中国科学：地球科学 SCIENTIA SINICA Terrae 2026 年 第 56 卷 第 2 期： 604–612
论 文
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

浮游植物介导的水稳定同位素组成的生物蒸发效应

李婉珠[1]，王宝利[1,2*]，刘丛强[1,2]

1. 天津大学地球系统科学学院, 天津 300072
2. 天津环渤海滨海地球关键带国家野外科学观测研究站, 天津 300072
* 通讯作者，E-mail：baoli.wang@tju.edu.cn

2025-05-28收稿，2025-11-14修回，2025-12-05接受，2026-01-20网络版发表
国家自然科学基金项目(42293264、42293262)和国家资助博士后研究人员计划项目(GZC20241196)资助

摘要 水稳定同位素组成(δD和$\delta^{18}O$)被广泛应用于示踪水生生态系统的水循环过程，前提是认为生物活动不会引起水同位素分馏。然而，本研究通过大规模时空与环境梯度野外调查及实验室培养实验发现，浮游植物的光合作用会提高其生境水体的$\delta^{18}O$和δD值。该生物作用的强度取决于浮游植物生物量及其光能利用效率，并可导致水δD-$\delta^{18}O$回归线的斜率产生至少16.7%的偏移。我们将此现象定义为“生物蒸发效应”。鉴于该效应在水生生态系统中可能普遍存在，该发现对同位素水文学的传统范式构成了挑战。

关键词 浮游植物光合作用，稳定同位素，生物蒸发效应，水循环

1 引言

水稳定氢(H)和氧(O)同位素组成(表示为δD和$\delta^{18}O$)是公认的水循环示踪剂，用于识别水源及其固态、液态和气态之间的相变过程。因此，它们被广泛应用于研究各种水文过程，包括降水、蒸发以及河流和湖泊中水的溯源(Craig，1961；Förstel和Hützen，1983；Aggarwal等，2010)。在蒸发过程中，较轻的$H_2{}^{16}O$分子更容易蒸发，导致较重的D和^{18}O富集在剩余水中(Craig，1961；IAEA，2012)。同样，植物蒸腾作用导致叶片水中^{18}O富集，其全球平均$\delta^{18}O$值相对于维也纳标准平均海水(VSMOW)约为+4.4‰(Farquhar等，1993)。此外，一些研究利用水$\delta^{18}O$来推断光合作用产生氧气(O_2)的$\delta^{18}O$，进而进行水生初级生产力的估计(Bogard等，2017；陆瑶等，2023)。在这些应用中，普遍认为生物过程(如光合作用)不会改变水的稳定H和O同位素组成(Aggarwal等，2010)。

在水生生态系统中，浮游植物是主要的初级生产者，其通过光合作用将水和二氧化碳(CO_2)转化为O_2以及富含能量的有机化合物(Blankenship，2002；Leles和Levine，2023)。其中的光合放氧过程，通过捕获光能并氧化水分子以产生O_2，这一过程由叶绿体类囊体膜上的光系统Ⅱ(PSII)内的多种蛋白质和放氧复合物(OEC)共同实现(Schiller等，1998)。基于量子理论计算，根据OEC的结构配置组合，OEC和底物水之间O同位素交换的平衡常数为1.028至1.059(Burda等，2001，2003)；表明理论上O同位素分馏会发生在OEC分解水的过程中。然而，当前δD和$\delta^{18}O$用于示踪真光层中水循环的应用并没有考虑这种生物分馏(Vystavna等，2021)。相反，主流观点认为地表水的H和O同位素组成主要由蒸发和降水等物理过程决定(Aggarwal等，2010；IAEA，2012)。如果存在浮游植物介导的同位素效应，这种生物活动驱动的同位素组成变化可能已被误解为物理作用的结果，从而导致得出水循环动态变化的错误结论。光合作用对地表水δD和$\delta^{18}O$的潜在影响，在富营养化的湖泊、河流和滨海真光层尤其值得注意，这些水域通常拥有极高的浮游植物生物量。基于此，本研究提出假说：浮游植物能够改变水生生态系统中水的稳定H和O同位素组成。

为了验证这一假设，本研究在内陆和滨海水体进行了广泛的实地调查，测定了水的δD和$\delta^{18}O$、浮游植物光合参数和相关环境变量。同时，在实验室内利用模式藻

中文引用格式：李婉珠, 王宝利, 刘丛强. 2026. 浮游植物介导的水稳定同位素组成的生物蒸发效应. 中国科学: 地球科学, 56(2): 604–612, doi: 10.1360/N072025-0246
英文引用格式：Li W, Wang B, Liu C. 2026. Biological evaporation effect by phytoplankton on stable isotopic signatures of water. Science China Earth Sciences, 69(2): 582–589, https://doi.org/10.1007/s11430-025-1788-9

© 2026《中国科学》杂志社

种莱茵衣藻(*C. reinhardtii*)进行了培养实验。本研究的主要目的是探索浮游植物光合作用与其生境水体的稳定同位素信号之间的关系。研究将有助于加深对水稳定同位素的生物地球化学行为的认识。

2 材料与方法

2.1 研究区域与采样

2019年7月对国内17个滨海水体、2021年7月对国内28个内陆水体(包括人工水库)进行了实地调查(图1)，水体生态类型分类标准参考文献(宫鹏等，2010)。于每个水体的入口、开阔水域和出口收集表层水(表层0.5 m)，采样点具体信息见网络版附表S1。对我国北方天津七里海湿地，从2021年9月到2022年7月进行每两个月一次的调查，从2023年2月到2023年7月进行每周一次的调查。2017年7月至2018年4月对我国西南地区三岔河上3座水库的入口、开阔水域和下泄水进行了季节性调查。这些采样点详细信息见网络版附图S1和附表S2。

