

## 羌塘高原湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值特征及影响因素分析\*

类延斌<sup>1</sup>, 姚檀栋<sup>1</sup>, 张恩楼<sup>2</sup>, Sheng Yongwei<sup>3</sup>, 王伟财<sup>1</sup>, 李均力<sup>3</sup>, 王翔<sup>4</sup>

(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 100085)

(2: 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, 南京 210008)

(3: Department of Geography, University of California, Los Angeles, CA 90095-1524)

(4: 临沂市国土资源局地质环境监测站, 临沂 276000)

**摘要:** 湖水溶解无机碳同位素 ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ) 是研究湖泊碳循环的有效手段, 其影响因素分析是古湖沼学中重建过去环境的理论基础, 但国内关于这一方面的研究还相对较少。本文研究了羌塘高原 24 个湖泊水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值空间分布特征及其影响因素。结果表明, 所选湖泊水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值在  $-15.0\text{‰}$  至  $3.2\text{‰}$  之间, 平均值为  $-1.2\text{‰}$ , 表现出较高的同位素特征, 部分湖泊  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值甚至高于水体与大气  $\text{CO}_2$  交换平衡时的同位素值。羌塘高原湖水普遍显碱性并具有较高的碱度, 大部分咸水湖泊溶解  $\text{CO}_2$  呈逸出状态, 仅有少数淡水或微咸水湖泊以溶解大气  $\text{CO}_2$  为主要特征。封闭湖泊水体 DIC 浓度和  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值要明显高于入流河水, 而外流湖泊与河水较为接近。湖水与大气  $\text{CO}_2$  交换程度决定了羌塘高原封闭湖泊  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值的高低。由于封闭湖泊 DIC 滞留时间长, 湖水与大气  $\text{CO}_2$  交换程度高, 湖水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值比较接近平衡状态。本研究对认识羌塘高原封闭湖泊碳循环过程及沉积物中无机碳同位素环境意义具有重要理论价值。

**关键词:** 羌塘高原; 溶解无机碳;  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ; 湖泊碳循环; 古湖沼学

## Characteristics of $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ value in lakes on Qiangtang Plateau and its affected factors

LEI Yanbin<sup>1</sup>, YAO Tandong<sup>1</sup>, ZHANG Enlou<sup>2</sup>, SHENG Yongwei<sup>3</sup>, WANG Weicai<sup>1</sup>, LI Junli<sup>3</sup> & WANG Xiang<sup>4</sup>

(1: *Laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surface Processes, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, P. R. China*)

(2: *State Key Laboratory of Lake Science and Environment, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, P. R. China*)

(3: *Department of Geography, University of California, Los Angeles, CA 90095-1524*)

(4: *Land and Resources Bureau of Linyi, Linyi 276000, P. R. China*)

**Abstract:** Dissolved inorganic carbon isotope ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ) is an important element to reveal the carbon cycle in lake system. Factors influencing the variation of the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  value play an important role in paleolimnological study. However, there were only few studies focusing on the spatial variation of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  from closed lakes in China. In this study, we showed the characteristics of the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  values in waters of 24 lakes on the Qiangtang Plateau (QTP) and analyzed the affected factors for their spatial variations. The  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  values in the 24 lake water varied between  $-15.0\text{‰}$  to  $3.2\text{‰}$ , with an average value of  $-1.2\text{‰}$ . The  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  values in the closed lakes show high isotopic characteristics, some even higher than the atmospheric isotopic equilibrium value. DIC concentration and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  value in the closed lakes were significantly higher than those in rivers, but there was no significant difference between overflowing lakes and rivers. Although lakes on QTP had high pH value and high alkalinity, the average partial pressure of dissolved  $\text{CO}_2$  ( $p\text{CO}_2$ ) in the 24 lakes was several times greater than that of the overlying atmosphere. Gas  $\text{CO}_2$  exchange between lake water and atmosphere is an important factor influencing the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  value in closed lakes. Due to the high DIC residence time, the long time gas  $\text{CO}_2$  exchange makes the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  value close to the atmospheric isotopic equilibrium value. For lake water

\* 中国科学院知识创新工程重要方向项目 (KZCX2 - YW - Q09 - 06 - 01)、中国科学院对外国际合作重点项目 (GJHZ0906) 和国家自然科学基金项目 (40810019001) 联合资助。2010 - 09 - 08 收稿; 2011 - 01 - 14 收修修改稿。类延斌, 男, 1981 年生, 博士; E-mail: leiyb@itpcas.ac.cn.

with high  $p\text{CO}_2$ , degassing of dissolved  $\text{CO}_2$  in the water makes the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  value close to or higher than the atmospheric isotopic equilibrium value. For lake water with low  $p\text{CO}_2$ , invasion of atmospheric  $\text{CO}_2$  makes the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  value close to the atmospheric isotopic equilibrium value.

**Keywords:** Tibetan Plateau; dissolved inorganic carbon;  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ; carbon cycle; paleolimnology

溶解无机碳同位素 ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ) 作为揭示湖泊碳循环的有效手段而得到广泛应用<sup>[1]</sup>. 早期对淡水湖泊研究发现, 水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值变化能够很好地指示浮游植物光合作用<sup>[2]</sup>. 夏季藻类光合作用将无机碳转化为有机碳过程中富含<sup>12</sup>C 的无机碳会被藻类优先吸收, 进而导致表层水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值变大; 而底部湖水由于接收有机质分解释放的  $\text{CO}_2$ , 水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值会显著变小. 后期研究在详细观测湖水理化特征变化的基础上量化了湖泊碳循环的各个过程<sup>[3-6]</sup>. 对 DIC 浓度较高的封闭湖泊来说, 溶解  $\text{CO}_2$  逸出和碳酸盐矿物沉淀是碳损失的主要途径<sup>[7]</sup>, 水生植物光合作用已不能显著改变水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值. 遗憾的是, 我国关于湖泊碳循环的研究较少<sup>[8]</sup>.

