科学通报 2012 年 第 57 卷 第 32 期：3090 ~ 3099
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

青藏高原中部纳木错湖泊表层沉积物有机质空间分布及其揭示的沉积过程

汪勇[①③], 朱立平[①*], 王君波[①], 鞠建廷[①], 林晓[②]

① 中国科学院青藏高原研究所, 青藏高原环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100101;
② 中国地质大学生物地质与环境地质教育部重点实验室, 武汉 430074;
③ 中国科学院研究生院, 北京 100049
* 联系人, E-mail: lpzhu@itpcas.ac.cn

2012-06-07 收稿, 2012-07-20 接受, 2012-09-26 网络版发表
国家重大科学研究计划(2012CB956100)、国家自然科学基金重大项目(41190082)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-EW-113)资助

摘要 对青藏高原中部纳木错湖泊表层沉积物中总有机碳(TOC)、总氮(TN)、碳氮比(C/N)以及正构烷烃组分和含量等指标进行研究, 分析了沉积物有机质的来源及其空间分布特征, 进而探讨了影响沉积物有机质空间分布的控制因素以及古湖泊学意义. 结果表明, 纳木错表层沉积物有机质来源与正构烷烃的组成一致, 具有沉水植物>陆生植物>低等菌藻的组成特征. 纳木错表层沉积物有机质分布具有典型的空间差异性, 其沉积过程主要受湖泊水下地形、河流补给以及湖泊水质等因素影响, 表现出从物源向沉积中心富集的特点. 纳木错表层沉积物有机质空间分布差异性决定了不同区域的沉积物对环境变化响应具有不同的敏感程度, 是利用湖芯沉积进行过去环境变化研究的重要依据.

关键词
青藏高原
纳木错
表层沉积物
空间分布
沉积过程

湖泊沉积物具有连续的沉积序列和众多指示环境条件的指标, 因而被广泛用于重建过去气候与环境变化[1]. 在利用湖泊沉积进行过去环境重建研究中, 除了必须具有准确可靠的年代标尺之外, 正确理解代用指标的具体环境指示意义也是合理解释区域环境演化过程与驱动机制的关键所在[2,3]. 湖泊沉积物在从源区搬运至湖底沉积期间, 经历了传输、沉积以及再沉积等一系列复杂过程, 其代用指标在不同沉积阶段可能指示不同的环境条件. 对于一些面积较小的湖泊, 其沉积过程相对简单, 沉积物中代用指标指示的环境较为明确[4], 但一般只能反映湖泊的局地状况; 而对于一些大型湖泊, 沉积物代用指标往往能够指示区域环境变化, 但由于其复杂的沉积过程, 使得正确理解指标的环境指示意义相对困难[5].

青藏高原由于独特的地理位置以及巨型地貌特征, 对区域以及全球大气环流产生深远影响[6], 近年来一直是全球变化研究的热点地区. 最近的中国湖泊调查表明, 青藏高原上面积大于 1 km^2 的湖泊有一千多个[7], 其中数目众多的湖泊被用于过去全球变化研究. 尽管利用这些湖泊进行过去环境变化研究取得了丰富的成果[8~14], 但是目前对其代用指标的解释主要基于湖泊沉积的常规认识或根据其他地区的湖泊沉积规律获得. 对于沉积环境相对复杂的大型湖泊来说, 在利用湖泊沉积物进行过去气候环境重建中, 需要了解湖泊沉积物的空间分布及其富集程度[15,16], 从而评价单根沉积岩芯能否有效代表整个湖泊的环境演化[17]. 因此, 旨在明确代用指标环境指示意义的湖泊现代沉积过程研究显得尤为重要[18]. 由于对湖泊表层沉积物研究能够揭示丰富的沉积物组成、沉积过程以及空间分布状况等信息[19~22], 因此

英文版见: Wang Y, Zhu L P, Wang J B, et al. The spatial distribution and sedimentary processes of organic matter in surface sediments of Nam Co, Central Tibetan Plateau. Chin Sci Bull, 2012, 57, doi: 10.1007/s11434-012-5500-9

本文利用青藏高原中部大湖纳木错湖采集的 67 个表层沉积物, 分析其中的总有机碳(TOC)、总氮(TN)、碳氮比(C/N)以及正构烷烃等指标, 对该湖沉积有机质的空间分布以及现代沉积过程进行初步讨论, 为利用该湖沉积物相应指标进行过去环境变化研究提供依据.

1 研究区概况

纳木错(30°30′~30°55′N, 90°16′~91°03′E)位于青藏高原中部, 湖面海拔 4718 m, 流域面积 1.061×10^4 km^2, 补给系数 5.53. 湖泊为东北-西南走向, 最长距离约 78 km, 湖泊西部最宽处约为 44 km[23] (图 1(a)). 纳木错目前为一封闭深水湖泊, 湖泊水深分布调查表明水深超过 90 m 的湖盆底部约占整个湖泊面积的 50%以上[14]. 湖泊东部突出的扎西多半岛及其 NNE 方向分布的两个小岛沿线水深较浅, 将湖泊分离为中心大湖盆和东部小湖盆, 中心大湖盆最大水深超过 95 m, 面积超过整个湖泊的 80%, 为纳木错的主湖盆; 东部小湖盆最大水深为 65 m 左右, 面积不超过整个湖泊的 20%. 纳木错湖盆底部具有大部分平坦区域, 而南北两岸陡峭的水下地形分布可能指示了断层的存在, 显示其典型的构造湖特点(图 1(b)). 由于主要的补给河流在湖泊的东部与西部入湖, 这些河流带来较多的沉积物, 使得河口三角洲和水下

