes. Biodivers Data J, 5: e11764
Mendonça R, Müller R A, Clow D, et al. 2017. Organic carbon burial in global lakes and reservoirs. Nat Commun, 8: 1694
Messager M L, Lehner B, Grill G, et al. 2016. Estimating the volume and age of water stored in global lakes using a geo-statistical approach. Nat Commun, 7: 13603
Meybeck M. 1982. Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers. Am J Sci, 282: 401–450
Mise K, Masuda Y, Senoo K, et al. 2021. Undervalued pseudo-nifH sequences in public databases distort metagenomic insights into biological nitrogen fixers. mSphere, 6: e00785–21
Mu C, Lei P, Mu M, et al. 2025. Methane emissions from thermokarst lakes must emphasize the ice-melting impact on the Tibetan Plateau. Nat Commun, 16: 2404
Nahlik A M, Fennessy M S. 2016. Carbon storage in US wetlands. Nat Commun, 7: 13835
Nottingham A T, Griffiths H, Chamberlain P M, et al. 2009. Soil priming by sugar and leaf-litter substrates: A link to microbial groups. Appl Soil Ecol, 42: 183–190
Pendleton L, Donato D C, Murray B C, et al. 2012. Estimating global "blue carbon" emissions from conversion and degradation of vegetated coastal ecosystems. PLoS ONE, 7: e43542
Plummer P, Tobias C, Cady D. 2015. Nitrogen reduction pathways in estuarine sediments: Influences of organic carbon and sulfide. J Geophys Res-Biogeosci, 120: 1958–1972
Raghoebarsing A A, Pol A, van de Pas-Schoonen K T, et al. 2006. A microbial consortium couples anaerobic methane oxidation to denitrification. Nature, 440: 918–921
Ran Y, Zhu K, Ma M, et al. 2023. Periodic flooding enhances the function of soil Fe/Al oxides in stabilizing particulate organic carbon in a water level drawdown zone. Soil Tillage Res, 231: 105740

Ran Y, Mao Z, Jia H, et al. 2025. Flooding increases plant-derived carbon accumulation in soils of aquatic-terrestrial ecotone. J Environ Manage, 373: 123464

Regnier P, Resplandy L, Najjar R G, et al. 2022. The land-to-ocean loops of the global carbon cycle. Nature, 603: 401–410

Reichstein M, Camps-Valls G, Stevens B, et al. 2019. Deep learning and process understanding for data-driven Earth system science. Nature, 566: 195–204

Revil A, Mendonça C A, Atekwana E A, et al. 2010. Understanding biogeobatteries: Where geophysics meets microbiology. J Geophys Res, 115: G00G02

Richey J E, Melack J M, Aufdenkampe A K, et al. 2002. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO_2. Nature, 416: 617–620

Rosentreter J A, Laruelle G G, Bange H W, et al. 2023. Coastal vegetation and estuaries are collectively a greenhouse gas sink. Nat Clim Chang, 13: 579–587

Sarmiento J L, Sundquist E T. 1992. Revised budget for the oceanic uptake of anthropogenic carbon dioxide. Nature, 356: 589–593

Seitzinger S, Harrison J A, Böhlke J K, et al. 2006. Denitrification across landscapes and waterscapes: A synthesis. Ecol Appl, 16: 2064–2090

Singha K, Sullivan P L, Billings S A, et al. 2024. Expanding the spatial reach and human impacts of critical zone science. Earths Future, 12: e2023EF003971

Stegen J, Burgin A J, Busch M H, et al. 2025. Reviews and syntheses: Variable inundation across Earth's terrestrial ecosystems. Biogeosciences, 22: 995–1034

Sterner R W, Elser J J. 2003. Ecological Stoichiometry. Princeton: Princeton University Press

Stutter M, Baggaley N J, Davies J, et al. 2023. The riparian reactive interface: A climate-sensitive gatekeeper of global nutrient cycles. Front Environ Sci, 11: 1213175

Su R, Zhao D, Zhang X, et al. 2025. Dissimilatory nitrate reduction pathways drive high nitrous oxide emissions and nitrogen retention under the flash drought in the largest freshwater lake in China. Water Res, 274: 123075

