

放射性碳同位素在地表水体有机碳来源示踪中的研究进展

唐续尹^{1,2}, 杨海全^{1,*}, 余伟^{1,3}, 殷超^{1,2}, 吴嘉曦^{1,4}, 徐丹¹, 陈敬安¹

(1. 中国科学院地球化学研究所 环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550081; 2. 中国科学院大学, 北京 100049;
3. 贵州师范大学 地理与环境科学学院, 贵阳 550025; 4. 贵州大学 资源与环境工程学院, 贵阳 550025)

摘要: 随着加速器质谱分析测试技术的不断发展, 天然放射性碳同位素($\Delta^{14}\text{C}$)被广泛应用于地表水环境研究。地表水(河流、湖泊)有机碳循环在全球碳循环中发挥着重要作用。利用放射性碳同位素探究地表水环境有机碳循环, 不仅能定量识别有机碳的来源贡献率, 还能提供有机碳迁移转化过程的信息。本文综合介绍了放射性碳同位素分析技术原理, 比较了溶解有机碳化学前处理三种方法(高温燃烧法、紫外氧化法、化学湿法氧化)的优缺点, 系统总结了国内外放射性碳同位素在河流和湖泊系统有机碳循环中的研究进展, 并提出国内研究应加强的领域, 以及联合利用放射性碳同位素与其他分析测试手段, 对地表水体有机碳循环的研究进行展望。

关键词: 放射性碳同位素; 有机碳; 来源; 地表水; 原理

中图分类号: P593; X142 **文献标识码:** A **文章编号:** 1672-9250(2022)01-0148-11 **doi:** 10.14050/j.cnki.1672-9250.2021.49.060

河流、湖泊等地表水环境是流域物质重要的传输通道, 在全球陆地生物地球化学循环中发挥着重要作用^[1-3]。河流作为陆地与海洋系统连接的通道, 每年向海洋输送大量有机质, 也将陆地生态、水文等自然过程和人类活动信息传输至海洋, 对海洋尤其是近海水域的生态和沉积过程产生深远影响。湖泊作为河流与海洋的“中间站”, 是地表水环境中碳转化和储存的活跃场所。湖泊碳循环是全球碳循环的关键组成部分, 控制着湖泊生态系统中营养物质(氮、磷等)的储存、迁移和转化^[3]。因此, 研究地表水体碳循环有助于加深对全球碳循环的理解。水体有机碳包括颗粒有机碳(POC)和溶解有机碳(DOC)。由于有机碳组成复杂(数百万种单体化合物), 来源广泛, 采样分析难度大, 目前对河流、湖泊水体 DOC 和 POC 的认识远落后于无机碳^[4-7]。水生生态系统中有机碳来源广泛, 各端元信号交叉重叠, 常用的浓度、光学和稳定碳氮同位素等技术手段表征的信息有限, 很难定量区分其来源, 而经各种分离技术分离出的生物标志化合物虽然可识别其来源, 但目前仅能提取不足 30% 的有机质, 无法

揭示其全貌^[8-9]。

天然放射性碳同位素($\Delta^{14}\text{C}$)广泛存在于自然界中, 是研究生物地球化学碳循环过程和各碳库之间碳交换有力的示踪工具^[10]。随着加速器质谱(Accelerator Mass Spectrometry, AMS)分析测试技术快速发展, $\Delta^{14}\text{C}$ 分析技术也不断成熟, 使得高精度(精确度达 2‰~3‰)、大批量测定微量样品(μg ~ mg 级) $\Delta^{14}\text{C}$ 成为可能^[11-12]。此外, $\Delta^{14}\text{C}$ 与稳定碳同位素($\delta^{13}\text{C}$)联合使用可有效解决有机质来源信号交叉重叠的问题, 且可提供年龄与居留时间等独特信息, 为定量示踪水体有机碳来源和迁移转化过程提供有效途径。基于其具有的独特优势, $\Delta^{14}\text{C}$ 已广泛应用在海洋、河流(河口)、湖泊等水生生态系统碳循环研究^[13-16], 相关成果为全球碳循环过程提供了宝贵信息。针对淡水生态系统有机碳的研究有助于深入理解陆地生态系统有机碳生物地球化学循环过程, 深化对全球碳循环的认识。本文将重点概述放射性碳同位素原理、前处理方法及放射性碳同位素在河流和湖泊系统有机碳来源的研究进展, 并提出未来放射性碳同位素技术与其他分析手

收稿日期: 2021-03-17; 改回日期: 2021-04-23

基金项目: 国家自然科学基金项目(41807394、U1612441)和贵州省科技计划项目([2020]4Y015、[2018]1174)。

第一作者简介: 唐续尹(1997-), 女, 硕士研究生, 主要从事湖泊碳循环研究。E-mail: tangxuyin@mail.gyig.ac.cn.

* 通讯作者: 杨海全(1987-), 男, 工程师, 主要从事碳循环与生物地球化学研究。E-mail: yanghaiquan@vip.skleg.cn.

段结合研究水体有机碳循环的发展趋势。

1 天然放射性碳同位素示踪原理

1.1 放射性碳同位素来源、分布与循环过程

放射性碳同位素主要有两大来源,一是自然源,由对流层和平流层的 ^{14}N 在宇宙射线的作用下发生中子活化产生,其反应式为: $^{14}\text{N} + n \rightarrow ^{14}\text{C} + p$ (n 是中子, p 是质子);二是人为源,由人类核试验产生。在大气层中, ^{14}C 与氧结合形成 $^{14}\text{CO}_2$ 。随后 $^{14}\text{CO}_2$ 通过水-气交换作用和植物光合作用等过程进入地表生物圈、水圈等各个圈层,与其他各圈层的碳库发生交换,参与全球碳循环过程^[17-18]。

活体植物通过光合作用吸收大气中 $^{14}\text{CO}_2$ (活有机体与大气 ^{14}C 信号保持一致),呼吸作用又从植物体中释放 $^{14}\text{CO}_2$ (图 1)。植物生长过程中利用 $^{14}\text{CO}_2$ 来积累生物量,当植物有机体死亡或衰老时,与大气碳交换停止,死亡有机物的 ^{14}C 浓度则随着时间的推移而降低^[19-20]。火山活动使“死碳”($\Delta^{14}\text{C}$: -1000‰)以 CO_2 形式排放进入大气,土壤有机碳通过分解作用释放 CO_2 进入大气碳库,自然环境中有机质通过不同作用释放或吸收 ^{14}C 参与全球碳循环(图 1)。19 世纪后期以来,放射性碳同位素相对丰

度受人类活动影响发生显著变化。如大量化石燃料的燃烧(即煤、石油和天然气)使得越来越多“死碳”释放到大气中,导致大气 $^{14}\text{CO}_2$ 浓度持续降低(Suess 效应)。此外,人类核试验产生大量偏正的 $\Delta^{14}\text{C}$ 进入大气碳库和生态系统(图 1)。而随着核试验活动的停止,“bomb- ^{14}C ”不再继续进入大气,大气碳库与相邻碳库的碳交换导致大气 $^{14}\text{CO}_2$ 浓度又急剧下降^[20-21]。

