

可可西里库赛湖揭示的青藏高原北部近 4000 年来的干湿变化*

王永波^{1,2}, 刘兴起^{1**}, 羊向东¹, 张恩楼¹, Ryo Matsumoto³

(1: 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)

(2: 中国科学院研究生院, 北京 100049)

(3: Department of Earth and Planetary Science, Tokyo University, Tokyo 113, Japan)

摘 要: 通过青藏高原北部可可西里库赛湖 KS-2006 孔(深 637cm)沉积岩芯总有机碳、总氮含量及沉积物粒度变化的研究, 恢复了该地区近 4000 年来的干湿变化历史。结果表明, 该地区近 4000 年来经历了显著的干湿变化, 干旱时段出现在 3900–3590cal aBP、3320–2630cal aBP、1720–1420cal aBP 及 1100–840cal aBP 期间; 湿润时段出现在 3590–3320cal aBP、2630–1720cal aBP、1420–1100cal aBP 以及 840cal aBP 之后小冰期有效降水升高的相对湿润时期。区域对比分析表明库赛湖地区近 4000 年来的干湿变化受亚洲季风影响; 同时, 该地区存在明显的中世纪暖期及小冰期的三次降温事件记录。

关键词: 库赛湖; 总有机碳; 总氮; 粒度; 干湿变化; 青藏高原北部

A 4000-year moisture evolution recorded by sediments of Lake Kusai in the Hoh Xil area, northern Tibetan Plateau

WANG Yongbo^{1,2}, LIU Xingqi¹, YANG Xiangdong¹, ZHANG Enlou¹ & Ryo Matsumoto³

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

(2: Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, P.R.China)

(3: Department of Earth and Planetary Science, Tokyo University, Tokyo 113, Japan)

Abstract: Lake Kusai lies in the Hoh Xil area, northern Tibetan Plateau. Based on the analyses of Total Organic Carbon content (TOC), Total Nitrogen content (TN) and Grain Size of sediments from Core KS-2006, this paper mainly analyzed the moisture variability in this area during the past 4000 years. The results showed that the moisture evolution of this area in the past 4000 years experienced the stages as follow: dry periods: 3900–3590 cal aBP, 3320–2630cal aBP, 1720–1420cal aBP and 1100–840cal aBP; humid periods: 3590–3320cal aBP, 2630–1720cal aBP, 1420–1100cal aBP and after 840cal aBP. Our results were generally consistent with the climatic changes inferred from the Oxygen Isotope, Dongge Cave, which indicates that the climate in northern Tibetan Plateau was also controlled by the Asian Monsoon. Additionally, Medieval Warm Period and Little Ice Age were well recorded in Lake Kusai as well.

Keywords: Lake Kusai; TOC; TN; Grain size; moisture variability; northern Tibetan Plateau

全新世以来千–百–十年, 乃至年际尺度的气候变迁愈来愈引起各国科学家的广泛关注。冰芯、史料、树轮、珊瑚等资料由于其分辨率和定年精度较高, 在短时间尺度的古气候研究中已经广泛应用^[1-4]。与其它记录相比, 湖相沉积物更具有沉积连续、信息量丰富及对气候变化敏感等特点, 更能反映沉积时代的气候变迁, 在古气候研究方面发挥着重要作用^[5]。

中国的气候主要受亚洲季风(东南季风及印度季风)与西风环流所控制^[6]。青藏高原地区由于其独特的

* 国家重点基础研究发展计划(973)子课题(2005CB422002)资助。2007-07-09 收稿; 2008-03-19 收修改稿。王永波, 男, 1983 年生, 硕士研究生; E-mail: sunshine4017@163.com。

** 通讯作者; E-mail: xqliu@niglas.ac.cn。

地貌形态与地理位置,对亚洲季风的形成和演化具有重要影响。然而,相对于青藏高原的东南部区域,其北部的古气候研究尚显薄弱。库赛湖位于青藏高原北部可可西里自然保护区内,受人类活动影响较小,能够敏感地反映地质历史时期气候的自然变迁状况。本文将对库赛湖沉积岩芯(长 637cm)总有机碳含量(TOC)、总氮含量(TN)及粒度指标进行高分辨率的分析,重建该湖近 4000 年来的气候变化,并同相关记录进行对比,探讨青藏高原北部千百年尺度的气候环境特点及演化趋势。

1 研究区概况

库赛湖(35°30′–35°50′N, 92°30′–93°15′E)位于青藏高原北部可可西里地区。流域南、北部出露上三叠统深灰、灰黑色砂质板岩,断层面清晰可见;东部为第四系晚更新统冲积、洪积和冰水堆积砂砾层,并分布一些湖泊退缩后残留的小湖^[7]。

