

不同环境下湖泊矿物和湖水性质对碳埋藏的制约 ——以西藏郭扎错为例

李明慧, 朱立平, 鞠建廷, 聂小芳, 朱兴环

中国科学院青藏高原研究所, 北京 100101

摘要: 湖泊沉积物不仅记录了湖泊演化的过程, 还蕴含了丰富的碳储量。本文以青藏高原西部郭扎错407 cm长的湖芯为例, 探讨了8.7 ka BP以来该湖由淡水湖演变到咸水湖的过程中, 有机碳和无机碳沉积通量与储量的变化及影响因素。郭扎错无机碳沉积通量范围为 $4.6\sim 35.1\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 平均值为 $17\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 无机碳储量范围为 $2.5\times 10^6\sim 19.1\times 10^6\text{ t/a}$, 平均值为 $9.2\times 10^6\text{ t/a}$, 无机碳总储量约为 $18.5\times 10^9\text{ t}$ 。有机碳沉积通量范围为 $1.6\sim 7.3\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 平均值为 $4.0\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 有机碳储量范围为 $1.5\times 10^6\sim 3.3\times 10^6\text{ t/a}$, 平均值为 $2.2\times 10^6\text{ t/a}$, 有机碳总储量约为 $1.63\times 10^9\text{ t}$ 。8.7 ka BP以来, 三个不同环境演化阶段(8.7~4.0 ka BP, 4.0~1.5 ka BP, 以及1.5 ka BP至今)中, 4.0~1.5 ka BP气候寒冷干旱, 湖泊为淡水湖, 但无机碳和有机碳的沉积通量和储量都表现为低值。根据碳沉积通量和储量的变化特征发现, 无机碳的沉积与碳酸盐矿物成因有关, 而有机碳沉积则与黏土矿物的成因有关, 二者都与环境、湖水性质变化有关, 其中温度对无机碳沉积通量和储量的影响大于盐度的影响, 而温度对有机碳沉积通量和储量的影响小于盐度的影响。

关键词: 湖泊沉积物; 碳酸盐矿物; 黏土矿物; 有机碳; 无机碳

中图分类号: P578.6; P512.2 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2024.082402

Carbon Burial Inferred from Minerals and Lake Water Properties: A Case Study of Guozha Co in Tibet

LI Minghui, ZHU Liping, JU Jianting, NIE Xiaofang, ZHU Xinghuan

Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101

Abstract: Lacustrine sediments not only record the evolutionary processes of lakes but also contain rich carbon reserves. Taking the 407 cm-long lake sediments of Guozha Co in western Qinghai-Tibet Plateau as an example, this paper discusses the changes and factors influencing the organic carbon and inorganic carbon flux, as well as the amount of carbon buried since 8.7 ka BP, during which the lake has evolved from freshwater to saline. The results show that, since 8.7 ka BP, the flux of inorganic carbon in Guozha Co has ranged from 4.6 to 35.1 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, with an average of 17 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, while the buried amount ranged from 2.5×10^6 to $19.1\times 10^6\text{ t/a}$, with an average of $9.2\times 10^6\text{ t/a}$. Approximately $18.5\times 10^9\text{ t}$ of inorganic carbon has been buried. The flux of organic carbon ranged from 1.6 to 7.3 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, with an average of 4.0 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, while the amount of organic carbon buried ranged from 1.5×10^6 to $3.3\times 10^6\text{ t/a}$, with an average of $2.2\times 10^6\text{ t/a}$. Approximately $1.63\times 10^9\text{ t}$ of organic carbon has been buried. Guozha Co has evolved from a freshwater lake in a warm climate setting during 8.7–4.0 ka BP to a freshwater lake in cold climate setting during 4.0–1.5 ka BP, and finally to a saline lake from 1.5 ka BP to present. The deposition flux and reserves of both inorganic carbon and organic carbon were lower during the period of 4.0–1.5 ka BP than in the other two periods. According to the characteristics of carbon deposition flux and reserves, inorganic carbon burial is related to carbonate minerals, while organic carbon burial is related to clay minerals, with both types of burial related to the environment and properties of the lake.

本文由国家自然科学基金重点项目(编号: 41831177; 41471157)、第二次青藏高原综合科学考察研究项目(编号: 2019QZKK0202)、中国科学院战略性先导科技专项(编号: XDA20020100; XDA20070101)和西藏自治区科技项目(编号: XZ202401JD0011)联合资助。

收稿日期: 2024-07-08; 改回日期: 2024-08-21; 网络首发日期: 2024-08-26。责任编辑: 马铭株。

第一作者简介: 李明慧, 女, 1974年生。博士, 副研究员。主要从事环境矿物学、成因矿物学与找矿矿物学研究。

E-mail: liminghui@itpcas.ac.cn。

Temperature had the most significant effect on both the flux and burial of inorganic carbon; however, salinity had a greater effect on organic carbon burial.

Key words: lacustrine sediment; carbonate mineral; clay mineral; organic carbon; inorganic carbon

随着我国“双碳”目标的提出,与碳有关的研究越来越受到重视。湖泊占地表总面积很小(仅占2%),但其沉积物蕴含着非常丰富的碳储量,是不容忽视的碳汇。有机碳主要赋存在黏土矿物中,湖泊沉积物中有机碳的储量甚至比海洋沉积物还高(Dickens et al., 2006; Downing et al., 2008; Kastowski et al., 2011; Cai et al., 2022);无机碳主要以碳酸盐矿物的形式存在。因此,某种程度上,碳的问题也可以认为是黏土矿物和碳酸盐矿物的成因矿物学问题。

无论是有机碳还是无机碳,它们搬运至湖泊的过程以及在湖泊系统内部产生的过程都受到环境变化和湖水性质的影响。此外,湖泊沉积物中碳的埋藏还与环境变化及湖泊演化等有关。青藏高原的湖泊众多,仅大于1 km²的盐湖就有800多个(郑喜玉等, 2002),因此,青藏高原湖泊沉积物是研究碳埋藏和环境变化的重要载体。