1.2 AMS 分析测试原理

20 世纪 70~80 年代,AMS 开始被用于测定 ^{14}C 和其他稀有同位素。随着 AMS 分析测试技术的不断发展,高精度($2\text{‰} \sim 3\text{‰}$)测定 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 或 $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ 的比值仅需要几毫克碳,分析时间也缩减至 40~50 min^[11-12]。测量精度的提高,使低浓度水体有机碳样品的测定成为可能。AMS 测定 $\Delta^{14}\text{C}$ 需要将待测样品中的碳转化为石墨。石墨样品在铯(Cs)离子束轰击下,目标中的碳产生 C 负离子,C 负离子束经过加速后进入注入磁铁,将质量分别为 12、13 和 14 的碳分子分离出来。磁铁的偏转作用使 $^{13}\text{C}^-$ 、 $^{12}\text{C}^-$ 、 $^{14}\text{C}^-$ 依次或同时进入加速器,这些离子在剥离管被剥离出电子,形成电荷态的正离子,并继续前进加速。离子束通过分析磁铁后,经法拉利

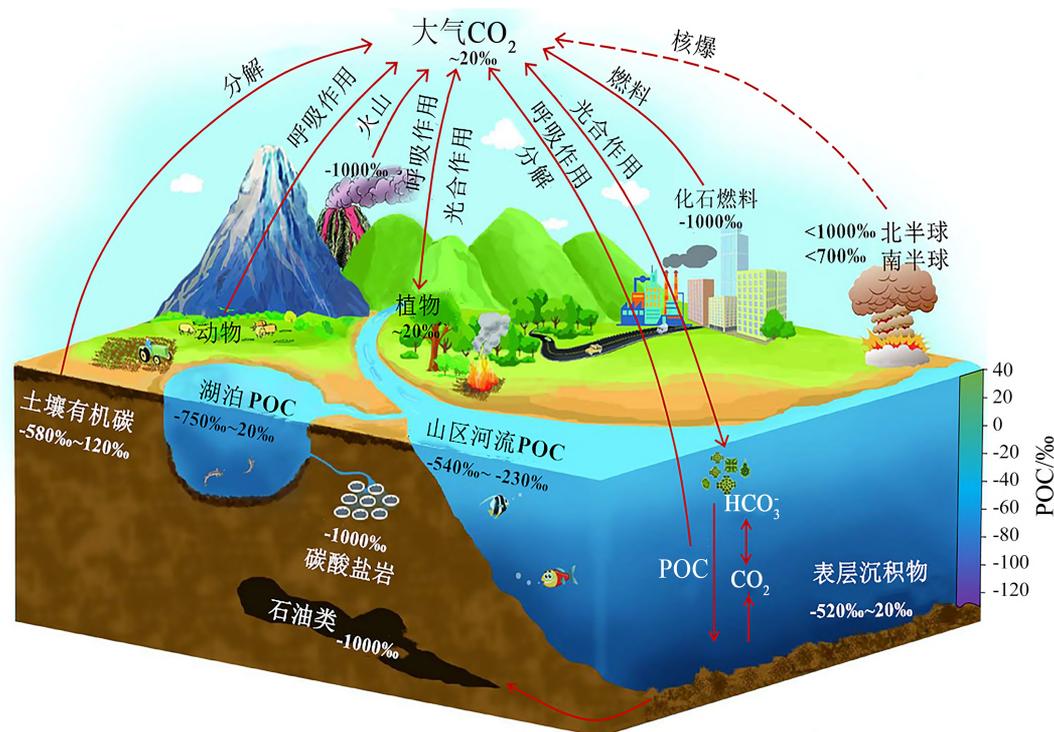


图 1 天然放射性碳同位素($\Delta^{14}\text{C}$)在自然环境中的分布(据文献[20])

Fig. 1 Distribution of radiocarbon ($\Delta^{14}\text{C}$) in environment(from ref. [20])

杯测量 ^{12}C 和 ^{13}C 离子电流(图2)。静电分析器根据电荷/质量比辨别通过的 ^{14}C 离子束,仅让 $^{14}\text{C}^{3+}$ 通过,排除其他分子离子以及散射粒子的干扰。放射性碳原子可用不同的探测器来计算,最常见的是气体探测器,其选择性的记录质量数为14,电荷为 3^+ 的粒子,从而将各种干扰降至最低。

样品的 ^{14}C 与 ^{12}C 比值($^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$)与已知现代 ^{14}C 年龄的国际 ^{14}C 标准(常用的是1950年生产的具有95%天然 ^{14}C 浓度的草酸)进行比较^[22],将样品($^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$)比值校正到其稳定同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -25‰ ,从而校正大气中 ^{14}C 浓度变化以及植物碳同位素分馏对样品 ^{14}C 浓度的影响,表述为样品 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 与国际 ^{14}C 标准的比值 F :

$$F = (^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{样品}} / (^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{标准}} \quad (1)$$

样品的 ^{14}C 年龄可根据 F 值直接计算:

$$^{14}\text{C} \text{ 年龄} = -8033 \times \ln F \quad (2)$$

用 $\Delta^{14}\text{C}$ 值表示为:

$$\Delta^{14}\text{C} = [(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{样品}} / (^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{标准}} - 1] \times 1000 \quad (3)$$

式中, $(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{样品}}$ 为样品经同位素质量分馏校正后 ^{14}C 的同位素比值, $(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{标准}}$ 为国际标准 ^{14}C 的同位素比值^[21,23-24]。

2 样品前处理方法

AMS- ^{14}C 分析需要将样品中的碳制成石墨靶。样品前处理主要包括四个步骤:化学前处理、碳氧化过程、 CO_2 纯化和合成石墨。具体过程为:样品经

一系列物理化学前处理后,通过高温燃烧、化学氧化等方式将样品中的碳转化为 CO_2 ,再通过冷阱将水蒸气等杂气去除得到纯净 CO_2 ^[23],纯化后的 CO_2 经还原反应转化为石墨,常用的方法包括 H_2/Fe 法、 Zn/Fe 法、 $\text{Zn-TiH}_2/\text{Fe}$ 法^[25]。固态有机碳样品(如POC、植物、土壤、沉积物等)通常采用高温燃烧法制备 CO_2 ^[26]。水体DOC样品制备 CO_2 主要方法如下:

(1)高温燃烧法。先向水体滴加6 mol/L的盐酸去除无机碳,随后通过旋转蒸发、超滤等^[27]方式对样品进行浓缩。浓缩后的样品再冷冻干燥为固态样品,称取一定量的固态样品(含碳量为1 mg)和2 g CuO于石英管,真空状态(10^{-5} mbar)下熔封,850 °C高温燃烧约6 h。样品中有机碳全部转化为 CO_2 气体。高温燃烧法具有氧化能力强,所需样品少,操作简单、快速等优点(表1)。其缺点主要为燃烧过程中氧化温度难以精确控制;且由于水体DOC含量低,为达到AMS测定最低含碳量需进行浓缩,而浓缩过程中易造成样品盐分富集,在高温条件下盐分腐蚀石英管,造成石英管破损, CO_2 气体逃逸。为避免以上情况发生,样品燃烧前可采用“双层石英管”封管法。DOC样品于60 °C充分干燥后,装于小石英管(Φ 6 mm)中,再将小石英管封装于大石英管(Φ 9 mm)。如此可降低在高温燃烧过程中因样品水分和盐分造成爆管的概率。