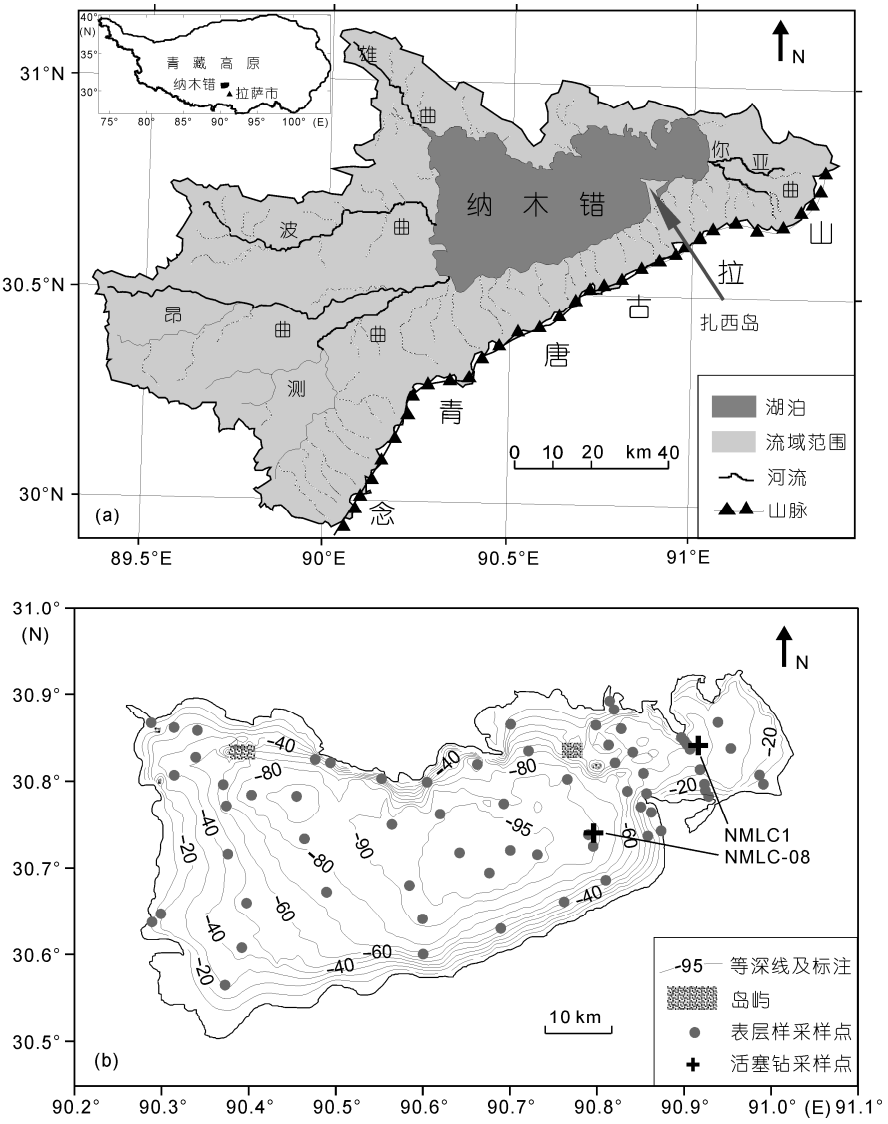

图 1 纳木错流域概况、水深以及采样点分布

冲积扇发育, 因而该区域湖盆地形平缓[23].

纳木错湖泊流域属半干旱半湿润大陆性气候区, 年平均降雨量为 281 mm, 年平均蒸发量达到 790 mm[24], 流域内主要植被类型有高寒草原、高寒草甸、高寒荒漠以及高山灌丛等, 湖泊水生植物区划属于南羌塘高原内流水系水生植物亚区[25], 植物类型主要为沉水植物为主, 兼有少量浮叶植物, 水生植物优势科为莎草科(Cyperaceae)、毛茛科(Ranunculaceae)、眼子菜科(Potamogetonaceae)和小二仙草科(Haloragaceae)[26].

纳木错流域在夏季丰水期期间共有超过 60 条河流注入湖泊. 其中几条长度和流量较大的常年性河流如波曲、昂曲、测曲、雄曲、你亚曲等, 主要分布于湖泊东部与西部区域(图 1(a)), 这些河流主要受降水、融雪或部分冰川消融补给, 河流经过宽缓的高寒草原/草甸后进入湖泊. 流量较小或季节性河流主要分布于湖泊南部区域, 这些河流绝大部分发源于流域南部的念青唐古拉山脉的山谷冰川末端, 冰川融水是其主要的补给来源, 河流大多短小, 出山口后经过较短距离就注入湖泊. 由于受流域内冰川加速消融补给影响, 湖面面积已由 1971 年的 1920 km^2[27]增加到 2004 年的 2015 km^2[28].

2 材料与方法

(ⅰ) 样品采集. 2007~2008 年, 利用艾克曼抓斗(Ekman Grab)在纳木错共采集表层沉积物样品 67 个, 水深分布范围为 11~98 m, 基本覆盖全湖各个区域(图 1(b)). 艾克曼抓斗抓取的样品约为 20 cm×30 cm×8 cm 的立方体, 抓斗提出水面后, 由于密封程度的原因, 水分流失使顶部 0.5~1 cm 厚样品受到一定程度的扰动, 但整个样品仍然保持准立方体的形状, 因此作者认为获得的样品可以代表原始的上下层序关系. 根据纳木错现代沉积速率的空间分布特征研究[29], 顶部沉积物的沉积速率变化范围在 0.043~0.227 cm/a. 由于目前在青藏高原地区开展全新世或更长时间尺度湖泊岩芯研究的单个样品分辨率一般在 50 年左右, 据此, 作者考虑表层样品沉积的时间尺度和进行正构烷烃分析需要的样品量, 现场采集顶部 3 cm 样品(时间尺度 13~70 年)装入预先清洁好的玻璃瓶内, 用特氟隆盖密封后保持低温状态运输至实验室, 直至下一步相关实验分析.

(ⅱ) TOC 和 TN 分析. 对采集的 67 个表层沉积物样品冷冻干燥, 然后研磨至 80 目以下, 使用元素分析仪(Vario EL II, ElementarAnalysensysteme GmbH, Germany)对样品的总碳(TC)、总有机碳(TOC)与总氮(TN)含量进行测试, 根据该仪器对标准物质的重复测试结果, 相对误差在 1%以内, 表明测试结果具有较高的可信度. 具体实验方法参见文献[30].

(ⅲ) 正构烷烃处理与测试. 由于部分样品量太少或为粗砂质, 不满足实验条件, 因此仅对其中的 51 个样品进行了正构烷烃分析. 称取约 10 g 冷冻干燥后的表层沉积物样品, 研磨至 80 目以下, 采用索氏抽提法提取其中的可溶有机物. 溶剂为二氯甲烷和甲醇(体积比 10:1), 抽提时间 72 h, 在抽提过程中加入经溶剂清洗后的纯铜片进行脱硫. 抽提液经浓缩后加入 10 mL 正己烷转换溶剂, 通过无水硫酸钠-硅胶层析柱(柱内径 24 mm, 用湿法装填 5 cm 硅胶和 1 cm 无水硫酸钠)分离, 依次用 80 mL 正己烷、60 mL 氯仿和 60 mL 甲醇洗脱, 分别得到正构烷烃、芳烃和极性组分. 将洗脱后的正构烷烃组分溶液定容至 200 μL 后进行 GC/MS 测定. GC/MS 测试仪器为 Thermo Finnigan 生产的 Trace GC Ultra & PolarisQ, 毛细柱型号 Agilent DB-5MS, 毛细柱程序升温从 110℃以 6℃/min 的速率升至 320℃, 离子源温度 250℃, 氦气流速 1.0 mL/min. 标样为碳数范围 n-C_{12}~n-C_{35} 的正构烷烃, 采用特征碎片离子(M/Z=85)和相对保留时间定性, 标准曲线法定量.

3 结果

纳木错表层沉积物 TOC 含量变化于 0.19%~2.14%, 平均值为 1.07%(表 S1). TOC 含量具有明显的空间分布特点, 在湖泊的东部小湖盆、中心大湖盆的西北部和西部靠近较大河流河口的地方具有相对较高的含量, 而在湖泊的南部和北部的近岸带含量较低. 在中心大湖盆中, TOC 含量与湖泊等深线一样具有同心圆状的空间分布特点, 中心含量较高, 四周较低(图 2(a)). 由于沉积速率的空间分布具有深水区高, 浅水区低的特点[29], 即使从年沉积通量的角度分析, TOC 仍然具有上述的空间分布特点.

