



末次盛冰期以来中国湖泊时空演变及驱动机制 研究综述: 来自湖泊沉积的证据

沈吉

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

E-mail: jishen@niglas.ac.cn

2012-05-24 收稿, 2012-09-07 接受

国家杰出青年科学基金(40625007)、国家重大科学研究计划(2012CB956100)和国际科技合作项目(2011DFA21240)资助

摘要 系统地归纳了湖泊环境演变研究的沉积指标体系, 并对其进行适当分类. 综述了末次盛冰期以来我国青藏高原、西北干旱区、云贵高原以及东部平原地区湖泊时空演变的过程与特征, 并从不同时间尺度探讨湖泊环境演变的驱动机制. 提出未来该领域亟待深入开展的工作, 包括加强湖泊环境指标的基础理论研究和科学涵义认识, 拓展高分辨率湖泊环境演变时间序列和空间分异规律的研究, 关注人类活动对湖泊环境的影响, 以及进一步加强中国第四纪湖泊数据库建设等.

关键词

中国湖泊
时空演变
驱动机制
末次盛冰期

湖泊是在一定的地质、地理背景下形成的. 作为陆地水圈的组成部分, 湖泊与大气圈、生物圈和岩石圈有着不可分割的密切联系, 是各圈层相互作用的连接点之一. 湖泊一旦形成, 它的生命过程受构造、气候、人类活动等诸多因素的影响, 表现为地质过程、物理过程、化学过程、生物过程及其相互作用, 这些过程同时也被忠实地记录于湖泊沉积中. 由于湖泊具有极其广泛的地理分布并经历较长的地质演化历史, 其连续的沉积地层和沉积物中保存的丰富信息可提供区域环境、气候和事件的高分辨率连续记录, 从而成为研究全球气候环境变化的重要信息载体. 其次, 湖泊以其充足的淡水资源、丰富的物产以及适宜的气候吸引人们环湖而居, 由此, 湖泊沉积还赋存着人与自然相互作用的丰富信息.

1 湖泊演变的指标系列及其分类

湖泊以其比较清楚的流域边界构成了相对独立的自然综合体, 流域是湖泊物质的源, 湖泊是流域物质的汇, 具体表现为流域-湖泊的水量平衡(流域降水、湖泊水位)、沙量平衡(流域侵蚀强度、湖泊沉积

速率)、生态平衡(流域植被、湖泊生产力)和化学平衡(流域可溶盐成分、湖水离子浓度), 它们都被湖泊沉积忠实地记录下来^[1].

湖泊形成不具有明显的地带性, 其分布的海拔梯度可以从 5000 m 以上(青藏高原湖泊)到海平面以下 155 m(艾丁湖), 湖泊可以分布在地球表面任何一个地理或气候区(带), 如热带、温带、寒带、湿润区、干旱区等^[2]. 但湖泊一旦形成, 其物理、化学和生物过程却具有明显的地带性, 表现出明显的区域特色. 因此选择哪些湖泊沉积指标并深刻理解指标对湖泊演变的指示意义, 是有效重建湖泊环境演变的关键. 通过对流域现代过程全面而深入的调查, 分析湖泊沉积物各物理、化学、生物指标的环境意义, 可以加深认识各沉积指标对环境解释的适用性, 并建立适合于区域环境特征的湖泊沉积指标体系. 比如我国青藏高原和西北干旱区湖泊, 以封闭、半封闭的咸水和微咸水湖为特征, 区域蒸发和降水比影响了湖泊的水量和盐量平衡, 并最终导致湖泊盐度的变化和水生生物群落的演替, 因此能适应不同盐度生存的生物以及盐类沉积指标是较为有效的; 而东部地区

多为外流的淡水湖泊,湖泊及其流域生物量较高,最明显的环境特征是湖泊的营养水平.因此,反映湖泊或流域的生物量、生产力水平以及营养盐循环的生物、生源元素、生物地球化学指标较为有效;云贵高原湖泊的生物多样性显著,流域内植被丰富且具有明显的垂直梯度分布,选择不同海拔高度的湖泊,在沉积记录中将反映流域植被演替的生态指标与指示湖泊水环境的生物指标相结合,有助于获得该区域湖泊环境演变的过程.

自然条件下,湖泊沉积物一般包括两部分来源:一是流域内侵蚀带来的外源组分;二是湖泊水体中各种化学与生物过程所产生的内生沉淀.因此,湖泊沉积物的物质组成一方面受控于流域的地质背景和风化作用强度,另一方面又与湖泊的水化学条件及在其中生活的生物有关,而这两方面的变化均与气候变化密切相关.对于任何一个湖泊而言,如果没有突发性地质事件和强烈的人为干扰,气候变化将是决定沉积物物质组成的重要因素.因此,对特定层位沉积物物质组成的研究,可以了解特定时期该湖区的气候与环境,而对整个柱状沉积物的研究则可恢复与其对应历史时期的湖区气候与环境变迁历史.

目前,根据湖泊沉积物环境指标的特征,主要划分出3种类型:第一种是反映流域(陆地)环境信息的指标,如孢粉、植物硅酸体、碳屑、粒度、磁化率等;第二种则较多地反映湖泊(水域)的环境状况,包括微体古生物化石(硅藻、介形类、摇蚊、枝角类、水生植物化石等)、色素、自生碳酸盐及其碳氧同位素、生物壳体元素比值与同位素等;第三种属于混源的信息,是湖泊与流域环境变化的综合反映,如TOC、TN、有机碳同位素等^[1].当然,上述划分也是相对的,比如反映流域信息的指标也会受到湖泊环境的次生改造,使得环境指标的解释变得更为复杂.