西藏郭扎错地处西风区,海拔高,人烟稀少,受人类活动影响少。作者所在湖泊团队2015年在该湖钻取了407 cm的湖芯沉积物(GZC2015-1),围绕该钻孔已经进行了年代学、矿物学、碳酸盐碳氧同位素及元素地球化学等多环境指标的研究,划分出8.7~4.0 ka BP、4.0~1.5 ka BP以及1.5 ka BP至今三个环境演化阶段。研究表明,8.7 ka BP以来,该湖经历了从淡水湖到咸水湖的演化过程,碳酸盐矿物也从以方解石为主演化为以文石为主,而黏土矿物以伊利石、绿泥石和伊蒙混层为主,少量蒙脱石(郭心雨, 2021; Li et al., 2021; 王晓晓, 2021)。本文拟在以上研究基础上,探索8.7~4.0 ka BP、4.0~1.5 ka BP、1.5 ka BP至今这三个环境阶段的矿物学和湖水性质变化对碳埋藏的影响。

1 研究区域概况

郭扎错位于西藏自治区西北部,日土县境内北部、西昆仑山南麓,是构造成因湖泊,被基岩山坡所包围(图1)。湖水主要由古里雅冰川融水所补给,湖泊流域内有62条冰川,总面积达544 km²。湖面海拔5 080 m,湖泊面积约252.6 km²,矿化度为3.05~11.66 g/L,矿化度南北差异较大,呈现北低南高的现象;pH值为8.92~9.18,水深20 m左右开始出现分层(Li et al., 2021)。

研究区温度低、降雨少。夏季湖水温度不超过10℃(李世杰等, 1991, 1993; Li et al., 2021),2015年9月表层水温仅4.17℃(Li et al., 2021)。1979年至

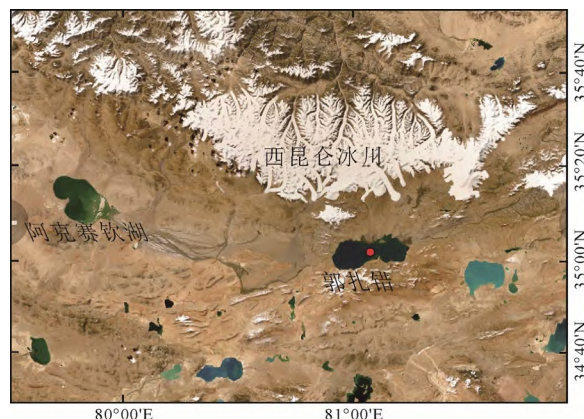


图1 郭扎错地理位置及钻孔位置
(红色圆圈为钻孔 GZLC15-1)

Fig. 1 Location of Guozha Co
(red circle indicates the GZLC15-1)

2013年间,年平均降雨量为90 mm,平均温度为-12.9℃(Qiao et al., 2017),2015年的实测最大水深超过140 m(Li et al., 2021)。由于较低的温度和降雨量,研究区仅有稀疏的荒漠植被。

2 样品与方法

样品取自水下88.3 m、长407 cm的钻孔沉积物(钻孔编号为GZLC15-1,经纬度为35°01'8.18"N, 81°03'37.25"E;图1)。沉积物为连续沉积的粉沙质碳酸盐黏土。钻孔样品保存在PC管中,运输到实验室,1 cm间隔分样,样品保存环境为4~6℃。

测试每个样品的总碳(TC)和无机碳(IC)的相对百分含量,然后通过差减法得到每个样品的总有机碳(TOC)的相对百分含量,即:TOC=TC-IC。TC和IC的测定误差分别小于2%和3%,具体测试方法如下:

称取10~15 mg的葡萄糖(C₆H₁₂O₆·H₂O,含碳量36.33%)和20~25 mg碳酸钠(Na₂CO₃,含碳量11.32%)分别作为总碳含量和无机碳含量测试的标准物质置于两个样品舟中。

总碳(TC)测试过程:称取约150 mg样品,自然风干,研磨至80~100目,放入样品舟,推入950℃高温炉中进行催化氧化,样品中C元素全部转换为CO₂气体,随后进入非色散红外检测器(NDIR)进行测定。

无机碳(IC)测试过程:称取约150 mg样品,自然风干,研磨至80~100目,放入样品舟,加入0.5 mL磷酸,推入200℃炉中进行反应,样品中无机碳元素全部转换为CO₂气体,随后进入非色散红外检测器(NDIR)进行测定。

测试仪器为总有机碳分析仪(TOC), 型号为日本岛津生产的 TOC-LCPH。

湖泊沉积物碳沉积通量(A : $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$)可由式(1)进行计算(Liu et al., 2017; 雷雁翔等, 2021):

$$A=BD\times DR\times C\times 10 \tag{1}$$

式中: BD 代表密度(g/cm^3); DR 代表湖泊沉积物的沉积速率(cm/a); C 代表湖泊沉积物中碳含量(mg/g)。

其中密度用实测数据。密度测试方法为: 用烧杯、超纯水和高精度天平对 1 cm、200 cm、300 cm 和 400 cm 四个样品的密度进行测试。用天平称取 1 g 左右的样品, 放入装有超纯水的烧杯, 记录样品放入前后水的质量变化, 并计算出水的体积变化, 根据公式 $\rho=m/v$ 计算得到样品的密度。

沉积速率 DR 通过深度(cm)-年代(a)比值计算, 本文沉积速率引自 Li et al.(2021), 分别为 0.692 mm/a, 0.297 mm/a, 0.97 mm/a, 0.419 mm/a, 0.384 mm/a, 0.306 mm/a(图 2), 用 InCal13 软件对 21 个 ^{14}C 年代数据进行矫正, 并绘出深度-年代关系图。

湖泊沉积物碳储量(kg/a)=湖泊面积(km^2) $\times$ 湖泊沉积物碳沉积通量($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$)