纳木错表层沉积物 TN 含量变化于 0.04%~0.41%, 平均值为 0.19%(表 S1). 整个表层样品中, TN 与 TOC 呈现了较高的相关性(表 1), 并在空间分布上具有高度相似性. 所不同的是, 在中心大湖盆中, 尽管 TN 含量与 TOC 含量一样具有同心圆状的空间分布特点,

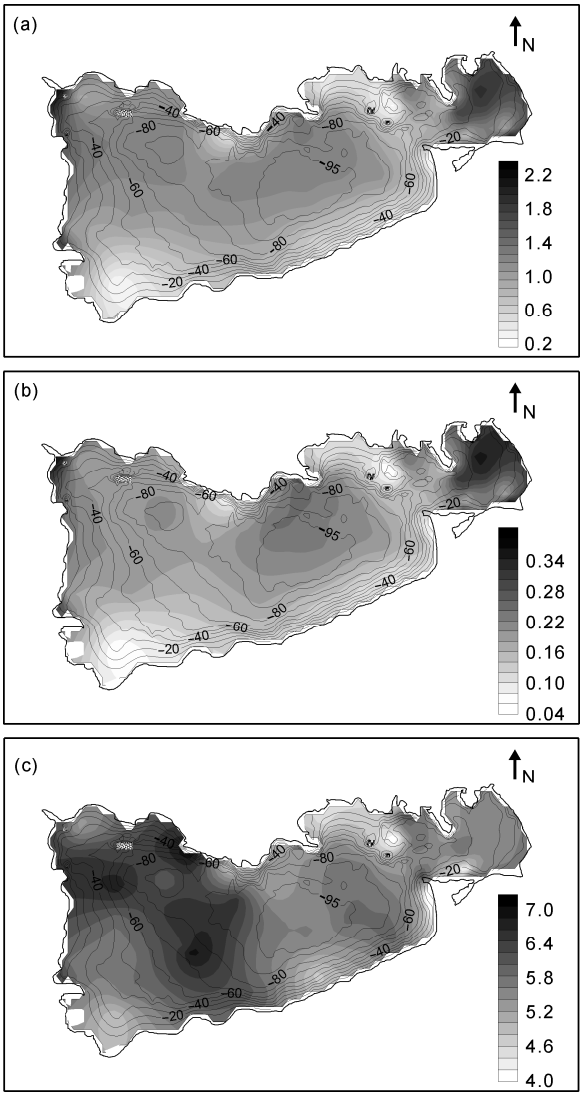

图 2　纳木错表层沉积物 TOC(a), TN(b)和 C/N(c)的空间分布

但是 TN 分布的同心圆中心高值区域较 TOC 的同心圆中心区域要小得多(图 2(b)).

纳木错表层沉积物的 C/N 变化于 2.6~7.0, 平均值为 5.57. 尽管 TOC 与 TN 具有较高的相关性, 但由于 TOC 与 TN 的空间分布并不完全重合, C/N 并没有呈现出与 TOC 和 TN 一样的同心圆状的空间分布. 在东部小湖盆, C/N 相对稳定在变化范围的中间值, 而在中心大湖盆, 除了其西南角之外, C/N 在整个大湖盆的西部均呈现高值(图 2(c)).

纳木错表层沉积物正构烷烃的碳数分布范围在 n-C_{14}~n-C_{35} 之间. 所有样品在碳数大于 n-C_{20} 的中长链烷烃中均呈现奇碳优势, 而在小于 n-C_{20} 的短链烷烃中其奇偶优势则不明显. 整个表层沉积物的正构烷烃组成可分成 3 种(图 3): (1) 双峰分布Ⅰ型, 主峰和次峰分别出现在 n-C_{31} 和 n-C_{23}, 这也是纳木错表层沉积物正构烷烃最主要的类型; (2) 双峰分布Ⅱ型, 主峰和次峰分别出现在 n-C_{23} 和 n-C_{31}, 出现在样品 08-2, 08-39 和 07-19 中; (3) 三峰分布型, 最大峰值出

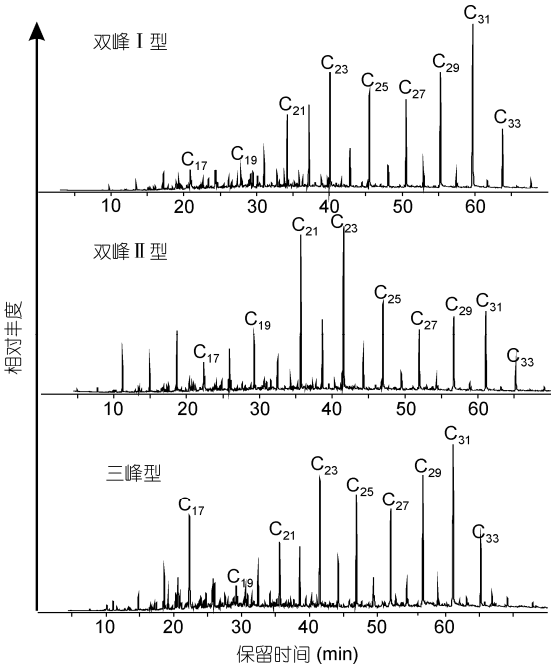

图 3　纳木错表层沉积物正构烷烃 3 种碳数分布模式

表 1　纳木错表层沉积物水深、TOC、TN、C/N 以及与正构烷烃的相关关系

	水深	TOC	TN	C/N	正构烷烃总量	$C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33}$	$C_{21}+C_{23}+C_{25}$	$C_{15}+C_{17}+C_{19}$
水深	1.00							
TOC	0.06	1.00						
TN	0.04	0.97	1.00					
C/N	0.23	0.51	0.31	1.00				
正构烷烃总量	0.04	0.90	0.87	0.44	1.00			
$C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33}$	0.11	0.79	0.79	0.31	0.92	1.00		
$C_{21}+C_{23}+C_{25}$	−0.06	0.87	0.87	0.36	0.95	0.89	1.00	
$C_{15}+C_{17}+C_{19}$	−0.18	0.66	0.62	0.30	0.67	0.41	0.59	1.00

现在 n-C_{31}, 其次为 n-C_{17} 和 n-C_{23}, 仅在样品 08-1 中出现. 纳木错表层沉积物正构烷烃的总含量为 0.9~13.5 μg/g$_{(干重)}$, 其高碳链(n-C_{27} 以上)、中碳链(n-C_{21}~C_{25})和低碳链(n-C_{20} 以下)组分分别占到 32.3%~62.2%, 25.8%~44.2%和 6.1%~30.8%. 从空间分布看, 其在中心大湖盆其仍然具有同心圆状的分布特点, 但出现两个圆心区域, 圆心区域的正构烷烃含量并不太高, 每个区域也较 TN 的圆心分布范围更小. 在东部小湖盆, 纳木错表层沉积物的正构烷烃具有较高的含量(图 4(a)).