2 末次盛冰期以来我国不同区域湖泊时空演变特征

我国陆地地形在大地构造背景的控制下,形成了自西向东三大地形阶梯.第一阶梯为青藏高原,以整体的强烈隆升为特色,形成边缘高山环绕,峡谷深切,内部山脉宽谷与盆地相间的地形特点.高原上星罗棋布的湖泊大多沿深大断裂带发育,呈条带状分布,形成封闭或半封闭的咸水湖或盐湖,淡水湖泊一般分布在冰雪融水补给的山间盆地或近期河流溯源

侵蚀切开的盆地内.该区是我国湖泊集中分布的地区,湖泊面积占我国湖泊总面积的49.5%,至今大多数湖泊仍维持较大水深,并且具有长期的演化历史.一、二级阶梯转换带的横断山区,强烈的地质构造运动造成巨大的地形高差,形成特有的高山深谷地貌,湖泊规模较小,多发育在陡而深的断陷盆地内,并因滑坡和泥石流频繁发生而形成堰塞湖.第二阶梯的地质构造特点是总体抬升背景上的断块升降差异,形成一些巨大的高原和盆地,为断陷湖泊的形成打下了地质基础.但因构造运动的强度和幅度均不及第一阶梯,盆地长期下陷形成该区域特色的断陷湖泊,如云贵高原的滇池、洱海、泸沽湖,内蒙古高原的岱海、黄旗海等.第三阶梯总的地质构造背景是下沉的,形成我国东部自北向南的广阔平原带.该区域内很多湖泊的形成与古河道变迁有关,特别是长江中下游一带形成的密如蛛网的河湖群,这些湖泊的共同特征是水浅、形成时代较晚,一般仅数千年历史,成湖后受人类活动影响十分明显.以下对我国不同地理区域的湖泊演变特征作一简要综述.

2.1 青藏高原高寒区

基于C-14测年的传统研究认为,末次冰期的间冰阶晚期(约40~20 ka BP)是青藏高原的大湖发育期(即MIS 3a大湖期)^[3-5],这些大湖多为淡水湖泊^[6],如西昆仑山南坡的苦水海、甜水海、阿克赛钦湖等.近年来这一研究结果受到来自最新测年技术的挑战,OSL和铀系测年与过去的C-14测年结果存在很大差别^[7,8].对于来自高原东北缘腾格里地区同期湖相沉积,C-14的年代为25~40 ka BP^[9,10],而OSL的年代落在了70~130 ka(MIS5)^[8].对于C-14与OSL和铀系测年的MIS 3a与MIS 5的年代框架差别,国际学术界也有类似报道^[11-13],并建议采用C-14测年方法时,对大于3.5万年的样品需要格外小心.因此,晚更新世高湖面出现的时间差异,究竟是由于湖泊演化过程中存在区域差异还是测年技术的不同造成的,还需要进一步工作.

末次盛冰期时(约20~15 ka BP)高原东北部绝大多数湖泊都结束了早期间冰阶的湖相沉积而处于干涸状况,如察尔汗、大柴旦等湖泊沉积了多层原生石盐,在原生石盐之间,多为含石膏的粉砂黏土,反映气候寒冷干燥.

晚冰期气候转暖,降雨量增多,更主要的是冰川

大量融化,湖水补给增加,形成一个高湖面时期.特别是在高原中部,如中、西昆仑山地区尤为明显,时间大约为 15~12 ka BP. 约 11.5~10 ka BP 期间,很多湖泊水位下降,如色林错^[14]、松西错^[15-17],他们记录了该地区湖泊对新仙女木事件的响应.

全新世早期 11~9 ka BP,大部分湖泊已达到全新世的最高湖面,而且在高原的东部和南部地区多数湖泊为外流湖. 9 ka BP 之后有一短暂的气候寒冷时期,引起湖泊的普遍退缩. 全新世中期青藏高原的湖泊受到夏季风的影响,大多数湖泊湖面上升,面积扩大,湖水淡化,但此时湖面仍低于全新世早期. 高原中南部许多湖泊发育宽广的第三级湖滨阶地,阶地测年在 7.5~3.0 ka BP 间,如佩枯错、沉错、那日雍错、扎日楠木错等. 沉积物较全新世早期细,藏南很多湖泊为外流湖,湖水矿化度普遍较现今低,如扎日楠木错沉积物含淡水螺,而现在该湖矿化度在 15 g/L 左右. 色林错、扎布耶茶卡等湖泊均表现为湖面较高、湖水较今偏淡,湖泊周边植被也比较茂盛,反映偏温暖的气候. 可是,藏北高原内部气候仍很干燥,无冰融水补给的一些小型湖泊还是呈封闭状态,湖面下降和盐度增加,如斯潘古尔湖中全新世后期沉积物中硅藻,大型底栖和附生种增加,还出现嗜盐种;扎仓茶卡沉积了芒硝和石膏^[18]. 全新世晚期的气候变冷,导致青藏高原湖泊周边植被退化,孢粉浓度降低,干旱种增加,湖泊普遍强烈退缩. 从藏南和藏北的一些湖岸线分析,该时期湖面下降 10~20 m 左右. 湖泊水位下降促使一些大湖解体,如羊卓雍错、沉错、巴纠错等就是在该时期分离的. 另外一些湖泊也由外流湖转变为内流湖,如藏南的羊卓雍错、佩枯错等. 同时由于湖水进一步下降,除了藏东外流湖和藏南一部分刚封闭不久的内流湖仍为淡水湖外,大部分湖泊成为咸水湖和盐湖. 咸水湖多分布于藏南和藏北的湖泊封闭较晚的地区,盐湖则主要分布在藏北高原的中部和柴达木盆地中. 不少盐湖已进入盐湖发展的最后阶段,如扎仓茶卡,此时沉积物以芒硝和石盐为主. 晚全新世是青藏高原湖泊主要成盐期^[18].

