J. Lake Sci.(湖泊科学),2015,**27**(2):250-257
http://www.jlakes.org. E-mail:jlakes@niglas.ac.cn
© 2015 by *Journal of Lake Sciences*

博斯腾湖表层沉积物无机碳及其稳定同位素空间异质性*

于志同[1,2,3],王秀君[1,4**],赵成义[1],兰海燕[2]
(1:中国科学院新疆生态与地理研究所,荒漠与绿洲生态国家重点实验室,乌鲁木齐 830011)
(2:新疆大学资源与环境科学学院,乌鲁木齐 830046)
(3:中国科学院大学,北京 100049)
(4:马里兰大学地球科学交叉学科中心,美国马里兰州 20740)

摘　要:2012 年 8 月,在新疆博斯腾湖 13 个站点进行表层沉积物采集,分析无机碳及其碳、氧稳定同位素的含量和空间分布特征,探讨该湖表层沉积物无机碳(TIC)的空间变化影响因素. 结果表明:2012 年,博斯腾湖表层沉积物 TIC 含量平均值为 5.5%,变幅为 3.8%~9.8%,而 $\delta^{13}C_{carb}$ 和 $\delta^{18}O_{carb}$ 平均值分别为 0.71‰和 -4.4‰,范围为 -0.23‰~2.27‰和 -5.53‰~ -2.55‰. 从空间来看,湖泊北岸 TIC 值明显高于南岸,最高值出现在湖泊西北部的黄水沟水域,而河口区和湖心区最低. 总体上,博斯腾湖表层沉积物 TIC 主要是湖泊自生的,其空间分布主要受开都河、黄水沟等入湖河水的影响,导致水体矿化度和营养盐的空间差异,进而影响了碳酸盐的析出与沉淀. 另外,湖泊局部的水动力条件也影响 TIC 的保存与分布. $\delta^{13}C_{carb}$ 与 $\delta^{18}O_{carb}$ 的极显著正相关说明近几年博斯腾湖封闭程度较好,尤其是东部大湖区,属于封闭环境碳酸盐沉淀.
关键词:博斯腾湖;无机碳;空间变化;表层沉积物

Spatial variations of inorganic carbon and isotopes in the surface sediment of the Lake Bosten

YU Zhitong[1,2,3], WANG Xiujun[1,4], ZHAO Chengyi[1] & LAN Haiyan[2]
(1: *State Key Laboratory of Desert and Oasis Ecology*, *Xinjiang Institute of Ecology and Geography*, *Chinese Academy of Sciences*, *Urumqi* 830011, *P. R. China*)
(2: *College of Resources and Environmental Sciences*, *Xinjiang University*, *Urumqi* 830046, *P. R. China*)
(3: *University of Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100049, *P. R. China*)
(4: *Earth System Science Interdisciplinary Center*, *University of Maryland*, *Maryland* 20740, *USA*)

Abstract: In this paper, we evaluated the sources and spatial variations of inorganic carbon in the surface sediments of Lake Bosten and explored the influencing factors. The samples were collected at 13 sites in the main section of the Lake Bosten in August, 2012, using a Kajak gravity corer. The sampling sites covered most parts of the lake, with water depths from 3 m to 14 m. Total inorganic carbon(TIC), stable carbon and oxygen isotopic composition in carbonate($\delta^{13}C_{carb}$ & $\delta^{18}O_{carb}$) were analyzed. Our data showed that the contents of TIC ranged from 3.8% to 9.8%, with an average of 5.5%. The analysis of the stable carbon and oxygen isotope composition of carbonate from the surface sediments showed the values of $\delta^{13}C_{carb}$ and $\delta^{18}O_{carb}$ were from -0.23‰ to 2.27‰(0.71‰) and from -5.53‰ to -2.55‰(-4.4‰), respectively. According to the concentrations of lake water anion and cation and pH values, we calculated the saturation coefficient index with respect to calcite(IAP/Ksp), and the results showed that the lake water in Lake Bosten had a necessary condition of authigenic carbonate precipitation. Judging from the spatial distribution, TIC showed much higher values in the north area than in the south area, with the highest content occurring near the Huangshui area and lowest in the south estuary and central lake section. In general, the spatial distribution of TIC in the surface sediments of Lake Bosten was mainly under the influence of inflows by Kaidu River and Huangshui River, which resulted in the

* 国家自然科学基金项目(41101100)、中国科学院战略性先导科技碳专项(XDA05020202)和中德合作项目(GZ867)联合资助. 2014-11-29 收稿;2014-12-25 收修改稿. 于志同(1985~),男,博士研究生;E-mail:yztgeo@ms.xjb.ac.cn.
** 通信作者;E-mail:wwang@essic.umd.edu.

spatial differences of lake water salinity and nutrients, thereby affecting the precipitation and distribution of carbonate. In addition, lake hydrodynamic conditions might also affect the preservation and distribution of inorganic carbon in local environment of the Lake Bosten, especially in the mid-west lake section. The $\delta^{13}C_{carb}$ and $\delta^{18}O_{carb}$ values were significantly different in different lake environment, with the most negative values near the Kaidu River estuary and the east-deep water area. According to the correlation between $\delta^{13}C_{carb}$ and $\delta^{18}O_{carb}$ values, we inferred that the sedimentary carbonate was mainly formed in a closed basin.
Keywords: Lake Bosten; inorganic carbon; spatial variation; surface sediment