(2)紫外氧化法。水体DOC样品置于石英管(预先在850 °C,加热2 h)中,加入85%的磷酸调节pH~2.5,经超高纯氮气(99.99%)吹脱20~

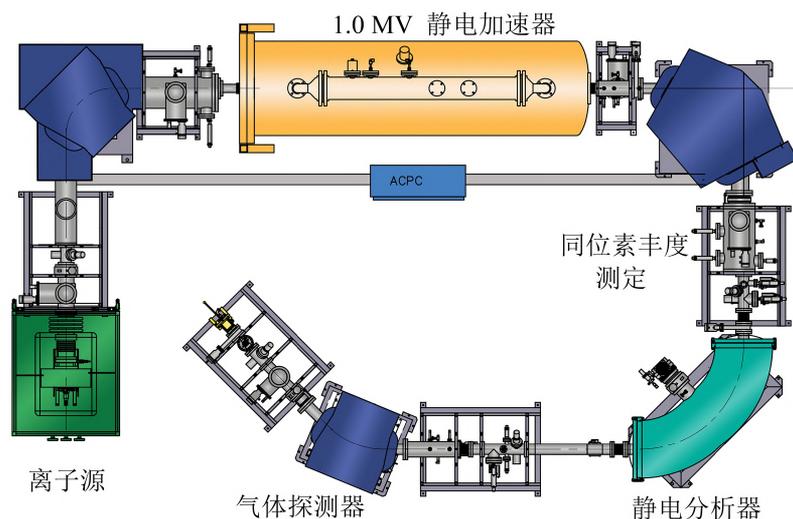


图2 中国科学院地球化学研究所加速器质谱系统结构图

Fig. 2 Diagrammatic representation of the AMS in Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences

表1 DOC样品转化为CO₂常用方法及其优缺点^[32-35]

方法类型	优点	缺点
高温燃烧法	装置简单,成本低,易掌握;氧化能力强;氧化效率高,可同时制备多个样品;氧化颗粒;精度高	步骤繁琐,样品损失,盐分影响大,氧化温度难以控制,氧化不完全
紫外氧化法	空白低;能分析含盐量高的样品,适合大体积低含量;精度高	分析时间长,1~2个样/天;紫外光易受影响,不稳定
化学湿法氧化	准确度高,灵敏度高,安全性能好;效率高,耗时少;交叉污染小;空白低	氧化能力不强,氧化不充分;不适合咸水(Cl ⁻ 干扰氧化)

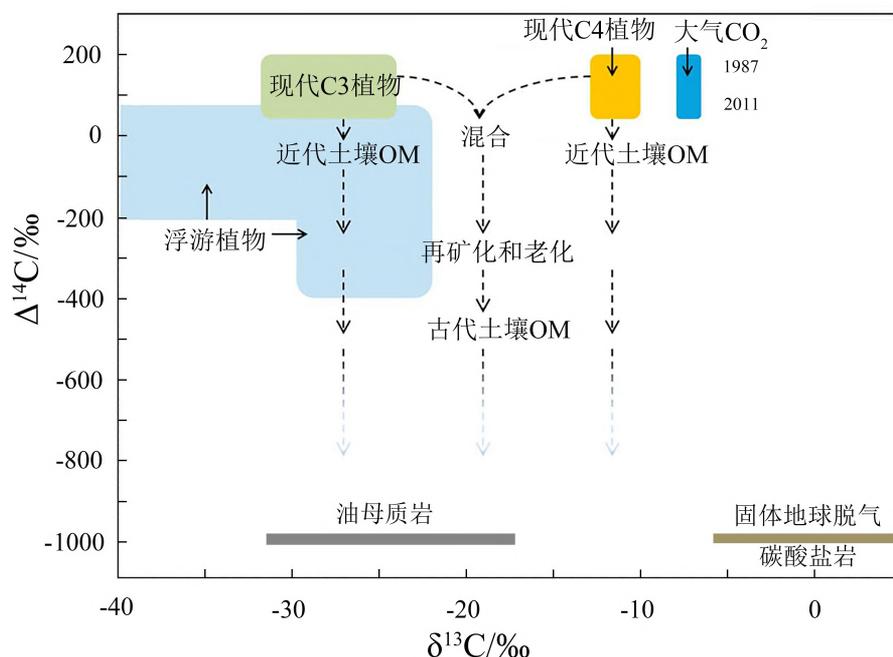
30 min 以去除无机碳。利用中压汞弧紫外灯照射 4 h,使 DOC 氧化产生 CO₂。紫外氧化后,再用超高纯氮气吹出氧化产物 CO₂,在高真空线上(10⁻⁵ mbar)收集,测量其体积后,CO₂被密封在玻璃管中用于¹⁴C 分析^[28-30]。相对于高温燃烧法和化学湿法氧化法,紫外氧化法适于分析含盐量高的样品,Cl⁻不会干扰制备 CO₂,具有空白低、适合低含量样品分析等特点。但由于采用中压汞弧紫外灯照射,照射时间长,导致效率低,处理样品数少;且不同有机化合物的氧化率也不同,存在样品氧化不完全等缺点(表 1)。

(3)化学湿法氧化法。DOC 样品先加入已抽好真空的玻璃瓶,然后再注入 85%的磷酸,酸化至 pH < 2,随后加入氧化剂(过硫酸钠、过硫酸钾等)。由于样品浓度不同,以测定最低含碳量(1 mg C)为目标;氧化剂的添加量至少为将 1 mg 有机碳转化为 CO₂ 所需的 10 倍^[31]。将样品加热到 100 °C 维持 1

h,此时 DOC 可全部转化为 CO₂。高温条件下过硫酸盐氧化剂能将有机物中的碳氧化成 CO₂,CO₂ 导入真空系统完成纯化后,转移到真空管线中已知体积的截面上以计算 CO₂ 的质量。化学湿法氧化具有低空白、操作简便的优点,可快速制备和分析样品(表 1)。与燃烧法相比,化学氧化时水中溶解性物质不干扰 CO₂ 制备过程^[32-35],不会因盐分导致石英管破损,造成 CO₂ 泄露。但是样品若为咸水时,高浓度的 Cl⁻ 将干扰反应^[35],由于过硫酸盐氧化能力弱,反应过程中也可能存在氧化不充分的现象。

3 天然放射性碳同位素在地表水环境碳循环中的应用

$\Delta^{14}\text{C}$ 在示踪有机碳来源及其迁移转化方面具有明显优势:(1)有机质的 $\Delta^{14}\text{C}$ 变化范围更宽(-1000‰ ~ +250‰)(图 3),这意味着当来源的 $\delta^{13}\text{C}$ 发生重叠时, $\Delta^{14}\text{C}$ 可作为一强有力技术手段区

图3 全球河流碳库主要来源的碳同位素组成($\delta^{13}\text{C}-\Delta^{14}\text{C}$)(据文献[37])Fig. 3 Carbon isotope composition of the main sources of global river carbon pool defined by natural abundance stable ($\delta^{13}\text{C}$) and radiocarbon ($\Delta^{14}\text{C}$)(from ref. [37])

分有机碳的来源^[9,20]。(2)有机质迁移转化过程中,结构会发生改变,而 $\Delta^{14}\text{C}$ 始终保持最初的碳来源信号,有利于开展示踪研究^[9,36]。(3)在 $\Delta^{14}\text{C}$ 的分析测试和计算过程中,已对植物碳同位素分馏进行过校正,因此特定物质的 $\Delta^{14}\text{C}$ 只随时间发生变化, $\Delta^{14}\text{C}$ 不仅提供碳库来源信息,还提供了年龄与居留时间等独特信息^[8]。(4) $\Delta^{14}\text{C}$ 不仅能定性区分有机碳来源,还能直接应用于同位素混合模型计算,定量区分有机碳来源^[5,22]。由于 $\Delta^{14}\text{C}$ 在示踪有机碳来源和迁移转化过程方面的独特优势,已在地表水有机碳循环等方面开展了大量研究,被广泛应用于湖泊、河流系统碳循环研究。