一个值得注意的特点是全新世最高湖面出现在全新世初期而不是全新世中期的气候最适宜期,这是与高原湖泊特有的冰雪融水补给方式分不开的,全新世初期气候转暖,末次盛冰期时形成的冰川迅速消融,湖泊补给陡增. 而全新世中期气候最适宜期

尽管气温较高,但冰川已大幅度后退,湖泊增水效应反而不及全新世初期.

青藏高原北部盐湖沉积也忠实地记录了该地区气候变化与湖泊环境演变的历史. 研究表明,晚更新世中、晚期至全新世,青藏高原隆升已达到一定高度,高原的巨大屏障作用阻挡了来自南部的暖湿气流,使高原内干旱区范围由北向南扩张. 大致距今 31 ka 柴达木西部盐湖区扩展到台吉乃尔湖;距今 25 ka 察尔汗由咸水湖变为盐湖;距今 19.5 ka 柴达木北缘大柴旦成为自析盐湖;其后藏北班戈错 18.9 ka 成为盐湖;距今 11 ka 扎仓茶卡成为自析盐湖;到了近数百年藏南也形成了局部盐类沉积. 高原在末次冰期间冰阶之后许多大湖解体,出现钙质黏土、方解石、文石、白云石、菱镁矿、水菱镁矿等多种碳酸盐和多水硼镁石、柱硼镁石等硼酸盐类的成层堆积,或者上述矿物与泥沙碎屑组成的含盐地层^[18].

在全新世中期,高原湖泊有一个相对淡化的阶段,但高原盐湖(藏北)仍向盐湖-干盐湖(察尔汗湖群)方向发展. 在全新世末期,成盐作用更为广泛,出现了以石盐、芒硝为代表的盐类和多种碳酸盐、硫酸盐及多种硼酸盐如硼砂、三方硼砂、柱硼镁石. 全新世末期的成盐作用一般认为开始于 4 ka BP,这一时期成盐作用比晚更新世至全新世初要广泛,许多盐湖都有较厚一层纯芒硝层,如扎仓茶卡,湖心芒硝沉积厚度达 5 m 以上,班戈错的芒硝层一般厚度达 4~6 m,扎布耶茶卡最厚达 3~4 m,明彦错湖区中部的石盐层下面,芒硝的最大厚度也有 4 m^[19].

2.2 西北干旱区

我国西北干旱区湖泊主要分布在新疆和内蒙古高原(称之为:蒙新高原),这些湖泊大部分位于东亚季风的边缘地带,而地处新疆西北部的一些湖泊则位于西风带或西风与季风过渡带. 据中国湖泊数据库已定量重建的 3 万年以来古湖泊水量空间变化(图 1),30 ka BP 时湖泊记录主要集中在我国西部^[20],该时期西部湖泊普遍表现为湖面较高、水体偏淡的特点,与东部水量较少,只有极少数湖泊记录形成鲜明的对比. 如新疆巴里坤湖在 30~24 ka BP 时为高湖面,沉积物中出现肥胖真星介和奇妙白花介等介形类属种^[21];内蒙古白碱湖在 30~27 ka BP 也是高湖面阶段,沉积物中出现瓣鳃类壳体^[9]. 27 ka BP 我国西部仍然以高湖面、湖泊水量大为特征,但中等湖面的比例有