4 讨论

4.1 TOC, TN 与 C/N 的空间分布及其影响因素

TOC 是描述沉积物总有机质含量的重要指标, 主要受内源(水生生物)与外源(陆生植被)有机质输入的影响. 当 TOC 以内源为主时, 其大小能够有效代表湖泊生产力的变化, 而以外源为主时, 则反映了陆生植被的生产力及其输入的能力. 纳木错表层沉积物 TOC 含量平均值仅有 1.07%, 其较低的 TOC 含量与青藏高原地区上众多其他湖泊表现一致, 体现青藏高原高海拔湖泊生产力低或陆生植被发育较弱的特点[31]. TN 是反映湖泊营养水平的重要指标, 与水生浮游生物生产力具有密切联系. 纳木错表层沉积物的 TN 含量仅有 0.19%, 反映了寡营养湖泊的沉积特点.

对纳木错表层沉积物 TOC 与 TN 进行高斯克吕格空间插值分析发现, TOC 与 TN 具有几乎相同的空间分布特征(图 2(a), (b)), 由于 TN 代表着独立于有机质状况的营养条件, 二者的关系指示了 TOC 空间分布明显地受到 TN 的控制[32,33]. TN 在东部小湖盆中由岸边到湖心、中心大湖盆西北部的河口地带出现由高到低的变化, 指示了湖泊的营养物质来自入湖流水的特点. 在中心大湖盆中, TOC 和 TN 含量与湖泊等深线一样均呈现同心圆状的空间分布, 反映了随着水深增加, 其含量逐渐增加的趋势. 由于深水条件并不利于浮游和底栖生物的繁殖, TN 的增加可能指示了其由浅水向深水沉积中心富集的过程. TOC 与 TN 分布的同心圆中心较等深线的中心更加偏向湖盆的北部区域, 可能反映了湖泊南侧较少的 TN 输入和不

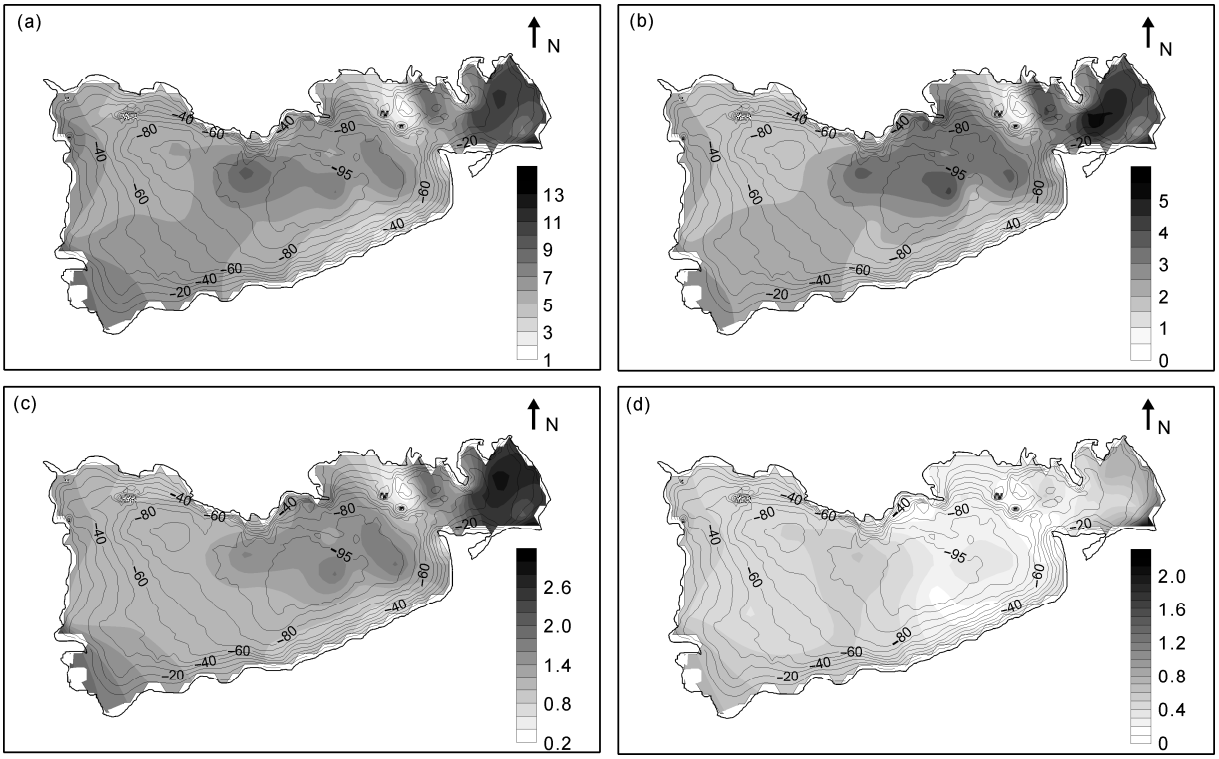

图 4 纳木错表层沉积物正构烷烃及其各组分的空间分布

(a) n-alkanes (μg/g); (b) n-C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33} (μg/g); (c) n-C_{21}+C_{23}+C_{25} (μg/g); (d) n-C_{15}+C_{17}+C_{19} (μg/g)

利于 TOC 产生和积累的条件, 这与纳木错南岸入湖河流多为较冷的冰川融水, 流水经过的区域多为山前戈壁, 难以带来更多的营养物质相吻合.

一般情况下, 沉积物 C/N 能够有效指示有机质来源情况. 湖泊水生生物产生的有机质中蛋白质含量丰富, 纤维素含量低, 当有机质以内源为主时, C/N 常常小于 10; 陆生高等植物的有机质中纤维素含量高而蛋白质含量低, 当有机质以外源为主时, C/N 在 20 甚至以上[34,35]. 在一些浅水湖泊中, 由于氧化作用较强使得沉积物有机质可能发生降解, 或者沉积物 TOC 浓度小于 0.3%时无机氮影响明显[36], 简单地利用 C/N 来区别湖泊沉积有机质的内外源关系可能会产生偏差甚至错误的结论. 尽管本文研究的纳木错湖泊平均深度较大, 水温低, 有利于抑制有机质的氧化与降解, 并且沉积物 TOC 含量绝大部分都高于 0.3%, 无机氮的影响可以忽略, 适于利用 C/N 来判断沉积有机质的内外源组成. 但是, 由于沉积物的 TN 主要以外部输入为主, 并且含量较低, 在较低的水温条件下, 可能没有形成具有相同空间分布的水生浮游生物生产力, 因此, C/N 在湖区不同位置对沉积物有机质来源的指示意义可能是不同的. 从空间分布看, C/N 并没有呈现出与 TOC 和 TN 一样的同心圆状的空间分布, 也反映了不同区域有机质组成来源的差异. 东部小湖盆中, C/N 相对稳定, 反映了 TOC 与 TN 均具有从外界输入的同源特点, 因而其显示的低值可能并不代表有机质以内源为主. 中心大湖盆中, TN 的同心圆区域较 TOC 同心圆区域要小, 表明 C/N 在中心大湖盆呈现不均匀分布. 在中心大湖盆东南部的小区域和从西北角向东南方向的一个巨大条带, C/N 均出现了相对高值区, 尽管 TOC 在该区域的空间分布趋势上仍与 TN 的降低相呼应, 但下降的幅度具有差异, 反映了在湖泊营养状况极低的情况下, 外源有机质的比例会相应增加.