库赛湖区属青南高寒草原半干旱气候,年均气温变化在 0.0–2.0℃,年降水量变化在 100–150mm。湖泊周围植被以典型的高寒草原为主,湖东南角分布有一些盐化草甸。库赛湖海拔高度为 4475m,湖西北—东南向长 42.5km,最大宽 13.0km,平均宽 5.98km,湖泊面积 254.4km²。湖泊集水面积 3700km²,补给系数 13.1,主要依靠源于大雪峰(5863m)的库赛河补给。湖水 pH 值 8.3,矿化度 28.54g/L,属硫酸镁亚型微咸水湖。库赛湖水深为 10–50m,湖泊东南部水域较浅,约为 10m;湖西北水域较深,最大深度达 50m^[8-9]。

2 样品采集与分析测试

2006 年 6 月,利用奥地利产 UWITEC 水上平台,在可可西里库赛湖中部(35°43′18.4″N, 92°55′11.8″E)水深 14.5m 处,采得芯长 637cm 的连续岩芯(KS-2006)和短柱样各 1 根(图 1)。短柱样于现场以 0.5cm 间隔分样,用于 ¹³⁷Cs 和 ²¹⁰Pb 测年。将 KS-2006 岩芯运回实验室后,以 1cm 的间隔进行分样。整个岩芯岩性较为一致,以粉砂为主,除表层 20cm 沉积物由于含水量较大层次不明显外,整体呈明暗条带的交互状分布。深度 20–280cm 以浅黄棕色的明条带为主,其中夹杂灰—黑色暗条带;深度 280–450cm 段则以灰色的暗条带为主,浅黄棕色的明条带分布其中;深度 450cm 以下至岩芯底部以浅黄棕色的明条带为主。

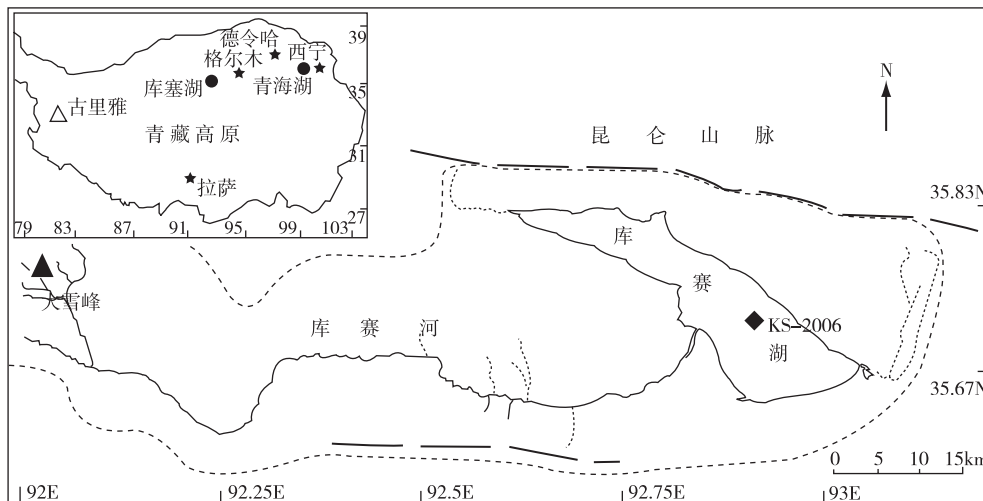


图 1 库赛湖及钻孔 KS-2006 位置(图中虚线为流域边界)

Fig.1 Location of Lake Kusai and the Core KS-2006

2.1 AMS¹⁴C 年代测定

库赛湖 KS-2006 岩芯 AMS¹⁴C 年代由日本东京大学放射性测年室完成,采用不同深度的 10 个样品进行测定(表 1),测年材料为沉积物中的总有机质。

表 1 库赛湖 KS-2006 孔 AMS¹⁴C 年龄测定结果
Tab.1 AMS¹⁴C ages of the Core KS-2006 from Lake Kusai

样品编号	深度 (cm)	AMS ¹⁴ C 年代 (¹⁴ C aBP)	碳库校正年代 (¹⁴ C aBP)	日历年代 (cal aBP)	平均值 (cal aBP)
ks1-1 82	82	3670 ± 35	270 ± 35	285–319	302
ks1-1 102	102	3855 ± 30	455 ± 30	500–522	511
ks1-2 26	201	4580 ± 35	1180 ± 35	1061–1146	1104
ks1-2 126	301	5235 ± 35	1835 ± 35	1729–1817	1773
ks1-3 下 64	500	6275 ± 45	2875 ± 45	2955–3065	3010
ks1-4 70	603	6630 ± 40	3230 ± 40	3392–3477	3435
ks1-4 100	633	6955 ± 40	3555 ± 40	3825–3904	3865

2.2 ¹³⁷Cs、²¹⁰Pb 年代测定

短柱样品风干后选取适量样品(2–5g), 研磨至 100 目左右. 采用γ能谱分析方法, 分析仪器为美国 EG&GOrtec 公司生产的高纯锗井型探测器和 IBM 微机构成的 16K 多道分析器组成. ¹³⁷Cs 与 ²²⁶Ra 标准样品由中国原子能研究院提供; ²¹⁰Pb 标准样品由英国利物浦大学做比对标准.