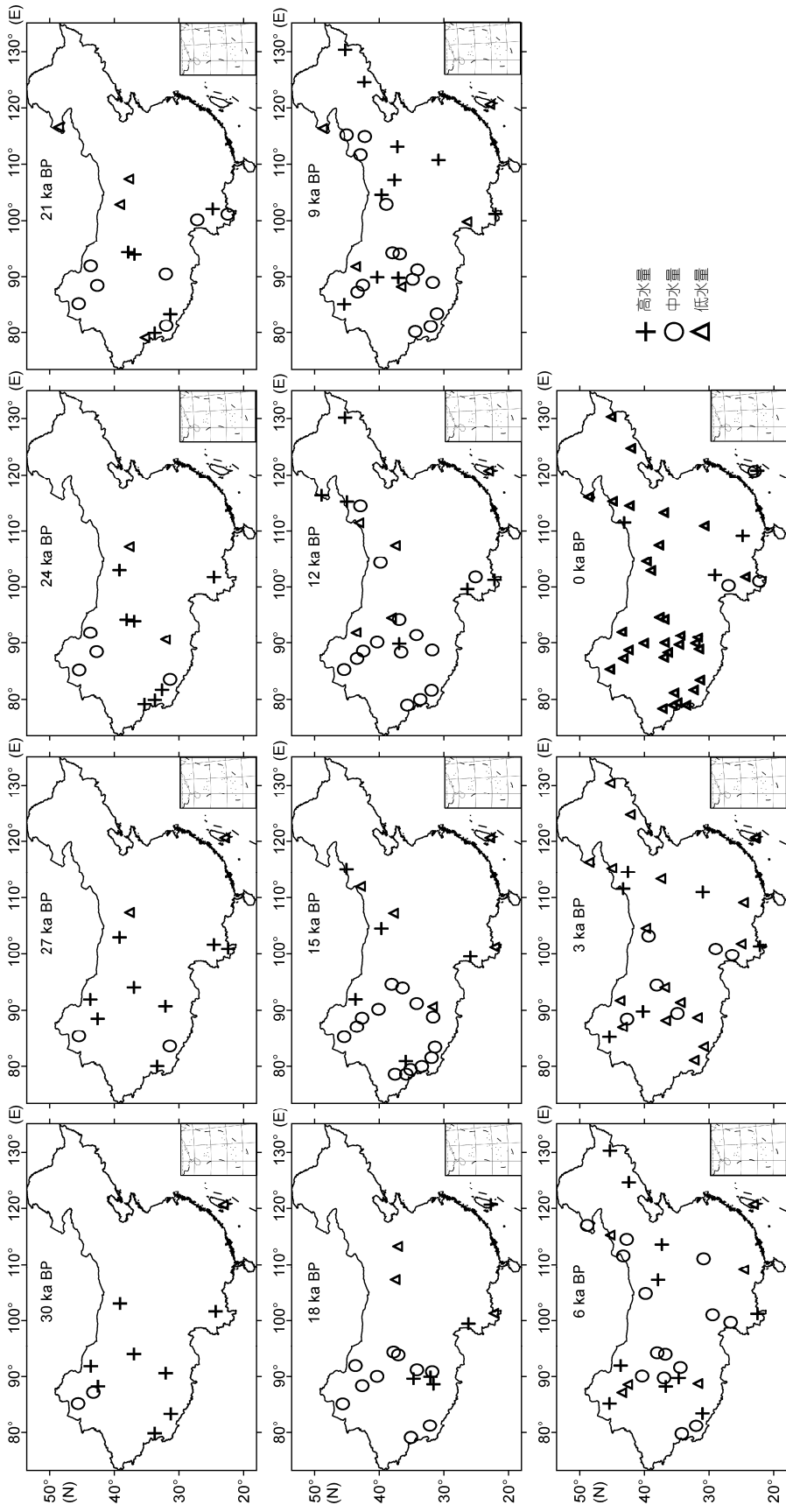


图 1 三万年来每 3 千年中国古湖泊水量空间变化过程^[20]

一定增加. 至 21 ka BP 高湖面的范围和程度已有显著的减小, 总体呈现中等湖面特征, 如新疆罗布泊在该时期维持中等湖面, 沉积物中出现水生植物孢粉和介形类化石^[22]. 末次盛冰期西北地区仍以中等湖面为主, 相对于现代(0 ka)而言, 西北地区湖泊水位比现代高、面积比现代大、湖水盐度比现代低, 与当时中国中、东部低湖面或干涸湖盆有着巨大的反差. 对比国际古气候模拟研究结果^[23,24], 该时期我国西北地区高湖面与中亚和地中海地区的高湖面连成一条带. 研究表明, 该高湖面与西风带强度和位置变化有关, 西风带强盛和位置南迁提供了频繁的冷空气南侵, 有利于冷暖气流交汇形成环流, 这可能是诱发我国西部降水增多的重要原因. 同时, 冰期的低温导致蒸发量下降, 使湖水相对损失减少, 致使高湖面能够持续. 冰期低温造成的低蒸发, 使得沿西风带南界流域水量能够聚集在湖盆中, 形成我国西部地区相对冷湿的气候^[25].

然而, 中亚内陆干旱区与亚洲季风区黄土剖面均记录了末次冰期时干旱的气候特征^[26], 末次冰期晚期也是中国北方沙漠强烈扩张的关键时期^[27]; 新的湖泊记录, 如新疆博斯腾湖钻孔地层资料显示至少晚冰期时现代湖泊并未形成^[28]. 因此, 西北干旱区末次盛冰期的湿润气候特征还需更多高精度测年的研究来证实或证伪.

进入晚冰期(15 ka BP)西北地区的湖泊仍以中等湖面为主, 但新疆西部主要靠冰融水补给的湖泊在晚冰期增温时, 随着冰融水补给量的增加便开始出现高湖面, 如艾比湖、柴窝堡湖、乌伦古湖^[29]等, 罗布泊在 14.5 ka BP 左右也开始出现典型的湖相沉积^[30]. 地处内蒙古高原东部的呼伦湖也在这个时期出现了最高湖面, 继而在晚冰期末的新仙女木时期湖面又有所下降^[31]. 地处内蒙古高原中部的岱海、黄旗海等最早的高湖面出现在全新世早期约 10 ka BP^[32,33], 早全新世晚期本区湖面普遍下降. 中全新世气候适宜期东亚季风强盛, 影响范围扩大, 该时期西北地区湖泊的水量变化受到东亚季风和西风的复合影响. 从该地区呈现的东、南部湖泊湖面上升起始时间早而结束较晚, 西北部湖泊湖面上升起始时间晚结束早的格局, 似乎表明该时期东亚季风对区域的影响占据主导, 如新疆的巴里坤湖、乌伦古湖, 中全新世高湖面都始于 7 ka BP, 终结于 5 ka BP; 而内蒙古岱海、黄旗海则始于 8 ka BP, 终于 4 ka BP, 反

映了东亚季风增强并逐渐向西北地区推进的过程. 进入晚全新世, 随着大暖期的结束, 本区湖泊总体呈退缩、咸化的趋势, 其间有些湖泊在 3 ka BP 左右湖面略有短暂回升, 如新疆柴窝堡湖、巴里坤湖、艾比湖、乌伦古湖, 内蒙古呼伦湖、黄旗海等.