水温(WT)、pH值、溶解氧(DO)浓度和电导率(Cond)使用预先校正的多功能水质参数仪(YSI EXO1，美国)进行原位测量。它们的测量精度分别为0.001 ℃、0.01、0.01 mg L^{-1}和0.1 μS cm^{-1}。使用四合一专业仪器(LM-8000，中国)测量气温(*T*)、风速(*S*)和相对湿度(Hum)。随后计算了气温和水温的差值(T-TW)。在采样后12小时内尽快使用Phyto-PAM荧光仪(Phyto-PAM，ED，Walz，德国)测量浮游植物的光合参数。利用真空过滤器通过0.22 μm醋酸纤维膜过滤水样，过滤后的滤液储存在15 mL离心管(赛默飞，美国)中，将离心管完全充满，并于4 ℃避光条件下保存，以备后续测定水样的H和O同位素组成。

2.2 室内实验

*C. reinhardtii*是一种常见的淡水藻，具有用于光能转换的典型PSII复合体，且其水光解机制的研究已较为充分(Sheng等，2019)，因此是研究浮游植物光合作用介导水同位素分馏的理想模式生物。本研究从中国科学院水生生物研究所淡水藻种库获得*C. reinhardtii*。在BIC-250培养箱(上海博讯实业有限公司，中国)内，该藻用改良的SE培养基(即不包含土壤提取液的Bristol培养基)(Li等，2022b)培养，条件为：16小时光照：8小时黑暗的循环、25 ℃、光照为40 μmol m^{-2} s^{-1}。在相同条件下同时设置对照组(不含*C. reinhardtii*)。

首先收集空白培养基的初始水样。随后，对于实验组和对照组，在培养的第2、7、12和17天采集样品(附图S2)。使用上述Phyto-PAM荧光计测定浮游植物的光合参数。为了测定藻类细胞丰度，将每个样品的10 mL等分样品与500 μL 37%的甲醛溶液混合(以固定细胞)，然后通过Olympus CX31显微镜进行计数。剩余样品通过0.22 μm醋酸纤维素膜进行真空过滤。过滤后的滤液置于15 mL离心管(充满)，保存在4 ℃避光条件下，用于后续水稳定H和O同位素组成分析。

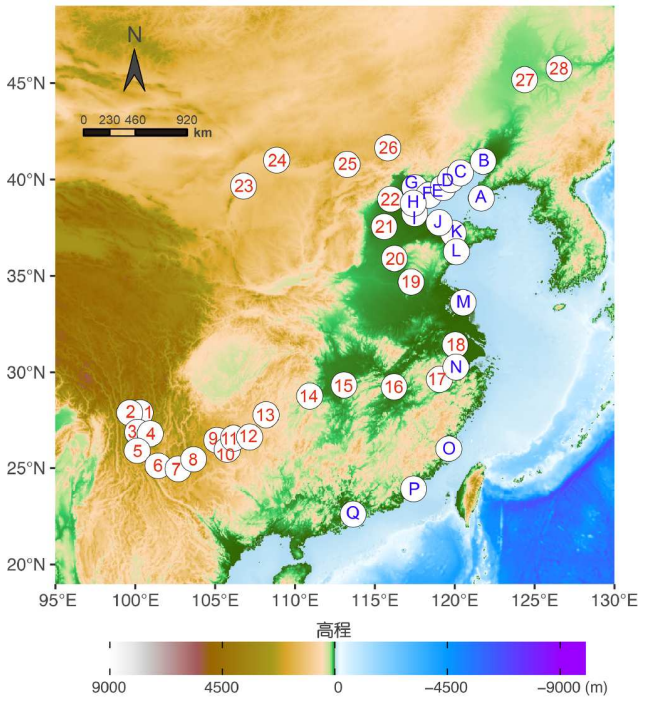


图 1 本研究的内陆和滨海水体位置。蓝色大写字母(从A到Q)代表滨海水体，红色阿拉伯数字(从1到28)代表内陆水体。附表S1列出了每个采样点的详细信息。三岔河和天津七里海湿地的时间序列调查相关信息见附图S1和附表S2

2.3 参数测定

叶绿素a(Chl a)浓度、光合效率(即有效光量子产率，Yield)、最大光量子产率(Fv/Fm)和光利用效率(Alpha)由Phyto-PAM荧光计测定，详细过程见Li等(2022a)。水δD和$\delta^{18}O$使用液态水同位素分析仪(Picarro L2140-I，美国)进行分析，测定值用相对于VSMOW标准的δ值来表示。对每个水样进行三次测量，并计算平均值用于后续数据分析。δD和$\delta^{18}O$分析的不确定度分别为±0.1‰和±0.025‰。氘盈余(*d*-excess或*d*)计算方式为：$d=\delta D-8\times\delta^{18}O$。

2.4 数据分析

使用Origin 2021进行数据可视化。根据数据的分布

特征选择统计方法。对于正态分布的数据，使用参数检验(例如独立样本*t*检验)。否则，采用非参数替代方法，如Mann-Whitney U检验和Spearman秩相关。使用IBM SPSS Statistics 24进行Kolmogorov-Smirnov检验、独立样本*t*检验和Mann-Whitney U检验。Spearman相关性分析在R软件(版本3.4.2)中使用“corrplot”软件包进行(Wei和Simko，2024)。为了确定目标参数的显著预测因素，使用“randomForest”和“rfPermute”软件包在R中进行随机森林分析，并评估预测因素贡献的统计显著性(Liaw和Wiener，2002；Archer，2025)。使用“plspm”软件包进行偏最小二乘(PLS)路径建模分析，以了解参数之间的直接和间接关系(Sanchez等，2024)。每个采样点的气象数据包括太阳短波辐射(SSR)和月平均降水量(Pre)，均从农业气象数据服务平台(www.wheata.cn)获取。