3.1 天然放射性碳同位素 $\Delta^{14}\text{C}$ 在河流系统中的应用

放射性碳同位素由于其强大的示踪能力已广泛应用于河流系统碳来源研究,可示踪碳库的起源及其在水生生态系统中的循环^[37-39]。研究碳在河流中的循环过程,首先必须了解水体中各种形态碳的转化及循环。水体POC、DOC不断发生转化,POC降解释放DOC,光合作用利用溶解无机碳(DIC)转化为POC,通过放射性碳同位素值可以对迁移转化过程进行示踪。河流输送的有机碳组分的年龄从数千年到现代不等,世界河流中 $\delta^{13}\text{C}$ -POC主要分布在 $-30\text{‰} \sim -25\text{‰}$,POC的 $\Delta^{14}\text{C}$ 分布范围

为 $-400\text{‰} \sim +200\text{‰}$ ^[39]。我国河流相对于世界其他河流的POC- $\Delta^{14}\text{C}$ 值偏负(图4),说明其年龄偏老,循环时间尺度长(部分区域除外,如碳酸盐岩地区)。对 $\Delta^{14}\text{C}-\delta^{13}\text{C}$ 在世界河流中不同形态碳的分布进行总结,发现:1)黄河POC碳同位素组成季节性变化小,与端元 $\Delta^{14}\text{C}-\delta^{13}\text{C}$ (图3)对比发现POC主要来源于黄土高原的C3植被、黄土-古土壤和古老的岩石^[40]。黄河流量大,流域水土流失严重,偏老的POC通过河岸的塌陷或周围土壤的侵蚀将深层土壤中较“老”的POC带入河流^[40-41],使 $\Delta^{14}\text{C}$ 值偏负,年龄偏老。2)以碳酸盐岩为主的珠江流域,水体POC- $\Delta^{14}\text{C}$ 偏负,Lin等^[42]推测其主要源于年代较老的中深层土壤有机质和岩石化石有机碳。但Liu等^[43]深入研究发现这一推测可能存在偏差。珠江POC主要来源为内源有机碳,因珠江位于喀斯特地区,喀斯特地区的DIC具有偏负的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值,导致新生成的POC- $\Delta^{14}\text{C}$ 也同样偏负。因此POC表现偏“老”,但实际是新近形成。由此可见,河流POC的来源不能仅根据 $\Delta^{14}\text{C}$ 值来简单判断,还需综合考虑河流系统中碳的迁移转化路径。不同地质背景,气候水文条件下的河流生态系统有机碳来源及迁移转化过程各异,水体有机碳来源及放射性同位素组成存在明显的季节变化并受到多种因素共同影响。例如:Congo河支流流量低时(2011

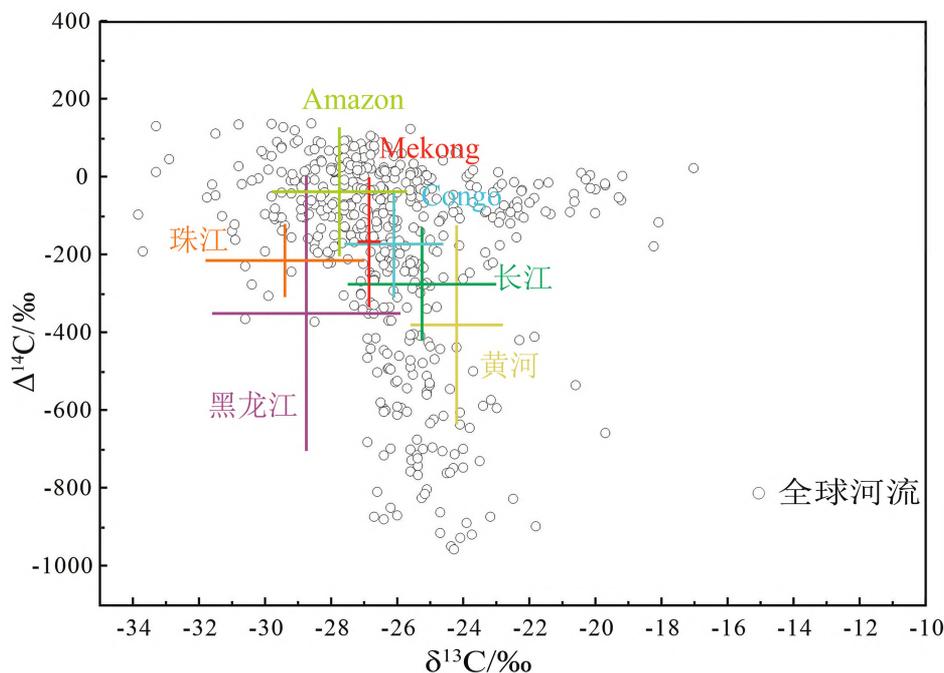


图4 世界河流颗粒有机碳(POC)碳同位素特征图(据文献[9,13,37-40,44-52])

Fig. 4 Plots of the isotopic values of particulate organic carbon (POC) for the world rivers(from ref. [9,13,37-40,44-52])

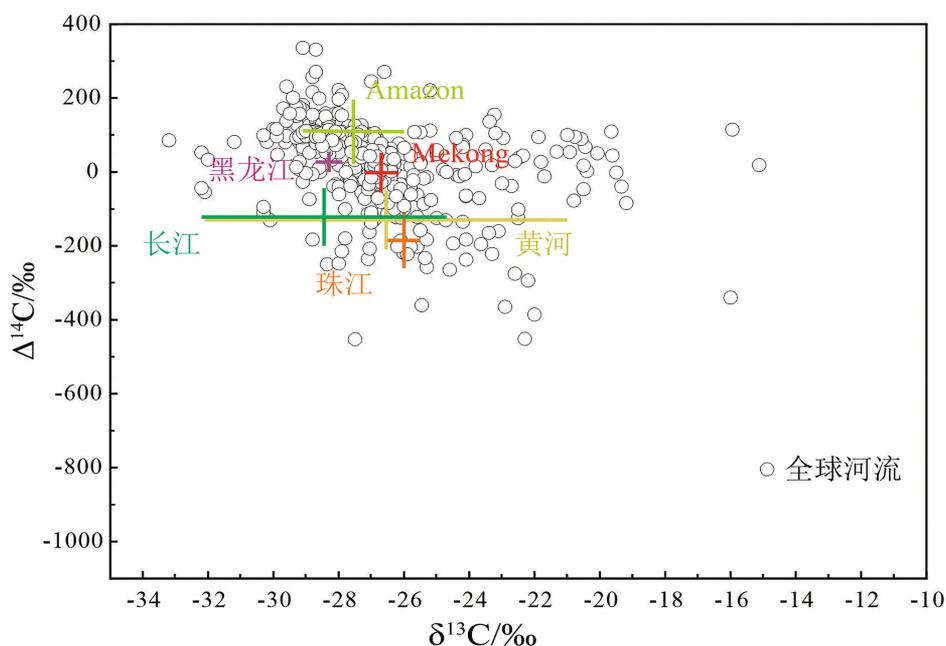


图 5 世界河流溶解有机碳 (DOC) 碳同位素特征图 (据文献 [9, 13, 37-40, 44-52])

Fig. 5 Plots of the isotopic values of dissolved organic carbon (DOC) for the world rivers (from ref. [9, 13, 37-40, 44-52])

年), Congo 河 $\Delta^{14}\text{C}$ 值 (年平均值: $-148\text{‰} \pm 82\text{‰}$) 偏负, 而 2013 年流量达最大时, $\Delta^{14}\text{C}$ 值约为 -50‰ 。这与我们通常认为河流流量大, 侵蚀作用强, 使较多老碳进入河流相悖, 说明整个流域水文变化是 POM 源的主要控制因素^[44]。