湖泊沉积物中含有大量的碳,主要形式为有机碳和无机碳. 其中,无机碳在沉积物中占有相当份额,主要以不同形态的碳酸盐矿物(如方解石、文石、白铅矿、角铅矿、菱锌矿、菱镁矿、菱锰矿、菱钴矿等)存在,来源于湖泊外源碳酸盐(由地表径流等外力搬运进湖泊的流域母岩风化产物)和自生碳酸盐(包括湖水中无机化学沉淀产物、生物壳体及沉积物埋藏后早期成岩作用产物)[1-2]. 由于地质背景、气候、水化学及生物活动等具有很大的可变性,所以很难概括碳酸盐沉积的机制.

近几十年来,国内外学者取得了湖泊沉积物中无机碳总量及其空间分布的系列成果,并对湖相自生碳酸盐的形成及变化展开了深入研究,分别从动力学因子[3-4]、热力学因子[5-7]、生物光合因子[8-9]以及水化学平衡[10-11]等控制因素进行探讨,为利用湖相碳酸盐探讨生物化学过程、恢复和重建地质历史时期古气候环境演化做出很大贡献. 一般来讲,湖泊自生碳酸盐反映湖泊生物活动和理化作用,其含量高低可指示湖水的咸化与淡化,进而反映气候的干湿变化[12]. 其中,碳酸盐的碳、氧同位素($\delta^{13}C_{carb}$、$\delta^{18}O_{carb}$)分析已成为研究湖泊环境(盐度、初级生产力、水位变化)、流域气候变化(气温、降水)及碳循环的一项重要手段[13-17].

研究发现,干旱地区可能有很大的固碳、储碳潜力[18-19],中国西北焉耆盆地土壤有机碳含量较低,无机碳含量较高[20],然而对干旱区湖泊碳库及其动态变化还缺乏认识. 博斯腾湖作为新疆地区最大的湖泊,是干旱区湖泊的典型代表. 前人对该湖碳循环的研究较少,大部分利用沉积物中的有机碳、无机碳进行古环境、古气候方面的反演与重建[21-24],仅张成君等[25]探讨过该湖表层沉积物$\delta^{13}C_{carb}$、$\delta^{18}O_{carb}$的组成及影响因素,指出湖水滞留时间和水-气CO_2交换量影响无机碳同位素的组成,而对无机碳的来源、空间分布及影响因素未作深入探讨. 近年来在该区域人类活动的强烈干扰下,博斯腾湖水位和水质环境变化非常大. 因此,深入探讨博斯腾湖沉积物中无机碳的含量及其同位素的空间分布特征,阐明其空间异质性的影响因素,所得结果不但可以检验并补充完善前人的研究结果,为更好地理解湖泊碳酸盐的形成、分布提供依据,而且能深化对湖泊系统内部有机碳、无机碳累积转化的认识,为干旱区湖泊碳循环研究提供新的科学依据.

1 研究区概况

博斯腾湖(41°32′~42°14′N,86°19′~87°26′E)地处新疆天山南麓,是焉耆盆地的最低点,位于巴音郭楞蒙古自治州博湖县(图 1). 湖面海拔 1048 m,流域面积约为 55600 km^2,湖区东西长 55 km,南北宽 25 km,总面积 1646 km^2(2002 年水位最高时数据),现已由中国最大的内陆淡水湖转变为微咸水湖[26-27]. 湖水水化学分析结果表明其总碱度达 193.39 mg/L,湖水呈弱碱性、高硬度,各主要离子浓度见表 1.

湖区深居欧亚大陆中心,属温带大陆性干旱气候,多年平均气温 8.4℃,多年平均降水量 94.7 mm,年均蒸发量 1880 mm[28]. 其位于开都河的下游,主要受到开都河来水的补给,是唯一常年有水入湖的河流,开都河山口处多年平均径流量为 34.12×10^8 m^3,约占入湖径流量的 95%;同时流入博斯腾湖的河流还有黄水沟、清水河、乌拉斯台河、曲惠河和乌什塔拉河等,均为季节性补给[29]. 另外,博斯腾湖又是孔雀河的源头,对孔雀河流域的生态与环境起着重要的调控作用. 博斯腾湖是一个吞吐型湖泊,在自然情况下,湖水经孔雀河从博斯腾湖西南角流出,后经铁门关折而向东注入罗布泊[30].

2 材料与方法

2.1 样品采集

博斯腾湖分为大小两个湖区,大湖的西南端分布着一连串的浅水小湖,盛长芦苇,称为小湖苇区,本文主要以大湖区为研究对象. 2012 年 8 月,利用重力采样器在博斯腾湖大湖区采集表层沉积物样品,共 13 个点位(图 1). 所得沉积物样品密封于塑料袋内带回实验室并在 0~4℃冰箱中冷藏以备分析.