2.3 总有机碳、总氮含量测定

岩芯样品以 2cm 间隔分析总有机碳(TOC)、总氮(TN)的含量, 样品共计 320 块. 将样品真空冷冻干燥后, 研磨至 80 目左右的粉末状, 加入 5%的 HCl 后 50℃水浴加热 6h 并多次搅拌. 样品冷却后置入离心管内, 用去离子中性水通过离心的方法清洗至中性(pH=7), 真空冷冻干燥后研磨至 150 目左右, 称取一定量样品用 CE440 型元素分析仪进行总有机碳、总氮含量的测定, 测量误差为 ± 2%.

2.4 粒度测定

岩芯样品以 2cm 间隔进行了粒度测定, 共计 320 个样品. 取 0.5g 左右样品置于 50ml 烧杯中, 加入 10%的 H₂O₂ 溶液 10ml 后搅拌; 静置 12h 后加入 10%的 HCl 溶液 10ml, 静置 12h; 加入 10%的 Na₂P₂O₇ 溶液 10ml, 超声波振荡后进行测量. 测量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进行, 测量仪器为英国产 Malvern Mastersizer2000 激光粒度仪, 测量范围为 0.02–2000μm, 测量重复误差小于 1%.

3 结果

3.1 年代序列的建立

库赛湖 KS-2006 孔岩芯年代序列是由 AMS¹⁴C 与 ¹³⁷Cs、²¹⁰Pb 测年结果综合确立的, 利用表层样品所获得的 ¹³⁷Cs、²¹⁰Pb 测年结果对整个岩芯 AMS¹⁴C 测年结果进行校正.

利用人工放射性核素 ¹³⁷Cs 与放射性核素 ²¹⁰Pb 测年由于其在百年短尺度测年上的优越性, 已经广泛应用于湖泊沉积物的定年研究当中^[10–11]. 库赛湖表层 17cm 沉积物中, ¹³⁷Cs 比活度呈现单峰状态, 在 11.25cm 处开始增长并在 5.75cm 处出现一明显峰值(图 2); 库赛湖 ¹³⁷Cs 的单峰分布模

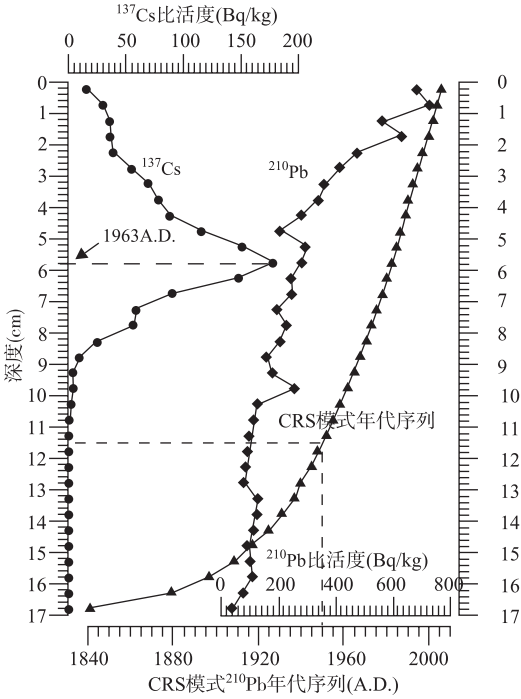


图 2 库赛湖 KS-2006 孔 ¹³⁷Cs、²¹⁰Pb 测定结果
Fig.2 Dating results from ¹³⁷Cs, ²¹⁰Pb for Core KS-2006

式同青藏高原其他湖泊十分相似, 这些湖泊出现的 ^{137}Cs 峰值计年为 1963 年^[12-13]; 为此, 将库赛湖 KS-2006 孔 11.25cm 和 5.75cm 处的时标分别定为 1952 年与 1963 年. 钻孔中 ^{210}Pb 的比活度呈指数下降, 据 CRS 计年模式所得 17cm 以上年代序列如图 2 所示. ^{137}Cs 定年的 1952 年时标与 ^{210}Pb 的 CRS 模式年龄基本一致, 但两者在 1963 年处具有很大的偏差(图 2), 其原因有待探究. 尽管如此, 根据 ^{137}Cs 与 ^{210}Pb 的分布特征, 可以得出如下认识: (1)KS-2006 孔岩芯顶部 17cm 的沉积物是近期形成的, 未出现大的沉积异常现象; (2) ^{210}Pb 测试结果可以确定 1950A.D.(0aBP)大体上位于钻孔 11.5cm 处(图 2).