沉积物无机碳同位素记录了自生碳酸盐从水中沉淀时水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值, 常用来反映湖泊古生产力、水体与大气  $\text{CO}_2$  的交换程度、有机质分解<sup>[9]</sup> 等. 由于水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值影响因素众多以及对湖泊碳循环过程认识的不足, 沉积物中无机碳同位素这一环境指标的解释仍存在很多不确定性<sup>[10-14]</sup>. 以往对湖泊碳循环过程的研究大多侧重于某个特定湖泊<sup>[3-6]</sup>, 但由于每个湖泊都有其各自的特色, 水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值的影响因素在不同湖泊存在差别, 难以总结归纳. 分析多个湖泊  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值的空间变化特征及与环境要素 (包括生产力、盐度、溶解  $\text{CO}_2$  分压等) 的关系是认识湖泊碳循环的有效方法<sup>[15-17]</sup>. 羌塘高原湖泊众多, 类型多样, 为研究湖水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值的空间变化特征提供了条件. 本文通过对羌塘高原不同类型湖泊的广泛采样, 研究湖水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值特征, 分析湖水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值的影响因素及碳循环过程, 进而为解释无机碳同位素对环境的响应机制提供理论依据.

## 1 研究区概况

羌塘高原主要是指沿冈底斯山及念青唐古拉山以北的广大藏北高原, 总面积约  $5.9 \times 10^5 \text{ km}^2$ . 据关志华等统计, 该区湖泊总面积超过  $21400 \text{ km}^2$ , 占西藏湖泊总面积的 88.5%, 超过全国湖泊面积的 1/4, 是我国湖泊面积最大、分布最集中的区域之一<sup>[18]</sup>. 该区冬季气候寒冷, 夏季温凉. 据仅有的几个气象站资料显示, 各地 1 月平均气温在  $-10 \text{ }^\circ\text{C}$  以下, 极端气温达  $-35 \text{ }^\circ\text{C}$ . 一年中有 7 个月平均气温在  $0 \text{ }^\circ\text{C}$  以下. 6-9 月各地气温较高, 最暖月温度以改则最高, 达  $12.1 \text{ }^\circ\text{C}$ <sup>[19]</sup>. 降水量东西差别较大, 东部安多和那曲多年平均降水量达  $360 \text{ mm}$ , 中部改则年均降水量达  $180 \text{ mm}$ , 西部的狮泉河年均降水量只有  $75 \text{ mm}$ . 根据西藏自然区划, 该区东段为高寒草甸区, 中段为高寒草原区, 西段为高寒荒漠区<sup>[19]</sup>.

## 2 材料与方法

### 2.1 样品采集与测试

2009 年 8-9 月, 我们对羌塘高原湖泊和河流进行了水样采集. 东西向主要沿北纬  $32^\circ$  附近的黑阿公路, 东起安多, 西至改则. 南北向采样主要沿东经  $85^\circ$  附近的省道 206 线, 北起洞错, 南至冈底斯山. 此外还对羊卓雍错流域湖泊进行了采样. 本次共考察湖泊 24 个 (图 1), 湖泊面积从不足  $10 \text{ km}^2$  到  $1000 \text{ km}^2$  不等, 最小为清木科错, 最大为扎日南木错. 每个湖泊采样点位置都尽量远离河口, 所采水样均为表层湖水. 此外, 对途经河流也进行了采样, 共采集 42 个河水样品.

用便携式盐度仪现场测定水体基本物理化学指标, 包括温度、pH、盐度和电导率. 水样保存采用  $100 \text{ ml}$  的聚乙烯瓶, 采样前先冲洗三次. 每个样品取两瓶, 一瓶用于离子浓度测试, 一瓶用于  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值测试. 为了防止水体中微生物作用对  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值的影响, 采样时向瓶中加入两滴浓度为 0.5% 的  $\text{HgCl}_2$  溶液, 并将瓶口密封<sup>[6]</sup>. 采回样品后放入  $4 \text{ }^\circ\text{C}$  冰箱冷藏保存. 水体总碱度通过盐酸化学滴定法测定, 用甲基橙作指示剂, 滴定误差在 0.5% 以内. 水体 DIC 浓度通过 pH 值和碱度换算得出. 溶解无机碳同位素测试在 Delta Plus 质谱仪上完成, 测试精度为 0.2‰. 碳同位素用国际 PDB 标准的千分比表示, 其表达式为:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} = (R_{\text{sample}}/R_{\text{standard}} - 1) \times 1000$$

式中,  $\delta^{13}C_{DIC}$  为溶解无机碳同位素值,  $R_{sample}$  和  $R_{standard}$  为样品和标准物质中的  $^{13}C/^{12}C$  值.