3　结果

3.1　气象、水文、理化和生物参数

所有实地参数呈现出显著的环境梯度，且滨海水体的参数值通常高于内陆水体(表1和附表S3)。Pre的范围为3.79至332.90 mm，平均值为109.39 mm。SSR、*T*、*S*、Hum和T-WT的平均值分别为$1.63\times10^7\pm0.28\times10^7$ J m^2 d^{-1}、27.63±7.93 ℃、1.27±1.34 m s^{-1}、51.88%±23.70%和4.29±3.95 ℃(表1)。对于水体理化参数，WT、pH、DO浓度和Cond的平均值分别为22.32±7.31 ℃、8.28±0.51、9.42±4.14 mg L^{-1}和2581.24±7260.96 μS cm^{-1}。对于生物指标，Chl a浓度、Yield、Fv/Fm和Alpha平均值分别为52.00±59.40 μg L^{-1}、0.34±0.11、0.57±0.12和0.19±0.05。δD和δ^{18}O的范围分别为−111.69‰至5.16‰和−15.24‰至4.10‰，平均值分别为−42.61‰和−5.40‰。

对于时间序列调查，WT、pH、Yield和Alpha平均值在七里海湿地(分别为17.71 ℃、8.19、0.33和0.18)与三岔河(分别为17.83 ℃、8.09、0.32和0.17)相当(附表S3)。值得注意的是，前者的平均Chl a浓度(70.34 μg L^{-1})约是后者(8.79 μg L^{-1})的8倍。在七里海湿地双月调查中，δD和δ^{18}O的范围分别为−53.59‰至−15.57‰和−7.21‰至−0.51‰，平均值分别为−41.03‰和−5.08‰。相比之下，在三岔河的季节性调查中，它们的范围分别为−71.05‰至−57.73‰和−10.44‰至−7.71‰，平均值分别为−64.04‰和−9.22‰。此外，在2月至7月的七里海湿地每周调查中，与年平均值相比，其δD和δ^{18}O平均值较高(分别为−19.29‰±10.00‰和−0.96‰±2.01‰)，而*d*平均值较低(−11.58‰±6.17‰)(附表S3)。

对于培养实验，Chl a浓度、Yield、Fv/Fm和Alpha平均值分别为747.36±653.61 μg L^{-1}、0.43±0.05、0.68±0.04和0.26±0.01。δD和δ^{18}O平均值分别为−55.89‰±0.40‰和−8.17‰±0.14‰，相应的*d*平均值为9.44‰±0.77‰(附表S4)。

3.2　参数间关系

所有实地数据的δD-δ^{18}O关系(δD=6.0×δ^{18}O−10.2)偏离了全球大气降水线(GMWL：δD=8×δ^{18}O+10)(Rozanski

表1　所有实地调查变量的数据统计汇总

变量	最大值	最小值	平均值	标准差
SSR(×10^7 J m^2 d^{-1})	2.19	0.78	1.63	0.28
Pre(mm)	332.90	3.79	109.39	89.97
T(℃)	44.70	0.70	27.63	7.93
S(m s^{-1})	7.10	0.00	1.27	1.34
Hum(%)	99.90	2.40	51.88	23.70
T-WT(℃)	15.41	−2.56	4.29	3.95
WT(℃)	35.10	2.31	22.32	7.31
pH	9.76	7.02	8.28	0.51
DO(mg L^{-1})	41.13	1.77	9.42	4.14
Cond(μS cm^{-1})	45800.00	10.48	2581.24	7260.96
Chl a(μg L^{-1})	428.70	0.38	52.00	59.40
Fv/Fm	0.82	0.16	0.57	0.12
Yield	0.53	0.03	0.34	0.11
Alpha	0.28	0.02	0.19	0.05
δ^{18}O(‰)	4.10	−15.24	−5.40	3.89
δD(‰)	5.16	−111.69	−42.61	24.09
d(‰)	27.50	−27.99	0.56	9.78

等，1993)和中国当地大气降水线(LMWL：$\delta D=7.9\times\delta^{18}O+8.2$)(郑淑蕙等，1983)(图2A，附表S5)。在滨海水体中，确定了两种不同的δD-$\delta^{18}O$关系：一种表现出典型的海水特征($\delta D=1.9\times\delta^{18}O$)，而另一种反映了大气降水来源($\delta D=5.4\times\delta^{18}O-10.5$)(图2B，附表S5)。在内陆水体中仅观察到一种关系($\delta D=6.4\times\delta^{18}O-8.7$)(图2C，附表S5)。

根据三岔河($LMWL_S$：$\delta D=8.4\times\delta^{18}O+16.8$)(IAEA/WMO，2006；Wang等，2019)和七里海湿地($LMWL_Q$：$\delta D=6.6\times\delta^{18}O+0.3$)(IAEA/WMO，1988-2001；徐涛等，2014)的当地大气降水线，所有时间序列调查(包括三岔河的季节性调查和七里海湿地的双月和每周调查)的δD-$\delta^{18}O$关系都偏离了各自的LMWL(图2D–2F，附表S5)。

在实验室实验中，*C. reinhardtii*培养组δD-$\delta^{18}O$关系的斜率低于对照组(图3A，附表S5)。对于实地数据，当使用10 μg L^{-1}的Chl a浓度阈值将样品分为两组时，δD-$\delta^{18}O$关系、δD和$\delta^{18}O$值、*d*以及浮游植物Yield均存在显著差异(图3B和3C)。随机森林分析表明，在中国内陆和滨海水体的时空调查中，Cond、SSR和Chl a浓度是δD、$\delta^{18}O$和*d*的前三个显著预测因素(图4A)。相比之下，Cond、Yield和SSR是七里海湿地双月和每周调查的首要预测因素(图4B)。值得注意的是，前者的Chl a浓度和后者的Yield与$\delta^{18}O$显著正相关，但与*d*呈负相关(图4C和4D)。此外，PLS路径建模表明，浮游植物光合作用(即Chl a浓度和Yield)对水稳定同位素组成有直接影响(图5A)。