7 个 AMS ^{14}C 年代同深度之间具有较好的线性关系(图 3). 经线性回归所得 11.5cm 深度 ^{14}C 年龄为 3400 aBP, 这一结果比由 ^{137}Cs 和 ^{210}Pb 所获得的 11.5cm 处年龄 1950A.D.(0aBP)要老 3400 年. 造成表层沉积物年代偏老的原因可能有两个: (1)沉积物存在沉积间断, 如 Ahung Co、错鄂等^[14-16]; (2)由“碳库效应”造成. 库赛湖沉积物存在沉积间断的可能性不大, 理由如下: (1)从沉积物组成来看, 没有沉积间断的痕迹; (2)库赛湖不同于 Ahung Co, 因为库赛湖的水深较大(采样点为 14.5m), 而 Ahung Co 的水深目前只有 1.5m. (3)如果历史时期该湖存在沉积间断(干涸), 面积和水深较大的库赛湖势必要出现一些蒸发盐. 对该孔矿物组成的初步分析表明, 除了存在一定量的碳酸盐外(20%左右), 没有发现其它蒸发盐矿物(如石膏、芒硝、石盐等). 因此, 推测的表层老 3400 年, 可能是由“碳库效应”引起的. 虽然钻孔中不同深度的 ^{14}C 年代可能存在不同的“碳库效应”, 但考虑到该孔 7 个 ^{14}C 年代同深度之间具有较好的线性关系, 我们采取了将不同深度的 ^{14}C 年代统一减去 3400 年的方法进行了“碳库效应”校正. 根据校正后的 ^{14}C 年龄可得到岩芯上部 11–82cm 平均沉积速率为 0.23cm/a, 这与根据 ^{210}Pb 年代所获得的沉积物表层的平均沉积速率(0.20cm/a)一致. 将进行过“碳库校正”后的 ^{14}C 年龄, 通过 Calib Rev5.0.1 程序校正为日历年龄(表 1). 利用日历年龄对各层位年代进行内插和外推, 经外推岩芯底部年龄为 3907 cal aBP. 整个钻孔沉积速率为 0.07–0.24cm/a, 平均沉积速率为 0.16cm/a.

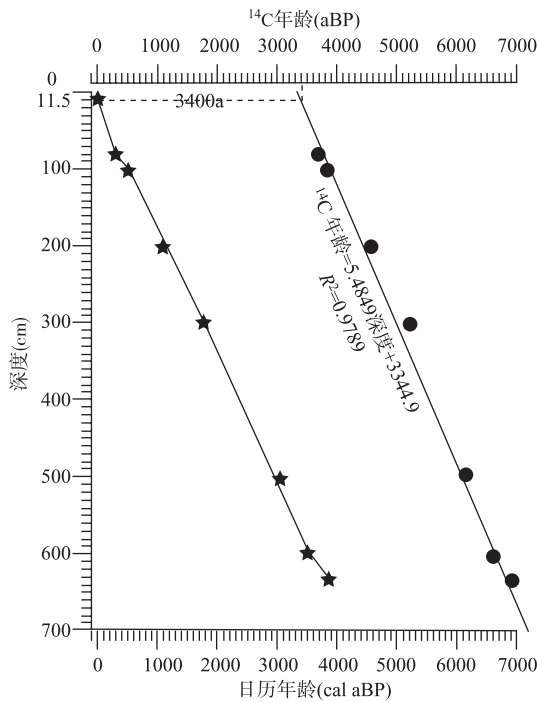


图 3 库赛湖 KS-2006 孔 ^{14}C 年龄与深度关系图

Fig.3 The depth-age diagram of Core KS-2006

利用日历年龄对各层位年代进行内插和外推, 经外推岩芯底部年龄为 3907 cal aBP. 整个钻孔沉积速率为 0.07–0.24cm/a, 平均沉积速率为 0.16cm/a.

3.2 TOC、TN

湖泊作为一个相对独立的自然综合体, 其沉积物中记录的是不同环境的混合信息. 湖泊沉积物中有有机质的来源十分复杂, 既有陆生的 C_3 、 C_4 植物或景天科的 CAM 植物, 也包括了湖泊中的低等菌和藻类、沉水植物、挺水植物和浮游植物等, 而总有机碳含量(TOC)反应了湖泊沉积物中有机质的含量. 研究表明, 水生植物蛋白质的含量为 24%左右, 远高于陆生植物的 6%左右, 前者的 C/N 比值仅为 5–12 左右, 一般小于 10, 后者的 C/N 比值通常为 20–30, 甚至高达 45–50, 因此通过湖泊沉积物有机质的 C/N 比值可以判断其水生植物与陆生植物来源及相对比例^[17]. 由图 4 中可知库赛湖 C/N 比值主要变化于 4–8 之间, 最大值未超过 10, 表明沉积物中有机质主要为湖泊内源产生, 受陆源有机质影响较小, 因此, 库赛湖沉积物中 TOC 主要反映湖泊内部初级生产力大小.

