

干旱区湖泊沉积物腐殖化度的古气候指示意义 ——以新疆巴里坤湖为例*

蔡颖¹, 钟巍^{1,2,3**}, 薛积彬¹, 徐华君²

(1: 华南师范大学地理科学学院, 广州 510631)

(2: 新疆大学教育部绿洲生态重点实验室, 乌鲁木齐 830046)

(3: 兰州大学西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000)

摘要: 腐殖质具有对气候环境变化响应敏感的特点, 已经展示出了作为古气候演变研究载体重要潜力和优势。当前, 腐殖化度对气候环境变化指示意义的研究主要应用于泥炭沉积上, 而对于湖泊沉积物中腐殖化度气候环境变化的研究, 至今尚未见到报道。根据新疆东疆北部巴里坤湖湖泊沉积物腐殖化度的分析, 同时结合年代学、有机质含量、总有机碳、自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 的分析结果, 认为该湖泊沉积物中腐殖化度可以较为敏感地反映气候环境变化的相关信息。较高的腐殖化度, 指示气候相对湿润, 而较低的腐殖化度值, 指示气候相对干燥。在此基础上, 结合多指标变化, 初步划分了巴里坤湖地区近9.4cal kaBP以来经历了干(9.4–7.5cal kaBP)–湿(7.5–5.8cal kaBP)–干(5.8–3.0 cal kaBP)–湿(3.0–1.0cal kaBP)–干(1.0–0cal kaBP)五个阶段。

关键词: 巴里坤湖; 腐殖化度; 气候意义

The indicative significance of paleoclimate as indicated by humification of lacustrine sediment: a case on Lake Barkol, northeastern Xinjiang

CAI Ying¹, ZHONG Wei^{1,2,3}, XUE Jibin¹ & XU Huajun²

(1: School of Geography Science, South China Normal University, Guangzhou 510631, P.R.China)

(2: Key Laboratory of Oasis Ecology of Ministry of Education, Xinjiang University, Urumqi 830046, P.R.China)

(3: Key Laboratory of Western China's Environmental Systems of Ministry of Education, Lanzhou University, Lanzhou 730000, P.R.China)

Abstract: The humification of peat deposits has been reported as a useful proxy to indicate paleoclimatic changes, but there is no reports focusing on lacustrine sediments. On the basis of analyses of the humification of lacustrine sediment in Lake Barkol, northeastern Xinjiang, and by comparing with results of multi-proxies such as OM, TOC, carbon and oxygen isotopes of carbonate, we considered that higher humification of lacustrine sediment value indicates relatively humid climate, whereas lower humification of lacustrine sediment indicates relatively dry condition. Based on humification proxy and other proxies, the paleoclimate of Lake Barkol could be divided initially into five phases: early Holocene (9.4–7.5cal kaBP), climate is relative cold and dry; mid-Holocene (7.5–5.8cal kaBP), relatively warm and humid climate prevailed, and then climate turned into warm and dry during 5.8–3.3cal kaBP; in late Holocene, climate became cold and dry; in 1.0–0.0cal kaBP from previous relatively cold and wet period lasting from 3.3 to 1.0cal kaBP.

Keywords: Lake Barkol; humification degree; paleoclimatic significance

* 新疆大学绿洲生态教育部重点实验室项目(XJDX0201-2008-02)和兰州大学西部环境教育部重点实验室开放基金联合资助。2008-05-06 收稿; 2008-10-18 收修改稿。蔡颖, 男, 1983 年生, 硕士研究生; E-mail: 84486620@qq.com.

** 通讯作者; E-mail: DL06@scnu.edu.cn.

腐殖化度^[1-3]主要是指植物残体的分解程度。由于植物残体的分解程度与气候因素有关, 所以腐殖化度可以反映气候的干湿与冷暖变化。有关试验表明, 微生物在土温20~30℃、湿度达到60%~80%时, 其活动能力最强; 当温湿程度不足或超过时, 微生物活动能力逐渐减弱。不同的水热组合条件通过影响微生物的活动, 又调控着植物有机体的分解过程。正是不同的水热条件组合在时间和空间上的变化, 很大程度上决定了腐殖质在全球和区域上的不同积累和分布。腐殖质作为古气候演变研究的载体, 在国内研究中得到了一定程度的应用。当前, 腐殖化度对气候环境变化指示意义的研究主要应用于泥炭沉积上, 王华、洪业汤等学者^[4-5]通过对青藏高原东部红原地区泥炭腐殖化度的测定, 并根据与其木里苔草纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 气候代用指标及其他气候代用指标的对比, 探讨了该地区泥炭腐殖化度的古气候的指示意义。尹茜、朱诚等学者使用泥炭腐殖化度作为气候代用指标重建了浙江千亩田中全新世以来的古气候环境演化序列^[6]; 于学峰等使用泥炭腐殖化度、灰度作为冬夏季风指标, 研究了青藏高原东部地区全新世以来的冬夏季风演变历史^[7]。然而, 对于湖泊沉积物中腐殖化度古气候指示意义的研究, 至今尚未见到报道。本文主要根据新疆东疆北部巴里坤湖湖相沉积记录, 拟就干旱区湖泊沉积物腐殖化度对古气候的指示意义进行探讨。