4.2 正构烷烃的空间分布特点

正构烷烃由于结构简单、保存沉积母质信息丰富等特点, 是最常用的生物标志化合物指标. 正构烷烃不同碳链组合特征能够有效指示不同生物来源的正构烷烃及其含量. 一般情况下, 来源于陆生高等植物的正构烷烃碳链较长(n-C_{27}~C_{33}), 并且具有明显的奇碳优势, 通常以 n-C_{27}, n-C_{29}, n-C_{31} 或 n-C_{33} 为主[37,38]; 来源于沉水/漂浮水生大型植物的正构烷烃碳链分布于 n-C_{20}~C_{25} 之间, 同样具有奇碳优势, 通常以 n-C_{21}, n-C_{23} 或 n-C_{25} 为主[39~41]; 来源于水生藻类、细菌等低等生物的正构烷烃碳链较短, 分布于 n-C_{15}~C_{20} 之间, 通常以 n-C_{17} 和 n-C_{19} 为主[42,43]. 已有研究表明, 纳木错湖泊沉积物中高碳链(n-C_{27} 以上)主要来源于陆生高等植物, 中碳链(n-C_{21}~C_{25})主要来源于沉水生物, 低碳链(n-C_{20} 以下)主要来源于低等菌藻类[44], 因此可以利用 n-C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33}, n-C_{21}+C_{23}+C_{25} 与 n-C_{15}+C_{17}+C_{19} 组合分别表征陆生高等植物、沉水植物以及低等菌藻类来源的正构烷烃含量. 纳木错表层沉积物高碳链(n-C_{27} 以上)与中碳链(n-C_{21}~C_{25})正构烷烃含量较高, 低碳链(n-C_{20} 以下)正构烷烃含量较低, 表明陆生高等植物与沉水植物贡献了较多的沉积物正构烷烃含量, 而低等菌藻类生物贡献量相对较少. 从正构烷烃及其各组分含量与 TOC 及 TN 的关系看, 正构烷烃总量与 TOC 的相关性高达 0.9, 可能意味着 TOC 的各组分来源与正构烷烃的各组分来源是一致的. n-C_{21}+C_{23}+C_{25}, n-C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33} 和 n-C_{15}+C_{17}+C_{19} 与 TOC 的相关系数分别是 0.87, 0.79 和 0.66, 说明在 TOC 的来源中, 其相对比例分别是沉水植物>陆生植物>低等菌藻类.

对纳木错表层沉积物正构烷烃空间插值分析可以看出, 其总量和 n-C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33} 与 n-C_{21}+C_{23}+C_{25} 组分含量具有相似的分布特征(图 4(a)~(c)). 在中心大湖盆, 除了以湖泊最深处为中心显示中间高四周低的同心圆状分布外, 在西北部和西南部的大河河口区亦出现较高值, 呈现出从入湖河口到湖泊中心的高-中-高的“鞍”型分布特点. 一方面, 正构烷烃及其长、中链组分在河口区的高值反映了陆源输入的特点, 或沉水植物在河口三角洲相对发育的条件, 另一方面, 其在湖泊中心的高值反映了沉积中心的富集作用. 由于正构烷烃中来自陆生高等植物的高碳链(n-C_{27}以上)组分占到 32.3%~62.2%, 而其高值从河口一直向湖泊中心最深处延伸, 反映了正构烷烃组分受到大河河流输入和搬运的强烈影响. 在东部小湖盆, 上述各组分含量出现全湖的最高值, 分布相对均一稳定, 略有从岸边向盆地中心增加的趋势. 由于东部小盆地水深相对中心大湖盆浅, 水下地形相对平坦, 使得陆源物质输入湖泊后能够快速搬运到东部小盆地的各个区域, 并且具有较高积累速率.

n-C_{15}+C_{17}+C_{19} 组分除了在东部近岸带和西部、西南部的河口近岸区略微升高外, 其在整个湖区均

呈现较低的含量, 并且分布相对均匀(图 4(d)). 由于 n-C_{15}+C_{17}+C_{19} 与 TN 的相关系数仅有 0.62, 说明湖水中的低等菌藻分布并不严格地受沉积物中的养分分布控制. 一方面, 主要来自湖泊外部的 TN 在较低水温(或不同水域具有不同水温)条件下难以很快完成对低等菌藻的营养补给, 另一方面作为大湖来讲, 纳木错较强的湖浪易于将浮游的菌藻类均匀地分布到湖泊的各个区域, 从而导致含量分布相对均匀. 因此, 利用纳木错沉积物的 TN 变化代表浮游生物的生产力大小可能存在较大误差, 这也说明了单纯利用 C/N 判别沉积物有机质来源时产生误差的原因.

4.3 影响沉积物有机质空间分布的要素与古湖泊学意义

湖泊沉积物在从源区至湖底发生永久沉积的过程中, 由于受河流、水下地形、风力及引起的波浪等多种因素相互作用, 最终表现出不同的空间分布状况[19~23,45~47]. 在面积较小的湖泊, 往往某一种因素起主导作用, 因而沉积物空间分布相对简单[48], 而对于面积较大的湖泊, 多种因素相互作用, 共同导致沉积物空间分布状况相对复杂.

湖泊的补给河流对沉积物有机质的来源、传输与沉积起重要作用. 河流主要通过输入陆源有机质从而影响湖泊沉积有机质的外源和内源比例. 在纳木错的东部、西北部主要入湖河流河口区, 表层沉积物的 TOC 与 TN 均出现较高值, 并且从河口向湖泊中心逐渐下降, 对于以沉水植物和陆源植物来源为主的 TOC 组成和代表营养条件的 TN, 其在河口区的高值显然与河流输入有关. 在湖泊的西南部和南部, TOC 与 TN 在入湖河流河口区相对较低, 则更多受到直接入湖的冰川融水影响. 该区域沉积物的粒度组成比湖泊其他区域粉砂含量较高, 表明入湖河流具有较强的水动力[49], 不利于沉水植物的生长, 正构烷烃主要受来自陆源植物的组分控制, 并沿流向湖心方向降低.