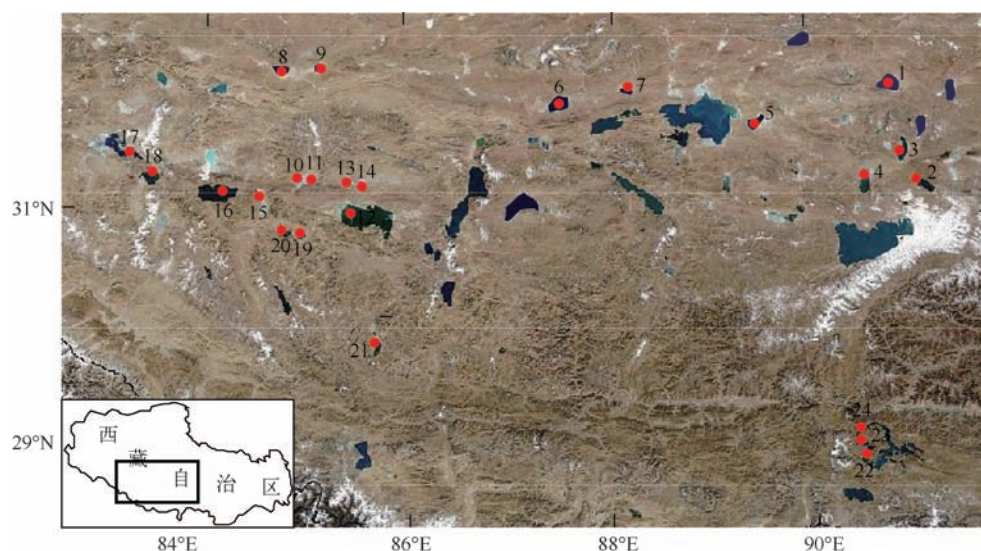


图 1 考察湖泊位置图(1 兹格塘错,2 崩错,3 蓬错,4 巴木错,5 班戈错,6 达则错,7 赛布错,8 洞错,9 扎西错,10 达瓦错,11 清木科错,12 扎日南木错,13 昂古错,14 齐格错,15 麦穷错,16 塔若错,17 昂拉仁错,18 仁青休布错,19 嘎仁错,20 攸布错,21 打加错,22 沉错,23 空姆错,24 羊卓雍错)

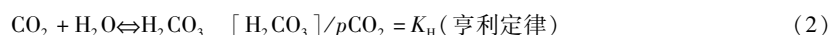
Fig. 1 The location of the 24 lakes on Qiangtang Plateau presented in this study

## 2.2 溶解 $CO_2$ 分压的计算

水体中溶解无机碳(DIC)以三种形式存在,即  $HCO_3^-$ 、 $CO_3^{2-}$  和  $H_2CO_3$ . 水体总碱度(Alk)为:

$$Alk = [OH^-] + [H_2CO_3] + [HCO_3^-] + 2 \times [CO_3^{2-}] \quad (1)$$

三种形式的溶解无机碳存在如下化学平衡<sup>[20]</sup>:



天然水体氢氧根离子浓度极低,可以忽略不计. 将以上四个平衡方程联立,可以得出水体溶解  $CO_2$  分压与总碱度、pH 值的关系为:

$$pCO_2 = Alk / \{ K_H \times [1 + K_1/[H^+] + 2K_1K_2/[H^+]^2] \} \quad (5)$$

式中,  $pCO_2$  代表水体溶解  $CO_2$  分压,  $K_H$  为亨利系数,  $K_1$  和  $K_2$  分别是水体溶解  $CO_2$  的一级和二级电离常数,  $K_H$ 、 $K_1$  和  $K_2$  与温度有关,可以在工具书中查到<sup>[21]</sup>. 由于水体总碱度和 pH 值已知,可以通过公式(5)求得溶解  $CO_2$  分压. 采样时湖水温度在 10 - 13  $^{\circ}C$  之间,计算过程中均采用 10  $^{\circ}C$  时的平衡常数. 由于湖水盐度较高,计算过程中需要先将离子浓度换算为离子强度<sup>[21]</sup>.

## 3 结果

### 3.1 湖泊水化学特征

所测 24 个湖泊水体总可溶盐(TDS)含量在 0.2 - 41.2 g/L 之间,平均值为 8.12 g/L. 有 5 个湖泊 TDS

含量不足 1 g/L,属于淡水湖或微咸水湖,其中崩错、齐格错和嘎仁错是外流湖,而塔若错和沉错是封闭湖.此外,羊卓雍错、空姆错和昂古错盐度略高于 1 g/L. 盐度最大的湖泊是洞错,为 41.2 g/L. 大部分湖泊盐度集中在 5–20 g/L. 所考察 24 个湖泊水体的 pH 值普遍较高,在 8.63–10.43 之间,平均值达 9.45. 齐格错为外流淡水湖,湖内水草丰富,其 pH 值达 10.43,为所有湖泊最高. 与此湖类似的是清木科错,水体盐度和 DIC 浓度均较低,而其 pH 值也高达 9.76. 另外两个水体 pH 值超过 10 的湖泊是兹格塘错和达则错,两湖均为碳酸盐型咸水湖,碱度较高. 只有三个湖泊 pH 值小于 9,分别是崩错、嘎仁错和沉错(图 2).