西北干旱区湖泊沉积的孢粉、同位素等指标记录表明, 全新世以来该地区温度变化经历了 3 个阶段^[34]: 全新世早期(10 ka BP)表现为升温过程, 全新世中期温度达到最高, 至全新世中后期, 温度呈现下降趋势. 新疆北部艾比湖沉积显示 10.2 ka BP 后, 有机碳和 $\delta^{13}\text{C}$ 值较高, 表明温度和湿度都有上升, 流域植被发育较好; 7.3~6.3 ka BP, 气候相对暖湿, 艾比湖进入高湖面时期; 6.3 ka BP 后, 气候逐渐向温干方向发展^[35]. 位于北疆东北端的乌伦古湖自全新世初期, 介形类出现温水-半咸水组合, 水温上升^[29]; 约 7.0~5.0 ka BP 期间, 流域显示草原景观, 湖泊扩张. 玛纳斯湖 $\delta^{18}\text{O}$ 值也指示了 10.5 ka BP 后湖水温度升高, 荒漠草原植被发育^[36,37]; 9.0~6.5 ka BP 为气候最适宜期. 南疆博斯腾湖沉积物氧-碳同位素指标同样显示了全新世初期的增温过程, 但最暖湿期出现时段偏短, 约为 7.0~5.0 ka BP^[38], 与乌伦古湖相似. 全新世早期的升温和 5.0 ka BP 以后的降温均对应了干旱的环境, 植被为荒漠或荒漠草原类型, 干旱的荒漠草原说明该时段新疆南北地区仍受西风气候控制. 约 7.0~5.0 ka BP, 南、北疆草原植被类型出现, 反映该时段降水有所增多, 湿度增大, 西风带向北撤退或萎缩, 东亚夏季风向西北扩展, 并影响到该区域大部分地区. 亚洲中东部 6.0 ka BP GCM 的模拟结果^[39]显示, 该时段夏季风已向北推进至新疆地区, 表明亚洲夏季风的控制范围扩大, 使得该区域在全新世中期达到温度和降水的最佳组合. 全新世中期以后, 随着温度下降, 新疆地区从 3.0 ka BP 开始有效湿度有所下降, 季风对该区域影响范围缩小, 西风再度控制本区, 与东部季风区的气候变化趋势形成鲜明对照.

近年来, 新发表的气候变化记录证据集成研究表明, 西风区(主要受西风环流控制的内陆干旱区, 包括青藏高原北部高寒干旱区)在中晚全新世气候湿润, 与亚洲季风在早中全新世强盛的格局显著不同^[40]. 模拟研究表明, 中亚干旱区在早全新世的干旱气候与冬、春季节中纬度西风环流的减弱北移及其上风向北大西洋及里海等内陆湖泊水汽蒸发减弱有密切关系^[41]. 过去千年的西风区中世纪暖期干旱,

而小冰期相对湿润,与石笋氧同位素记录^[42]显示的亚洲季风降水在中世纪暖期时整体处于高值,在小冰期处于低值段相反^[43]。在近百年,尤其是近50年,西北干旱区湿度增加,而季风影响范围内的西北东部和华北等地变得更干^[44]。不仅如此,在分属西风 and 季风影响区的青藏高原北部和南部,年代际、百年尺度上降水变化也表现出反相位关系。据此,陈发虎等人^[45]提出,亚洲中部西风带控制区在现代间冰期从数千年到年代际的各个时间尺度上均存在不同于季风区的湿度(降水)变化模式,称之为现代间冰期气候变化的“西风模式”。

蒙新高原也是我国盐湖分布区之一,其中内蒙古高原在早、中更新世基本维持淡水湖泊的面貌,直到晚更新世至全新世早期,随着干旱气候加剧,湖泊蒸发加强,湖水咸化,出现碳酸盐沉积。如二连盆地南缘的查干诺尔湖,约15 ka BP形成了泡碱、天然碱等碳酸盐沉积。但该时期区域成盐作用的范围并不广泛,仅限于内蒙古高原内一些大型断陷盆地或凹陷盆地,如吉兰泰盐湖、查哈诺尔湖盆^[46,47]。中全新世气候适宜期,该区出现淡水沉积与化学沉积互层,但区内总体仍然为干旱气候,尤其是高原西部和西南部。距今6 ka BP以来,内蒙古高原湖泊普遍进入咸水湖或盐湖发育阶段,形成碳酸盐类(针钙钠钙石、钙水碱、泡碱、水碱、天然碱等)、硫酸盐类(石膏、芒硝、无水芒硝、白钠镁矾等)和氯化物盐类(石盐、水石盐等)沉积。这次成盐作用涉及内蒙古全区,规模较上次成盐期大得多,构成了内蒙古湖泊现代化学沉积的格局。