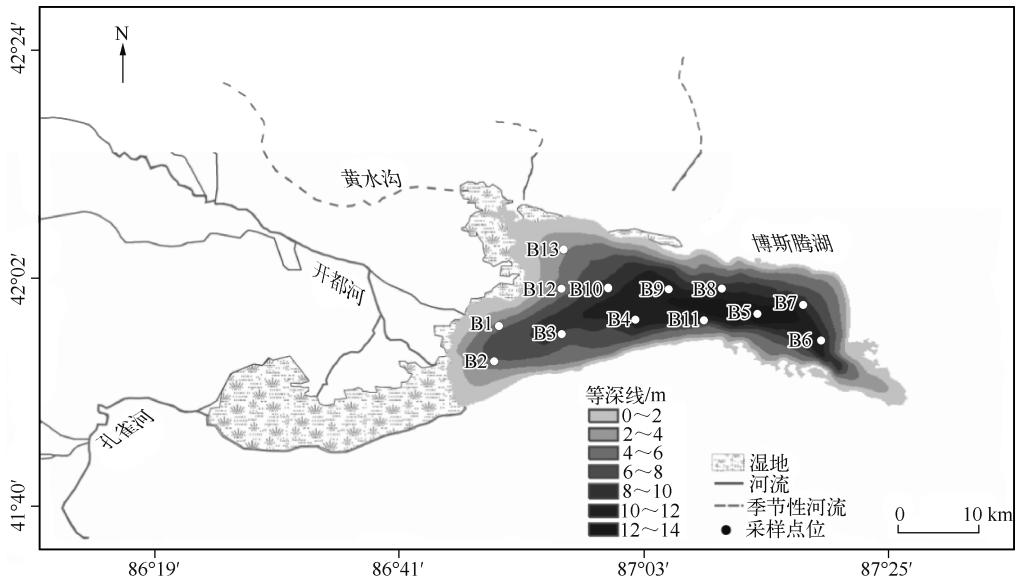


图 1 博斯腾湖区位及采样点位分布

Fig. 1 Location of Lake Bosten and sampling sites

表 1 博斯腾湖湖水化学组成[26]

Tab. 1 Hydrogeochemical composition of the water in Lake Bosten

水化学指标		最低值	最高值	平均值	标准偏差
阳离子/(mg/L)	K^+	16.45	23.27	22.01	1.58
	Na^+	203.24	290.40	263.78	16.72
	Ca^{2+}	45.57	50.94	49.61	1.24
	Mg^{2+}	75.09	102.02	94.91	5.56
阴离子/(mg/L)	HCO_3^-	146.40	206.51	177.64	15.42
	CO_3^{2-}	20.19	45.00	30.45	6.87
	SO_4^{2-}	384.80	530.10	486.54	28.18
	Cl^-	223.00	313.00	286.13	17.50
总硬度/(mg/L)		426.80	552.42	519.47	25.58
碱度/(mg/L)		158.49	206.84	193.39	10.75
矿化度/(g/L)		1.18	1.82	1.48	0.11
pH		8.51	8.75	8.65	0.06

2.2 无机碳分析

将样品真空冷冻干燥后,研磨至 80 目左右的粉末状,取适量样品放入标准银杯中,滴加 2 滴 5% 的 HCl,置于 60℃电热板上烘 2 h;之后再滴加 1 ~2 滴,将电热板温度调至 40℃,直至将样品蒸干,后将样品用锡囊封装好后经 EA3000 型元素分析仪,进行总有机碳(TOC)测定[31]. 冻干后的样品经 EA3000 型元素分析仪测定总碳(TC). 两者之差为总无机碳(TIC)含量,即 TIC = TC – TOC. 根据该仪器对标准物质的重复测试结果,相对误差在 0.1% 以内,表明测试结果具有较高的可信度. 该实验在中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊与环境国家重点实验室内完成.

2.3 碳、氧稳定同位素分析

样品的碳酸盐碳、氧同位素分析采用离线分析方法,均在中国科学院南京地质古生物研究所稳定同位素实验室测试完成. 样品真空冷冻干燥后,研磨至 100 目左右的粉末状,采用过饱合磷酸法,将收集到的 CO_2

气体在 Thermo-Fisher MAT 253 同位素质谱仪上测定 $\delta^{13}C_{carb}$、$\delta^{18}O_{carb}$,计算结果以 VPDB 为标准,公式如下:

$$\delta^{13}C_{carb}(‰) = \left(\frac{^{13}C/^{12}C_{sample}}{^{13}C/^{12}C_{standard}} - 1\right) \times 1000 \quad (1)$$

$$\delta^{18}O_{carb}(‰) = \left(\frac{^{18}O/^{16}O_{sample}}{^{18}O/^{16}O_{standard}} - 1\right) \times 1000 \quad (2)$$

2.4 数据处理与作图

文中所有数据均使用 Excel 2010 进行处理,使用 SPSS 19.0 进行统计分析,博斯腾湖区位、等深线[26]及采样点位图采用 ArcGIS 10.0 和 CorelDRAW X3 软件绘制,TIC、$\delta^{13}C_{carb}$ 和 $\delta^{18}O_{carb}$ 空间分布图由 Surfer 9.0 和 CorelDRAW X3 软件绘制.