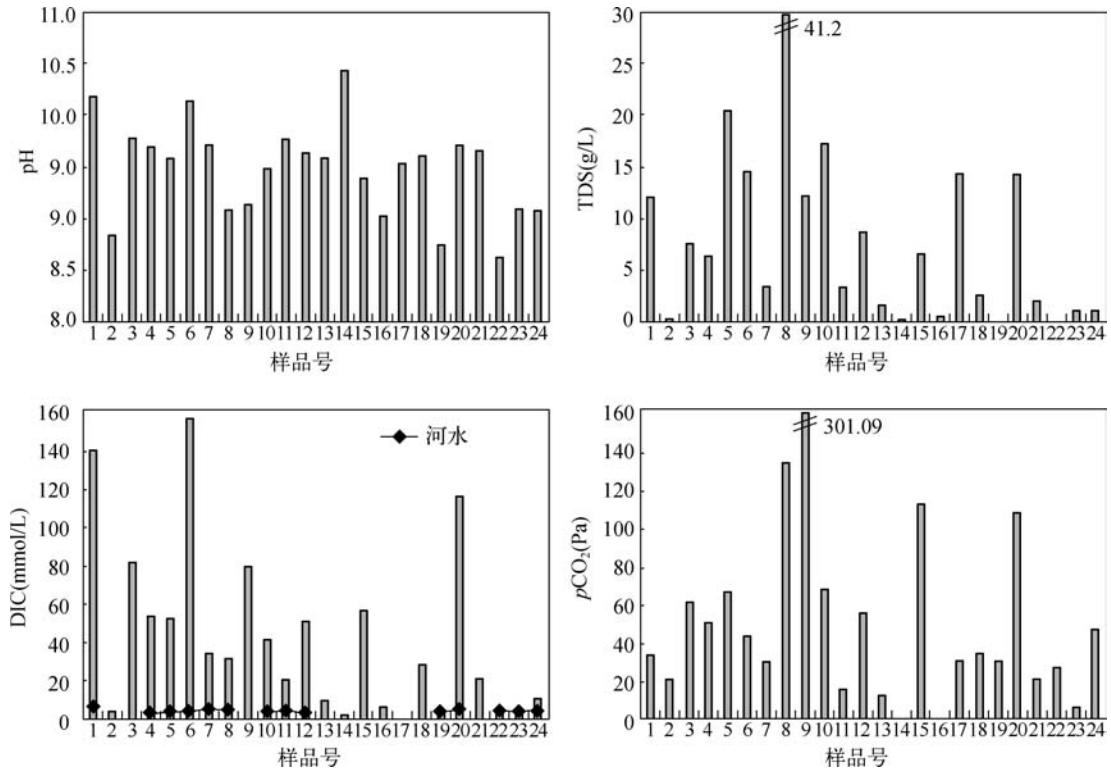


图 2 湖泊水化学特征

Fig. 2 The major chemical parameters of waters from 24 lakes

所测 24 个湖泊 DIC 浓度在 1.35–158.76 mmol/L 之间,平均值为 40.96 mmol/L. DIC 浓度最高的几个湖泊分别是达则错、兹格塘错和攸布错,浓度在 110 mmol/L 以上. DIC 浓度最低的几个湖泊分别是崩错、空姆错、沉错、齐格错和嘎仁错,浓度在 5 mmol/L 以下,与河水 DIC 浓度接近. 所测 24 个湖泊溶解  $\text{CO}_2$  分压变化范围较大,在 0.15–301.1 Pa 之间. 大多数封闭湖泊的溶解  $\text{CO}_2$  分压要高于大气 1–2 倍,呈逸出状态. 溶解  $\text{CO}_2$  分压较高的湖泊是洞错、扎西错和攸布错,是大气  $\text{CO}_2$  分压的 5 倍以上. 共有 4 个湖泊溶解  $\text{CO}_2$  分压小于大气,分别是齐格错、空姆错、清木科错和昂古错,均为淡水或微咸水湖泊. 其中齐格错溶解  $\text{CO}_2$  分压最低,不足当地大气  $\text{CO}_2$  分压(22.2 Pa)的百分之一(图 2).

### 3.2 羌塘高原湖泊水体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值空间分布特征

所测 24 个湖泊水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值在  $-15.0\%$  至  $3.2\%$  之间,平均值为  $-1.20\%$ (图 3). 水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值较低的湖泊是齐格错、清木科错和崩错,分别为  $-15.0\%$ 、 $-7.0\%$  和  $-5.6\%$ . 水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值较高的湖泊是攸布错和洞错,在  $3\%$  以上. 湖水 DIC 浓度及  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值均显著高于河水(图 2 和图 3). 变化最大的几个湖泊是攸布错、达则错、兹格塘错、扎日南木错和巴木错,湖水 DIC 浓度是河水的 30 倍以上,而碳同位素差值在  $7.0\%$  以上. 部分淡水或微咸水湖泊 DIC 及  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值变化不大,如空姆错、嘎仁错和崩错, DIC 浓度接近,碳同位素

变化在 2‰ 左右. 齐格错和清木科错  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值与河水相当,甚至低于河水,反映了湖内有机质分解对 DIC 有重要贡献.