3.3 粒度

沉积物中的粒度特征是研究过去气候变化的一个重要代用指标, 进入湖泊沉积的颗粒物通常可

以由河流和(或)风力搬运而来。前人的研究表明,在降水缺乏的干旱半干旱地区,地表径流不发育,粗颗粒物($>64\mu\text{m}$)很难被地表径流搬运到湖泊中部沉积,这些粗颗粒物很有可能是由风力搬运而来的^[18-19]。库赛湖 KS-2006 钻孔岩芯沉积物的 TOC 含量同细颗粒组分($<4\mu\text{m}$)随深度具有较好的正相关变化,而同粗颗粒组分($>64\mu\text{m}$)具有较好的负相关变化(图 4)。因此,认为 TOC 高含量相应于较湿润时期,库赛湖沉积物中细颗粒组分($<4\mu\text{m}$)主要是由河流搬运而来。粗颗粒组分是否由风力作用带入湖泊沉积则需要更多证据。

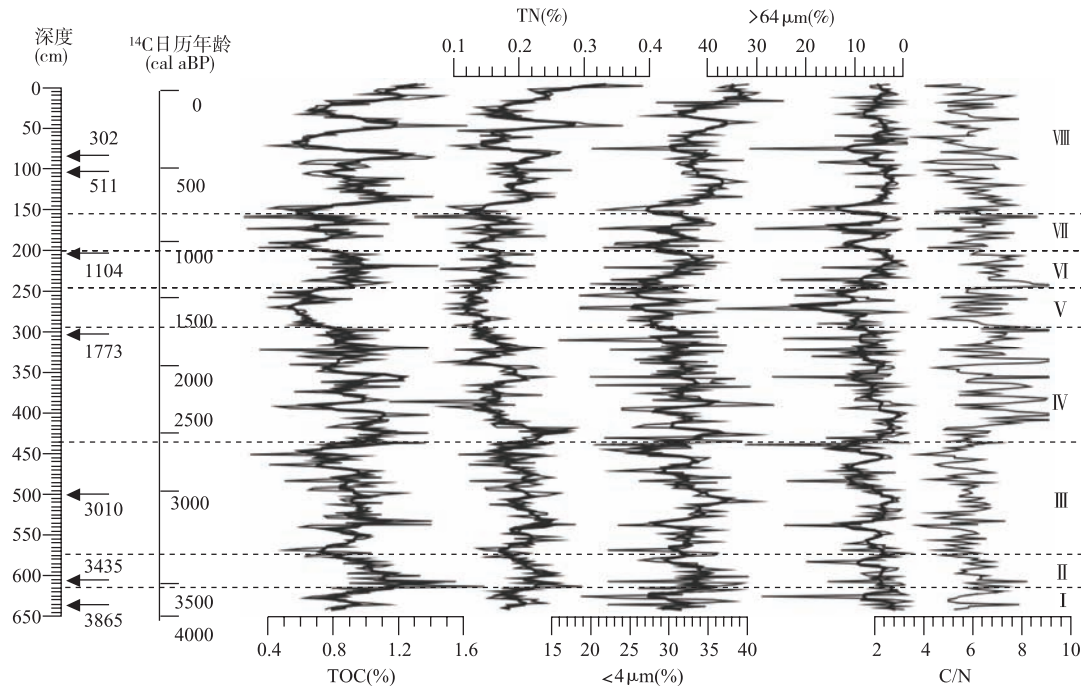


图 4 库赛湖 KS-2006 孔 TOC、TN 及粒度变化曲线(图中黑粗线为五点近似五十年滑动平均值)

Fig.4 Variation of TOC, TN and Grain Size for Core KS-2006 from Lake Kusai

3.4 指标的气候意义

当湖泊流域降水增高时,陆地植被生长较好,湖泊的初级生产力也较高,由风力作用搬运入湖的粗颗粒物因地表湿度较大和植被相对生长茂盛而相对减少;相反,当湖泊流域降水减少时,不利于陆地植被生长,湖泊的初级生产力降低,由风力作用搬运入湖的粗颗粒物因地表湿度较小和植被生长稀疏而增加。因此,利用高的 TOC 和细颗粒物($<4\mu\text{m}$)含量以及低的粗颗粒($>64\mu\text{m}$)含量反映湖区的气候的相对湿润,而低的 TOC 和细颗粒物($<4\mu\text{m}$)含量以及高的粗颗粒($>64\mu\text{m}$)含量反映湖区相对干旱。

3.5 库赛湖地区 4000 年来的干湿变化

库赛湖 KS-2006 孔岩芯总有机碳含量(TOC)、总氮含量(TN)及沉积物粒度组分($<4\mu\text{m}$ 和 $>64\mu\text{m}$)随深度和年代的变化如图 4 所示。TOC 和 TN 的变化趋势总体上一致,与沉积物中细颗粒组分($<4\mu\text{m}$)也具有较好的相关性。根据库赛湖总有机碳、总氮含量及粒度组分的变化特征,将 4000 年以来该地区气候的干湿变化阶段性讨论如下:

阶段 I: 636–614cm, 约 3900–3590cal aBP, 有机碳、氮含量相对较低, TOC 含量为 0.63%–1.13%, 平均值为 0.86%, TN 的含量为 0.15%–0.23%, 平均值为 0.18%; 沉积物中粒径 $>64\mu\text{m}$ 的粗颗粒含量较高, 综合表明该时段气候偏干。

阶段 II: 614–576cm, 约 3590–3320cal aBP, 有机碳、氮含量较前一阶段明显升高。TOC 含量为

0.80%–1.72%, 平均值为 1.10%; TN 含量为 0.17%–0.25%, 平均值为 0.22%, 并且在 608cm 处 TOC、TN 的含量分别达到了钻孔最高值; 与此同时, 沉积物中细颗粒物($<4\mu\text{m}$)也明显增多. 较高的 TOC、TN 及细颗粒物表明相对于阶段 I, 该阶段气候转湿.