1 材料与方法

1.1 区域概况和样品采集

巴里坤湖位于新疆哈密地区巴里坤哈萨克自治县以西约 15km。该区为天山东段巴里坤山与梅钦乌拉山之间的地堑式山间断陷盆地, 巴里坤湖为盆地中的内陆封闭湖泊, 流域面积约4514km², 主要由山地冰川及融冰水补给^[8]。由于受人为影响少, 该湖泊保存了丰富的湖面升降、冰川进退、植被演替等各种环境事件的相关信息。古时的巴里坤湖面积曾达约800km², 但到2004年时已不到100km², 最大水深1m左右。现代巴里坤湖地区气候干燥, 年降水量为202mm, 而年蒸发量高达1638mm; 年平均气温1.1℃, 1月平均气温-18.6℃, 7月平均气温16.9℃。

由于巴里坤湖一半的湖面已经干涸, 使得采集时能深入巴里坤湖中心采集样品。研究剖面大致位于巴里坤湖中心部位(43°42'N, 92°50'E, 简称BLK-1剖面, 图1), 深度为250cm, 底部20cm以3cm间距取样, 之上以1cm间距取样, 共取样236个。全剖面以3~5cm间距共采集了7个¹⁴C年代样品。

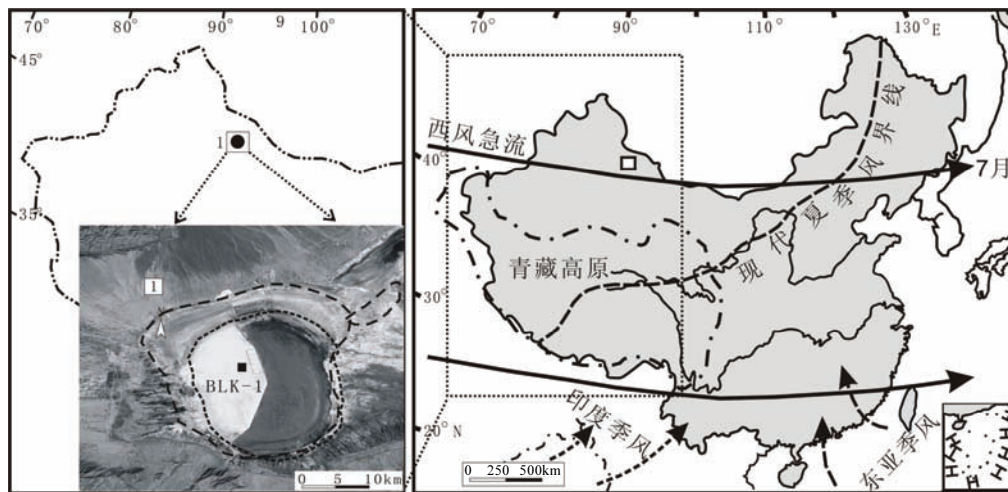


图1 巴里坤湖研究区地理位置与剖面地点

Fig.1 Map showing the study area and the location of the sediment core in Lake Barkol

1.2 实验方法

样品在野外用封口带密封包装后运回实验室, 所有样品在自然状态下完全风干后, 进行了腐殖化度

含量的测定. 将样品磨细过60目筛, 搅拌均匀, 精确称取0.2g样品, 放入250ml烧杯中, 加入新鲜配制的5%的NaOH溶液100ml, 在电热板上加热1h, 保持温度约150℃, 使样品中的腐殖酸充分浸出. 取出样品冷却, 加蒸馏水至大约200ml, 用玻璃棒搅匀, 于250ml的容量瓶中用定量试纸过滤样品. 量取滤液50ml, 倒入100ml容量瓶, 加蒸馏水稀释至100ml, 充分摇匀, 用722型分光光度计对样品的碱性提取物在波长540nm下比色, 以蒸馏水为参照, 用百分之一百减去测量样品的百分透过率来表征湖泊沉积物的腐殖化度(DH), 即透过率越高, 腐殖化度越低, 反之, 腐殖化度越高^①.