3 结果

3.1 TIC 空间分布特征

博斯腾湖表层沉积物无机碳含量差异显著,最小值为 3.8%(B2),最大值高达 9.8%(B13),平均值为 5.5%. 图 2a 显示了 TIC 的空间分布状况:湖泊北部 TIC 含量明显高于南部,最高值出现在西北水域(靠近黄水沟一带),最低值出现在西南河口区,而中心湖区整体数值较低(<5.4%). 与之前报道的该湖表层沉积物 TIC 数值(5.3%)接近,空间分布也较一致[25]. 总体来看,博斯腾湖表层沉积物也表现出条带状的分布特征,与巴里坤湖[32]呈现出类似的分布特征;但巴里坤湖表现为由岸边至湖心先逐渐增加,至峰值后又有所降低,在较高水平上趋于稳定,而博斯腾湖则表现为北部湖区高于中心及南部湖区.

3.2 $\delta^{13}C_{carb}$ 和 $\delta^{18}O_{carb}$ 的空间变化特征

$\delta^{13}C_{carb}$ 值范围为 -0.23‰~2.27‰,平均值为 0.71‰;$\delta^{18}O_{carb}$ 值范围为 -5.53‰~ -2.55‰,平均值为 -4.4‰. $\delta^{13}C_{carb}$ 和 $\delta^{18}O_{carb}$ 的分布极为相似,即湖泊西北部明显高于其他水域,最小值出现在东部深水湖心区和西南河口区(图 2b、c). 2004 年,张成君等[25]研究指出该湖 $\delta^{13}C_{carb}$ 和 $\delta^{18}O_{carb}$ 平均值分别为 1.11‰和 -3.43‰,与此次报道相比,数值略为偏正,但两者的空间分布较为一致,整体呈现出条带状分布格局,即从西北水域向东部深水湖心区递减.

4 讨论与结论

4.1 不同湖泊表层沉积物 TIC 含量比较

博斯腾湖表层沉积物 TIC 含量平均值为 5.5%(3.8%~9.8%),明显高于新疆东部巴里坤湖的 2.9%(0.7%~4.5%)[32],比内蒙古乌梁素海的 1.6%(1.2%~2.1%)、岱海的 1.4%(0.7%~1.9%)、达里诺尔的 1.7%(0.9%~2.1%)、呼伦湖的 4.5%(1.7%~8.5%)等半干旱区湖泊都高[33],且远远高于气候湿润区的武汉东湖[34]、云南星云湖[35]及长江中下游众多湖泊[36]. 不难看出,我国湿润区湖泊表层沉积物 TIC 含量明显低于干旱区湖泊,这可能主要因为东部湿润地区降水丰富,地表径流发达,流域风化及冲刷作用强,湖水较淡,不利于碳酸盐沉淀;而处在内陆干旱区的湖泊,湖区干旱少雨,蒸发强烈,加之流域地表径流相对贫乏,湖水对碳酸钙过饱和,进而导致较多的湖泊自生碳酸盐析出. 总之,不同类型的湖泊,由于所处的地理位置、气候水文、湖水化学组成、生物活动、有机碳分解与矿化能力等存在差异,从而使得沉积物中 TIC 含量区域差异很大.

4.2 博斯腾湖表层沉积物 TIC 来源

前人研究发现,博斯腾湖沉积物中的碳酸盐主要由方解石和文石构成[25, 37]. 湖相沉积的 TIC 由外源和自生碳酸盐构成,而后者形成的必要条件是可溶性碳酸钙的过饱和. 比较湖水离子活度积(IAP)与平衡常数(K_{sp})的大小,即利用饱和系数(IAP/K_{sp})可判断湖水对碳酸钙的饱和性[2, 38].

$$IAP = (Ca^{2+})(CO_3^{2-}) = \{r_{Ca^{2+}} \cdot [Ca^{2+}] \cdot r_{HCO_3^-} \cdot K_2 \cdot Alk\}/(H^+) \quad (3)$$

式中,(Ca^{2+}) 和 (CO_3^{2-}) 分别是 Ca^{2+} 和 CO_3^{2-} 的离子活度积;Ca^{2+} 和 $r_{HCO_3^-}$ 分别是 Ca^{2+} 和 HCO_3^- 的活度系数;

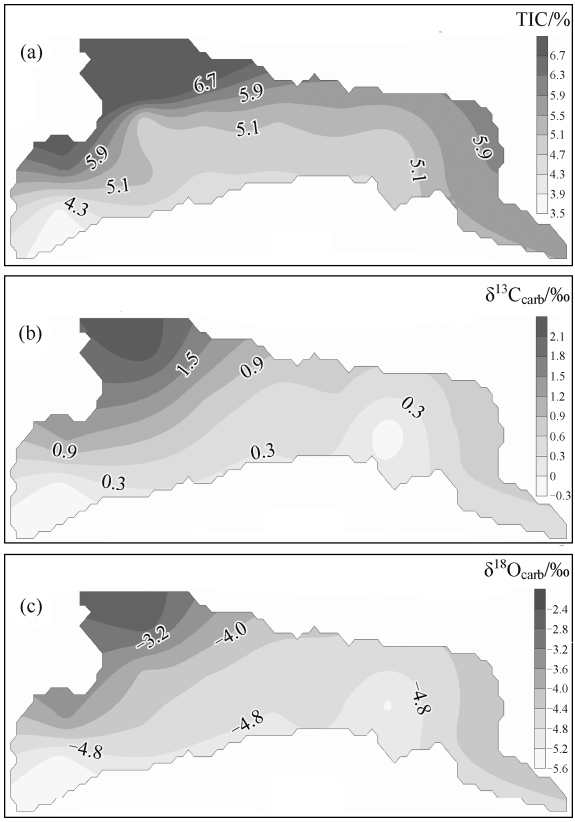


图 2 博斯腾湖表层沉积物无机碳及其稳定同位素空间分布

Fig. 2 Spatial distributions of TIC and $\delta^{13}C_{carb}$ & $\delta^{18}O_{carb}$ in the surface sediment of Lake Bosten