阶段 III: 576–439cm, 约 3320–2630cal aBP, 有机碳、氮含量较前一阶段含量明显降低, 与阶段 I 相似. TOC 含量为 0.42%–1.20%, 平均值为 0.87%; TN 含量为 0.11%–0.25%, 平均值为 0.20%; 沉积物中粗颗粒物($>64\mu\text{m}$)含量明显增多. 在经历了相对湿润的上一阶段后, 气候再次变干, 且持续时间长.

阶段 IV: 439–294cm, 约 2630–1720cal aBP, 有机碳、氮含量在本阶段有所升高. TOC 含量为 0.36%–1.38%, 平均值为 0.91%; TN 含量为 0.10%–0.28%, 平均值为 0.17%; 沉积物中细颗粒物($<4\mu\text{m}$)含量较高且比较稳定, 阶段后期粗颗粒物开始增多, TOC、TN 的含量晚期也有所降低, 表明该阶段早期相对较湿, 晚期逐步转干.

阶段 V: 294–248cm, 约 1720–1420cal aBP, 有机碳、氮含量急剧减小, 达到了整个剖面的最低值. TOC 含量为 0.41%–0.92%, 平均值为 0.62%; TN 含量为 0.09%–0.18%, 平均值为 0.13%; 粗颗粒物含量明显增加, 最高可达 40%. 综合表明, 该阶段为 4000 年以来的最稳定的干旱时期.

阶段 VI: 248–200cm, 约 1420–1100cal aBP, 有机碳、氮含量急剧增大. TOC 含量为 0.64%–1.44%, 平均值为 0.91%; TN 含量为 0.08%–0.22%, 平均值为 0.16%; 相比前一阶段, 细颗粒物含量有所回升, 粗颗粒物明显减少. 在经历上一阶段的干旱时期后, 气候迅速转湿.

阶段 VII: 200–157cm, 约 1100–840cal aBP, 有机碳、氮含量较前一阶段有所降低. TOC 含量为 0.23%–1.14%, 平均值为 0.71%, TN 含量为 0.04%–0.24%, 平均值为 0.15%, 且变化波动较大; 与 TOC、TN 结果相似, 沉积物中细颗粒物含量也呈现出较大的波动性. 表明该阶段气候在经历上一湿润阶段后逐步变干, 但气候变化波动较大, 出现 3 个干旱时期与 2 个相对湿润时期.

阶段 VIII: 157–0cm, 约 840cal aBP 至今, 有机碳、氮含量较前一阶段有所升高, 但波动剧烈, 波动幅度变大. TOC 含量为 0.44%–1.45%, 平均值为 0.93%; TN 含量为 0.10%–0.38%, 平均值为 0.20%; 沉积物中细颗粒物达到整个钻孔中最稳定的高值段, 粗颗粒物含量则明显降低. 该阶段气候整体偏湿, 但其中出现的几个干旱时期表明该阶段气候变化显得较为复杂, 将在下文中做详细分析.

4 讨论

对贵州荔波董歌洞石笋记录的研究表明, 石笋中氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 资料记录了亚洲季风的变化^[20]. 通过对比 4000 年以来库赛湖 TOC 含量的变化(图 5 B)和董歌洞石笋氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ (图 5 A)的变化可以看出, 库赛湖 TOC 反映的干湿变化同董歌洞石笋氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 所反映的季风变化具有较好的一致性: 石笋氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 含量负偏时, 表明夏季风增强, 此时库赛湖沉积物 TOC 含量较高; 相反, 石笋氧同位素值正偏时, 表明夏季风减弱, 此时库赛湖沉积物中 TOC 含量降低. 由此可见, 位于青藏高原北部的库赛湖, 其 4000 年来千年或百年尺度上的气候变化能够受亚洲季风的影响.