目前,新疆地区的盐湖研究还不够深入,据艾丁湖的研究,该湖泊在24.9 ka BP进入盐湖阶段,距今10.9 ka BP卤水进一步浓缩,形成纯芒硝沉积层和石盐盐壳,表明该地区早在末次盛冰期以前就进入了成盐期^[48]。

2.3 云贵高原湿润区

云贵高原处于西南季风影响之下,降水比较丰沛。因此,西南季风的消长成为控制本区湖泊演化的一个最重要因素。云贵高原地区的湖泊多为断陷湖泊,形成时代较早,大多形成于上新世末到第四纪初期。如云南鹤庆737 m连续的湖泊沉积^[49],其底部年龄为2.7 Ma;滇池形成于约3 Ma;泸沽湖18 m连续湖泊沉积(其中12 m处AMSC¹⁴年龄为40 ka BP)仍未

见底;星云湖12 m岩芯底部年龄为大于50 ka BP,这些都充分说明了该地区湖泊形成历史的悠久。

在40~20 ka BP时期,云贵高原地区也经历了大湖阶段,滇池水面至少是现在的3倍,抚仙湖、星云湖连成一片,鹤庆盆地、玉溪盆地也被古湖水所淹没,洱海岸线向西、北、南3个方向推进了相当距离。末次盛冰期,由于西南季风的退缩,该地区湖面下降。最新研究表明,泸沽湖沉积岩芯中硅藻种属在末次盛冰期时由浮游转变为底栖,指示了湖泊水位的下降;鹤庆古湖湖水也在该时期退出盆地,统一的大湖消失。

晚冰期以来该区湖面开始上升,尤其是全新世初期,随着西南季风的增强,区内湖泊水位上升比较普遍。但由于云南山高谷深,地形高差十分强烈,位于不同地理位置和海拔高度的湖泊,其水位上升的时间和幅度存在一定差异。Whitmore等人^[50]和Hodell等人^[51]通过对云南中部星云湖和杞麓湖沉积岩芯的分析研究,发现从12000 cal a BP开始湖泊生产力增高,12000~8000 cal a BP之间季风增强;洱海在晚冰期以后湖面开始回升,10300 cal a BP时进入高湖面阶段^[52];滇池进入深湖阶段也是从10 ka BP开始^[53];四川冕宁杀野马(Shayema)湖在11~9.1 ka BP仍较干寒,9.1 ka BP开始降水增加,湖面升高,略迟于滇池地区^[54]。云南地区众多剖面的孢粉研究显示^[55,56],全新世早期变暖变湿现象具有普遍性。据同一水汽来源的邻区研究报道,印度北中部拉贾斯坦邦的Lunkaransar湖在10.5 ka BP开始出现高湖面^[57],略早于滇池地区。

全新世中期随着温度和降水增加,区内总体维持较高的湖面,沉积物中孢粉指标也反映了这种暖湿的区域气候特征。然而受冬季干热西风以及区内不同海拔降水量差异的影响,盆地和山谷内随着温度增高,蒸发作用加强,有效湿度(P-E)反而下降,表现出明显的干热河谷气候特征,从而导致全新世中期盆地内湖面下降。这与现代的山间盆地和山谷内出现的干热气候十分相似^[58]。因此,在全新世中期,区内在总体维持较高湖面的基础上,湖泊水位的升降不一。如北部高海拔地区的泸沽湖、杀野马湖高湖面从全新世初一直持续到4 ka BP才开始下降;滇池湖水最深时段是在6~4 ka BP;洱海最深水位出现在7.5~5.5 ka BP。

4 ka BP以后西南季风退缩,孢粉指标显示该区域气候转为干凉^[56]。当时湖面突然下降,持续到2.7

ka BP. 这一湖面急剧下降时期不仅在沉积岩芯中留下了鲜明的记录(如洱海沉积岩芯中出现螺壳堆积层),而且滇池湖周的古文化遗址也证实了这一点. 杀野马湖的低湖面也出现在4 ka BP以后,当时的降水与现今相近. 印度 Lunkaransar 湖在3.5 ka BP开始干化,直至2 ka BP. 2.7~1.7 ka BP,孢粉显示区内湿度加大,湖面再度上升. 之后,气候渐干,汉唐时代,湖面萎缩,唐朝中期滇池水位降至最低,比现在湖面低3.0 m左右.

2.4 东部平原地区

东部平原处于东南季风影响范围内,地形上位于中国大陆第三阶梯,地势低平多浅洼地. 本地区湖泊的演化除受气候变化直接影响外,海平面的升降和江河水系对其也有重要的作用^[59]. 另外,进入人类历史以来,本区人口稠密,经济发达,强烈的人类活动成为影响本区湖泊发育演化的又一不可忽视的因素.