水下地形对沉积过程与沉积物积累具有重要影响. 对表层沉积物各指标与深度关系研究发现(图 5), 水深 60 m 以下的沉积物有机质各指标变化相对较小, 这个深度在纳木错中已经处于沉积的中心区域, 并且相对平坦. 除了表征易于分解的菌藻类的低碳链(n-C_{15}+C_{17}+C_{19})组分外, 上述分析的其他指标均在中心大湖盆的中心呈现高值, 特别是陆源有机碎屑在中心湖盆的逐渐增加, 充分说明了大湖深水区沉积中心的富集现象[20], 同时也与深水区厌氧环境适宜沉积有机质保存有关. 研究表明, 深水盆地的沉积岩芯可能包含更多来自湖泊浅水区经过分选与再沉积的细粒物质, 因而能够富集整个流域的有机质组分; 而近岸与湖底岗丘区的沉积岩芯可能因地形影响不适于沉水植物生长, 因而导致陆生植物来源信息被放大[21]. 在纳木错的南北岸近岸区以及东部岛屿周边, TOC 与 TN 含量最低, 而在湖泊深水开阔区则相对较高. 这一方面可能是由于这些位置的入湖流水含有较低的 TOC 和 TN, 导致其在近岸区含量较低, 更重要的是由于这些区域坡度较大, 不利于沉水植物发育. 对纳木错不同区域的 8 只短岩芯沉积速率研究表明, 深水区沉积速率较快而浅水区由于坡度相对较大不利于沉积物堆积, 导致沉积速率较低[29].

湖泊水质能够通过水生生物影响沉积物成分及其积累过程. 纳木错表层沉积物的空间分布表明, 东部与西北部大河入湖口附近沉积物 TOC 与 TN 以及

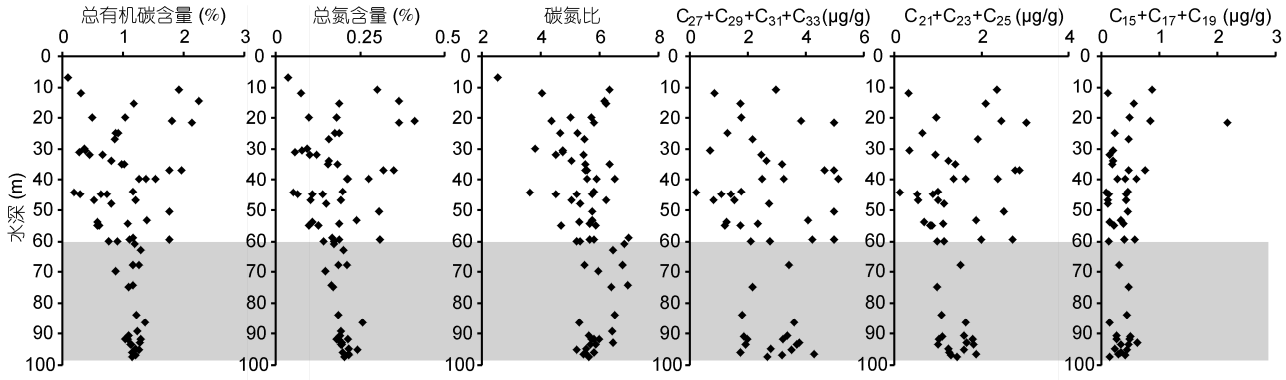

图 5 纳木错表层沉积物各指标随深度变化

正构烷烃各组分含量均最高, 反映了河口区拥有较高的有机质含量与营养水平, 河流输入陆源碎屑物和营养成分的同时也促进河口区内源水生生物的生长. 随着采样点与河口距离的增加, 水质受河流的影响不断减小, 各指标含量均有明显下降. 对湖泊水质的研究发现, 湖泊西部的湖水电导率高于中部, 而光透明度低于中部[49], 可能与入湖河流输入较多的陆源碎屑与矿物质有关.

了解有机质空间分布的主要控制因素, 是根据有机质组成和含量变化解释环境变化的根本基础. 对纳木错表层沉积物有机质相关指标的空间分布研究表明, 东部小湖盆的有机质沉积过程由于主要受水下地形控制, 受入湖河流影响较弱, 随着水深增加沉积有机质含量升高, 呈现了沉积盆地明显的富集作用, 较高的有机质含量体现了其在整个湖泊中较高的沉积速率. 中心湖盆面积较大, 入湖河流众多, 有机质沉积过程既受水下地形因素控制, 也受到入湖河流携带物质和水动力大小的影响, 只有在湖盆的中心深水区有机质变化才达到相对均一, 而其较低的有机质含量体现了其相对较低的沉积速率. 因此, 无论是在东部小湖盆还是在中心大湖盆, 只有在湖盆中心进行样品采集才能尽可能多地捕捉过去环境变化的信息. 由于不同部位的有机质来源和积累速率差异, 获得的样品可能在环境变化的重建敏感性和精度上具有不同, 这从纳木错东西湖盆两根沉积岩芯的对比可以得到初步体现: 东部湖盆 3.32 m 长沉积岩芯 NMLC1 底部年代为 8.4 cal ka BP[14], 而西部湖盆深水区 11 m 长沉积岩芯 NMLC-08 在 3 m 层位年代已达约 13 cal ka BP (未发表数据).

5 结论

通过对青藏高原中部纳木错湖表层沉积物空间分布与现代过程的研究, 讨论了该湖沉积物有机质的来源、空间分布特征及其控制因素与古环境指示意义, 为利用代用指标解释纳木错湖以及青藏高原其他湖泊过去环境演化过程提供相应依据与参考. 主要结论如下:

(1) 纳木错表层沉积物有机质含量很低, 有机质含量与正构烷烃总量具有较高的一致性, 反映了其组成来源为沉水植物>陆生高等植物>低等菌藻类.

(2) 纳木错表层沉积物有机质分布具有典型的空间差异性, 反映了不同的沉积过程与控制因素. 其东部小湖盆主要受水下地形因素影响, 沉积有机质含量总体较高, 并具有较高的沉积速率; 中心大湖盆在受水下地形控制的同时, 入湖河流能够明显改变有机质的空间分布, 但与东部小湖盆一样, 仍呈现有机质在沉积中心富集的特点.

(3) 纳木错东部小湖盆与中心大湖盆沉积物中不同的有机质含量、来源和沉积速率, 决定它们对环境变化的响应具有不同的特点. 东部小湖盆中的岩芯有机质具有明显的陆源输入特点和较高沉积速率, 使得其更加易于进行流域气候环境变化和较高时间分辨率的序列重建, 中心大湖盆的岩芯对全流域来源物质的富集和相对低的沉积速率, 使其在大尺度的区域环境变化响应和过去长时间环境变化序列方面具有优势.