其中, 郭扎错湖泊面积为 544 km^2 。

3 结果

郭扎错无机碳含量范围为 11.5~35.8 mg/g, 平均值为 26.1 mg/g。其中三个环境演化阶段(8.7~4.0 ka BP, 4.0~1.5 ka BP, 1.5 ka BP 至今), 平均值分别为 27.8 mg/g、27.1 mg/g、21.9 mg/g(表 1), 呈现逐渐降低的趋势。此外, 明显的低值出现在 1.1~0.9 ka BP(图 2)。

有机碳含量低于无机碳含量, 其范围为 3.5~10.6 mg/g, 平均值为 6.3 mg/g。其中三个环境演化阶段的有机碳平均值分别为 6.5 mg/g、5.9 mg/g、6.0 mg/g(表 1), 呈现降低又升高的变化特征。

四个样品(1 cm、200 cm、300 cm 和 400 cm)的实测密度分别为 $1.31\text{ g}/\text{cm}^3$ 、 $0.98\text{ g}/\text{cm}^3$ 、 $1.23\text{ g}/\text{cm}^3$ 和 $1.50\text{ g}/\text{cm}^3$, 其他位置的密度用插入法获得。全球湖泊沉积物的密度统计数据显示, 湖泊沉积物的密度变化不大, 大部分在 $1.23\sim 1.806\text{ g}/\text{cm}^3$ 之间(Hamilton, 1976; 赵广明等, 2014; 雷雁翔等, 2021), 本文实测密度变化也不大, 基本上在该数据范围内, 因此用插入法获取其他位置的密度是可信的。

表 1 郭扎错 8.7 ka BP 以来无机碳和有机碳含量、沉积通量和储量平均值
Table 1 Average values of content, flux and reserves of inorganic carbon (IC) and organic carbon (OC) in Guozha Co since 8.7 ka BP

演化阶段	无机碳含量平均值/(mg/g)	无机碳沉积通量平均值/($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$)	无机碳储量平均值/($10^6\text{ t}/\text{a}$)	有机碳含量平均值/(mg/g)	有机碳沉积通量平均值/($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$)	有机碳储量平均值/($10^6\text{ t}/\text{a}$)
8.7~4.0 ka BP	27.8	18.7	10.0	6.5	4.4	2.38
4.0~1.5 ka BP	27.1	12.3	6.7	5.9	2.3	1.25
1.5 ka BP 至今	21.9	17.3	9.4	6.0	4.7	2.60
无机碳总储量	18.5 $\times 10^9\text{ t}$					
有机碳总储量	1.63 $\times 10^9\text{ t}$					

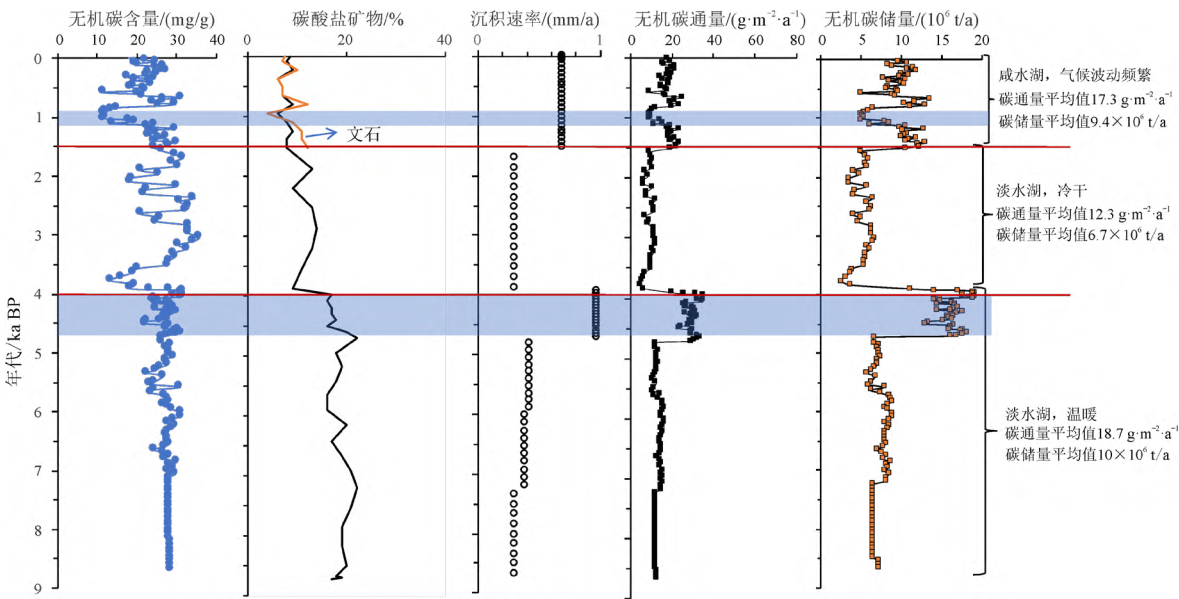


图 2 郭扎错钻孔无机碳含量、碳酸盐矿物、沉积速率、沉积通量和碳储量及环境变化
(矿物含量、沉积速率和环境阶段引自 Li et al., 2021)

Fig. 2 Inorganic carbon content, carbonate minerals, deposition rate, deposition flux, and carbon reserves vs environmental changes in core GZLC15-1 (carbonate content, sedimentary rate, and environmental stages from Li et al., 2021)

根据公式(1)计算的无机碳沉积通量为 $4.6\sim 35.1\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 平均值为 $17\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 三个环境演化阶段无机碳沉积通量的平均值分别为 $18.7\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 、 $12.3\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 和 $17.3\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (表 1)。根据公式(2)计算的无机碳储量为 $2.5\times 10^6\sim 19.1\times 10^6\text{ t/a}$, 平均值为 $9.2\times 10^6\text{ t/a}$, 三个环境演化阶段无机碳储量的平均值分别为 $10\times 10^6\text{ t/a}$ 、 $6.7\times 10^6\text{ t/a}$ 和 $9.4\times 10^6\text{ t/a}$ 。特别指出的是, 8.7 ka BP 以来郭扎错无机碳总储量约为 $18.5\times 10^9\text{ t}$ (表 1)。