¹⁴C年代按常规方法进行测定, 测年材料均为全有机质, 年代采用半衰期5568a进行计算. 自生碳酸盐碳、氧同位素采用磷酸法分析, 取适量样品烘干研磨过200目筛, 与过饱和磷酸在75℃下恒温反应30min, 纯化收集CO₂气体, 然后采用MAT-252型质谱仪测定, 测定结果以PDB标准表示, 测试精度在2‰左右. 有机质含量按照常规的重铬酸钾—硫酸氧化滴定法测试, 总有机碳含量采用燃烧法测试.

2 结果

BLK-1剖面7个¹⁴C年代样品分析结果如表1所示. 由于湖泊沉积中全有机质来源复杂, 易于受到生物体利用无机碳所导致的“碳库效应”的影响而使测量年龄偏老, 因此还必须进行“碳库”校正. 目前对于碳库效应的校正, 常用的方法有3种: (1)对湖泊表层样品进行全有机质测年, 以此作为湖泊的碳库年龄^[9]; (2)测定同一深度陆生植物残体或孢粉(一般认为陆生高等植物残体基本不受“碳库效应”影响)与全有机质的年龄, 以两者之差作为碳库年龄^[10]; (3)对¹⁴C测年数据与其对应深度作线性回归, 以其与年代轴的截距作为碳库年龄^[11], 或根据¹³⁷Cs或²¹⁰Pb确定一定深度的年代, 并与深度相对应的¹⁴C年代比较^[10], 两者之差作为碳库年龄. BLK-1剖面的沉积速率非常接近于线性变化(图2), 假设“碳库效应”的影响在本剖面上保持一定, 利用线性回归方法计算出表层沉积物的年龄大约为750年, 那么这一数据可以近似看作是“碳库效应”对沉积物年龄的影响. 本文采用750年作为实际碳库效应进行计算, 将¹⁴C年龄减去750年之后再用Calib5.0^②程序进行年龄校正, 按照剖面年代与深度之间线性关系计算各样品所代表的年代(图2), BLK-1剖面最底部的年龄约为9400cal aBP, 每个样品的分辨率平均约为38a.

表 1 巴里坤湖 BLK-1 剖面测年数据
Tab.1 Radiocarbon datas of BLK-1 section

野外编号	实验室编号	深度(cm)	¹⁴ C 年龄(aBP)	校正年龄(2σ)/(cal aBP)	测年材料
BLK-1-243-246	05-44-1	4-7	907±63	698-930	有机质
BLK-2-231-234	05-43	16-19	1590±65	1344-1686	有机质
BLK-3-198-200	05-42-1	50-52	2245±58	2125-2350	有机质
BLK-4-170-173	05-41-2	77-80	3422±60	3486-3839	有机质
BLK-5-142-145	05-40	105-108	4340±60	4823-5266	有机质
BLK-6-110-113	05-39	137-140	5166±65	5742-6176	有机质
BLK-8-040-035	05-37-1	210-215	8111±72	8774-9280	有机质

巴里坤湖湖泊沉积物腐殖化度含量(DH)的变化范围为 0.1%~16.8%(图 3), 总平均腐殖化度值为 4.41%. 从0-31cm段样品腐殖化度值较平均值略低, 平均为3.14%; 32-91cm段, 腐殖化度达到一个高峰, 且波动剧烈, 其值达5.82%; 92-157cm段, 腐殖化度值呈现一个相对低谷, 平均为4.59%; 158-202cm段腐殖化度平均值为4.63%, 该段腐殖化度值开始先增大, 在166cm达到本剖面的最大值, 然后开始逐步下降; 202-239cm段, 腐殖化度值又表现为一个低谷. 平均为2.56%.

① 甄治国, 钟 巍. MIS-3a 以来雷州半岛北部气候环境变化的泥炭记录[硕士论文]. 广州: 华南师范大学, 2006: 14-15.
② Stuiver M, Reimer PJ, Reimer R. CALIB Radiocarbon Calibration. <http://calib.qub.ac.uk/calib/>.