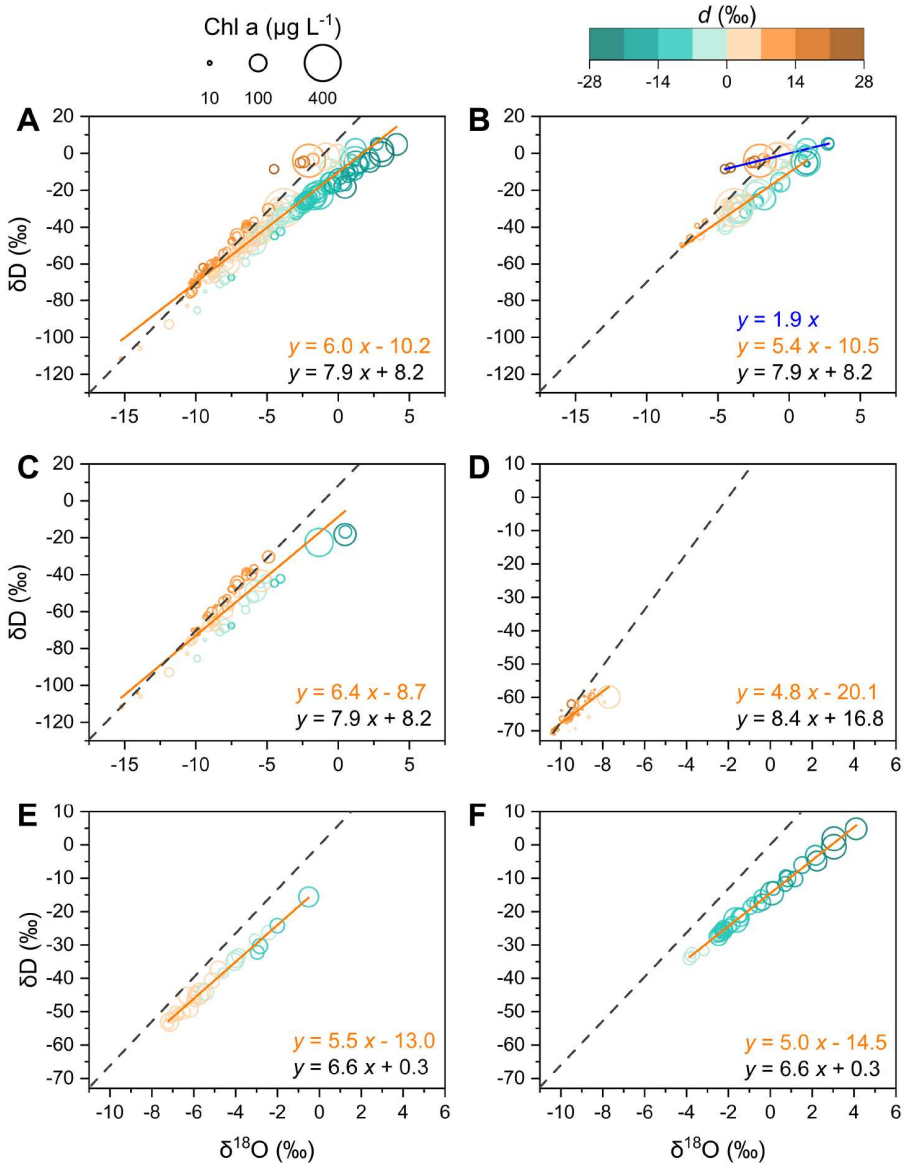


图2 （A）所有研究水体、（B）滨海水体、（C）内陆水体、（D）三岔河(季节性)、（E）天津七里海湿地(双月)和(F)天津七里海湿地(每周)中δD与$\delta^{18}O$的关系。蓝色和橙色回归线分别表明水体主要来自海水和降水。黑色虚线回归线代表了各自的当地大气降水线，详细信息请参考文本

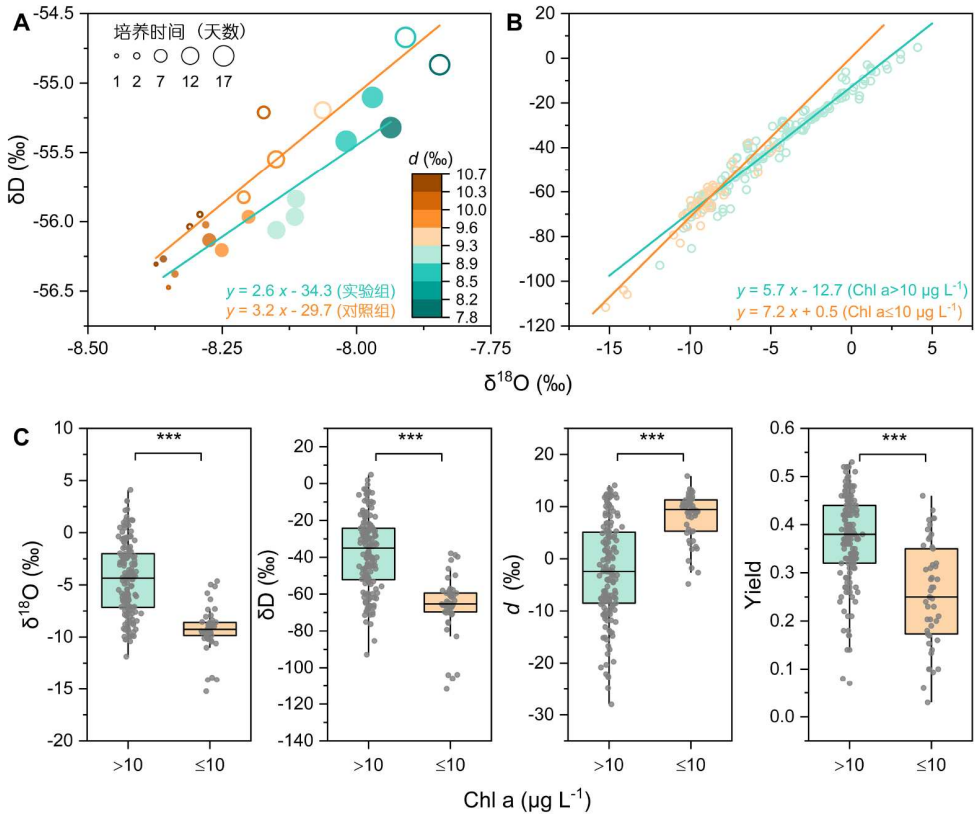


图 3　（A）实验室实验中对照组(空心圈)和培养组(实心圈)中水δD与$\delta^{18}O$的关系。（B）不同Chl a浓度的两组水δD与$\delta^{18}O$的关系。（C）两个Chl a浓度组之间的水δD、$\delta^{18}O$、*d*和Yield差异；*** $p<0.001$的显著水平。（A）和（B）中橙色和绿色实线均为回归线