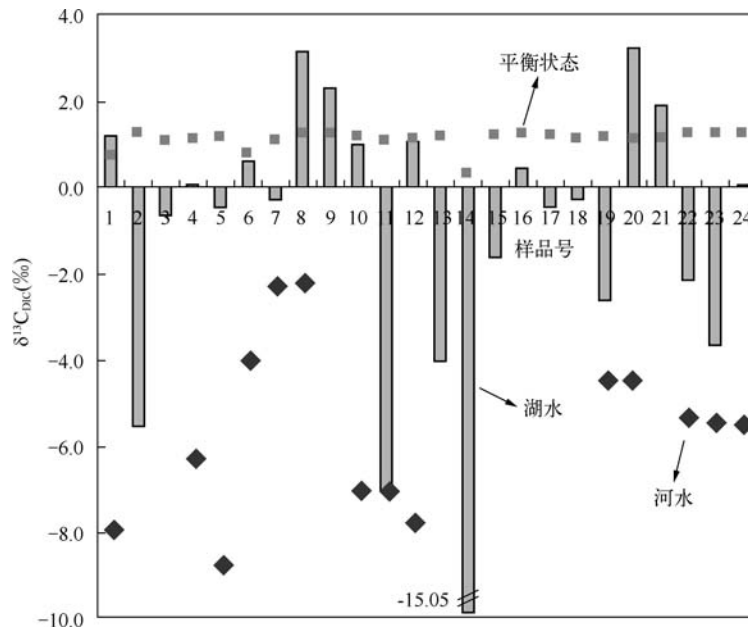


图 3 湖泊和部分河水以及平衡状态下的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值

Fig. 3 The  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  values in lakes, rivers and at the atmospheric isotopic equilibrium state

## 4 讨论

### 4.1 羌塘高原湖泊 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值特征

人类活动大量燃烧化石不仅导致了大气  $\text{CO}_2$  浓度增加,还导致了其碳同位素的变化. 2001 年全球大气  $\text{CO}_2$  碳同位素值为  $-8.1\text{‰}$ ,这一结果比 1980 年测得的大气  $\text{CO}_2$  碳同位素偏轻了  $0.5\text{‰}$ ,比工业革命之前偏轻  $1.7\text{‰}$  [22]. 湖泊为开放系统,大气  $\text{CO}_2$  和湖水 DIC 不断交换. 在平衡状态下,气体  $\text{CO}_2$  与水体中溶解的  $\text{CO}_2(\text{aq})$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  存在碳同位素分馏作用,分馏系数与温度有关 [23],其表达式为:

$$\varepsilon_{\text{aq-g}} = -(0.0049 \pm 0.003) \times T(\text{°C}) - (1.31 \pm 0.06) \quad (6)$$

$$\varepsilon_{\text{HCO}_3\text{-g}} = -(0.141 \pm 0.003) \times T(\text{°C}) + (10.78 \pm 0.05) \quad (7)$$

$$\varepsilon_{\text{CO}_3\text{-g}} = -(0.052 \pm 0.03) \times T(\text{°C}) + (7.22 \pm 0.46) \quad (8)$$

根据公式(6)-(8)可以计算不同形式溶解无机碳在与大气  $\text{CO}_2$  达到交换平衡时的碳同位素值. 羌塘高原夏季湖水温度为  $10\text{°C}$ ,大气  $\text{CO}_2$  碳同位素值为  $-8.1\text{‰}$ ,此时碳酸、碳酸氢根和碳酸根与大气  $\text{CO}_2$  的碳同位素分馏系数分别为  $-1.36\text{‰}$ ,  $9.37\text{‰}$  和  $7.96\text{‰}$ ,平衡状态下水体中碳酸、碳酸氢根和碳酸根碳同位素值分别为  $-9.46\text{‰}$ ,  $1.27\text{‰}$  和  $-1.14\text{‰}$ . 可以看出,不同形式的溶解无机碳同位素存在明显差别,平衡状态下水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值的大小取决于不同形式 DIC 的存在比例. 羌塘高原湖水碱性较高, DIC 主要以碳酸氢根和碳酸根存在. 根据水体 pH 值可以计算出碳酸氢根和碳酸根的比例,进而可以计算出湖水与大气  $\text{CO}_2$  交换平衡时溶解无机碳同位素值在  $1.2\text{‰}$  左右 (图 3).

对高生产力淡水湖泊来说, DIC 浓度低,有机质分解释放的  $\text{CO}_2$  占湖水 DIC 比例较高. 若不考虑  $\text{C}_4$  植物的贡献及有机质分解过程中的碳同位素分馏,则有机质分解释放的  $\text{CO}_2$  碳同位素值与有机质相同,在  $-30\text{‰}$  至  $24\text{‰}$  之间,平均值为  $-27\text{‰}$ . 根据(6)式中的碳同位素分馏原理,若湖水中 DIC 主要以碳酸氢根存在,其碳同位素应在  $-18\text{‰}$  左右. 由图 3 可知,所测 24 个湖泊中有 8 个湖泊水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值高于或接近平衡状态下  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值,其余湖泊  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值要低于这一数值. Striegl 等 [16] 在湖冰融化时对温带和寒带地区 132 个淡水湖泊

$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值测试结果的均值为  $-14\text{‰}$ . Bade 等对多个地区 108 个淡水湖泊  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值测试结果在  $-30\text{‰}$  至  $2.1\text{‰}$  之间, 平均值为  $-15\text{‰}$ <sup>[17]</sup>. 羌塘高原 24 个湖泊  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值平均为  $-1.2\text{‰}$ , 要远高于淡水湖泊  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  平均值, 而与水体和大气  $\text{CO}_2$  达到交换平衡时的同位素值更接近. 由于湖泊碳循环过程决定了水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值, 水体中高的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值说明羌塘高原湖泊碳循环过程与淡水湖泊显著不同, 即湖泊生产力和有机质分解作用对湖泊碳循环影响较小.