参考文献

1 Dean W E. Recent advances in global lake coring hold promise for global change research in paleolimnology. J Paleolimn, 2010, 44: 741–743
2 Gilbert R, Lamoureux S. Processes affecting deposition of sediment in a small, morphologically complex lake. J Paleolimn, 2004, 31: 37–48
3 Pienitz R, Lotter A, Newman L, et al. Advances in paleolimnology. PAGES News, 2009, 17: 92–120
4 Hilton J. A conceptual framework for predicting the occurrence of sediment focusing and sediment redistribution in small lakes. Limnol Oceanogr, 1985, 30: 1131–1143
5 Johnson T C, Kelts K, Odada E. The Holocene history of Lake Victoria. AMBIO, 2000, 29: 2–11
6 Lehmkuhl F, Owen L A. Late Quaternary glaciation of Tibet and the bordering mountains: A review. Boreas, 2005, 34: 87–100
7 马荣华, 杨桂山, 段洪涛, 等. 中国湖泊的数量、面积与空间分布. 中国科学: 地球科学, 2011, 41: 394–401
8 Gasse F, Fontes J C, van Campo E, et al. Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet) Part 4: Discussion and conclusions. Palaeogeog Palaeoclimatol Palaeoecol, 1996, 120: 79–92
9 Herzschuh U, Kramer A, Mischke S, et al. Quantitative climate and vegetation trends since the late glacial on the northeastern Tibetan Plateau deduced from Koucha Lake pollen spectra. Quat Res, 2009, 71: 162–171

10 Jin Z D, Bickle M J, Chapman H J, et al. Early to mid-Pleistocene ostracod δ^{18}O and δ^{13}C in the central Tibetan Plateau: Implication for Indian monsoon change. Palaeogeog Palaeoclimatol Palaeoecol, 2009, 280: 406–414
11 Kashiwaya K, Masuzawa T, Morinaga H, et al. Changes in hydrological conditions in the central Qing-Zang (Tibetan) Plateau inferred from lake bottom sediments. Earth Planet Sci Lett, 1995, 135: 31–39
12 Shen J, Liu X Q, Wang S M, et al. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18000 years. Quat Int, 2005, 136: 131–140
13 Wang R L, Scarpitta S C, Zhang S C, et al. Later Pleistocene/Holocene climate conditions of Qinghai-Xizhang Plateau (Tibet) based on carbon and oxygen stable isotopes of Zabuye Lake sediments. Earth Planet Sci Lett, 2002, 203: 461–477
14 Zhu L P, Wu Y H, Wang J B, et al. Environmental changes reflected from the core sediments since 8.4 ka in Nam Co, central Tibet of China. Holocene, 2008, 18: 831–839
15 Ju J T, Zhu L P, Wang J B, et al. Water and sediment chemistry of Lake Pumayum Co, South Tibet, China: Implications for interpreting sediment carbonate. J Paleolimn, 2010, 43: 463–474
16 Herzschuh U, Birks H J B. Evaluating the indicator value of Tibetan pollen taxa for modern vegetation and climate. Rev Palaeobot Palynol, 2010, 160: 197–208
17 Wang J B, Zhu L P, Nishimura M, et al. Spatial variability and correlation of environmental proxies during the past 18000 years among multiple cores from Lake Pumoyum Co, Tibet, China. J Paleolimn, 2009, 42: 303–315
18 Henderson A C G, Holmes J A. Palaeolimnological evidence for environmental change over the past millennium from LakeQinghai sediments: A review and future research prospective. Quat Int, 2009, 194: 134–147
19 沈吉, 袁和忠, 刘恩峰, 等. 太湖表层沉积物的空间分布与层序特征分析. 科学通报, 2010, 55: 3516–3524
20 Kastner S, Ohlendorf C, Haberzettl T, et al. Southern hemispheric westerlies control the spatial distribution of modern sediments in Laguna Potrok Aike, Argentina. J Paleolimn, 2010, 44: 887–902
21 Tenzer G, Meyers P, Knoop P. Sources and distribution of organic and carbonate carbon in surface sediments of Pyramid Lake, Nevada. J Sediment Res, 1997, 67: 884
22 Vogel H, Wessels M, Albrecht C, et al. Spatial variability of recent sedimentation in Lake Ohrid (Albania/Macedonia). Biogeosciences, 2010, 7: 3333–3342
23 Wang J B, Zhu L P, Wang Y, et al. Comparisons between the chemical compositions of lake water, inflowing river water, and lake sediment in Nam Co, central Tibetan Plateau, China and their controlling mechanisms. J Great Lake Res, 2010, 36: 587–595
24 康世昌, 杨永平, 朱立平, 等. 青藏高原纳木错流域现代环境过程及其变化. 北京: 气象出版社, 2011. 296–299
25 王东. 青藏高原水生植物地理研究. 博士学位论文. 武汉: 武汉大学研究生院, 2003. 74–85
26 李中强, 张萌, 徐军. 青藏高原纳木错水生植物多样性及群落生态学研究. 水生生物学报, 2011, 35: 1–10
27 关志华, 陈传友, 区裕雄, 等. 西藏河流与湖泊. 北京: 科学出版社, 1984. 176–182
28 朱立平, 谢曼平, 吴艳红. 西藏纳木错 1971~2004 年湖泊面积变化及其原因的定量分析. 科学通报, 2010, 55: 1789–1798
29 王君波, 朱立平, 汪勇, 等. 西藏纳木错现代沉积速率的空间分布特征及近 60 年来的变化研究. 第四纪研究, 2011, 31: 535–543
30 Wang J B, Zhu L P, Wang Y, et al. A comparison of different methods for determining the organic and inorganic carbon content of lake sediment from two lakes on the Tibetan Plateau. Quat Int, 2012, 250: 49–54
31 Lami A, Turner S, Musazzi S, et al. Sedimentary evidence for recent increases in production in Tibetan Plateau lakes. Hydrobiologia, 2010, 648: 175–187
32 Meyers P A, Ishiwatari R. Lacustrine organic geochemistry—An overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. Org Geochem, 1993, 20: 867–900
33 Herzschuh U, Mischke S, Meyer H, et al. Lake nutrient variability inferred from elemental (C, N, S) and isotopic (δ^{13}C, δ^{15}N) analyses of aquatic plant macrofossils. Quat Sci Rev, 2010, 29: 2161–2172
34 Krishnamurthy R V, Bhattacharya S K, Kusumgar S. Palaeoclimatic changes deduced from ^{13}C/^{12}C and C/N ratios of Karewa lake sediments, India. Nature, 1986, 323: 150–152
35 Meyers P A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes. Org Geochem, 2003, 34: 261–289
36 Woszczyk M, Bechtel A, Gratzer R, et al. Composition and origin of organic matter in surface sediments of Lake Sarbsko: A highly eutrophic and shallow coastal lake (northern Poland). Org Geochem, 2011, 42: 1025–1038
37 Eglinton G, Hamilton R J. Leaf epicuticular waxes. Science, 1967, 156: 1322–1335
38 Cranwell P A. Chain-length distribution of *n*-alkanes from lake sediments in relation to post-glacial environmental change. Freshwater Biol, 1973, 3: 259–265
39 Cranwell P A. Lipid geochemistry of sediments from Upton Broad, a small productive lake. Org Geochem, 1984, 7: 25–37
40 Ficken K J, Li B, Swain D L, et al. An *n*-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. Org Geochem, 2000, 31: 745–749
41 Mead R, Xu Y P, Chong J, et al. Sediment and soil organic matter source assessment as revealed by the molecular distribution and carbon isotopic composition of *n*-alkanes. Org Geochem, 2005, 36: 363–370