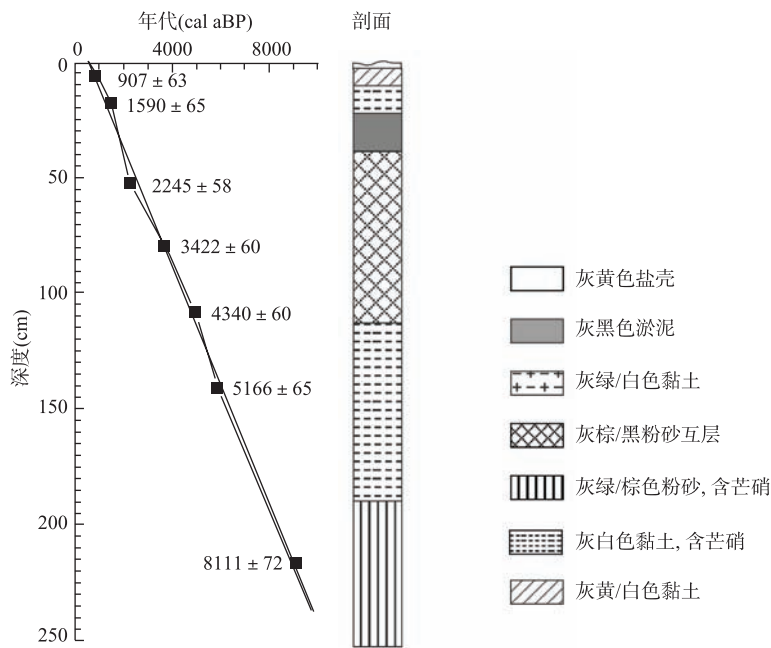


图 2 新疆巴里坤湖年代-深度关系及剖面
Fig.2 Age-depth relationship and section for Lake Barkol

剖面的有机质含量(OM)值介于 0.46%–5.07%，平均值为 2.114%； $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 值变化于–4.55‰至 3.89‰之间，平均值为 0.58‰； $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值变化于–2.65‰至 3.44‰之间，平均值为 0.71‰；总有机碳(TOC)含量的变化范围为 1.12%–3.8%，平均值为 2.84%(图 3)。

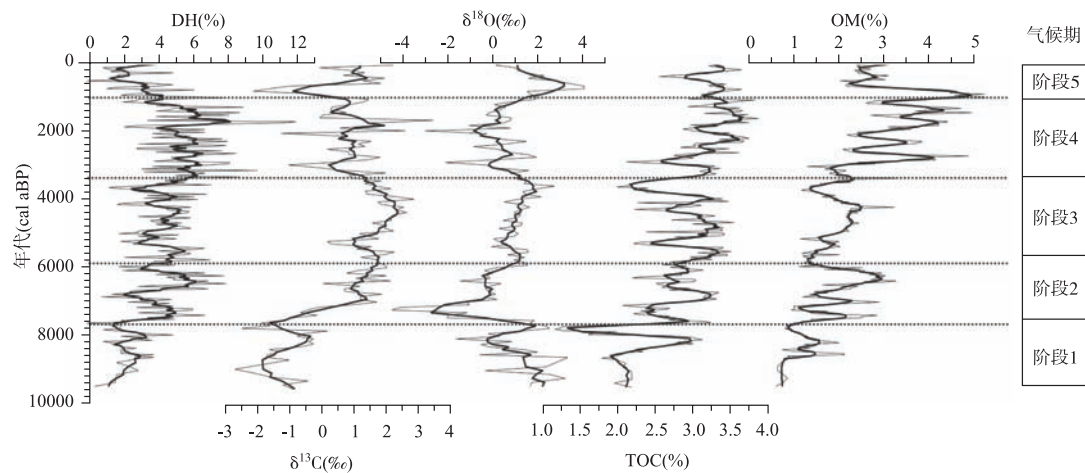


图 3 巴里坤湖湖泊沉积物腐殖化度(DH)与有机质、 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 、总有机碳曲线
(粗线代表各指标 3 点平滑值)

Fig.3 The profile of humification and OM, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and TOC in the sediments of Lake Barkol
(Thick lines represent three-point running averages)

3 讨论

3.1 湖泊沉积物腐殖化度的意义

3.1.1 湖泊沉积物腐殖质的影响因素 湖泊沉积物腐殖质的形成和积累是各种自然因素综合作用的结果, 包括气候、地质地貌、植被和区域水文特征等. 一般来说, 湖泊沉积物腐殖质形成和积累的有利条件一是温暖湿润的气候, 既有利于植物生长, 又能促进植物残体的分解, 为湖泊沉积物腐殖质的形成提供了最为重要的水热条件; 二是地形平坦或低洼、排水不畅的地质地貌环境, 为湖泊腐殖质的积累提供良好的空间场所^[12]. 此外, 湖泊腐殖质的形成还受到微生物活动的影响^[13]. 在暖湿的气候环境下, 沉积物中微生物活动强盛使得进入沉积物中的植物残体分解速度加快, 从而利于湖泊的形成和积累.