4　讨论

4.1　内陆和滨海水体δD和$\delta^{18}O$的影响因素

表层水的δD和$\delta^{18}O$通常受到降水和蒸发的影响。它们的强度与当地的环境参数(如温度和降水)密切相关，导致δD和$\delta^{18}O$的时空变化很大(例如，众所周知的温度、纬度和高程效应)(Craig，1961；Dansgaard，1964；McGill等，2020；Ito和Momii，2021)。δD-$\delta^{18}O$关系是解译这些复杂水文过程的关键工具，因为它整合了降水和蒸发的信号(Rozanski等，1993；Rozanski等，2002)。根据GMWL，降水演化的斜率约为8(即平衡分馏)，而在纯动力学分馏下，蒸发的水蒸气演化的斜率约为0.88。较低的δD-$\delta^{18}O$斜率表明蒸发对水δD和$\delta^{18}O$的贡献越来越大(Dansgaard，1964；Benetti等，2017)。同样，对于经典的*d*，较低的值表示更强的蒸发强度(Dansgaard，1964；Rozanski等，1993)。

降水是中国大部分内陆和滨海水体的主要水源(图2)，因为汇入水体的地表径流和/或浅层地下水大都直接或间接地来自降水，并继承了其H和O同位素特征(Kendall和Coplen，2001)。相反，本研究中有五个滨海水体主要受海水影响，其δD-$\delta^{18}O$关系(图2B)与海水同位素特征一致(Benetti等，2017)。这些滨海水体的海水入侵很可能由海洋和陆地系统间独特的水文连通性所驱动(Zhang等，2018)。同时，大陆效应(即降水δD和$\delta^{18}O$随离海岸距离的增加而降低)解释了为什么滨海水体的同位素值(平均值分别为−19.17‰和−2.29‰)比内陆水体(平均值分别为−59.77‰和−7.94‰)更重(附表S3)。对于中国西部地区的内陆水体，冰川融水补给可能会进一步降低其δD和$\delta^{18}O$，因为冰川冰在形成过程中由于同位素分馏而保留了轻同位素。

中国内陆和滨海水体的*d*平均值(0.56‰)远低于温带地区降水的值(约10‰)(图4A，附表S3)。这种差异可归因于两个关键因素。一是季风动态变化引起的陆地-海洋热力差异波动改变了降水的同位素组成，二是蒸发过程中的动力学分馏改变了表层水的*d*(Zhang，2015)。对于三岔河和七里海湿地水体，其δD-$\delta^{18}O$回归线的斜率分别偏离它们的LMWL约43%和16%(附表S5)，表明前者的当地蒸发比后者更强。在七里海湿地的时间序列调查中，初夏与其他季节相比表现出较重的δD和$\delta^{18}O$，这与降水量增加相吻合(附表S3)。这种模式与湿地的水文情势是