42 Giger W, Schaffner C, Wakeham S G. Aliphatic and olefinic hydrocarbons in recent sediments of Greifensee, Switzerland. Geochim Cosmochim Acta,1980, 44: 119–129
43 Cranwell P A, Eglinton G, Robinson N. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments—II. Org Geochem, 1987, 11: 513–527
44 林晓, 朱立平, 王君波, 等. 西藏纳木错表层沉积物中正构烷烃的来源与空间分布特征. 湖泊科学, 2009, 21: 654–662
45 Gilbert R. Spatially irregular sedimentation in a small, morphologically complex lake: Implications for paleoenvironmental studies. J Paleolimn, 2003, 29: 209–220
46 Hilton J, Lishman J P, Allen P V. The dominant processes of sediment distribution and focusing in a small, eutrophic, monomictic lake. Limnol Oceanogr, 1986, 31: 125–133
47 Murase J, Sakamoto M. Horizontal distribution of carbon and nitrogen and their isotopic compositions in the surface sediment of Lake Biwa. Limnology, 2000, 1: 177–184
48 Sifeddine A, Meyers P A, Cordeiro R C, et al. Delivery and deposition of organic matter in surface sediments of Lagoa do Caçó (Brazil). J Paleolimn, 2011, 45: 385–396
49 王君波, 朱立平, Daut G, 等. 西藏纳木错水深分布及现代湖沼学特征初步分析. 湖泊科学, 2009, 21: 128–134

补充材料

表 S1　纳木错表层沉积物 TOC, TN 含量以及 C/N

本文以上补充材料见网络版 csb.scichina.com. 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.

表 S1　纳木错表层沉积物 TOC, TN 含量以及 C/N

样品名称	经度(°E)	纬度(°N)	水深(m)	TOC(%)	TN(%)	C/N
NMSS08-1	90.99123	30.79670	22	2.14	0.37	5.84
NMSS08-2	90.98683	30.80712	27	0.87	0.16	5.51
NMSS08-3	90.95387	30.83727	37	1.77	0.32	5.53
NMSS08-4	90.93908	30.86718	37	1.97	0.35	5.61
NMSS08-5	90.81020	30.68583	55	0.59	0.1	5.88
NMSS08-6	90.79568	30.72475	92	1.09	0.19	5.84
NMSS08-7	90.79018	30.73825	94	1.13	0.2	5.71
NMSS08-8	90.76603	30.80210	91	1.09	0.19	5.67
NMSS08-9	90.73158	30.71518	96	1.16	0.2	5.84
NMSS08-10	90.67650	30.69418	98	1.16	0.21	5.66
NMSS08-11	90.64227	30.71727	97	1.21	0.22	5.58
NMSS08-12	90.61987	30.76230	95	1.27	0.24	5.23
NMSS08-13	90.60500	30.79892	60	0.92	0.17	5.25
NMSS08-14	90.66272	30.81918	87	1.38	0.26	5.34
NMSS08-15	90.69303	30.77425	95	1.22	0.22	5.58
NMSS08-16	90.76237	30.66097	54	0.59	0.11	5.33
NMSS08-17	90.68962	30.62990	55	0.61	0.13	4.71
NMSS08-18	90.70053	30.72008	97	1.19	0.22	5.48
NMSS08-19	90.72143	30.83448	68	1.17	0.21	5.51
NMSS08-20	90.70092	30.86500	32	0.46	0.1	4.53
NMSS08-21	90.79878	30.86405	31	0.38	0.08	4.78
NMSS08-22	90.81343	30.84133	45	0.19	0.05	3.65
NMSS08-23	90.82093	30.82093	45	0.74	0.14	5.25
NMSS08-24	90.83503	30.78850	60	0.77	0.14	5.36
NMSS08-25	90.85057	30.77053	32	0.68	0.12	5.48
NMSS08-26	90.85703	30.78593	35	0.99	0.16	6.37
NMSS08-27	90.85352	30.80895	48	0.81	0.15	5.36
NMSS08-28	90.84125	30.83307	60	1.11	0.19	5.83
NMSS08-29	90.82800	30.85993	54	1.4	0.24	5.78
NMSS08-30	90.81973	30.88212	40	1.27	0.22	5.91
NMSS08-31	90.81472	30.89218	25	0.88	0.19	4.69
NMSS08-32	90.89702	30.84973	20	0.51	0.1	5.02
NMSS08-33	90.90057	30.84578	47	0.53	0.1	5.06
NMSS08-34	90.90358	30.84145	60	1.77	0.31	5.7
NMSS08-35	90.90697	30.83637	51	1.78	0.31	5.77
NMSS08-36	90.91853	30.81323	40	1.55	0.28	5.6
NMSS08-37	90.92350	30.79680	30	0.37	0.1	3.82
NMSS08-38	90.92465	30.78958	21	1.81	0.41	4.38
NMSS08-39	90.92847	30.78280	16	1.19	0.19	6.23
NMSS08-40	90.86253	30.76427	12	0.32	0.08	4.07
NMSS08-41	90.87378	30.74260	7	0.1	0.04	2.56
NMSS08-42	90.85855	30.73673	34	0.81	0.16	5.08
NMSS07-1	90.31447	30.80682	40	1.39	0.21	6.53
NMSS07-2	90.33912	30.82737	47	1.22	0.19	6.25
NMSS07-3	90.37077	30.79617	63	1.3	0.2	6.47
NMSS07-4	90.37430	30.77178	68	1.28	0.19	6.8
NMSS07-5	90.40323	30.78420	89	1.25	0.19	6.44

样品名称	经度(°E)	纬度(°N)	水深(m)	TOC(%)	TN(%)	C/N
NMSS07-6	90.49397	30.82108	59	1.18	0.17	7
NMSS07-7	90.47645	30.82485	61	1.2	0.17	6.87
NMSS07-8	90.45505	30.78285	92	1.29	0.22	5.99
NMSS07-9	90.46405	30.73345	84	1.23	0.19	6.53
NMSS07-10	90.48928	30.67237	75	1.1	0.17	6.43
NMSS07-11	90.48966	30.67203	75	1.16	0.17	6.98
NMSS07-12	90.56455	30.75017	93	1.29	0.2	6.49
NMSS07-13	90.55270	30.80300	45	0.3	0.07	4.53
NMSS07-14	90.58471	30.67981	94	1.14	0.19	5.89
NMSS07-15	90.59975	30.64108	92	1.05	0.18	5.73
NMSS07-16	90.60040	30.60040	70	0.89	0.15	5.99
NMSS07-17	90.37608	30.71585	44	1.16	0.2	5.82
NMSS07-18	90.29907	30.64702	20	1.04	0.18	5.74
NMSS07-19	90.28900	30.63742	11	1.93	0.3	6.37
NMSS07-20	90.39758	30.65957	55	1.08	0.19	5.7
NMSS07-21	90.39214	30.60778	45	0.64	0.11	5.77
NMSS07-22	90.37287	30.56487	31	0.28	0.06	4.76
NMSS07-23	90.28796	30.86675	15	2.26	0.37	6.19
NMSS07-24	90.31429	30.86133	25	0.93	0.18	5.26
NMSS07-25	90.34111	30.85803	35	1.03	0.19	5.54
平均值			54	1.07	0.19	5.57