3.1.2 沉积物有机质、总有机碳、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 与腐殖化度的关系 湖泊沉积物中有机质与腐殖质之间的关系十分密切的. 沉积物中有机质形成和积累同样以水热条件最为重要. 当气候湿润时, 湖泊生产力高, 湖泊水生植物(主要是挺水植物和浮游植物)大量繁盛; 同时, 湖泊流域内生物量增大, 陆源高等植物繁茂, 降雨增多, 由地表径流携带入湖的陆源植物也较多, 从而造成沉积物有机质含量增加, 腐殖质在温湿环境下积累加强. 当气候干燥时, 一方面湖泊生产力下降, 湖泊中的挺水植物和浮游植物等水生植物不发育; 另一方面干燥期时流域生物量变小, 陆源有机质的输入减少, 从而使有机质含量降低, 不利于腐殖质累积^[14]. 对于巴里坤湖, 我们作出了湖泊沉积物中有机质(OM)与腐殖化度(DH)之间的相关系数图(图 4a), 两者呈正相关关系, 显著性水平为 0.05 的情况下, 相关系数 P 为 0.33403. 当气候相对湿润时, 巴里坤湖陆生植物和水生生物较繁盛, 有机质含量升高. 由于有大量的有机质的积累, 沉积物中微生物在适合的水热条件下能够持续活动, 腐殖质含量也升高; 当气候相对较干燥时, 陆生植物减少, 湖泊原始生产力降低, 使有机质含量下降^[15], 腐殖化度含量降低.

湖泊沉积物总有机碳(TOC)含量一般指示了湖泊古生产力和湖泊区域生物量的变化. 在气候相对稳定的全新世期间, 气候干湿状况是影响干旱地区生物繁茂与否的关键因素. 巴里坤湖剖面总有机碳(TOC)与腐殖化度(DH)序列(图 4b)呈正相关(显著性水平为 0.05, 相关系数 P 为 0.0432), 暗示了相对湿润的气候环境下, 总有机碳含量升高, 腐殖化度含量也升高. 虽然两者的相关系数偏低, 但是在置信度为 95% 的情况下, 两者的正相关关系还是可信的.

湖泊沉积物中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化主要取决于湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 的组成和湖水温度的变化. 在干旱区封闭湖泊中湖水氧同位素组成主要由入湖水量与蒸发量的比值或区域的有效湿度决定. 位于新疆内陆封闭性的巴里坤湖剖面 $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 值变化于 -4.55‰ 至 3.89‰ 之间, 平均值为 0.58‰ (图 3), 显然这么大的变化幅度不可能完全由温度来影响, 这其中蒸发和淡化作用可能占有更为重要的作用. 干燥气候下的内陆湖泊, 蒸发量大大超过降水量. 根据同位素的经典理论, 蒸发作用大量带走的首先是水中的 ^{16}O . 而较多的留下 ^{18}O , 蒸发越强, 效果也越明显. 若湖泊存在这种富含 ^{18}O 的水体, 自然其沉积物也会和这样的水在产生同位素平衡的过程中使 $\delta^{18}\text{O}$ 值趋向正值的方向, 即 $\delta^{18}\text{O}$ 值表现较高; 相反, 在湿润气候时, 巴里坤湖主要供水来源应是雪山上的冰雪融水, 此时的冰雪融水供给大于蒸发, 冰雪水中富 ^{16}O 而贫 ^{18}O , 此环境中的湖泊沉积物也会反映出 $\delta^{18}\text{O}$ 值趋于高负值^[16]. 因此, 巴里坤湖 $\delta^{18}\text{O}$ 值主要反映了流域降水与蒸发的比率, 即 $\delta^{18}\text{O}$ 偏低指示气候偏湿润, $\delta^{18}\text{O}$ 偏高则指示偏干的气候. 虽然巴里坤湖剖面 $\delta^{18}\text{O}$ 与腐殖化度数值之间相关性系数仅为 0.00241(图 4c), 但在显著性水平为 0.05 检验下, 两者的正相关关系还是存在的. 湖泊沉积物中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化主要取决于湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 的组成和湖水温度的变化, 当湖水温度变化时, 既能够影响腐殖质的累积, 又能左右腐殖质中微生物的活动状态. 所以, 腐殖化度与 $\delta^{18}\text{O}$ 两者是有关联的. 从两者曲线的波动状况, 也可以看出自早全新世以来一些大的气候波动变化是相对一致的.