世界河流中 $\delta^{13}\text{C}$ -DOC 值主要分布在 $-30\text{‰} \sim -25\text{‰}$, $\Delta^{14}\text{C}$ 值集中分布在 $-200\text{‰} \sim +200\text{‰}$, 而 $\delta^{13}\text{C}$ -POC 主要分布在 $-30\text{‰} \sim -25\text{‰}$, POC 的 $\Delta^{14}\text{C}$ 分布范围为 $-400\text{‰} \sim +200\text{‰}$ 。河流 POC 与 DOC 的全球 $\Delta^{14}\text{C}$ 数据对比发现, 几乎所有 DOC 较 POC 偏正 (图 4、图 5), 其循环时间尺度更短, 表明 POC 与 DOC 存在不同来源^[39]。Marwick 等人认为 DOC 主要来源于年轻的有机质降解^[37]。类似的, Amazon 河的 DOC- $\Delta^{14}\text{C}$ 比我国的主要大型河流偏正, 说明河流中 DOC 较为年轻, 来自流域植物初级生产^[38]。对比全球河流碳库主要碳源的 $\Delta^{14}\text{C}$ - $\delta^{13}\text{C}$, 发现我国黄河 DOC 的主要来源是 C3 植物 (图 3), 其贡献率呈季节性变化^[40-41]。不同来源对河流 DOC 的贡献率是多种驱动因素的函数, 包括气候、流量、植被覆盖、土壤碳储量和人为干扰^[37]。分析全球河流 (135 个流域) 的 DOC- $\Delta^{14}\text{C}$ 数据发现, 人为干扰 (包括农业和城市住区的土地利用类型变化) 增加了河流中老碳的流动, 使 DOC 的 $\Delta^{14}\text{C}$ 偏负^[53], 如中国的长江、黄河。流域大小也存在一定影响, 较大的流域通常 $\Delta^{14}\text{C}$ 值更负^[53-54]。河流生态系统碳循环

中, 往往忽视了永冻层释放 DOC 对河流碳库的贡献。但越来越多的 $\Delta^{14}\text{C}$ 数据表明, 永冻土融化推动着碳从土壤到淡水和海洋生态系统横向通量的变化。永冻层作为陆地碳库最大的组成部分, 其有机碳储量是大气中有机碳储量的两倍, 随着温室效应的不断加剧, 永冻层已开始解冻, 从而释放老碳进入水生系统, 造成 $\Delta^{14}\text{C}$ 严重偏负^[55-56]。如青藏高原永冻层附近的溪流, 其 DOM 主要来源于活性层^[57], DOC 的 ^{14}C 年龄与世界其它河流相比明显偏老。冻土区河流的 $\Delta^{14}\text{C}$ -DOC 存在季节性差异, 反映了浅层永冻土到深层永冻土对河流贡献的变化, 春季融雪期 $\Delta^{14}\text{C}$ 偏正, 在冬季 $\Delta^{14}\text{C}$ 偏负^[45]。

3.2 天然放射性碳同位素 $\Delta^{14}\text{C}$ 在湖泊系统中的应用

流域输送的大量有机碳进入湖泊, 这些有机碳可能在运输过程中发生矿化、掩埋。在水生生态系统中示踪有机碳的来源和归宿仍然是一个重大的挑战, $\delta^{13}\text{C}$ 通常被用来量化陆源有机碳对水生生态系统的贡献。然而, 不同来源有机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值经常发生重叠^[16], 无法有效识别来源。 $\Delta^{14}\text{C}$ 由于其独特的优势, 弥补了这一不足, $\Delta^{14}\text{C}$ 是研究水生生态系统中有机碳交换和代谢的有用工具。目前 $\Delta^{14}\text{C}$ 已广泛用于湖泊生态系统, 以追踪有机碳的来源和循环时间, 有助于理解水生生态系统功能和全球碳循环。

POC在湖泊系统的碳循环和能量流动中起着重要的作用,对比不同湖泊POC的 $\Delta^{14}\text{C}$ 时空变化特征,有助于厘清湖泊水体POC来源的主要控制因素,揭示其来源与迁移转化过程。湖泊水体POC的 $\Delta^{14}\text{C}$ 在不同季节、湖区和水深之间存在显著差异,反映了各来源对POC的贡献。Superior湖作为典型的贫营养湖泊,在春季混合和夏季分层期间,POC的 $\Delta^{14}\text{C}$ 在全湖变化很大(表2),范围为 $-303\text{‰} \sim -58\text{‰}$,可能由于不同季节,湖泊支流的流量不同,受流量影响的河流侵蚀作用强度存在差异,导致贡献的POC的 $\Delta^{14}\text{C}$ 年龄不同^[36]。其 $\Delta^{14}\text{C}$ 结果显示Superior湖POC的主要来源为藻源有机碳,其次为沉积物再悬浮有机碳^[36]。沉积物再悬浮有机碳的贡献可能会造成湖泊底层水体POC的 $\Delta^{14}\text{C}$ 比表层更负,这主要是因为湖泊底部沉积物再悬浮作用使沉积物中“老”碳重新进入水体^[6,16]。同为贫营养湖泊的抚仙湖,POC主要来源也相似。抚仙湖 $\delta^{13}\text{C}$ 主要分布在 $-28.8\text{‰} \sim -24.8\text{‰}$, $\Delta^{14}\text{C}$ 主要分布在 $-125\text{‰} \sim 20\text{‰}$,Chen等基于各来源端元的 $\Delta^{14}\text{C} - \delta^{13}\text{C}$ 特征值,利用同位素混合模型定量计算出水体POC的主要来源为藻类(61%),沉积物再悬浮贡献17%,陆源最小^[16]。对于富营养化湖泊滇池,POC的 $\Delta^{14}\text{C}$ 集中分布在 $-232\text{‰} \sim -18\text{‰}$,藻类控制着滇池水生生态系统的物质循环和能量流动,对滇池水体有机碳迁移转化具有重要影响。虽然在上述湖泊中陆源输入并不是控制POC的主要来源,但其对 $\Delta^{14}\text{C}$ 仍会造成一定影响,反映了陆源输入的相对重要性因湖泊位置和水文而异。 $\Delta^{14}\text{C}$ 能够揭示全球不同类型湖泊流域碳循环的路径,厘清POC对湖泊沉积物的输入是评估碳通量和归宿的关键。如爱尔兰碱性湖泊中,Keaveney等利用 $\Delta^{14}\text{C}$ 探究碳循环

过程,确定了陆生碳的来源与归宿,显示该湖泊所有碳库以及生物群落的碳都来源于陆地,部分碳被埋藏和储存在沉积物中^[58]。目前,全球碳收支没有考虑岩石成因的POC对湖泊沉积物埋藏碳的贡献,但相关研究发现岩石成因的POC已经成为现代河流和海洋沉积物有机质的重要贡献者^[59]。如Constance湖,联合使用 $\Delta^{14}\text{C}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 发现湖泊沉积物中埋藏了大量岩石成因的POC(约11 Gg/a),其影响力被显著低估^[60]。