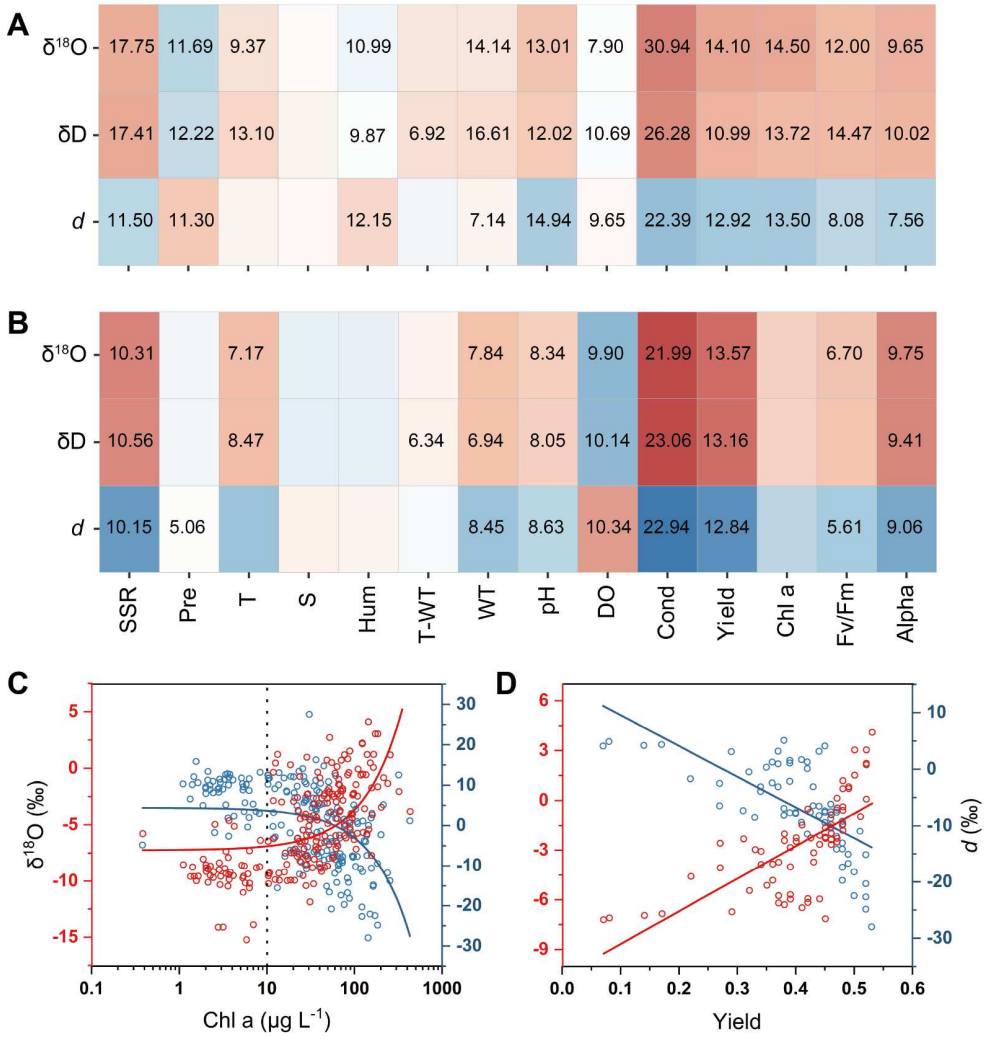


图4 （A）所有研究水体和（B）天津七里海湿地水体中δD、$\delta^{18}O$和*d*的影响因素随机森林分析。数字表示显著的均方误差（$p<0.05$），计算了每棵树的精度重要性指标以及整个森林（500棵树）的平均值。红色和蓝色分别表示正和负Spearman相关性，颜色饱和度表示相关性程度。（C） 所有研究水体中Chl a浓度与$\delta^{18}O$（和*d*）的关系。（D） 天津七里海湿地水体中Yield与$\delta^{18}O$（和*d*）的关系。附表S5中提供了（C）和（D）中的回归方程

一致的：夏季降雨量占其年降雨量的50%以上，其间新的降水（同位素相对较重）主导了地表水的输入（Zhang，2015）。

有趣的是，除了传统的驱动因素（例如，Cond和WT）（Mor等，2018；Ito和Momii，2021）外，我们的研究还发现浮游植物光合作用是水δD和$\delta^{18}O$的重要预测因素（图4A和4B）。PLS路径建模进一步证实，浮游植物光合作用对水中的H和O同位素产生了直接的生物学影响，并且比其他理化参数产生了更大的直接效应（图5A）。这些发现表明，浮游植物的光合作用直接改变了水的同位素组成——这一过程类似于“蒸发”，但是由生物光能转换而不是物理热量驱动的。为了将这种机制与物理蒸发区分开来，我们在本研究中提出了“生物蒸发效应（BEE）”这一术语。

4.2 浮游植物光合作用对水体δD和$\delta^{18}O$的影响

为了进一步表征这一生物蒸发效应，对数据进行了分类处理。排除了受海水强烈影响的五个滨海水体，然后基于10 μg L^{-1}的Chl a浓度阈值将其分为两组，该阈值广泛用于定义富营养化水平（Katkaew和Chamchoi，2024）。对于Chl a浓度≤10 μg L^{-1}的样品，δD-$\delta^{18}O$回归线的斜率（即K_c=7.2）与中国LMWL（*K*=7.9）相似。然而，Chl a浓度>10μg L^{-1}的样品表现出明显的小斜率（即K_p=5.7），以及不同的H和O同位素组成和浮游植物光合参数值（图3B和3C）。因此，Chl a浓度≤10 μg L^{-1}的样品组被认为浮游植物的生物效应可以忽略不计，可作为评估BEE的基准。对于Chl a浓度>10 μg L^{-1}的样品组，预期会出现可测量的BEE。我们使用斜率偏移程度对BEE进行量化，定