表 2 博斯腾湖在不同温度条件下湖水对碳酸钙的饱和系数

Tab. 2 The supersaturation index of lake water with respect to calcite in different temperatures in Lake Bosten

温度/℃	K_2	K_{sp}	饱和系数(IAP/K_{sp})
5	$10^{-10.56}$	$10^{-8.35}$	4.58
10	$10^{-10.49}$	$10^{-8.36}$	5.48
15	$10^{-10.43}$	$10^{-8.37}$	6.40
20	$10^{-10.38}$	$10^{-8.39}$	7.47
25	$10^{-10.33}$	$10^{-8.42}$	8.93

[Ca^{2+}]是湖水 Ca^{2+} 的浓度;K_2 是 HCO_3^- 的二级离解常数;*Alk* 是湖水碱度;(H^+)是 H^+ 的活度,利用 pH 值求得:$pH = -lg(H^+)$.

根据博斯腾湖湖水阴阳离子浓度、*Alk* 和 pH 值(表 1),可以计算出该湖的 *IAP*,进而求出饱和系数. 若饱和系数 > 1,则说明湖水碳酸钙处于过饱和状态;若饱和系数 = 1,处于饱和状态;若饱和系数 < 1,处于未饱和状态. 计算结果(表 2)表明,博斯腾湖湖水碳酸钙是过饱和的,揭示该湖已具备了自生碳酸盐沉淀的必要条件.

从空间分布来分析,若博斯腾湖表层沉积物碳酸盐主要来自外源,即主要随唯一常年性河流开都河从流域内将无机碳物质带入湖泊,那么河口区的 TIC 应该明显高于其他水域. 然而,本研究发现 TIC 最高值出现在黄水沟水域,河口区(尤其开都河入湖口处)却呈现出低值,与湖心区接近(图 2a,表 3). 此外,博斯腾湖常年风向为西北风和西南风,年均风速为 1.8 ~ 3.5 m/s[39],湖区内并没有出现明显的西南、西北向湖心递减的规律,所以外源降尘的影响是有限的. 综上所述,可以判断博斯腾湖表层沉积物 TIC 主要是湖泊自生的.

4.3 博斯腾湖表层沉积物 TIC 空间异质性分析

在湖泊环境中,影响碳酸盐沉淀的因素主要有理化因素(湖水的水化学性质、温度、CO_2 的逸出和溶解等)和生物因素[2,4],而温度和湖水的化学性质对碳酸盐的影响是最主要的[17,40]. 为了便于探讨 TIC 空间差异,本文参考王秀君等[41]的研究将博斯腾湖划分为 4 个湖区:河口区(B1、B2、B3)、黄水沟区(B10、B12、B13)、湖心区(B4、B8、B9、B11)和东部湖区(B5、B6、B7),各区 TIC 及其同位素数值见表 3.

温度升高,湖泊的蒸发作用加强,$CaCO_3$ 的溶解性减弱,有利于碳酸盐的析出[7,40,42]. 湖水温度升高,蒸发作用增强,湖水中 Ca^{2+}、CO_3^{2-} 及 HCO_3^- 等浓度增大,藻类通过光合作用从湖泊表层水中吸收 CO_2 的时间和强度增大,有利于过饱和条件的形成;同时,湖水中浮游微型生物数量增加,一方面可直接形成湖水对碳酸盐过饱和的局部微环境,另一方面还可以作为碳酸盐沉淀的结晶核促使碳酸盐快速沉淀[1-2]. 不考虑其他因素而仅考虑水气交换平衡条件,在 25℃时(TIC 主要在夏季沉淀),空气中 CO_2($\delta^{13}C = -7‰$)经同位素分馏后,导致沉淀后的碳酸钙偏正($\delta^{13}C = 1.8‰$)[43]. 博斯腾湖表层沉积物 $\delta^{13}C_{carb}$ 的平均值为 0.71‰

(-0.23‰~2.27‰),显然受到水生植物光合作用的影响.跟其他湖区相比,河口区北岸至黄水沟水域一带(B1、B13)由于外来营养盐分(N、P)的增多[44],有利于沉水植物和藻类等水生生物的生长(主要考虑夏季),湖泊生产力得以提高,水生生物光合作用时从湖泊水体中消耗了大量的 CO_2,导致湖水 pH 升高,从而析出更多的碳酸盐[8,37,45].另外,光合作用越强,湖泊初级生产力越高,湖水中溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 进一步升高偏正,进而使得析出的碳酸盐沉积物的 $\delta^{13}C_{carb}$ 值偏正[46],这与本文测得的 $\delta^{13}C_{carb}$ 值分布一致(图 2b),而且沉积物的 TIC 值与 $\delta^{13}C_{org}$(有机碳稳定同位素)呈显著正相关($r=0.56$,$P<0.05$),与 C:N 呈极显著负相关($r=-0.72$,$P<0.01$),但是 TIC 与 TOC、TN 的相关性却不显著(表 4),从而证实水生生物的光合作用,而非生物本身对博斯腾湖表层沉积物 TIC 的分布具有影响,这种现象在国内很多湖泊都有发现[33,38,47].