目前利用 $\Delta^{14}\text{C}$ 开展湖泊水体DOC来源与循环过程方面的研究相对较少,尚未取得整体性认识。在全球湖泊碳同位素值中(表2)发现贫营养湖泊Towada湖水体DOC的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值($-749\text{‰} \sim -515\text{‰}$)和 $\delta^{13}\text{C}$ 值($-29.0\text{‰} \sim -27.9\text{‰}$)与腐殖质相似,说明陆源有机物在湖泊中起着重要作用,而内源有机物对DOC的贡献可忽略不计^[61]。虽然这部分浮游植物来源的DOC很容易分解,但DOC的变化对碳同位素值也有一定影响。这或许能够解释为什么同样位于日本的富营养型湖泊霞浦湖DOC的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值相对于Towada湖更偏正,即霞浦湖有较多藻源碳的输入,但其 $\Delta^{14}\text{C}$ 值($-235\text{‰} \sim -75\text{‰}$)表明陆源仍是其主要来源^[62]。陆源 $\Delta^{14}\text{C}$ 值在一定程度上显示了湖泊周围的流域情况,夏季流域内的侵蚀作用强,将土壤、岩石中的大量老碳带入水体。值得注意的是,喀斯特地区湖泊DIC- $\Delta^{14}\text{C}$ 偏负,使新生成的POC- $\Delta^{14}\text{C}$ 也偏负,新生成POC通过降解进入DOC碳库时,会使新产生的DOC表观上变得相对更老(实际为年轻碳)^[65]。同为富营养型湖泊兴庆湖,其水体DOC的 $\Delta^{14}\text{C}$ 相对其他湖泊明显偏正,王亚等推测藻类等浮游生物产生的内源碳贡献较高,同时人为干扰(天然植物洗涤剂的使用使得更多的生物

表2 湖泊DOC和POC的碳同位素取值范围

Table 2 Ranges in published values of paired $\Delta^{14}\text{C}$ and $\delta^{13}\text{C}$ measurements of DOC and POC in lakes

湖泊	地理位置	DOC		POC		参考文献
		$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$	$\Delta^{14}\text{C}/\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$	$\Delta^{14}\text{C}/\text{‰}$	
Towada	日本	$-29.0 \sim -27.9$	$-749 \sim -515$	*	*	[61]
Superior	美国,加拿大	$-28.3 \sim -25.9$	$-10 \sim 8$	$-34.9 \sim -27.2$	$-303 \sim 58$	[5]
霞浦湖	日本	$-25.9 \sim -24.2$	$-235 \sim -75$	*	*	[62]
Lower Lough Erne	北爱尔兰	-28.5	-20.3	*	-122.3 ± 32.6	[58]
抚仙湖	中国	*	*	$-28.8 \sim -24.8$	$-125 \sim 20$	[16]
青藏高原湖泊	中国	$-28.8 \sim -22.2$	$-159.2 \sim -70.2$	$-26.7 \sim -24.2$	$-249.3 \sim -98.5$	[63]
扎龙湖	中国	*	*	$-30.9 \sim -30.8$	$-82 \sim 2.9$	[52]
青海湖	中国	$-26.1 \sim -25$	$-97 \sim -83$	$-25.7 \sim -24.4$	$-42 \sim -20$	[15]
兴庆湖	中国	$-29.2 \sim -28.1$	$-32.2 \sim 6.6$	*	*	[64]

注: * 表示无数据。

来源碳进入兴庆湖)也有可能影响兴庆湖 $\Delta^{14}\text{C}$ 值^[64]。Superior 湖 DOC 潜在来源是浮游植物分解、悬浮 POC 的解吸、陆地输入,以及沉积物孔隙水释放。在春季混合过程中,由于 $\Delta^{14}\text{C}$ 偏负的有机碳的显著贡献使低分子量 DOC ($\Delta^{14}\text{C} = 25\% \sim 43\%$) 和高分子量 DOC ($\Delta^{14}\text{C} = 22\% \sim 32\%$) 相对于湖泊 DIC 的 $\Delta^{14}\text{C}$ ($\Delta^{14}\text{C} = \sim 59\%$) 明显降低^[36]。湖泊分层期间,表层水(光合作用)和深层水(沉积物再悬浮和孔隙水释放)的不同过程控制了新和老 DOC 在水体中的相对贡献,表现为 Superior 湖分层期底层 DOC 的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值为 -158% ,较上层水的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值明显偏负,“老碳”的贡献相对较大^[36]。

DOC 作为淡水系统中最大的有机碳库,在食物网中的碳和能量流动中起着重要作用^[66]。 $\Delta^{14}\text{C}$ 能够有效评估湖泊水生生态系统中外源和内生碳源对食物网的贡献以及区分新老 DOC 对水生消费者的贡献^[67]。青藏高原湖泊 DOC 呈“负”的 $\Delta^{14}\text{C}$ 特征 ($-159.2\% \sim -70.2\%$),与浮游动物的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值 ($-264\% \sim -45\%$) 接近,浮游动物主要食物来源是 $\Delta^{14}\text{C}$ 偏负的初级生产者(浮游植物和沉水植物)^[63],外源有机碳和溶解有机碳仅占浮游动物利用总碳的 4.7% 和 3.1%^[68]。由于其流域水文条件

大相径庭,不同湖泊 DOC 的主要来源也各不相同。夏季北爱尔兰的湖泊来源与青藏高原湖泊相似,浮游动物的 $\Delta^{14}\text{C}$ 与夏季的藻源相近;而冬季 DOC 的 $\Delta^{14}\text{C}$ 数据表明陆源为主要来源^[59]。

4 天然放射性碳同位素在地表水体碳来源与循环中应用展望

天然放射性碳同位素 $\Delta^{14}\text{C}$ 在地表水体有机碳循环的应用受到各国学者密切关注, $\Delta^{14}\text{C}$ 的优势在研究中不断凸显,使得其应用越来越广泛。目前很多学者利用 $\Delta^{14}\text{C}$ 在碳的来源和迁移转化过程方面已经取得了大量的研究成果,但仍缺乏流域尺度长时间序列的系统性研究。未来应聚焦于不同碳库之间的相互转化机制、生物地球化学过程对碳同位素组成的影响、外源输入碳在水生生态系统中迁移转化过程以及不同分子量 DOC 的研究。针对这几个方面尚未建立完整的理论体系,对这部分内容进行深入研究将有助于理解地表水生态系统功能及其碳循环。在分析手段方面应结合其他如核磁共振(NMR)、傅里叶变换离子回旋共振质谱(FTICR-MS)等先进的分析技术从化学组成和分子水平等方面精细刻画表生环境中碳的来源与循环过程。

参 考 文 献

- [1] Krissansen-Totton J, Catling D C. A coupled carbon-silicon cycle model over Earth history: Reverse weathering as a possible explanation of a warm mid-Proterozoic climate[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2020, 537: 116181.
- [2] Battin T J, Luysaert S, Kaplan L A, et al. The boundless carbon cycle[J]. *Nature Geoscience*, 2009, 2(9): 598-600.
- [3] Tranvik L J, Downing J A, Cotner J B, et al. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate[J]. *Limnology and Oceanography*, 2009, 54(6): 2298-2314.
- [4] Bauer J E, Cai W J, Raymond P A, et al. The changing carbon cycle of the coastal ocean[J]. *Nature*, 2013, 504: 61-70.
- [5] Zigah P K, Minor E C, Werne J P. Radiocarbon and stable-isotope geochemistry of organic and inorganic carbon in Lake Superior[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2012, 26(1): 1346-1366.
- [6] Zigah P K, Minor E C, Werne J P, et al. An isotopic ($\Delta^{14}\text{C}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) investigation of the composition of particulate organic matter and zooplankton food sources in Lake Superior and across a size-gradient of aquatic systems[J]. *Biogeosciences*, 2012, 9(9): 3663-3678.
- [7] 吴丰昌. 天然有机质及其与污染物的相互作用[M]. 北京: 科学出版社, 2010.
- [8] Bauer J E, Bianchi T S. Dissolved organic carbon cycling and transformation[M]. Netherlands: Elsevier Inc, 2011: 7-67.
- [9] Raymond P A, Bauer J E. Riverine export of aged terrestrial organic matter to the North Atlantic Ocean[J]. *Nature*, 2001, 409(6819): 497-500.
- [10] 王旭晨, 戴民汉. 天然放射性碳同位素在海洋有机地球化学中的应用[J]. *地球科学进展*, 2002, 17(3): 348-354.
- [11] Nakamura T, Masuda K, Miyake F, et al. High-precision age determination of Holocene samples by radiocarbon dating with accelerator mass spectrometry at Nagoya University[J]. *Quaternary International*, 2015, 397: 250-257.
- [12] Yates A B, Smith A M, Bertuch F, et al. Radiocarbon-dating adhesive and wooden residues from stone tools by Accelerator Mass Spectrometry (AMS): Challenges and insights encountered in a case study[J]. *Journal of Archaeological Science*, 2015, 61: 45-58.
- [13] Kang S J, Kim J H, Hwang J H, et al. Seasonal contrast of particulate organic carbon (POC) characteristics in the Geum and Seomjin estuary systems (South Korea) revealed by carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}$ and $\Delta^{14}\text{C}$) analyses[J]. *Water Research*, 2020, 187: 116442.
- [14] Druffel E R M, Griffin S, Wang N, et al. Dissolved organic radiocarbon in the Central Pacific Ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 2019, 46(10): 5396-5403.