#### 4.2 影响湖泊 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值的主要因素及对碳循环过程的启示

影响湖泊  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值的主要因素包括湖泊生产力与有机质分解程度、湖水与大气  $\text{CO}_2$  的交换程度、湖水 DIC 滞留时间、碳酸盐矿物的沉淀与溶解等<sup>[2-9]</sup>. 碳酸盐在沉淀和溶解过程中碳同位素分馏仅为  $1\text{‰}$  至  $2\text{‰}$ <sup>[9-10]</sup>, 对水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值改变较小. 对淡水湖泊碳循环过程研究表明, 表层湖水中浮游植物光合作用会导致水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值偏正, 而底部湖水有机质分解会导致水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值偏负. 由于淡水湖泊 DIC 浓度较低, 水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值总体上偏负, 说明有机质分解释放  $\text{CO}_2$  对水体 DIC 有较大贡献<sup>[2-6]</sup>. 羌塘高原湖泊仅有齐格错和清木科错湖水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值较低 ( $-15.0\text{‰}$  和  $-7.0\text{‰}$ ), 符合淡水湖泊特征. 考察过程中也发现, 两个湖泊水草茂盛, 属于高生产力湖泊. 其余湖泊水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值均显著偏重, 说明对多数具有较高碱度且湖泊生产力较低的湖泊来说, 水生植物光合作用和有机质分解均不能显著影响水体碳循环过程.

DIC 滞留时间是指湖泊 DIC 总量与损失速度的比值, 其大小对水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值有重要影响. 湖泊 DIC 总量主要取决于 DIC 浓度和湖水体积, 而 DIC 损失量包括湖水与大气  $\text{CO}_2$  的交换速度、碳酸盐矿物的沉淀和湖泊生物量高低等<sup>[2-7]</sup>. 对淡水和部分微咸水湖泊来说, 湖水 DIC 浓度和河水比较接近,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值也差别不大. 而对大多数咸水湖泊来说, 湖水 DIC 浓度要高于河水数倍至数十倍, 水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值差值也要超过  $5\text{‰}$ . 我们无法得出羌塘高原湖泊 DIC 准确的滞留时间, 但通过湖水和河水 DIC 浓度的对比可以看出封闭湖泊 DIC 滞留时间与湖水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值有很好的正比关系. 湖水 DIC 浓度与河水差别越大, 湖水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值也越高, 如兹格塘错, 达则错, 巴木错, 洞错, 攸布错等, 湖水和河水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值差别在  $7\text{‰}$  以上. 相反, 淡水或微咸水湖泊如崩错, 嘎仁错, 空姆错和沉错等, 湖水和河水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值相差均在  $3\text{‰}$  以内 (图 3).

由于封闭湖泊水体 DIC 滞留时间普遍较长, 水体与大气  $\text{CO}_2$  的交换程度会对湖泊  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值有重要影响. 羌塘高原多数咸水湖泊水体溶解  $\text{CO}_2$  分压均显著高于大气, 说明水体溶解  $\text{CO}_2$  呈逸出状态. 而水体逸出的  $\text{CO}_2$  与 DIC 之间碳同位素分馏达  $9\text{‰}$ , 较轻的  $\text{CO}_2$  从水体逸出导致了剩余水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值偏正. 羌塘高原封闭湖泊盐度和 DIC 浓度均显著高于入流河水, 湖水 DIC 滞留时间往往较长, 溶解  $\text{CO}_2$  长期逸出作用导致了  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值显著偏重. 洞错、攸布错和扎西错三个湖泊水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值要高于平衡值, 而水体溶解  $\text{CO}_2$  分压要高于大气 5 倍以上, 说明水体溶解  $\text{CO}_2$  强烈的排气作用导致了湖水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值的明显偏重. 而淡水或微咸水湖泊, 如塔若错、空姆错和沉错等, 水体溶解  $\text{CO}_2$  分压与大气比较接近, 随着交换程度的增加, 湖水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值会逐渐接近平衡值.

水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值与水化学的关系也证实了上述结论. 羌塘高原封闭湖泊水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值与 TDS 和 DIC 均呈对数关系 ( $r=0.43$  和  $0.53$ ), 而与溶解  $\text{CO}_2$  分压相关性最高 ( $r=0.70$ ) (图 4). 湖泊水化学 (TDS、DIC) 对湖水碳循环的影响过程可以解释为: 水体蒸发浓缩程度能够影响湖水盐度和 DIC 浓度, 进而会影响湖水溶解  $\text{CO}_2$  分压以及湖水与大气的交换程度. TDS 越高, 蒸发浓缩程度越大, 水体溶解  $\text{CO}_2$  分压也就越大. 而在相似的气候背景下, 溶解  $\text{CO}_2$  分压决定了湖水与大气  $\text{CO}_2$  的交换速度, 进而决定着水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值达到平衡状态的时间. Bade 等<sup>[17]</sup> 讨论了湖水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值与各种要素的关系, 认为水化学是影响  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值空间变化的主要原因, 而湖泊生产力对  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值影响不大. 我们对青藏高原封闭湖泊的研究也得出了类似的结论. 但封闭湖泊水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值与水化学的关系与高生产力淡水湖泊也存在差异. 淡水湖泊水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值与溶解  $\text{CO}_2$  分压呈反相关关系, 即溶解  $\text{CO}_2$  分压越高, 水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值越低, 反映了有机质分解对 DIC 的重要贡献<sup>[16]</sup>. 封闭湖泊水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值与溶解  $\text{CO}_2$  分压呈正相关关系, 溶解  $\text{CO}_2$  分压越高, 水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值越高, 反映了水体与大气  $\text{CO}_2$  的交换程度对  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值有重要影响.