表 3 博斯腾湖表层沉积物多指标变量的平均值(Mean)和变异系数(CV)

Tab. 3 Means and coefficients of variation for multiple proxies in the surface sediment of Lake Bosten

变量	河口区		黄水沟区		湖心区		东部湖区	
	Mean	CV	Mean	CV	Mean	CV	Mean	CV
TIC/%	5.20	0.3	6.60	0.4	5.10	0.0	5.40	0.1
$\delta^{13}C_{carb}$/‰	0.54	1.3	1.57	0.4	0.47	0.2	0.35	1.4
$\delta^{18}O_{carb}$/‰	-4.50	-0.2	-3.64	-0.3	-4.69	0.0	-4.68	-0.1
中值粒径/μm	10.70	0.4	25.00	0.7	10.20	0.1	9.90	0.2
水深/m	5.80	0.3	5.60	0.5	10.40	0.1	11.30	0.2

青海湖表层沉积物研究表明,湖水盐度越高,碳酸盐沉降速率越大、含量越高,反之亦然[12].对比文献[26],发现博斯腾湖的矿化度与 TIC 的空间分布十分相似,即河口区北岸至黄水沟水域一带最高,而湖心区最低.这主要是由于外来河流将流域内大量农田排盐水及工业污水等注入湖内,导致了河口区北岸至黄水沟水域一带矿化度最高;而博斯腾湖入水口和出水口都在大湖西南较小的区域内,湖区中部及东部水体交换能力弱,受外来污水的影响较小,所以湖心区矿化度最小.据 2011 年的水质调查[48],博斯腾湖黄水沟区、河口区、湖心区及东部湖区的矿化度分别为 1.61、1.23、1.17 及 1.26 g/L,本研究中 TIC 的空间差异(表 3)与之相对比,可以判断矿化度可能是影响博斯腾湖表层沉积物 TIC 的重要水化学因子.

表 4 多指标 Pearson 相关分析

Tab. 4 Pearson correlation analysis among multiple proxies

	水深	中值粒径	黏粒	粉砂	砂粒	TOC	TN	C:N	$^{13}C_{org}$	$^{13}C_{carb}$	$^{18}O_{carb}$
TIC	-0.41	0.04	-0.59*	0.35	-0.17	0.01	0.52	-0.72**	0.56*	0.82**	0.92**
$^{13}C_{carb}$	-0.65*	0.56*	-0.82**	-0.19	0.38	-0.36	0.07	-0.36	0.43		0.96**
$^{18}O_{carb}$	-0.58*	0.35	-0.76**	0.06	0.13	-0.16	0.27	-0.49	0.47	0.96**	

** 表示显著水平 $P<0.01$,* 表示显著水平 $P<0.05$(双尾检验),$N=13$

另外,据前人研究[39,49],博斯腾湖湖心区与黄水沟区交界处(靠近 B10、B12)水动力条件较强,此区域中值粒径数值也最大(表 3);对河口区而言,是进水口同时又是出水口,尤其靠近出水口处(B2),水体交换较为强烈[26].尽管从全湖来看,TIC 和中值粒径的相关性不显著(表 4),但是本研究发现在上述两个区域内 TIC 均呈现低值,在 B2 处仅为 3.8%,B12 处为 4.9%,说明强烈的水动力环境对 TIC 分布产生了一定的干扰.

4.4 博斯腾湖表层沉积物 $\delta^{13}C_{carb}$ 和 $\delta^{18}O_{carb}$ 相关性及环境指示意义

在封闭湖泊中,沉积物中无机碳的碳-氧同位素表现出一定程度的相关性已经被众多研究者发现[46].我们在博斯腾湖沉积物研究中也发现了类似的情况,$\delta^{13}C_{carb}$ 与 $\delta^{18}O_{carb}$ 呈极显著正相关($r=0.96$,$P<0.01$,表 4),说明近几年博斯腾湖封闭程度较好,尤其是东部大湖区,属于封闭环境碳酸盐沉淀,这与实际观测一致.

张成君等也证实在博斯腾湖河口区 $\delta^{13}C_{carb}$ 与 $\delta^{18}O_{carb}$ 不具有显著相关性,而在湖心区及东部湖区具有良好的相关性,这反映出湖水的滞留时间以及水-气界面 CO_2 的交换对 $\delta^{13}C_{carb}$ 和 $\delta^{18}O_{carb}$ 具有重要的影响[25]. 另外,在长时间尺度上,封闭/半封闭湖泊沉积物中碳酸盐 $\delta^{13}C_{carb}$ 和 $\delta^{18}O_{carb}$ 间的关系能有效地指示湖泊水文条件、蒸发交换、湖泊生产量和 CO_2 含量的变化,有待对博斯腾湖进一步深入研究.