- [15] Jull A J T, Burr G S, Zhou W, et al. ^{14}C Measurements of dissolved inorganic and organic Carbon in Qinghai Lake and inflowing rivers (NE Tibet, Qinghai Plateau), China[J]. *Radiocarbon*, 2014, 56(3): 1115–1127.
- [16] Chen J A, Yang H Q, Zeng Y, et al. Combined use of radiocarbon and stable carbon isotope to constrain the sources and cycling of particulate organic carbon in a large freshwater lake, China[J]. *The Science of the Total Environment*, 2018, 625: 27–38.
- [17] Agnihotri R, Gahlaud S K S, Patel N, et al. Radiocarbon measurements using new automated graphite preparation laboratory coupled with stable isotope mass-spectrometry at Birbal Sahni Institute of Palaeosciences, Lucknow (India)[J]. *Journal of Environmental Radioactivity*, 2020, 213: 106156.
- [18] Cook G, Scott E M, Harkness D D. Radiocarbon as a tracer in the global carbon cycle[J]. *Radioactivity in the Environment*, 2010, 16(9): 89–137.
- [19] Kontul I, Svetlik I, Povinec P P, et al. Radiocarbon in tree rings from a clean air region in Slovakia[J]. *Journal of Environmental Radioactivity*, 2020, 218: 106237.
- [20] Larsen T, Yokoyama Y, Fernandes R. Radiocarbon in ecology: Insights and perspectives from aquatic and terrestrial studies[J]. *Methods in Ecology & Evolution*, 2018 9(1): 181–190.
- [21] Schuur E A G, Druffel E, Trumbore S E. Radiocarbon and climate change-mechanisms, applications and laboratory techniques[M]. Switzerland: Springer Nature, 2016.
- [22] Menichol A P, Aluwihare L I. The power of radiocarbon in biogeochemical studies of the marine carbon cycle: Insights from studies of dissolved and particulate organic carbon (DOC and POC)[J]. *Chemical Reviews*, 2007, 107(2): 443–466.
- [23] Barile F, Barone S, Fedi M E, et al. The new sample preparation line for radiocarbon measurements at the INFN Bari Laboratory[J]. *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research*, 2019, 936: 75–77.
- [24] Stuiver M, Polach H A. Discussion: Reporting of ^{14}C data[J]. *Radiocarbon*, 1977, 19(3): 355–363.
- [25] Xu X, Trumbore S E, Zheng S, et al. Modifying a sealed tube zinc reduction method for preparation of AMS graphite targets: Reducing background and attaining high precision[J]. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 2007, 259(1): 320–329.
- [26] Maciejewska A, Pempkowiak J. DOC and POC in the water column of the southern Baltic: Part I. Evaluation of factors influencing sources, distribution and concentration dynamics of organic matter[J]. *Oceanologia*, 2014, 56(3): 523–548.
- [27] Moody C S. A comparison of methods for the extraction of dissolved organic matter from freshwaters[J]. *Water Research*, 2020, 184: 116114.
- [28] Beaupré S R, Druffel E R, Griffin S. A low-blank photochemical extraction system for concentration and isotopic analyses of marine dissolved organic carbon[J]. *Limnology & Oceanography Methods*, 2007, 5(6): 174–184.
- [29] Griffin S, Beaupré S R, Druffel E R M. An alternate method of diluting dissolved organic carbon seawater samples for ^{14}C analysis[J]. *Radiocarbon*, 2010, 52(3): 1224–1229.
- [30] Walker B D, Beaupré S R, Griffin S, et al. UV photochemical oxidation and extraction of marine dissolved organic carbon at UC Irvine: Status, surprises, and methodological recommendations[J]. *Radiocarbon*, 2019, 61(5): 1603–1617.
- [31] Murseli S, Middlestead P, St-Jean G, et al. The preparation of water (DIC, DOC) and gas (CO_2 , CH_4) samples for radiocarbon analysis at AEL-AMS, Ottawa, Canada[J]. *Radiocarbon*, 2019:1–9.
- [32] Zhou Y Z, Guo H M, Lu H, et al. Analytical methods and application of stable isotopes in dissolved organic carbon and inorganic carbon in groundwater[J]. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 2015, 29(19):1827–1835.
- [33] Lang S Q, McIntyre C P, Bernasconi S M, et al. Rapid ^{14}C analysis of dissolved organic carbon in non-saline waters[J]. *Radiocarbon*, 2016, 58(3): 505–515.
- [34] Leonard A, Castle S, Burr G C, et al. A wet oxidation method for AMS radiocarbon analysis of dissolved organic carbon in water[J]. *Radiocarbon*, 2013, 55(2–3): 545–552.
- [35] 孟莉萍, 保莉, 杨海兰, 等. 水中 ^{14}C 的样品制备与分析方法研究[J]. *环境科学与管理*, 2017, 42(8): 139–142.
- [36] Zigah P K, Minor E C, Werne J P, et al. Radiocarbon and stable carbon isotopic insights into provenance and cycling of carbon in Lake Superior[J]. *Limnology and Oceanography*, 2011, 56: 867–886.
- [37] Marwick T R, Tamooh F, Teodoru C R, et al. The age of river-transported carbon: A global perspective[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2015, 29(2): 122–137.
- [38] Mayorga E, Aufdenkampe A K, Masiello C A, et al. Young organic matter as a source of carbon dioxide outgassing from Amazonian rivers[J]. *Nature*, 2005, 436(7050): 538–541.
- [39] 单森, 齐远志, 罗春乐, 等. 中国主要河流输送陆源碳的同位素特征及影响因素[J]. *地球科学进展*, 2020, 35(9): 948–961.
- [40] Qu Y X, Jin Z D, Wang J, et al. The sources and seasonal fluxes of particulate organic carbon in the Yellow River[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2020, 45(9): 2004–2019.
- [41] Xue Y, Zou L, Ge T, et al. Mobilization and export of millennial-aged organic carbon by the Yellow River[J]. *Limnology & Oceanography*, 2017, 62: S95–S111.