湖泊自生碳酸盐中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 的变化主要取决于湖泊水体中总溶解无机碳(TDIC)的碳同位素组成, 而 TDIC 中碳同位素组成主要受两个因素控制: 一是地方性生物 CO_2 的生产率, 另一个是湖泊水体与大气 CO_2 交换的比例, 其中后者为主导因素^[16]. 巴里坤湖地区气候干燥, 地方性生物生产量较低, 入湖生物碳不大可能较大程度地改变湖泊中 TDIC 的碳同位素组成. 因此巴里坤湖 TDIC 中碳同位素的变化应该主要与大气 CO_2 的交换程度有关. 当大气 CO_2 与湖泊水体中的 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 之间发生同位素交换反应时, 温度越高, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值越高. 因此, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 可以反映气候冷暖变化. 对于巴里坤湖这样一个封闭性的湖盆来说, 由于周围

基本没有河流汇入, 其水分补给来源大部分来自于冰水融水, 随着气温的变化, 湖面范围也会随之发生扩张或收缩变化. 当湖水温度升高时, 沉积物中微生物活动的强度迅速提高, 腐殖质增加. 湖水温度降低时, 沉积物中微生物的分解变缓, 腐殖质减少. $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 与腐殖化度之间相关系数 P 为 0.48264(显著性水平为 0.05), 两者存在正相关, 即气温较高, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值增大, 腐殖化度也升高. 值得注意的是, 当湖水的温度过高时, 沉积物中微生物活动将会减弱, 从而影响腐殖质的变化(图 4d).

3.1.3 湖泊腐殖化度的古气候意义 本文研究初步表明, 巴里坤湖沉积物腐殖化度能够揭示研究区古气候变化的信息, 通过与有机质、总有机碳、 $\delta^{18}\text{O}$ 三者进行对比, 反映腐殖化度可以指示气候的干湿状况; 与 $\delta^{13}\text{C}$ 对比, 表明腐殖化度也能够指示气候冷暖变化. 因此, 我们对湖泊腐殖化度古气候意义解释如下: 较高的腐殖化度可以指示气候相对温湿; 而较低的腐殖化度, 则指示气候相对冷干.

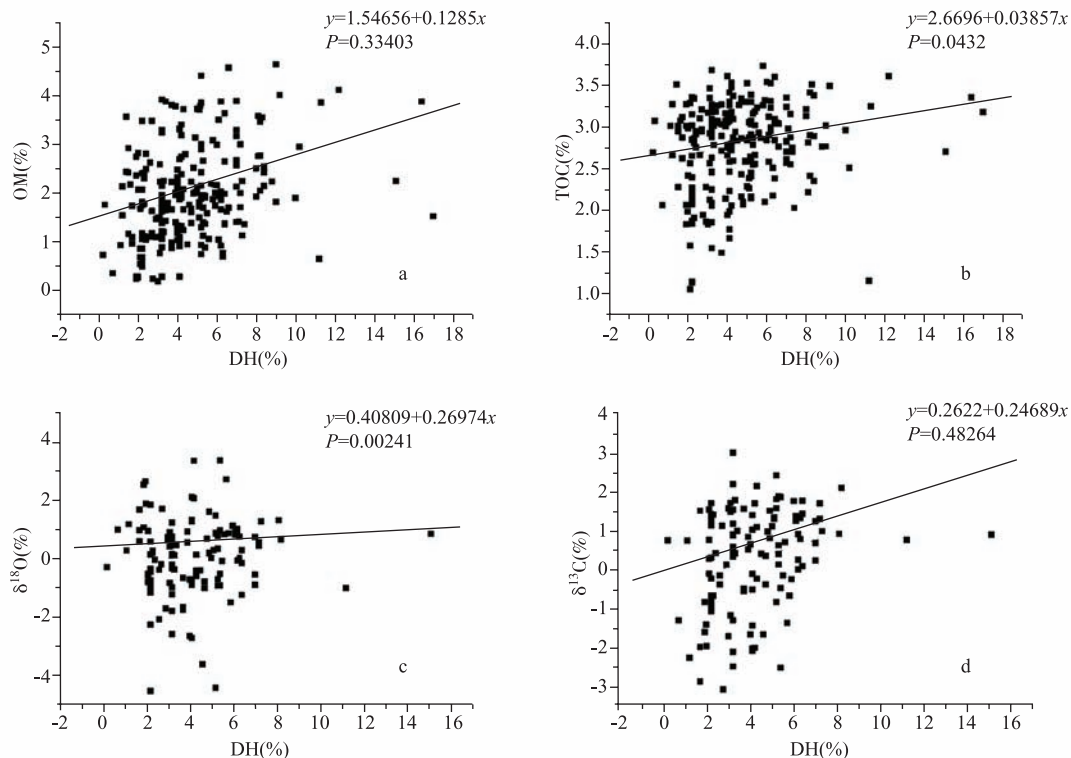


图 4 腐殖化度与各指标相关图

Fig.4 Correlation of humification and each indexes content

3.2 BLK-1 剖面气候阶段划分

根据对 BLK-1 剖面腐殖化度的分析同时结合与有机质、总有机碳、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 4 个指标的综合对比分析, 可以将巴里坤湖 9400cal aBP 以来的古气候环境演化过程大致划分为 5 个阶段:

阶段 1: 约 9400–7500cal aBP, 从所有气候代用指标时间序列上可以看出, 该时期各代用指标均处于明显的低值阶段. 腐殖化度处于明显低值阶段, 表明气候可能较干燥. 对比北疆其它的湖泊, 如玛纳斯湖 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线在 9500–6000aBP 段呈逐渐上升趋势, 指示该区气候偏干^[17]; 新疆乌伦古湖钻孔剖面高分辨率的孢粉研究, 在全新世以来约 9990–7720cal aBP 期间, 气候温暖干旱^[18], 也能说明当时北疆为干燥气候.

阶段 2: 约 7500–5800cal aBP, 腐殖化度、有机质、总有机碳、 $\delta^{13}\text{C}$ 处于高值阶段, $\delta^{18}\text{O}$ 处于明显低值, 表明当时巴里坤湖地区气候相对湿润, 应该是“全新世气候适宜期”在本区的表现^[19-21]. 据前人研究,

我国全新世大暖期鼎盛期为 7200–6000aBP。在这一时期, 北疆甚至中国西北部都表现为暖湿气候。乌伦古湖^[22]和柴窝堡湖^[22]分别在 7600–5300cal aBP 和 7400–7800cal aBP 前后则出现了高湖面。艾比湖^[23]和玛纳斯湖^[24]的研究也都反映了在中全新世的早期气候较为温暖湿润, 地处青藏高原的东北隅的青海湖, 在 7500–5000aBP 期间, 也出现了高湖面^[25]。

阶段 3: 约 5800–3300cal aBP, 各气候代用指标都指示了相对干燥的气候环境, 表明该时期巴里坤湖面收缩, 区域降水减少。对应的乌伦古湖在 3600–5300aBP 出现了一次较大的湖退, 表明当时乌伦古湖的气候环境是干燥的^[23]。

阶段 4: 约 3300–1000cal aBP, 腐殖化度、有机质、总有机碳、 $\delta^{13}\text{C}$ 指标又恢复到一个较高阶段, $\delta^{18}\text{O}$ 则表现为低值, 表明当时处于相对湿润的气候环境。根据新疆乌伦古湖钻孔剖面高分辨率的孢粉研究, 3.62–1.24cal kaBP, 气候由寒冷干旱逐渐转向寒冷偏湿到温和湿润^[18]; 南疆博斯腾湖湖相沉积物多手段的综合研究, 揭示出在 3.3cal kaBP 和 1.5cal kaBP, 湖泊膨胀淡化, 湖面上升^[26]。

阶段 5: 约 1000–0cal aBP, 这一时期, 巴里坤湖沉积物腐殖化过程可能受到了小冰期的影响^[27], 作用缓慢, 湖泊沉积物腐殖化度呈现相对的低值。

4 结论

巴里坤湖湖泊沉积物的研究揭示, 当气候湿润时, 一方面促进植物生长茂盛, 提供较多的植物残体进行腐解, 另一方面在一定程度上也提高了微生物的分解能力。这两方面的综合作用使湖泊沉积物中无定形腐殖质百分含量增高, 即沉积物的腐殖化度偏高。该区气候较干时, 不仅使植物生长缓慢, 仅能提供较少的植物残体进行腐解, 同时使微生物分解能力也减弱。这两方面的综合作用使得湖泊沉积物中无定形腐殖质的百分比也降低^[4], 即沉积物的腐殖化度偏低。根据沉积物腐殖化度曲线的波动, 同时结合有机质、总有机碳、碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 4 个指标时间序列的综合对比分析, 划分出了 5 个气候阶段, 其中阶段 2 可以与全新世气候适宜期相对比。研究发现, 干旱区湖泊沉积物腐殖化度能够较为敏感、准确地记录古气候变化的相关信息, 这为今后深入认识我国干旱区湖泊记录的古气候演化等提供了一个新的记录指标。

致谢: 同位素样品测定均在中国科学院南京地理与湖泊研究所完成。 ^{14}C 测年在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成。感谢审稿专家提出的宝贵修改意见。