近几十年来,博斯腾湖水位变化波动明显,加上流域气温和降水等条件的改变,可能会对该湖表层沉积物无机碳的析出和保存产生影响. 因此,长期对湖水及表层沉积物的动态进行观测很有必要,便于今后更加深入地理解博斯腾湖无机碳的形成和转化机制,尤其有利于对人类活动干扰和气候变化的响应研究.

5 参考文献

[1] 陈敬安,万国江,汪福顺等. 湖泊现代沉积物碳环境记录研究. 中国科学:D 辑:地球科学,2002,**32**(1):73-80.

[2] Kelts K, Hsü KJ. Freshwater carbonate sedimentation. In: Lerman A. Lakes-chemistry, geology, physics. New York: Springer-Verlag, 1978: 295-323.

[3] 张永祥,薛禹群,曹玉清. 碳酸盐溶解、沉淀控制下的反应-迁移模型研究. 煤田地质与勘探,1996,(5):34-38.

[4] Rosen MR, Turner JV, Coshell L *et al*. The effects of water temperature, stratification, and biological activity on the stable isotopic composition and timing of carbonate precipitation in a hypersaline lake. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, **59**(5): 979-990.

[5] 刘兴起,蔡克勤,于升松. 基于 Pitzer 模型的茶卡盐湖卤水及盐类矿物形成的地球化学模拟. 中国科学:D 辑:地球科学,2003,**33**(3):247-254.

[6] 黄思静,黄可可,张雪花等. 碳酸盐倒退溶解模式的化学热力学基础——与 CO_2 有关的溶解介质. 成都理工大学学报:自然科学版,2009,**36**(5):457-464.

[7] Hren MT, Sheldon ND. Temporal variations in lake water temperature: Paleoenvironmental implications of lake carbonate $\delta^{18}O$ and temperature records. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, **337/338**: 77-84.

[8] Dittrich M, Obst M. Are picoplankton responsible for calcite precipitation in lakes? *Ambio*, 2004, **33**(8): 559-564.

[9] Thompson JB, Schultze-Lam S, Beveridge TJ *et al*. Whiting events: biogenic origin due to the photosynthetic activity of cyanobacterial picoplankton. *Limnology and Oceanography*, 1997, **42**(1): 133-141.

[10] 孙亚乔,钱 会,段 磊. pH 值对混合溶液中矿物溶解/沉淀的影响. 地球科学与环境学报,2009,**31**(4):413-417.

[11] Last FM, Last WM. Lacustrine carbonates of the northern Great Plains of Canada. *Sedimentary Geology*, 2012, **277/278**: 1-31.

[12] 蓝江湖,徐 海,刘 斌等. 湖泊沉积中碳酸盐、有机质及其同位素的古气候意义. 生态学杂志,2013,(5): 1326-1334.

[13] Liu W, Li X, Zhang L *et al*. Evaluation of oxygen isotopes in carbonate as an indicator of lake evolution in arid areas: The modern Qinghai Lake, Qinghai-Tibet Plateau. *Chemical Geology*, 2009, **268**(1/2): 126-136.

[14] 王 宁,刘卫国,徐黎明等. 青藏高原现代湖泊沉积物碳酸盐矿物氧同位素组成特征及影响因素. 第四纪研究,2008,**16**(4):591-600.

[15] Gałka M, Apolinarska K. Climate change, vegetation development, and lake level fluctuations in Lake Purwin (NE Poland) during the last 8600 cal. BP based on a high-resolution plant macrofossil record and stable isotope data ($\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$). *Quaternary International*, 2014, **328/329**: 213-225.

[16] Von Grafenstein U, Belmecheri S, Eicher U *et al*. The oxygen and carbon isotopic signatures of biogenic carbonates in Gerzensee, Switzerland, during the rapid warming around 14,685 years BP and the following interstadial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2013, **391**, Part B: 25-32.

[17] Pérez L, Curtis J, Brenner M *et al*. Stable isotope values ($\delta^{18}O$ & $\delta^{13}C$) of multiple ostracode species in a large Neotropical lake as indicators of past changes in hydrology. *Quaternary Science Reviews*, 2013, **66**: 96-111.

[18] Wohlfahrt G, Fenstermaker LF, Arnone JA. Large annual net ecosystem CO_2 uptake of a Mojave Desert ecosystem. *Global Change Biology*, 2008, **14**(7): 1475-1487.

[19] Xie J, Li Y, Zhai C *et al*. CO_2 absorption by alkaline soils and its implication to the global carbon cycle. *Environmental Geology*, 2009, **56**(5): 953-961.