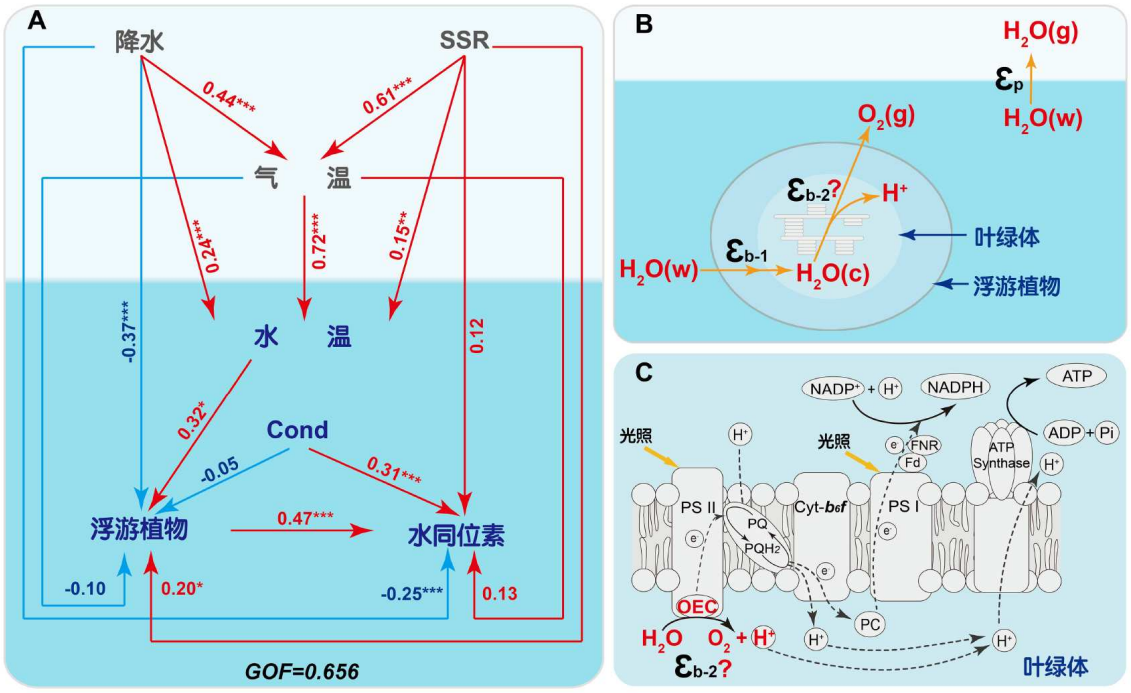


图 5　（A）偏最小二乘路径模型反映理化参数和浮游植物光合作用对水稳定同位素的影响。红线和蓝线分别表示正向和负向的影响。箭头旁的数字表示影响程度的路径系数(R^2)。***、**和*分别表示p<0.001、p<0.01和p<0.05的显著性水平。使用拟合优度(GOF)评估模型的合理性。文中定义了缩写词。潜在变量“浮游植物”由两个观测变量表示：Chl a浓度(负荷=0.79)和Yield(负荷=0.88)；而“水同位素”由$\delta^{18}O$和δD表示(每个负荷=0.99)。其他潜在变量直接对应于它们的观测变量。(B) 浮游植物介导的生物蒸发效应和水-气界面物理蒸发效应的示意图。(C) 类囊体膜上光反应过程中水光解的示意图。蓝色饱和度随着水密度和同位素质量的增加而增强。H_2O(w)：液态/环境水；H_2O(c)：细胞/底物水；H_2O(g)：水蒸气；O_2(g)：氧气；OEC：放氧复合物；$\varepsilon_{b\text{-}1}$和$\varepsilon_{b\text{-}2}$：与生物蒸发相关的分馏系数；ε_p：物理蒸发中的分馏系数。关于嵌入类囊体膜中的色素蛋白复合物的更多细节可以参考Qi等(2023)

义为：BEE%=100%×(K_c−K_p)/K_c。根据这一标准，实地调查的BEE达到21.2%。实验室实验进一步证实了这种生物效应(图3A)，显示K值偏移为16.7%，与实地观测结果相近。

浮游植物光合作用导致水同位素分馏的潜在机制尚不清楚。光合作用包括两个核心阶段：光反应和暗反应。在光反应中，光能被吸收，将水分子分解为质子和氧气，同时产生化学能(即三磷酸腺苷，ATP)。在暗反应中，ATP用于将CO_2还原为糖。光反应由光系统Ⅱ介导，光系统Ⅱ是嵌入叶绿体类囊体膜中的一种完整的多亚基色素蛋白复合物(Qi等，2023)。传统上，水光解过程中的同位素分馏(即从底物水到光合产生O_2)被认为可以忽略不计或不存在(Guy等，1993；Luz和Barkan，2005)。然而，最新的实验室研究发现微藻(即*Phaeodactylum tricornutum*、*Nannochloropsis* sp.、*Emiliania huxleyi*和*C. reinhardtii*)可导致水和光合作用产生的O_2之间产生显著的氧同位素分馏(3‰–7‰)(Eisenstadt等，2010)。

本研究中观察到H和O同位素组成差异可能源于环境水(浮游植物细胞外)向底物水(叶绿体内)的运输过程(图5B中的$\varepsilon_{b\text{-}1}$)。连续的水光解降低了细胞内水相对于细胞外水的密度，与物理蒸发效应类似，在活跃的浮游植物光合作用下，底物水(叶绿体内)的H和O同位素组成因此变得比环境水(细胞外)的更轻。浮游植物细胞内的水以两种形式存在：自由水和结合水(Malyshev，2021)。同位素分馏是否通过这两个储备池之间的交换和/或随后的水光解发生仍然未知(图5B和5C中的$\varepsilon_{b\text{-}2}$)。然而，当浮游植物细胞视为一个整体时，它们的代谢活动将改变环境水的H和O同位素组成。

水δD和$\delta^{18}O$与SSR、Yield和Chl a浓度呈正相关是合理的(图4A和4B)。充足的光照有助于提高浮游植物的光能利用效率，进而促进更多的水分消耗以支持生物量积累。这表明BEE主要受浮游植物生物量及其光能利用效率的调控。与此一致的是，在浮游植物生物量较高的七里海湿地，Yield成为预测水δD和$\delta^{18}O$变化的关键因子(图4D)。当前，内陆与滨海水体普遍存在的富营养化，可能使得这种生物效应更易被凸显。正因如此，营养盐的富集强化了浮游植物生物量、光能利用效率与水体的氢氧同位素组成之间的联系。

5 结论

本研究揭示了浮游植物对水稳定同位素组成的影响，这种生物蒸发效应预计在水生生态系统中普遍存在。目前，全球约63%的湖泊和水库处于富营养化状态(Zhou等，2022)。浮游植物对水体氢氧同位素信号的影响已不容忽视，过去这些变化曾被完全归因于物理蒸发过程，这种误判会导致对水文过程解读的偏差。

此外，当使用稳定氧同位素分析估算水生生态系统初级生产力时，通常假设环境水的$\delta^{18}O$等同于光合作用产生的O_2的$\delta^{18}O$(Bogard等，2017)。我们的研究结果表明，这一假设需要修正。本研究为揭示浮游植物对水体氢氧同位素组成的生物作用提供了初步见解，后续仍需开展更深入的研究，以系统阐明该效应的作用机理，并完善相关理论与应用。

致谢 感谢审稿专家对本文提出的建设性意见。

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

宫鹏, 牛振国, 程晓, 等. 2010. 中国1990和2000基准年湿地变化遥感. 中国科学: 地球科学, 40: 768–775

陆瑶, 黄良波, 贾珺杰, 等. 2023. 内陆水体初级生产力评估方法研究进展. 地球科学进展, 38: 57–69

徐涛, 刘国东, 邢冰. 2014. 天津地区大气降水中氢氧稳定同位素特征及影响因素研究. 西南民族大学学报(自然科学版), 40: 421–427

郑淑蕙, 侯发高, 倪葆龄. 1983. 我国大气降水的氢氧稳定同位素研究. 科学通报, 28: 801–806

Aggarwal P K, Araguás-Araguás L J, Groening M, et al. 2010. Isoscapes: Understanding movement, pattern, and process on Earth through isotope mapping. In: West J B, Bowen G J, Dawson T E et al., eds. Dordrecht: Springer Netherlands. 33–50

Archer E. 2025. rfPermute: Estimate permutation *p*-values for random forest importance metrics. R package version 2.5.4