有机碳沉积通量为 $1.6\sim 7.3\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 平均值为 $4.0\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 三个环境演化阶段有机碳沉积通量的平均值分别为 $4.4\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 、 $2.3\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 和 $4.7\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (表 1)。有机碳储量为 $0.89\times 10^6\sim 3.9\times 10^6\text{ t/a}$, 平均值为 $2.2\times 10^6\text{ t/a}$, 三个环境演化阶段有机碳储量的平均值分别为 $2.38\times 10^6\text{ t/a}$ 、 $1.25\times 10^6\text{ t/a}$ 和 $2.6\times 10^6\text{ t/a}$ (表 1)。特别指出的是, 8.7 ka BP 以来郭扎错有机碳总储量约为 $1.63\times 10^9\text{ t}$ (表 1)。此外, 4.7~4.0 ka BP 有机碳和无机碳沉积通量、储量均显示了高值, 而在 1.1~0.9 ka BP 阶段则显示低值(图 2, 3)。

4 讨论

从公式(1)中看出湖泊沉积物中的碳含量和沉积速率决定了碳沉积通量和储量的高低(图 2, 3)。有机碳和无机碳沉积通量使用的沉积速率是相同的, 比如, 4.7~4.0 ka BP 阶段, 无机碳和有机碳的含量

没有明显变化, 而其沉积通量和储量同时出现高值, 这与较高的沉积速率有关。1.1~0.9 ka BP 阶段的沉积速率略低于 4.7~4.0 ka BP 阶段的值, 而有机碳和无机碳沉积通量、储量明显低于 4.7~4.0 ka BP 阶段的碳通量和储量, 说明碳含量对碳通量和储量的影响大于沉积速率对碳通量和储量的影响。其他不同阶段的沉积速率均比较低(图 2, 3), 有机碳和无机碳沉积通量、储量的平均值之间存在的明显差异, 则与碳含量有关。因此, 影响碳含量的因素, 也是影响碳沉积通量和储量的因素。

4.1 无机碳

8.7 ka BP 以来, 郭扎错经历了三个不同的环境演化阶段, 每个阶段的碳酸盐矿物种类、湖水性质、碳沉积通量和储量都有明显不同。

8.7~4.0 ka BP 为淡水湖, 气候温暖, 碳酸盐矿物主要是方解石, 少量白云石, 冰川融水补给较多, 易溶离子 Na 等含量较低(图 4), 碳酸盐矿物的碳氧同位素值低(Li et al., 2021), 该阶段无机碳的沉积通量和储量是最高的。

4.0~1.5 ka BP 仍然为淡水湖, 但气候寒冷, 可能记录了人类历史上著名的“4.2 ka BP”冷事件(Ran et al., 2019), 碳酸盐矿物主要是方解石, 少量白云石, 冰川融水补给减少, 湖水浓缩, 易溶离子 Na 等含量缓慢升高(图 4), 碳氧同位素值增加, 但二者相关性减弱(Li et al., 2021), 这个阶段湖泊沉积物沉积速率低, 无机碳的沉积通量和储量是最低的(图 2)。

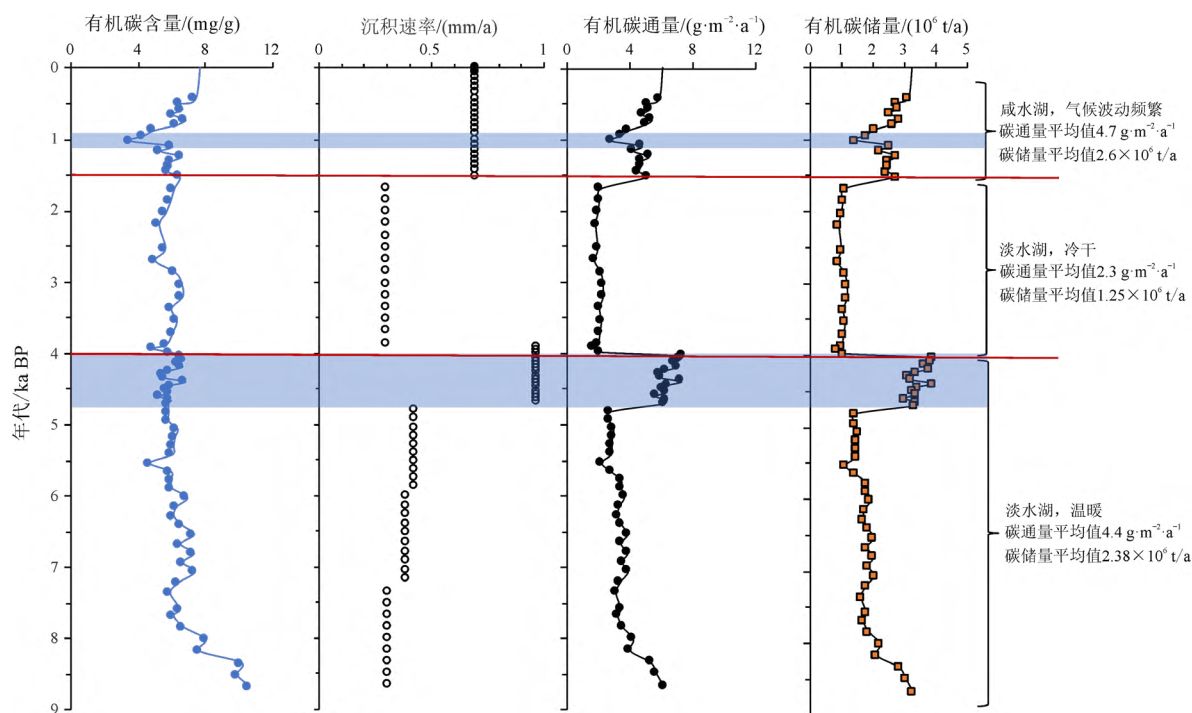


图3 郭扎错钻孔 GZLC15-1 有机碳含量、沉积速率、沉积通量和碳储量及环境变化
(沉积速率和环境变化引自 Li et al., 2021)