在末次盛冰期,海面大幅度下降,比现今低130~150 m. 河流的侵蚀作用强烈,大部分湖盆被切开,湖水被疏干,代之以河流相沉积,这种特点已被太湖、鄱阳湖、洞庭湖、白洋淀地区的钻孔所揭示. 全新世初气候转暖,海面迅速回升,原先岸边一些地带(如渤海西岸中部)曾有过湖泊发育,但随海面上升它们又被海水所淹. 全新世早期中国东部长江中下游地区没有大规模的湖泊发育,仅出现一些零星的湖相沉积,如太湖西侧、江苏固城湖等;华北和内蒙古东部存在一些湖泊(如呼伦湖、岱海),并发育泥炭剖面,如辽南普兰店泥炭(9950±300) a BP开始发育,北京海淀高里掌泥炭(9930±150) a BP开始发育,河北昌黎毛家河泥炭(9535±170) a BP开始发育,河北黄骅南排河泥炭(10300±200) a BP开始发育. 全新世中期(7.5~3.0 a BP),中国东部进入气候适宜期,气候温暖湿润,丰沛的降水使得我国东部地区华北平原上湖泊扩张,自西南-东北分布着大陆泽-宁晋泊、白洋淀-文安洼和七里海-黄庄洼三大相对集中的湖泊洼地群,在全新世中期达到最大,并且可能曾彼此相连,形成了相对统一的中全新世大湖群. 在长江的中游地区,由于中全新世气候最适宜期降水丰沛以及海面上升对河流的顶托作用,致使河水位上升,在低洼处淤积成湖,形成了面积很大的云梦泽、彭蠡泽及江汉平原其他古湖群^[60].

晚全新世(3 ka BP 以来),本区结束了全新世大

暖期,气候朝偏冷干方向发展. 华北平原的湖群显著收缩,并不断解体,形成一些互不连通的小湖,如河北的白洋淀等. 而在长江中下游流域,却是湖泊的广泛发育时期. 首先在长江下游由于晚全新世海平面的下降,本区一些低洼地区脱离海侵,同时由于长江三角洲向外发展,使下游河流尾部被淤积抬高,河水淤积在低洼处,形成淡水湖泊. 长江下游的湖泊大都形成于全新世末次海侵以后,而且随海面的不断后退,愈向海的地带湖泊年龄愈轻. 例如太湖约成湖于春秋战国前后,即距今2500年左右^[61],西湖是距今2000年左右由泻湖晚期转变而成,同样在苏北沿海平原的射阳湖形成于2000年以后. 晚全新世在长江中游也形成了许多湖泊,如鄱阳湖发育于3 ka BP左右,汉代以后,由于长江主泓道的南移,阻碍了赣江水系的泄流,使湖面迅速向南扩张^[62]. 与此同时,古彭蠡泽不断萎缩,分裂成若干小湖,如今日之龙感湖、黄大湖、泊湖等. 洞庭湖则在春秋战国时期出现,东晋和南朝时迅速形成大湖^[63].

历史时期中国东部平原地区湖泊演变的主要影响因素仍然是气候,冷干气候时期,湖泊表现为明显的退缩. 我国东部历史时期有3个明显的寒冷期,即魏晋-南北朝、宋代和17世纪以后的小冰期,东部平原湖泊的消亡也发生在这3个时期,显示了该地区湖泊演变对气候变化的敏感响应^[64]. 历史时期影响我国东部湖泊演变的另一个重要因素是人类活动,如人口迁徙,开垦荒地引起水土流失加剧、湖泊淤积,大面积围垦对湖面的蚕食等^[65]. 值得注意的是,历史上大规模高强度的人类影响往往叠加在气候变化引起的湖泊自然变化的基础上,如历史上围垦的高潮期与3个寒冷期湖泊退缩相一致;退田还湖、疏浚河道、修闸筑堤等又往往与暖期湖泊高水位相一致,说明控制我国东部平原地区湖泊演变的长期主导因素仍然是气候变化.

以上关于四大区域末次盛冰期以来湖泊环境与古气候变化的综述,在区域对比与解释湖泊环境的时空差异方面依然存在不少分歧,究其原因,除了年代学测试精度之外,主要表现在:(1)如何加深理解湖泊的类型、湖底地形、地理位置(海拔、景观带等)的差别及其对气候变化的响应特点,这将有助于统一认识同一区域不同湖泊记录的差异;(2)末次盛冰期的湖泊沉积记录序列很少,高分辨率的序列更少,目前青藏高原与西部的信息大多来源于湖泊阶地.

在低海面、夏季风减弱, 冬季风盛行的背景下, 研究冬季风控制的干冷气候范围、受西风控制的冷湿气候范围以及两者的交汇区亟待开展; (3) 对于全新世水热配置最佳期, 东部湿润区和西部干旱区的湖泊记录之间存在明显的相位差, 这一现象是季风环流的环境效应导致的“穿时特征”, 还是不同环流系统空间格局的产物, 有待深入研究; (4) 湖泊的形成、湖泊的扩张或收缩(湖面上升或下降)取决于湖泊流域水量平衡, 简而言之, 即降水与蒸发的关系. 在关注湖泊水量变化的同时, 加强水汽来源的研究, 可能是解开末次间冰阶晚期大湖期、末次盛冰期较高湖面、全新世不同时期高湖面争论的一把钥匙.

3 湖泊演变的驱动机制探讨

湖泊环境演变主要受 3 方面的驱动机制影响, 即: 构造运动、气候变化和人类活动. 构造驱动主要表现在湖盆形成和长时间尺度演化方面, 即地貌-沉积旋回的控制; 气候驱动是无时不在地发挥着作用, 既可与构造运动组合表现为长时间尺度($10^6 \sim 10^4$ a)的影响, 也可以与人类活动组合体现为较短时间尺度($10^2 \sim 10^1$ a)的环境波动. 而人类活动的驱动则仅发生在历史时期, 其作用强度在一些地区已经超过自然驱动力.