5 参考文献

- [1] Frcken KJ, Barber KE, Eglinton G. Lipid biomarker: $\delta^{13}\text{C}$ and plant macrofossil stratigraphy of a Scottish montane peat bog over the last two millennia. *Org Geochem*, 1998, **28**: 217-237.
- [2] Christopher JE, Htallis J. Climatic control of blanket mire development at Kentra Moss, North-west Scotland. *Journal of Ecology*, 2000, **88**: 869-889.
- [3] 孙湘君, 袁绍敏. 据花粉资料推断吉林金川地区最近 1 万年的植被演化. 见: 刘东生, 安芷生主编. 黄土·第四纪·全球变化. 北京: 科学出版社, 1990: 46-57.
- [4] 王 华, 洪业汤, 朱咏煊等. 青藏高原泥炭腐殖化度的古气候意义. 科学通报, 2004, **4**(7): 686-387.
- [5] 王 华, 洪业汤, 朱咏煊等. 红原泥炭腐殖化度记录的全新世气候变化. 地质地球化学, 2003, (2): 51-52.
- [6] 尹 茜, 朱 诚, 马春梅等. 天目山千亩田泥炭腐殖化度记录的中全新世气候变化. 海洋地质与第四纪地质, 2006, **12**(6): 117-118.
- [7] 于学峰, 周卫建, Lars G Franzen 等. 青藏高原东部全新世冬夏季风变化的高分辨率泥炭记录. 中国科学(D 辑), 2006, **36**(2): 182-187.
- [8] 袁宝印, 魏兰英, 王振海等. 新疆巴里坤湖十五万年来古水文演化序列. 第四纪研究, 1998, **11**(4): 319-320.
- [9] 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.
- [10] 陈发虎, 黄小忠, 杨美临等. 亚洲中部干旱区全新世气候变化的西风模式——以新疆博斯腾湖记录为例. 第四纪研究, 2006, **26**(6): 881-887.
- [11] Shen Ji, Liu Xingqi, Wang Sumin *et al.* Paleoclimatic changes in the Qinghai lake area during the last 18000 years. *Quaternary*

- International*, 2005, **136**: 131-140.
- [12] 马学慧, 夏玉梅, 王瑞山. 我国泥炭形成时期的探讨. 地理研究, 1987, **6**(1): 31-42.
- [13] Zhou Weijian, Xie Shucheng, Meyers *et al.* Reconstruction of late glacial and Holocene climate evolution in southern China from geolipids and pollen in the Dingnan peat sequence. *Organic Geochemistry*, 2005, **36**: 1272-1284.
- [14] 曹建廷, 王苏民, 沈吉等. 近千年来内蒙古岱海气候环境演变的湖泊沉积记录. 地理科学, 2000, **10**(5): 392-393.
- [15] 吴世迎, 白黎明. 新疆巴里坤湖氧、碳同位素测定的古气候意义. 新疆大学学报(自然科学版), 1990, **10**(5): 83.
- [16] 强明瑞, 陈发虎, 高尚玉. 苏干湖沉积碳酸盐稳定同位素古气候意义的初步研究. 第四纪研究, 2004, **9**(5): 599.
- [17] 叶玮. 北疆地区全新世气候波动与水热组合特点. 中国沙漠, 2000, **6**(2): 186-187.
- [18] 肖霞云, 蒋庆丰, 刘兴起等. 新疆乌伦古湖全新世以来高分辨率的孢粉记录与环境变迁. 微体古生物学报, 2006, **3**(1): 77-78.
- [19] 施雅风, 孔昭宸, 王苏民等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件. 中国科学(B 辑), 1992, (12): 1300-1308.
- [20] Shi YF, Kong ZZ, Wang SM *et al.* Middle Holocene climates and environments in China. *Glob Planet Change*, 1993, **7**: 219-233.
- [21] 施雅风, 孔昭宸, 王苏民. 中国全新世大暖期鼎盛阶段的气候与环境. 中国科学(B 辑), 1993, **23**(8): 865-873.
- [22] 蒋庆丰, 沈吉, 刘兴起等. 乌伦古湖介形组合及其壳体同位素记录的全新世气候环境变化. 第四纪研究, 2007, **27**(3): 382-391.
- [23] 王苏民, 王富葆. 全新世气候变化的湖泊记录. 见: 施雅风主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 1992: 146-152.
- [24] Rhodes TE, Gasse F, Lin RF *et al.* A Late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar(northern Xinjiang, western China). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1996, **120**: 105-121.
- [25] 贾玉连, 施雅风, 范云崎. 四万年以来青海湖的三期高湖面及其降水量研究. 湖泊科学, 2000, **12**(3): 215-216.
- [26] 钟巍, 舒强. 新疆博斯腾湖近 12.0kaB.P.以来古气与古水文状况的变化. 海洋与湖沼, 2001, **32**(2): 213-214.
- [27] 杨保. 小冰期以来中国十年尺度气候变化时空分布特征的初步研究. 干旱区地理, 2001, (1): 67-70.