Fig. 3 Organic carbon content, deposition rate, deposition flux, and carbon reserves vs environmental changes in core GZLC15-1 (sedimentary rate and environmental stages from Li et al., 2021)

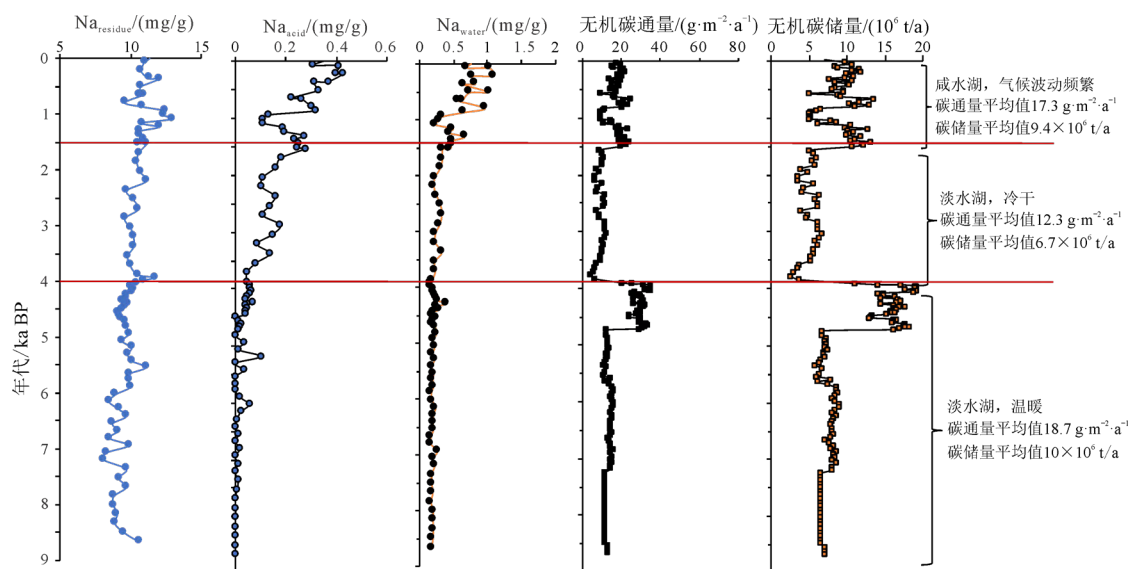


图4 郭扎错钻孔 GZLC15-1 中硅酸盐矿物钠含量($\text{Na}_{\text{residue}}$)、碳酸盐矿物钠含量(Na_{acid})、孔隙水中钠含量(Na_{water}) (Li et al., 2021; 王晓晓, 2021)及其与无机碳沉积通量和储量的对比

Fig. 4 Na contents in silicate minerals ($\text{Na}_{\text{residue}}$), in carbonate minerals (Na_{acid}), and in porewater (Na_{water}) (Li et al., 2021; WANG, 2021) vs inorganic carbon flux and reserves in core GZLC15-1

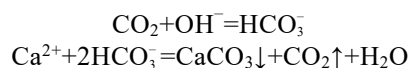
1.5 ka BP 至今, 郭扎错演变为咸水湖, 碳酸盐矿物出现了文石, 其次为方解石及白云石。气候冷暖波动频繁, 冰川融水补给进一步减少。易溶离子 Na 等含量明显增加(图 4), 碳氧同位素值升高、二者相关系数增加(Li et al., 2021), 这个阶段湖泊沉积物沉积速率高于上一阶段, 无机碳沉积通量和储量比上一阶段增加(图 2)。

以上三个演化阶段的碳沉积通量和储量的变化说明, 气候寒冷的环境下, 不利于无机碳的埋藏。这涉及到湖泊沉积物中碳酸盐矿物的来源问题: 外力搬运入湖和湖泊系统内部析出。湖泊系统内部析出矿物的两个位置: 湖水表层水-气界面、湖泊底部水-沉积物界面。在气候寒冷环境下, 地表岩石化学风化作用弱, 河流搬运入湖的物质减少, 而且寒冷环境中冰封时间长, 影响了湖泊矿物的析出。因此, 4.0~1.5 ka BP 阶段无机碳储量和沉积通量低, 主要原因可能是气候寒冷。

此外, 孔隙水 Na_{water} 含量和碳酸盐矿物 Na_{acid} 含量变化说明, 郭扎错的湖水是逐渐浓缩的(图 4; Li et al., 2021), 即 4.0~1.5 ka BP 阶段湖水浓度高于 8.7~4.0 ka BP 阶段。然而 4.0~1.5 ka BP 阶段呈现出低无机碳沉积通量和储量的特点(表 1, 图 4), 进一步说明在淡水条件下, 低温对无机碳沉积通量和储量的影响大于盐度。

1.5 ka BP 至今郭扎错演变为咸水湖, 由孔隙水钠含量 Na_{water} 和碳酸盐矿物钠含量 Na_{acid} 可知(图 4), 该时期的盐度是这三个演化阶段中最高的, 然而, 这个时期的无机碳沉积通量($17.3 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$)和无机碳储量($9.4 \times 10^6 \text{ t/a}$)仅仅高于淡水环境下寒冷期

(4.0~1.5 ka BP)的值($12.3 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, $6.7 \times 10^6 \text{ t/a}$)、而低于温暖的淡水期(8.7~4.0 ka BP)的值($18.7 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, $10 \times 10^6 \text{ t/a}$), 说明温度的影响大于盐度。这一结果与碳酸盐矿物的成因有关。众所周知, 水-气界面和湖底水-沉积物界面是碳酸盐矿物析出的重要场所(Garvie, 2003; Li et al., 2024)。在水-气界面, 通常容易固定大气中的 CO_2 , 即:



从以上公式可以看出, 水-气界面的碳酸盐析出, 吸收一个 CO_2 释放一个 CO_2 , 是一个碳平衡的过程。同时也揭示盐度高、pH 值高的环境下有利于反应向右进行, 促进无机碳埋藏。此外, 碳酸盐矿物析出过程中, 微生物的作用不可忽视(Rivadeneira et al., 2004), 温暖环境下微生物数量会增多(董海良等, 2023), 在 8.7~4.0 ka BP 温暖的淡水环境下, 碳酸盐矿物析出过程中微生物的参与程度高于其他阶段, 这可能是温暖的淡水期碳沉积通量和储量高的原因之一。

总之, 无机碳沉积通量和储量与环境变化、碳酸盐矿物的成因息息相关。

4.2 有机碳

郭扎错钻孔中有机碳的沉积通量和储量与无机碳明显不同。8.7 ka BP 以来的三个演化阶段中, 寒冷期(4.0~1.5 ka BP)的有机碳沉积通量和储量是最低的, 分别为 $2.3 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 和 $1.25 \times 10^6 \text{ t/a}$; 咸水湖阶段(1.5 ka BP 至今)的有机碳沉积通量和储量却是最高, 分别为 $4.7 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 和 $2.6 \times 10^6 \text{ t/a}$; 气候温暖的淡水湖阶段(8.7~4.0 ka BP)有机碳沉积通量

($4.4 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$)和储量($2.38 \times 10^6 \text{ t/a}$)均居中(图 3)。这说明咸水湖环境可能有利于有机碳的埋藏。下面从湖水性质及沉积矿物两个方面来解释。

咸水湖与淡水湖相比,最大的区别是湖水的盐度和 pH 值升高。盐度和 pH 值升高导致湖水性质的变化,会影响湖水生物的生长。现代郭扎错湖水的盐度范围为 $3 \sim 11 \text{ g/L}$ (Li et al., 2021),该盐度范围低于盐湖,此环境条件下依然会有相当数量的藻类等微生物存在。以硅藻为例,其生长过程中会从 HCO_3^- 离子中吸收碳(Moss 1973; Barker et al., 2013),pH 值升高, HCO_3^- 含量增加,为藻类的生长提供了更多 HCO_3^- 离子,这可能是 1.5 ka BP 以来有机碳沉积通量和碳储量升高的原因之一(图 3)。

湖水盐度的升高,也会影响湖底水-沉积物的相互作用,进而影响有机碳的埋藏。如前所述,有机质主要赋存在黏土矿物中。在水-沉积物的相互作用过程中,一方面会影响黏土矿物的性质,另一方面也会有新的硅酸盐矿物包括黏土矿物析出(Wallmann et al., 2008; Andrews et al., 2020; Li et al., 2021)。再者,湖水盐度升高、湖水和孔隙水中 Na 离子浓度增加,离子与黏土矿物表层相互作用增强,压缩了黏土矿物的电双层,从而提高了黏土矿物对有机物的吸附能力(Collins et al., 1995; Arnarson et al., 2000; Feng et al., 2005),促进有机碳的埋藏。8.7 ka BP 以来,郭扎错沉积物中的硅酸盐矿物 Na 元素含量持续增加(图 4; Li et al., 2024),说明随着盐度升高,水-沉积物相互作用增强,这个过程中不断有新的硅酸盐矿物(包括黏土矿物)析出,增加了有机碳的吸附。

黏土矿物中吸附能力最高的是蒙脱石(Cai et al., 2022; Zhao et al., 2023)。蒙脱石存在膨胀层,层间空隙大,赋存了大量水分子和含水的离子 Ca^{2+} 、 Na^+ 等,可以通过离子交换和阳离子桥吸附大量有机质,而伊利石的层间离子主要是 K^+ ,不存在膨胀层,只

能在矿物表面吸附少量有机质(Theng, 1979; Pusino et al., 1993),这种差异导致黏土矿物吸附有机质的能力不同(Kothawala et al., 2012)。另外,蒙脱石转变为伊利石的过程中,部分有机质会从黏土-有机质复合物中解脱出来,产生有机质的解吸(Berthonneau et al., 2016)。除了增强有机质的吸附外,黏土矿物也会加速碳水物质的产生过程,促进低分子碳水化合物的形成(Yuan et al., 2013; Bu et al., 2017)。因此,郭扎错咸水湖阶段(1.5 ka BP 以来)有机碳沉积通量和储量增加,蒙脱石含量的升高(表 2)是原因之一。

总之,有机碳沉积通量和储量与环境变化、黏土矿物成因、湖水性质及微生物活动等息息相关。

5 总结与展望

郭扎错由温暖的淡水湖演化为咸水湖的过程中,有机碳和无机碳沉积通量、储量的变化明显不同,除了碳含量和沉积速率,还受湖水性质(如盐度和 pH 值变化)和温度变化的影响。根据碳沉积通量和储量的变化特征发现,温度对无机碳沉积通量和储量的影响大于盐度对无机碳沉积通量和储量的影响;而温度对有机碳沉积通量和储量的影响小于盐度对有机碳沉积通量和储量的影响。

8.7 ka BP 以来三个不同的环境演化阶段中,4.0 ka BP 以前温暖的淡水期,无机碳和有机碳的沉积通量、储量均大于 4.0 ka BP 以后寒冷淡水期的值;而在 1.5 ka BP 以后的咸水湖期回升,明显大于 4.0~1.5 ka BP 寒冷淡水期的值。

湖泊沉积物中碳沉积通量和储量是涉及多学科的综合问题,比如:

(1)计算碳沉积通量的公式中,沉积速率等于沉积物厚度与年代的比值,沉积速率是否准确,取决于定年,这是年代学的问题;沉积速率即单位时间内的沉积物厚度,与湖区地表风化作用等环境变化