Benetti M, Reverdin G, Aloisi G, et al. 2017. Stable isotopes in surface waters of the Atlantic Ocean: Indicators of ocean-atmosphere water fluxes and oceanic mixing processes. J Geophys Res-Oceans, 122: 4723–4742

Blankenship R E. 2002. Molecular Mechanisms of Photosynthesis. Chichester: Wiley-Blackwell

Bogard M J, Vachon D, St.-Gelais N F, et al. 2017. Using oxygen stable isotopes to quantify ecosystem metabolism in northern lakes. Biogeochemistry, 133: 347–364

Burda K, Bader K P, Schmid G H. 2001. An estimation of the size of the water cluster present at the cleavage site of the water splitting enzyme. FEBS Lett, 491: 81–84

Burda K, Bader K P, Schmid G H. 2003. ^{18}O isotope effect in the photosynthetic water splitting process. Biochim Biophys Acta (BBA)-Bioenergetics, 1557: 77–82

Craig H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science, 133: 1702–1703

Dansgaard W. 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16: 436–468

Eisenstadt D, Barkan E, Luz B, et al. 2010. Enrichment of oxygen heavy isotopes during photosynthesis in phytoplankton. Photosynth Res, 103: 97–103

Farquhar G D, Lloyd J, Taylor J A, et al. 1993. Vegetation effects on the isotope composition of oxygen in atmospheric CO_2. Nature, 363: 439–443

Förstel H, Hützen H. 1983. Oxygen isotope ratios in German groundwater. Nature, 304: 614–616

Guy R D, Fogel M L, Berry J A. 1993. Photosynthetic fractionation of the stable isotopes of oxygen and carbon. Plant Physiol, 101: 37–47

IAEA. 2012. Monitoring Isotopes in Rivers: Creation of The Global Network of Isotopes in Rivers (GNIR), Vienna: International Atomic Energy Agency

IAEA/WMO. 1988-2001. Global network of isotopes in precipitation, Vienna (Austria)

IAEA/WMO. 2006. Global network of isotopes in precipitation, Vienna (Austria)

Ito Y, Momii K. 2021. Potential effects of climate changes on evaporation from a temperate deep lake. J Hydrol-Reg Stud, 35: 100816

Katkaew N, Chamchoi N. 2024. Threshold amounts of nutrients and the relationship with chlorophyll a during eutrophication phenomenon in small-scale artificial reservoirs. Environ Sustainability Indicators, 22: 100378

Kendall C, Coplen T B. 2001. Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States. Hydrol Process, 15: 1363–1393

Leles S G, Levine N M. 2023. Mechanistic constraints on the trade-off between photosynthesis and respiration in response to warming. Sci Adv, 9: eadh8043

Li W, Wang B, Xiao J, et al. 2022a. Phytoplankton cell size control can be affected by photosynthetic light energy utilization. Front Microbiol, 13: 1008606

Li W, Yang M, Wang B, et al. 2022b. Regulation strategy for nutrient-dependent carbon and nitrogen stoichiometric homeostasis in freshwater phytoplankton. Sci Total Environ, 823: 153797

Liaw A, Wiener M. 2002. Classification and regression by randomForest. R News, 2: 18–22

Luz B, Barkan E. 2005. The isotopic ratios $^{17}O/^{16}O$ and $^{18}O/^{16}O$ in molecular oxygen and their significance in biogeochemistry. Geochim Cosmochim Acta, 69: 1099–1110

Malyshev R V. 2021. Definitions of free and bound water in plants and a comparative analysis of the drying method over a dewatering agent and differential scanning calorimetry. Biol Bull Rev, 11: 640–646

McGill L M, Steel E A, Brooks J R, et al. 2020. Elevation and spatial structure explain most surface-water isotopic variation across five Pacific Coast basins. J Hydrol, 583: 124610

Mor Z, Assouline S, Tanny J, et al. 2018. Effect of water surface salinity on evaporation: The case of a diluted buoyant plume over the Dead Sea. Water Resour Res, 54: 1460–1475

Qi M, Zhao Z, Nixon P J. 2023. The photosynthetic electron transport chain of oxygenic photosynthesis. Bioelectricity, 5: 31–38

Rozanski K, Araguás-Araguás L, Gonfiantini R. 1993. Climate change in continental isotopic records. Vienna: IAEA. 1–36

Rozanski K, Froehlich K, Mook W G. 2002. Environmental isotopes in the hydrological cycle: Principles and applications. In: Mook W G, ed. Paris: UNESCO. 327–332

Sanchez G, Trinchera L, Russolillo G. 2024. plspm: Partial least squares path modeling (PLS-PM)

Schiller H, Dittmer J, Iuzzolino L, et al. 1998. Structure and orientation of the oxygen-evolving manganese complex of green algae and higher plants investigated by X-ray absorption linear dichroism spectroscopy on

oriented photosystem II membrane particles. Biochemistry, 37: 7340–7350
Sheng X, Watanabe A, Li A, et al. 2019. Structural insight into light harvesting for photosystem II in green algae. Nat Plants, 5: 1320–1330
Vystavna Y, Harjung A, Monteiro L R, et al. 2021. Stable isotopes in global lakes integrate catchment and climatic controls on evaporation. Nat Commun, 12: 7224
Wang B, Zhang H, Liang X, et al. 2019. Cumulative effects of cascade dams on river water cycle: Evidence from hydrogen and oxygen isotopes. J Hydrol, 568: 604–610
Wei T, Simko V. 2024. R package 'corrplot': Visualization of a correlation matrix (Version 0.95)
Zhang R. 2015. Changes in East Asian summer monsoon and summer rainfall over eastern China during recent decades. Sci Bull, 60: 1222–1224
Zhang Y, Li W, Sun G, et al. 2018. Understanding coastal wetland hydrology with a new regional-scale, process-based hydrological model. Hydrol Process, 32: 3158–3173
Zhou J, Leavitt P R, Zhang Y, et al. 2022. Anthropogenic eutrophication of shallow lakes: Is it occasional? Water Res, 221: 118728

（责任编委：沈冰）