古湖沼学研究中, McKenzie 等<sup>[2]</sup> 较早认识到沉积物无机碳同位素能够指示湖泊古生产力. Talbot<sup>[24]</sup> 对不同类型湖泊自生碳酸盐矿物中碳氧同位素的相关性进行了分析, 认为两者协同变化反映了湖水水位波

动. Schwalb<sup>[9]</sup>发现 Constance 湖在晚冰消期介形虫无机碳同位素突然下降与生物量增加有很好的对应关系,认为有机质分解导致湖水 DIC 同位素显著偏轻可能是影响同位素波动的主要原因. 本文对藏北封闭湖泊 DIC 碳同位素的空间变化分析表明,湖泊水化学特征即湖泊的水量变化是影响 DIC 同位素的重要因素. 湖泊水量变化会影响到湖水 TDS, 盐度, DIC 浓度以及溶解  $\text{CO}_2$  分压,甚至是湖水 pH 值. 其它因素如温度变化对湖水及沉积物中无机碳同位素的影响也有许多报道<sup>[14, 25]</sup>,但由于本文主要研究了夏季湖水碳同位素特征,温度变化对同位素值的影响还不能够很好的体现出来,需要在以后的研究中加以完善.

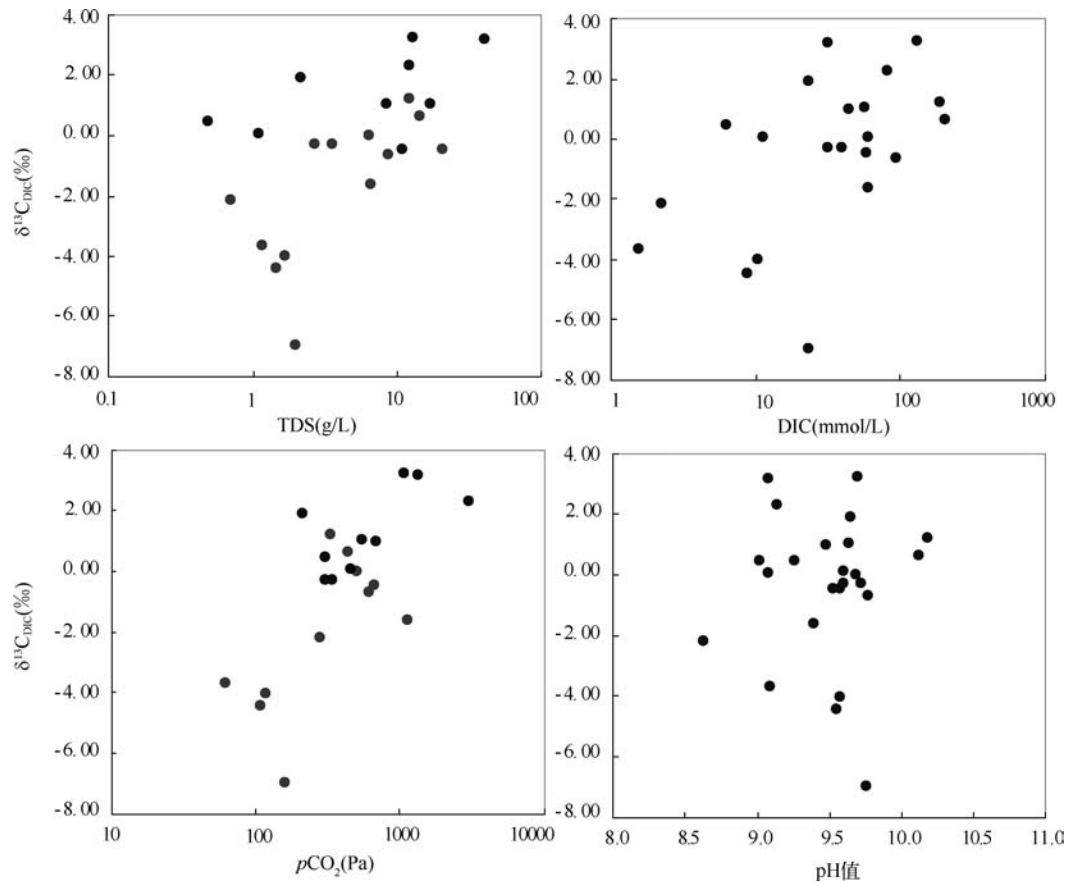


图4 封闭湖泊  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值与水化学指标的相关性分析

Fig.4 The relationship between  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  values and water chemical parameters for closed lakes

## 5 结论

通过对藏北内陆区湖泊水体  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值空间变化及影响因素的分析可以得出如下结论:

(1) 羌塘高原湖水普遍显碱性且具有较高的碱度,大部分咸水湖泊水体溶解  $\text{CO}_2$  呈逸出状态,只有少数几个淡水或微咸水湖泊水体以溶解大气  $\text{CO}_2$  为主. 湖水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值在  $-15.0\text{‰}$  至  $3.2\text{‰}$  之间,平均值为  $-1.2\text{‰}$ . 封闭湖泊  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值较高,接近水体与大气  $\text{CO}_2$  交换平衡时的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值.