表 2 郭扎错钻孔 GZLC15-1 的黏土矿物半定量(郭心雨, 2021)
Table 2 Semi-quantitative content of clay minerals in core GZLC15-1, Guozha Co (GUO, 2021)

深度/cm	伊蒙混层/%	伊利石/%	蒙脱石/%	高岭石/%	绿泥石/%	湖泊演化
1	16.16	67.54	0.54	4.01	11.75	咸水湖, 冷暖波动
55	17.85	64.96	0	3.82	13.37	
100	10.72	72.47	0	4.89	11.92	
155	13.17	71.06	0	4.90	10.88	
200	16.54	66.95	0	4.62	11.89	淡水湖, 寒冷
255	12.74	71.76	0	4.59	10.91	
300	21.44	64.06	0.32	4.40	9.77	
355	7.60	75.74	0.30	5.93	10.43	
400	18.35	65.69	0.33	4.70	10.93	淡水湖, 温暖
407	17.20	67.56	0.29	4.05	10.90	
平均值	15.18	68.78	0.18	4.59	11.27	

有关, 由于冰川作用会加剧岩石的物理风化, 冰川补给湖泊区域的风化剥蚀又有独特性(Herman et al., 2013, 2021; Andersen et al., 2018)。郭扎错为冰川融水补给的大型湖泊, 沉积速率比较低, 最快沉积速率也不超过 1 mm/a(图 2, 3)。按照 1.5 ka BP 至今的沉积速率 0.692 mm/a 计算, 沉积 1 cm 沉积物大约需要 15 年时间, 即湖底表层 1 cm 沉积物记录的是大约过去 15 年的信息之和。

(2)有机碳和无机碳分别主要赋存在黏土矿物和碳酸盐矿物中, 这是涉及两类矿物的成因矿物学问题, 又与水-沉积物相互作用以及沉积后的早期成岩作用等有关。

(3)碳酸盐矿物和黏土矿物的形成过程与微生物活动密不可分, 即微生物在无机碳和有机碳沉积过程中都起到不可或缺的作用, 这涉及到微生物学/生物学的问题。

因此, 本文关于郭扎错湖泊沉积物中碳的沉积通量和储量的研究, 为抛砖引玉之作, 待完善的方面还有很多。

Acknowledgments

This study was supported by National Natural Science Foundation of China (Nos. 41831177 and 41471157), Second Tibetan Plateau Scientific Expedition Program (No. 2019QZKK0202), the Strategic Priority Research Program of Chinese Academy of Sciences (Nos. XDA20020100 and XDA20070101), and Science and Technology Department of Tibet (No. XZ202401JD0011).

参考文献:

- 董海良, 蒋宏忱, 2023. 地质微生物学[M]. 北京: 高等教育出版社.
- 郭心雨, 2021. 粘土矿物中锂元素的制约因素——以西藏郭扎错和塔若错为例[D]. 北京: 中国地质大学.
- 雷雁翔, 何磊, 王玉敏, 等, 2021. 渤海湾西岸晚更新世以来的沉积环境演化及碳埋藏评价[J]. 海洋地质与第四纪地质, 41(6): 194-205.
- 李世杰, 郑本兴, 焦克勤, 1991. 西昆仑山南坡湖相沉积和湖泊演化的初步研究[J]. 地理科学, 11(4): 306-314, 391.
- 李世杰, 郑本兴, 焦克勤, 1993. 西昆仑山区湖泊初探[J]. 海洋与湖沼, 24(1): 37-44.
- 王晓晓, 2021. 西藏郭扎错钻孔沉积物中碳酸盐成因矿物学及环境事件研究[D]. 北京: 中国科学院青藏高原研究所.
- 赵广明, 叶思源, 丁喜桂, 等, 2014. 黄河三角洲全新世以来沉积环境的划分及各环境中碳埋藏速率的评价[J]. 地球科学, 39(4): 451-461.
- 郑喜玉, 张明刚, 徐昶, 等, 2002. 中国盐湖志[M]. 北京: 科学出版社.

References:

- ANDERSEN J L, EGHOLM D L, KNUDSEN M F, et al., 2018. Widespread erosion on high plateaus during recent glaciations in Scandinavia[J]. *Nature Communications*, 9: 830.
- ANDREWS E, POGE VON STRANDANN P A E, FANTLE M S, 2020. Exploring the importance of authigenic clay formation in the global Li cycle[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 289: 47-68.
- ARNARSON T S, KEIL R G, 2000. Mechanisms of pore water organic matter adsorption to montmorillonite[J]. *Marine Chemistry*, 71(3-4): 309-320.
- BARKER P A, HURRELL E R, LENG M J, et al., 2013. Carbon cycling within an East African lake revealed by the carbon isotope composition of diatom silica: a 25-ka record from Lake Challa, Mt. Kilimanjaro[J]. *Quaternary Science Reviews*, 66: 55-63.
- BERTHONNEAU J, GRAUBY O, ABUHAICAL M, et al., 2016. Evolution of organo-clay composites with respect to thermal maturity in type II organic-rich source rocks[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 195: 68-83.
- BU Hongling, YUAN Peng, LIU Hongmei, et al., 2017. Effects of complexation between organic matter (OM) and clay mineral on OM pyrolysis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 212: 1-15.
- CAI Jingong, DU Jiazong, SONG Mingshui, et al., 2022. Control of clay mineral properties on hydrocarbon generation of organo-clay complexes: Evidence from high-temperature pyrolysis experiments[J]. *Applied Clay Science*, 216: 106368.
- COLLINS M J, BISHOP A N, FARRIMOND P, 1995. Sorption by mineral surfaces: Rebirth of the classical condensation pathway for kerogen formation?[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(11): 2387-2391.
- DICKENS A F, BALDOCK J A, SMERNIK R J, et al., 2006. Solid-state ^{13}C NMR analysis of size and density fractions of marine sediments: Insight into organic carbon sources and preservation mechanisms[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 666-686.
- DONG Hailiang, JIANG Hongchen, 2023. *Geomicrobiology*[M]. Beijing: Higher Education Press(in Chinese).
- DOWNING J A, COLE J J, MIDDELBURG R G, et al., 2008. Sediment organic carbon burial in agriculturally eutrophic impoundments over the last century[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 22(1): GB1018.
- FENG Xiaojuan, SIMPSON A J, SIMPSON M J, 2005. Chemical and mineralogical controls on humic acid sorption to clay mineral surfaces[J]. *Organic Geochemistry*, 36(11): 1063-1074.