中世纪暖期和小冰期是近 2000 年来气候变化的研究热点, 国内外学者对其给予了广泛的关注和研究. 中世纪暖期(MWP), 又称“小气候适宜期”, 是指出现在欧洲及北大西洋附近地区的相对温暖阶段. 对于中国的中世纪暖期, 各种不同资料在其持续时间及地区分布上还存在一定的分歧, 普遍认为我国东部存在明显的中世纪暖期升温, 而西部的升温并不明显; 而对于中世纪暖期的干湿变化研究尚少^[21]. 沈吉等根据青海湖沉积岩芯的多环境指标综合分析发现, 青海湖地区在 1160–1290A.D.明显存在中世纪暖期^[22]. 库赛湖沉积物中 TOC 含量在 1160–1380A.D.出现高值, 表明该地区在对应于中世纪暖期(MWP)时段气候湿润, 处于受夏季风影响的暖湿时期, 库赛湖地区也存在明显的中世纪暖期(图 5C).

小冰期(LIA)是全新世最暖期之后冰川中等规模复活的寒冷时期, 通常指介于中世纪暖期与 20 世纪暖期之间相对寒冷的时期^[23]. 在经历过中世纪暖期 2 个世纪湿润时期之后, 库赛湖地区进入一个气候波动时期, 如图 5C 中(a、b、c)所示在 1500A.D.前后、1700A.D.前后、1850A.D.前后出现 3 个干旱时期, 对应于小冰期的 3 次降温事件; 且以 1700A.D.前后最为干旱, 持续时间最长, 对应于小冰期最盛期的降温时段, 这与人前研究所认为的青藏高原地区小冰期最盛期出现在 1650A.D.相差近 50 年^[23], 可能是由于定

年的不确定性所造成。

小冰期期间有效降水的增加在北美山区、欧洲湖泊均有报道，在中国小冰期有效降水的增加仅见于西部地区。由于小冰期普遍的降温，导致湖面和陆面蒸发量减少，从而使得有效降水增大，导致干旱地区气候偏湿。青海湖沉积岩芯自生碳酸盐氧同位素记录的 800 年来降水变化表明在中国西部小冰期时期有效降水增大，气候偏湿^[24]；库赛湖沉积物 TOC 含量在 840cal aBP 后升高，虽具有一定波动性，但整体偏高，同样揭示了该地区小冰期时期气候偏湿，有效降水增大。

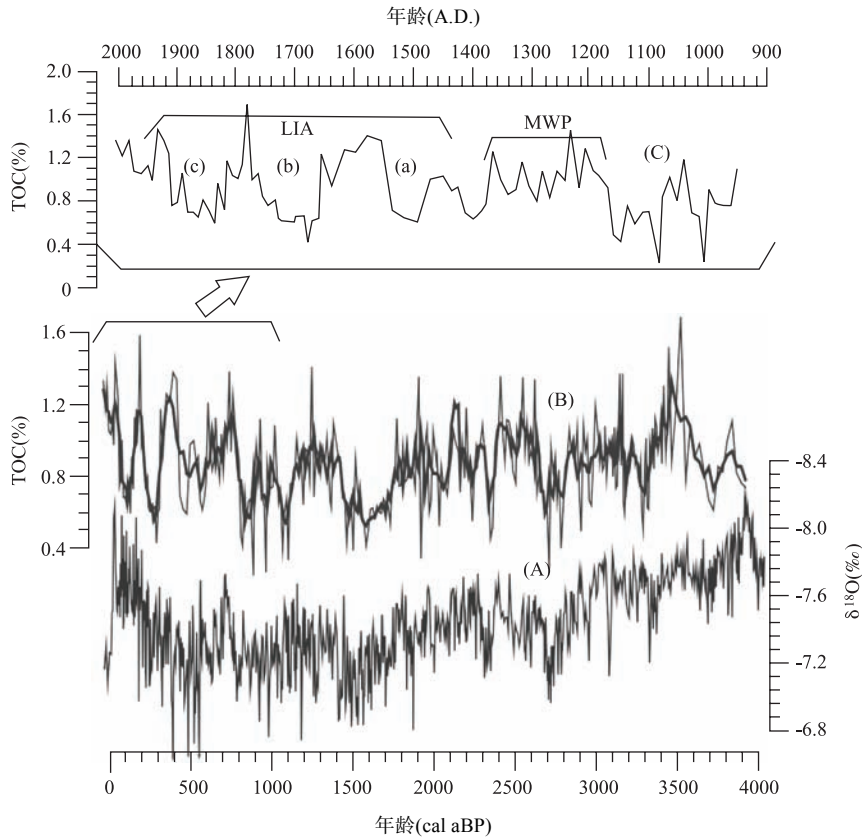


图 5 库赛湖 TOC 与贵州董歌洞石笋氧同位素记录对比^[20] (图中黑粗线为五点近似五十年滑动平均值)
Fig.5 TOC results compared with Oxygen isotope records from Dongge Cave

5 结论

青藏高原北部可可西里地区的库赛湖，具有很高的沉积速率(平均沉积速率达0.16cm/a)，使得我们利用 TOC、TN 及粒度指标较好的恢复了该地区 4000 年以来千、百年尺度的干湿变化，通过研究，可以得出以下结论：