(2) 羌塘高原咸水湖泊 DIC 浓度要高于河水几倍至几十倍, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值相差在  $5\text{‰}$  以上. 导致羌塘高原咸水湖泊  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值普遍较高的原因是湖水 DIC 滞留时间长,水体和大气  $\text{CO}_2$  交换过程使得  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值比较接近平衡状态. 与淡水湖泊不同的是,有机质分解释放对  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值没有重要影响.

致谢:十分感谢审稿专家对本文提出的宝贵意见以及 2009 年夏一起到藏北地区进行湖泊考察的队友.

## 6 参考文献

- [ 1 ] 刘丛强. 生物地球化学过程与地表物质循环-西南卡斯特流域侵蚀与生源要素循环. 科学出版社, 2007: 127-216.
- [ 2 ] McKenzie JA. Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment. In: Stumm W, eds. *Chemical Processes in Lakes*. New York: Wiley, 1985: 99-118.
- [ 3 ] Quay PD, Emerson SR, Quay BM *et al.* The carbon cycle for Lake Washington-a stable isotope study. *Limnology and Oceanography*, 1986, **31**: 596-611.
- [ 4 ] Herczeg AL, Fairbanks RG. Anomalous carbon isotope fractionation between atmospheric CO<sub>2</sub> and dissolved inorganic carbon induced by intense photosynthesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1987, **51**: 895-899.
- [ 5 ] Herczeg AL, Leaney FW, Dighton JC *et al.* A modern isotope record of changes in water and carbon budgets in a groundwater-fed lake: Blue Lake, South Australia. *Limnology and Oceanography*, 2003, **48**: 2093-2105.
- [ 6 ] Wachniew P, Rózański K. Carbon budget of a mid-latitude, groundwater-controlled lake: Isotopic evidence for the importance of dissolved inorganic carbon recycling. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, **61**: 2453-2465.
- [ 7 ] Barkan E, Luz B, Lazar B. Dynamics of the carbon dioxide system in the Dead Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, **65**(3): 355-368.
- [ 8 ] 喻元秀, 刘丛强, 汪福顺等. 乌江流域梯级水库中溶解无机碳及其同位素分异特征. 科学通报, 2008, **53**(16): 1935-1941.
- [ 9 ] Schwalb A. Lacustrine ostracodes as stable isotope recorders of late-glacial and Holocene environmental dynamics and climate. *Journal of Paleolimnology*, 2003, **29**: 265-351.
- [ 10 ] Shapley M, Ito E, Donovan JJ. Authigenic calcium carbonate flux in groundwater-controlled lakes: implications for lacustrine paleoclimate records. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005, **69**: 2517-2533.
- [ 11 ] Myrbo A, Shapley MD. Seasonal water-column dynamics of dissolved inorganic carbon stable isotopic compositions ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ) in small hardwater lakes in Minnesota and Montana. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2006, **70**: 2699-2714.
- [ 12 ] Gasse F, Arnold M, Fontes JC *et al.* A 13000-year climate record from western Tibet. *Nature*, 1991, **353**: 742-745.
- [ 13 ] 顾兆炎, 刘嘉麒, 刘东生等. 12000年来青藏高原夏季风变化——色林错沉积物地球化学的证据. 科学通报, 1993, **38**(1): 61-64.
- [ 14 ] 类延斌, 张虎才, 李世杰等. 1950年以来青藏高原兹格塘错碳酸盐稳定碳同位素变化及其原因. 湖泊科学, 2010, **22**(1): 136-142.
- [ 15 ] Cole JJ, Caraco NF, Kling GW *et al.* Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes. *Science*, 1994, **265**: 1568-1570.
- [ 16 ] Striegl RG, Kortelainen P, Chanton JP *et al.* Carbon dioxide partial pressure and <sup>13</sup>C content of north temperate and boreal lakes at spring ice melt. *Limnology and Oceanography*, 2001, **46**: 941-945.
- [ 17 ] Bade DL, Carpenter SR, Cole JJ *et al.* Controls of  $\delta^{13}\text{C}$ -DIC in lakes: geochemistry, lake metabolism, and morphometry. *Limnology and Oceanography*, 2004, **49**: 1160-1172.
- [ 18 ] 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: 115-215.
- [ 19 ] 张荣祖, 郑 度, 杨勤业. 西藏自然地理. 科学出版社, 1982: 1-178.
- [ 20 ] Wetzel RG. *Limnology*, 2nd ed. Philadelphia: Saunders College Publishing, 1975: 187-204.
- [ 21 ] Stumm W, Morgan JJ. *Aquatic Chemistry*, 3rd ed. New York: Wiley Interscience, 1986: 91-172.
- [ 22 ] Das A, Krishnaswami S, Bhattacharya SK. Carbon isotope ratio of dissolved inorganic carbon (DIC) in rivers draining the Deccan Traps, India: Sources of DIC and their magnitudes. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, **236**: 419-429.
- [ 23 ] Zhang J, Quay PD, Wilbour DO. Carbon isotope fractionation during gas-water exchange and dissolution of CO<sub>2</sub>. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, **59**(1): 107-1146.
- [ 24 ] Talbot MR. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 1990, **80**: 261-279.
- [ 25 ] 强明瑞, 陈发虎, 张家武等. 2 ka来苏干湖沉积碳酸盐稳定同位素记录的气候变化. 科学通报, 2005, **50**(13): 1385-1394.