- 1553-1566.
- GARVIE L A J, 2003. Decay induced biomineralization of the saguaro cactus (*Carnegiea gigantea*)[J]. *American Mineralogist*, 88(11-12): 1879-1888.
- GUO Xinyu, 2021. Constraints on the lithium in clay minerals[D]. Beijing: China University of Geosciences(in Chinese with English abstract).
- HAMILTON E L, 1976. Variations of density and porosity with depth in deep-sea sediments[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 46(1-2): 280-300.
- HERMAN F, DE DONCKER F, DELANEY I, et al., 2021. The impact of glaciers on mountain erosion[J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2: 422-435.
- HERMAN F, SEWARD D, VALLA P G, et al., 2013. Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate[J]. *Nature*, 504(7480): 423-426.
- KASTOWSKI M, HINDERER M, VECSEI A, 2011. Long-term carbon burial in European lakes: Analysis and estimate Martin[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 25: GB3019.
- KOTHAWALA D N, ROEHM C, BLODAU C, et al., 2012. Selective adsorption of dissolved organic matter to mineral soils[J]. *Geoderma*, 189-190: 334-342.
- LEI Yanxiang, HE Lei, WANG Yumin, et al., 2021. Environmental evolution and carbon burial assessment of the west coast of Bohai Bay since Late Pleistocene[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 41(6): 194-205(in Chinese with English abstract).
- LI Minghui, ZHU Liping, WANG Junbo, et al., 2021. Holocene lake evolution and glacial fluctuations indicated by carbonate minerals and their isotopic compositions in the sediments of a glacial melt recharge lake on the northwestern Tibetan Plateau[J]. *Frontiers in Earth Science*, 9: 656281.
- LI Minghui, ZHU Liping, WANG Junbo, et al., 2024. Elemental interactions between pore water and lake sediments with their environmental significance: a case as Holocene sediments in Guozha Co, northwestern Tibetan Plateau[J]. *Environmental Earth Sciences*, 83: 111.
- LI Shijie, ZHENG Benxing, JIAO Keqin, 1991. Preliminary Research on Lacustrine Deposit and Lake Evolution on the South Slope of the West Kunlun Mountains[J]. *Scientia Geographica Sinica*, 11(4): 306-314, 391(in Chinese with English abstract).
- LI Shijie, ZHENG Benxing, JIAO Keqin, 1993. Lakes in the Western Kunlun Mountain Areas[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 24(1): 37-44(in Chinese with English abstract).
- LIU Jin, YE Siyuan, ALLEN L E, et al., 2017. Sedimentary environment evolution and biogenic silica records over 33, 000 years in the Liaohe delta, China[J]. *Limnology and Oceanography*, 62(2): 474-489.
- MOSS B, 1973. The influence of environmental factors on the distribution of freshwater algae: an experimental study: II. The role of pH and the carbon dioxide-bicarbonate system[J]. *Journal of Ecology*, 61: 157-167.
- PUSINO A, LIU W, GESSA C, 1993. Dimepiperate adsorption and hydrolysis on Al^{3+} -, Fe^{3+} -, Ca^{2+} -, and Na^{+} - montmorillonite[J]. *Clay and Clay Minerals*, 41: 335-340.
- QIAO Baojin, ZHU Liping, WANG Junbo, et al., 2017. Estimation of Lakes Water Storage and Their Changes on the Northwestern Tibetan Plateau Based on Bathymetric and Landsat Data and Driving Force Analyses[J]. *Quaternary International*, 454: 56-67.
- RAN Min, CHEN Liang, 2019. The 4.2 ka BP climatic event and its cultural responses[J]. *Quaternary International*, 521: 158-167.
- RIVADENEYRA M A, PARRAGA J, DELGADO R, et al., 2004. Biomineralization of carbonates by *Halobacillus trueperi* in solid and liquid media with different salinities[J]. *FEMS Microbiology Ecology*, 48: 39-46.
- THENG B K G, 1979. Formation and Properties of Clay-Polymer Complexes[M]. New York: Wiley.
- WALLMANN K, ALOISI G, HAECKEL M T, et al., 2008. Silicate weathering in anoxic marine sediments[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: 3067-3090.
- WANG Xiaoxiao, 2021. Mineralogy and environmental events of carbonate genesis in the sediments of Gozha Co borehole, Tibet[D]. Beijing: Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences(in Chinese with English abstract).
- YUAN Peng, LIU Hongmei, LIU Dong, et al., 2013. Role of the interlayer space of montmorillonite in hydrocarbon generation: An experimental study based on high temperature-pressure pyrolysis[J]. *Applied Clay Science*, 75-76: 82-91.
- ZHAO Guangming, YE Siyuan, DING Xigui, et al., 2014. Sedimentary Environmental Partitioning of Holocene Strata and Assessment of Carbon Burial Rate of Various Paleo-Environments in the Yellow River Delta[J]. *Earth Science*, 39(4): 451-461(in Chinese with English abstract).
- ZHAO Tongxu, XU Shang, HAO Fang, 2023. Differential adsorption of clay minerals: Implications for organic matter enrichment[J]. *Earth-Science Reviews*, 246: 104598.
- ZHENG Xiyu, ZHANG Minggang, XU Chang, et al., 2002. Record of salt lakes in China[M]. Beijing: Science Press(in Chinese).