- (1) 4000 年来库赛湖地区经历了显著的干湿变化阶段，干旱时段出现在 3900–3590cal aBP、3320–2630cal aBP、1720–1420cal aBP 及 1100–840cal aBP 期间；湿润时段出现在 3590–3320cal aBP、2630–1720cal aBP、1420–1100cal aBP 以及 840cal aBP 至今的相对湿润时期。
- (2) 与贵州董歌洞石笋氧同位素资料对比表明，在千年或百年尺度上，青藏高原北部库赛湖地区的气候变迁同亚洲季风有关。
- (3) 近千年来库赛湖沉积物 TOC 结果表明该地区在 1160–1380A.D.存在明显的中世纪暖期，气候湿润；而在小冰期则由于有效降水的增加表现为相对的湿润，库赛湖记录的三次气候干旱时期则对应于小

冰期三次降温事件, 小冰期的最盛期出现在 1700A.D.前后.

致谢: 中国科学院青海盐湖研究所杨波高级工程师和中国科学院南京地理与湖泊研究所王荣硕士参与野外采样工作, 中国科学院南京地理与湖泊研究所类延斌博士、胡广硕士、杨伦庆硕士等在成文过程中参与讨论, 在此表示感谢!

6 参考文献

- [1] Lewis SE, Shields GA, Kamber BS *et al.* A multi-trace element coral record of land-use changes in the Burdekin catchment, NE Australia. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2007, **246**(2-4): 471-487.
- [2] Yao Tandong, Thompson LG. Trends and features of climatic changes in the last 5000 years recorded by Dunde ice core. *Annual of Glaciology*, 1992, **16**: 21-24.
- [3] 康兴成, Graumlich LG, Sheppard P. 青海都兰地区 1835 年来的气候变化——来自树轮资料. 第四纪研究, 1997, (1): 70-74.
- [4] 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. 中国科学, 1973, **2**: 168-189.
- [5] 王苏民, 张振克. 中国湖泊沉积与环境演变研究的新进展. 科学通报, 1999, **44**(6): 579-587.
- [6] Herzschuh U. Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50000 years. *Quaternary Science Review*, 2006, **25**: 163-178.
- [7] 张以菲, 郑祥身. 青海可可西里地区地质演化. 北京: 科学出版社, 1996: 9-15.
- [8] 李炳元. 青海可可西里地区自然环境. 北京: 科学出版社, 1996: 1-15.
- [9] 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998: 482.
- [10] Richie JC, Mchenry JR. Application of radioactive fallout Cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: A review. *Journal Environment Quality*, 1990, **19**: 215-233.
- [11] 万国江. 现代沉积的 ^{210}Pb 测年. 第四纪研究, 1997, **3**: 230-238.
- [12] 曾 奕, 张信宝, 周卫健等. 青海湖表层底泥中放射性同位素 ^{137}Cs 的来源. 湖泊科学, 2007, **19**(5): 516-521.
- [13] 李世杰, 王小天, 夏威岚等. 青藏高原祁连山湖畔沉积记录的小冰期气候变化. 第四纪研究, 2004, **24**(5): 578-584.
- [14] Jin Zhangdong, Wu Yanhong, Zhang Xiaohui *et al.* Role of late glacial to mid-Holocene climate in catchment weathering in the central Tibetan Plateau. *Quaternary Research*, 2005, **63**(2): 161-170.
- [15] Morrill C, Jonathan TO, Julia EC *et al.* Holocene variations in the Asian monsoon inferred from the geochemistry of lake sediments in central Tibet. *Quaternary Research*, 2006, **65**(2): 232-243.
- [16] 吴艳宏, 王苏民, 候新花. 青藏高原中部错鄂全新世湖泊沉积物年代学研究. 中国科学(D 辑), 2006, **36**(8): 713-722.
- [17] Meyers PA. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology*, 1999, **21**: 345-372.
- [18] Patrick DD, Thierry C, John R. Late Pleistocene record of cyclic eolian activity from tropical Australia suggesting the Younger Dryas is not an unusual climatic event. *Geology*, 2001, **19**: 602-605.
- [19] 强明瑞, 陈发虎, 周爱锋等. 苏干湖沉积物粒度组成记录尘暴事件的初步研究. 第四纪研究, 2006, **26**(6): 915-922.
- [20] Dykoski CA, Edwards RL, Cheng H *et al.* A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, **233**: 71-86.
- [21] 高建慧, 刘 健, 王苏民. 中国中世纪暖期研究综述. 地理科学, 2006, **26**(3): 376-383.
- [22] 沈 吉, 张恩楼, 夏威岚. 青海湖近千年来气候环境变化的湖泊沉积记录. 第四纪研究, 2001, **21**(6): 508-513.
- [23] 王苏民, 刘 健, 周 静. 我国小冰期盛期的气候环境. 湖泊科学, 2003, **15**(4): 369-376.
- [24] 张家武, 金 明, 陈发虎等. 青海湖沉积岩芯记录的青藏高原东北部过去 800 年以来的降水变化. 科学通报, 2004, **49**(1): 10-14.