[20] Wang X, Wang J, Zhang J. Comparisons of three methods for organic and inorganic carbon in calcareous soils of northwest-

ern China. *PLoS ONE*, 2012, **7**(8): e44334.
[21] Zhang W, Zhang C. The responding of carbon isotopic compositions of the organic sediments to environmental change since Holocene in the Lake Bosten, Xinjiang, China. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 2010, **74**(12): A1214-A1214.
[22] 张家武,王君兰,郭小燕等. 博斯腾湖全新世岩芯沉积物碳酸盐氧同位素气候意义. 第四纪研究,2010,**30**(6):1078-1087.
[23] Zhang C, Feng Z, Yang Q *et al*. Holocene environmental variations recorded by organic-related and carbonate-related proxies of the lacustrine sediments from Lake Bosten, northwestern China. *Holocene*, 2010, **20**(3): 363-373.
[24] 陈发虎,黄小忠,张家武等. 新疆博斯腾湖记录的亚洲内陆干旱区小冰期湿润气候研究. 中国科学:D 辑:地球科学,2007,**37**(1):77-85.
[25] Zhang C, Mischke S, Zheng M *et al*. Carbon and oxygen isotopic composition of surface-sediment carbonate in Lake Bosten (Xinjiang, China) and its controlling factors. *Acta Geologica Sinica- English Edition*, 2009, **83**(2): 386-395.
[26] 吴敬禄,马 龙,曾海鳌. 新疆博斯腾湖水质水量及其演化特征分析. 地理科学,2013,**33**(2):231-237.
[27] 谢贵娟,张建平,汤祥明等. 博斯腾湖水质现状(2010－2011 年)及近 50 年来演变趋势. 湖泊科学,2011,**23**(6):837-846.
[28] 周洪华,李卫红,陈亚宁等. 博斯腾湖水盐动态变化(1951－2011 年)及对气候变化的响应. 湖泊科学,2014,**26**(1):55-65.
[29] Guo M, Wu W, Zhou X *et al*. Investigation of the dramatic changes in lake level of the Lake Bosten in northwestern China. *Theor Appl Climatol*, 2014: 1-11.
[30] 王苏民,窦鸿身. 中国湖泊志. 北京:科学出版社,1998.
[31] Eksperiandova LP, Fedorov OI, Stepanenko NA. Estimation of metrological characteristics of the element analyzer EuroVector EA-3000 and its potential in the single-reactor CHNS mode. *Microchemical Journal*, 2011, **99**(2): 235-238.
[32] 赵家驹,吕雁斌,安成邦等. 新疆巴里坤湖沉积物的碳酸盐分析. 海洋地质与第四纪地质,2010,**30**(6):125-131.
[33] 孙园园. 达里诺尔湖沉积物中无机碳的形态分布及对比研究[学位论文]. 呼和浩特:内蒙古大学,2012.
[34] 杨 洪,易朝路,谢 平等. 武汉东湖沉积物碳氮磷垂向分布研究. 地球化学,2004,(5):507-514.
[35] 张世涛,宋学良,张子雄等. 星云湖表层沉积物矿物组成及其环境意义. 地球科学进展,2003,(6):928-932.
[36] Dong X, Anderson NJ, Yang X *et al*. Carbon burial by shallow lakes on the Yangtze floodplain and its relevance to regional carbon sequestration. *Global Change Biology*, 2012, **18**(7):2205-2217.
[37] 张成君,郑绵平,Prokopenko A 等. 博斯腾湖碳酸盐和同位素组成的全新世古环境演变高分辨记录及与冰川活动的响应. 地质学报,2007,**81**(12):1658-1671.
[38] 朱正杰,陈敬安. 云南程海沉积物碳酸盐来源辨识. 湖泊科学,2009,**21**(3):382-386.
[39] 宋杰红. 博斯腾湖风生流平面二维数值模拟[学位论文]. 西安:西安理工大学,2005.
[40] 刘兴起,沈 吉,王苏民等. 16ka 以来青海湖湖相自生碳酸盐沉积记录的古气候. 高校地质学报,2003,**9**(1):38-46.
[41] 王秀君,房传苓,于志同等. 新疆博斯腾湖水体颗粒和溶解有机碳的季节变化及其来源初探. 湖泊科学,2014,**26**(4):552-558.
[42] 曾 承,安芷生,刘卫国等. 湖泊碳酸盐记录的古水温定量研究进展. 盐湖研究,2008,**16**(1):42-50,59.
[43] 肖保华. 云贵高原湖泊沉积物碳酸盐和有机质的同位素组成及环境信息记录. 矿物岩石地球化学通报,1998,(1):22-23,32.
[44] 李含慧,雷晓云,李 阳等. 博斯腾湖流域典型农田与排渠氮磷的变化特征分析. 节水灌溉,2014,(9):57-59,62.
[45] Obst M, Wehrli B, Dittrich M. $CaCO_3$ nucleation by cyanobacteria: laboratory evidence for a passive, surface-induced mechanism. *Geobiology*, 2009, **7**(3): 324-347.
[46] 汪福顺,万国江,刘丛强等. 程海沉积物无机碳、氧同位素相关性及其环境意义. 矿物学报,2002,**22**(2):184-188.
[47] 朱正杰,陈敬安,李 航等. 贵州草海沉积物碳酸盐碳同位素异常正值的发现及其环境指示意义. 湖泊科学,2011,**23**(5):681-685.
[48] 蔺 卿. 博斯腾湖矿化度时空异质性研究. 新疆水利,2012,(5):5-8.
[49] 韩龙喜,张防修,张 芃等. 博斯腾湖湖流及矿化度分布研究. 水利学报,2004,(10):100-105,111.