Tranvik L J, Downing J A, Cotner J B, et al. 2009. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. Limnol Oceanogr, 54: 2298–2314

UNEP-WCMC, Short F T. 2021. Global Distribution of Seagrasses (Version 7.1). Seventh Update to the Data Layer Used in Green and Short (2003). Cambridge (UK): UN Environment World Conservation Monitoring Centre

U.S. DOE. 2017. Research Priorities to Incorporate Terrestrial-Aquatic Interfaces in Earth System Models: Workshop Report. Technical Report. U.S. Department of Energy Office of Science

Valiente N, Jirsa F, Hein T, et al. 2022. The role of coupled DNRA-Anammox during nitrate removal in a highly saline lake. Sci Total Environ, 806: 150726

van de Graaf A A, Mulder A, de Bruijn P, et al. 1995. Anaerobic oxidation of ammonium is a biologically mediated process. Appl Environ Microbiol, 61: 1246–1251

Vidon P, Allan C, Burns D, et al. 2010. Hot spots and hot moments in riparian zones: Potential for improved water quality management. J Am Water Resour Assoc, 46: 278–298

Wang F, Sanders C J, Santos I R, et al. 2020. Global blue carbon accumulation in tidal wetlands increases with climate change. Natl Sci Rev, 8: nwaa296

Wang H T, Su J Q, Zheng T L, et al. 2014. Impacts of vegetation, tidal process, and depth on the activities, abundances, and community compositions of denitrifiers in mangrove sediment. Appl Microbiol Biotechnol, 98: 9375–9387

Wang S, Wang W, Zhao S, et al. 2019. Anammox and denitrification separately dominate microbial N-loss in water saturated and unsaturated soils horizons of riparian zones. Water Res, 162: 139–150

Wang Y, Ren S, Wang P, et al. 2023. Autotrophic denitrification using Fe(II) as an electron donor: A novel prospective denitrification process. Sci Total Environ, 858: 159721

Wetzel R G. 2001. Limnology: Lake and River Ecosystems. 3rd ed. San Diego: Academic Press

Williamson C E, Saros J E, Vincent W F, et al. 2009. Lakes and reservoirs as sentinels, integrators, and regulators of climate change. Limnol Oceanogr, 54: 2273–2282

Wu H, Wang R, Yan P, et al. 2023. Constructed wetlands for pollution control. Nat Rev Earth Environ, 4: 218–234

Xiao K, Wu J, Li H, et al. 2018. Nitrogen fate in a subtropical mangrove swamp: Potential association with seawater-groundwater exchange. Sci Total Environ, 635: 586–597

Xu F, Zhang G, Woolway R I, et al. 2024. Widespread societal and ecological impacts from projected Tibetan Plateau lake expansion. Nat Geosci, 17: 516–523

Xu X, Yuan F, Hanson P J, et al. 2016. Reviews and syntheses: Four decades of modeling methane cycling in terrestrial ecosystems. Biogeosciences, 13: 3735–3755

Zhang L, Liu Y, Jin M, et al. 2023. Influence of seasonal water-level fluctuations on depth-dependent microbial nitrogen transformation and greenhouse gas fluxes in the riparian zone. J Hydrol, 622: 129676

Zhou Y, Zhang T, Zhou L, et al. 2025. Terrestrial organic matter inputs modulate methane emissions from a mega-reservoir. Environ Sci Technol, 59: 6590–6599

Zhou Z, Ge L, Huang Y, et al. 2021. Coupled relationships among anammox, denitrification, and dissimilatory nitrate reduction to ammonium along salinity gradients in a Chinese estuarine wetland. J Environ Sci, 106: 39–46

Zhu G, Wang S, Wang W, et al. 2013. Hotspots of anaerobic ammonium oxidation at land-freshwater interfaces. Nat Geosci, 6: 103–107

Zhu G, Wang S, Zhou L, et al. 2015. Ubiquitous anaerobic ammonium oxidation in inland waters of China: An overlooked nitrous oxide mitigation process. Sci Rep, 5: 17306

Zhu Y, Dai H, Wen Z, et al. 2023. Spatiotemporal evolution of riparian redox zonation in response to river stage fluctuation and dynamic biofilm growth. Water Resour Res, 59: e2022WR032760

（责任编委：张甘霖）