- [42] Lin B Z, Liu Z F, Eglinton T I, et al. Perspectives on provenance and alteration of suspended and sedimentary organic matter in the subtropical Pearl River system, South China[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2019, 259: 270–287.
- [43] Liu Z H, Zhao M, Sun H L, et al. “Old” carbon entering the South China Sea from the carbonate-rich Pearl River Basin: Coupled action of carbonate weathering and aquatic photosynthesis[J]. *Applied Geochemistry*, 2017, 78: 96–104.
- [44] Hemingway J D, Schefuß E, Spencer R G M, et al. Hydrologic controls on seasonal and inter-annual variability of Congo River particulate organic matter source and reservoir age[J]. *Chemical Geology*, 2017, 466: 454–465.
- [45] O'Donnell J A, Aiken G R, Walvoord M A, et al. Using dissolved organic matter age and composition to detect permafrost thaw in boreal watersheds of interior Alaska[J]. *Journal of Geophysical Research Biogeosciences*, 2014, 119(11): 2155–2170.
- [46] Tao S Q, Eglinton T I, Zhang L, et al. Temporal variability in composition and fluxes of Yellow River particulate organic matter[J]. *Limnology and Oceanography*, 2018, 63(S1): S119–S141.
- [47] Moreira-Turcq P, Bonnet M, Amorim M, et al. Seasonal variability in concentration, composition, age, and fluxes of particulate organic carbon exchanged between the floodplain and Amazon River[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2013, 27(1): 119–130.
- [48] Martin E E, Ingalls A E, Richey J E, et al. Age of riverine carbon suggests rapid export of terrestrial primary production in tropics[J]. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(21): 5687–5691.
- [49] Spiker E C, Rubin M. Petroleum pollutants in surface and groundwater as indicated by the carbon-14 activity of dissolved organic carbon[J]. *Science*, 1975, 187(4171): 61–64.
- [50] Wang X C, Ma H Q, Li R H, et al. Seasonal fluxes and source variation of organic carbon transported by two major Chinese Rivers: The Yellow River and Changjiang (Yangtze) River[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2012, 26(2): GB2025.
- [51] Kao S, Liu K. Particulate organic carbon export from a subtropical mountainous river (LanyangHsi) in Taiwan[J]. *Limnology and Oceanography*, 1996, 41(8): 1749–1757.
- [52] 侯青叶, 杨忠芳, 余涛, 等. 乌裕尔河流域颗粒有机碳的来源: 碳同位素证据[J]. *地学前缘*, 2011, 18(6): 150–160.
- [53] Butman D E, Wilson H F, Barnes R T, et al. Increased mobilization of aged carbon to rivers by human disturbance[J]. *Nature Geoscience*, 2015, 8: 112–116.
- [54] Caraco N, Bauer J E, Cole J J, et al. Millennial-aged organic carbon subsidies to a modern river food web[J]. *Ecology*, 2010, 91(8): 2385–2393.
- [55] Cory R M, Ward C P, Crump B C, et al. Sunlight controls water column processing of carbon in arctic fresh waters[J]. *Science*, 2014, 345: 925–928.
- [56] Drake T W, Wickland K P, Spencer R G M, et al. Ancient low-molecular-weight organic acids in permafrost fuel rapid carbon dioxide production upon thaw[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2015, 112(45): 13946–13951.
- [57] Wang Y, Spencer R G M, Podgorski D C, et al. Spatiotemporal transformation of dissolved organic matter along an alpine stream flow path on the Qinghai - Tibet Plateau: Importance of source and permafrost degradation[J]. *Biogeosciences*, 2018, 15(21): 6637–6648.
- [58] Keaveney E M, Reimer P J, Foy R H. Young, old, and weathered carbon. Part 2: Using radiocarbon and stable isotopes to identify terrestrial carbon support of the food web in an alkaline, humic lake[J]. *Radiocarbon*, 2015, 57(3): 425–438.
- [59] Dickens A F, Gelin Y, Masiello C A, et al. Reburial of fossil organic carbon in marine sediments[J]. *Nature*, 2004, 427(6972): 336–339.
- [60] Blattmann T M, Wessels M, McIntyre C P, et al. Petrogenic organic carbon retention in terrestrial basins: A case study from perialpine Lake Constance[J]. *Chemical Geology*, 2019, 503: 52–60.
- [61] Nara F W, Imai A, Uchida M, et al. High contribution of recalcitrant organic matter to DOC in a Japanese Oligotrophic Lake revealed by ¹⁴C measurements[J]. *Radiocarbon*, 2010, 52(3): 1078–1083.
- [62] Nara F, Imai A, Yoneda M, et al. Seasonal variation in sources of dissolved organic carbon in a lacustrine environment revealed by paired isotopic measurements ($\Delta^{14}\text{C}$ and $\delta^{13}\text{C}$)[J]. *Radiocarbon*, 2007, 49(2): 767–773.
- [63] Su Y, Hu E, Liu Z, et al. Assimilation of ancient organic carbon by zooplankton in Tibetan Plateau lakes is depending on watershed characteristics[J]. *Limnology and Oceanography*, 2018, 63(6): 2359–2371.
- [64] 王亚, 周卫健, 程鹏. 碳同位素方法在水体溶解有机碳来源解析中的应用[J]. *地球环境学报*, 2020, 11(4): 435–446.
- [65] Yi Y B, Zhong J, Bao H Y, et al. The impacts of reservoirs on the sources and transport of riverine organic carbon in the karst area: A multi-tracer study[J]. *Water Research*, 2021, 194: 116933.
- [66] Hitchcock J N, Mitrovic S M, Hadwen W L, et al. Terrestrial dissolved organic carbon subsidizes estuarine zooplankton: An in situ mesocosm study[J]. *Limnology & Oceanography*, 2016, 61(1): 254–267.
- [67] Ishikawa N F, Finlay J C, Uno H, et al. Combined use of radiocarbon and stable carbon isotopes for the source mixing model in a stream food web[J]. *Limnology and Oceanography*, 2020, 65(11): 2688–2696.
- [68] Hu E, He H, Su Y L, et al. Use of multi-carbon sources by Zooplankton in an Oligotrophic Lake in the Tibetan Plateau[J]. *Water*, 2016, 8(12): 565.

Research Progress of Radiocarbon Isotope in Tracing the Source of Organic Carbon in Surface Water

TANG Xuyin^{1,2}, YANG Haiquan¹, YU Wei^{1,3}, YIN Chao^{1,2}, WU Jiayi^{1,4}, XU Dan¹, CHEN Jingan¹

(1. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. School of Geography and Environmental Science, Guizhou Normal University, Guiyang 550025, China; 4. College of Resource and Environmental Engineering, Guizhou University, Guiyang 550025, China)

Abstract: With the continuous development of accelerator mass spectrometry (AMS) analysis, natural radiocarbon isotopes ($\Delta^{14}\text{C}$) is more and more widely used in surface water environment research. The organic carbon cycle of surface water ecosystems (rivers, lakes) plays an important role in the global carbon cycle. Using radiocarbon isotopes to explore the organic carbon cycle in surface water environments can not only quantitatively identify the source and contribution rate of organic carbon, but also provide information on the migration and transformation process of organic carbon. In this review, the principle of radioisotope analysis technology is comprehensively introduced, and the advantages and disadvantages of three chemical pretreatment methods, namely, high temperature combustion, ultraviolet oxidation, and chemical wet oxidation, for dissolved organic carbon are compared. The research progress of radioisotope in organic carbon cycle in river and lake ecosystems at home and abroad is summarized, and the research fields that should be strengthened in China are put forward. In addition, the combined use of radioisotopes and other analytical methods is also proposed for the research of organic carbon cycle in surface water.

Key words: radiocarbon; organic carbon; source; surface water; principle