我国大陆范围内最令人关注、影响最为深远的构造运动是青藏高原隆升及其伴生的环境效应, 它不仅在高原自身的湖泊记录中留下印记, 也通过对亚洲季风的控制作用, 给周边的湖盆环境带来重要影响.

气候变化对湖泊环境的影响最主要表现为亚洲季风气候与西风气候在中国区域的共同作用, 包括东亚冬、夏季风的消长, 导致占中国大陆面积一半以上的西部地区干旱化, 进而影响到湖泊环境的演变, 促使其向封闭的咸水湖、盐湖方向发展; 而广大东部和南部季风区呈现温暖湿润的环境特征, 湖泊多属外流的淡水湖泊. 其次, 亚洲季风气候作为全球气候系统的一个重要组成部分^[66], 在万年尺度上与太阳辐射^[67,68]和全球冰量^[69-71]密切相关, 受低纬海气相互作用和高纬陆气相互作用的驱动, 湖泊环境演变在万-千年尺度上有着深深的季风气候影响的烙印, 以下从不同时间尺度探讨湖泊演变的驱动机制.

3.1 百万年时间尺度

关于青藏高原隆升过程的气候环境效应已有大量研究成果, 在隆升阶段上大致可分为 22~20, 15~

12, 8~7, 3.4~2.5 Ma 四大阶段^[72-74]. 3.4 Ma 以来的强烈隆升过程可以从湖相沉积记录中得到印证, 高原外围许多盆地内大规模堆积的砾石层, 如临夏盆地 3.4 Ma 的砾石层标志该时期古湖泊的形成, 与其同期对应的还有河西走廊的玉门砾岩、塔里木盆地西昆仑北侧的西域砾岩等. 中国北方的泥河湾盆地、三门峡盆地、榆社盆地以及南亚的克什米尔盆地等堆积物都是同期构造运动的产物. 在高原内部也出现很多断陷盆地, 如昆仑山垭口地区 3.4 Ma 开始拉张下陷并堆积的砾石层, 中段定日盆地于 3.4 Ma 接受布拉加组河湖相沉积等, 而青藏高原中部的错鄂直到 2.8 Ma 才断陷成盆. 3.4~2.5 Ma 期间青藏高原的构造运动是区域成盆成湖的主导因素^[72,75], 它包括高原本身以及云南高原^[76], 紧随构造隆升之后是一个季风增强时期, 降水增多, 盆地积水成湖, 水深也较大. 如西藏那曲的错鄂湖、云南鹤庆古湖等均表现得十分典型^[49,77].

第四纪期间最值得关注的是中更新世的构造运动, 这次构造运动导致气候环境的剧烈变化被称之为“中更新世革命”. 全球气候在中更新世发生转型, 冰期旋回由 40 ka 向 100 ka 转变, 从而使冰期延长. 青藏高原在该时期发生剧烈隆升, 导致高原全面进入冰冻圈, 并发育了大规模的冰川, 位于高原中部的错鄂湖在 0.78 Ma 以后被冰川覆盖而停止了沉积^[77]. 高原外围表现为盆地被切穿, 以及大水系格局的形成. 例如黄河上游临夏盆地被黄河切开, 形成兰州盆地的最高阶地^[78]; 在三门峡的平陆发现该次运动造成上、下三门组的角度不整合^[79]; 长江三峡大致也在这一时期贯通东流^[80]. 这次构造运动还在高原周边拉张出一些深湖盆, 如高原东北部若尔盖古湖盆在 0.9 Ma 形成并接受沉积; 云南鹤庆古湖盆也在 0.9 Ma 左右发生拉张, 使得湖盆与周围山地的高差拉大并导致湖水加深, 沉积物中孢粉显示垂直植被带谱更加发育, 植物多样性指数明显增加^[81]. 我国大地貌大水系的格局很可能定格于该时期.

3.2 万年时间尺度

全球气候变化的驱动因素主要是地球轨道摄动(轨道参数: 偏心率、地球倾斜度和岁差)使到达地表各纬度的太阳辐射量发生变化, 进而驱动全球气候的周期性变化. 深海沉积和黄土记录已经较好地揭示了全球气候的周期变化以及冰期-间冰期的气候旋

回. 对云南鹤庆湖泊深钻岩芯研究表明, 地球轨道参数变化是控制盆地内2.78 Ma以来古环境与古气候变化的主要因素^[76], 在0.9 Ma以前该地区气候主要受海洋影响, 表现为低纬驱动的信号; 0.9 Ma以后, 随着青藏高原的隆升, 全球冰量变化对气候的影响开始在该地区显现, 北极冰盖增大对气候周期的影响通过大气环流影响到该区, 导致该地区气候周期由41 ka向100 ka转变^[82].

再以研究较为深入的青海湖为例. 从万年尺度上来看, 青海湖地区自15.5 cal ka BP左右气候开始转暖, 指示东亚季风加强. 12.0~7.5 cal ka BP期间孢粉浓度、有机C和N含量明显增高, 介形类壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 减小, 表明湖区温度和湿度明显增加, 其中孢粉浓度及有机C和N含量分别于11.0和8.5 cal ka BP左右时出现峰值, 而介形类壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 在11.5~7.5 cal ka BP期间整体出现偏负的峰值段, 考虑到不同指标对湖区温度和湿度敏感程度的不同, 8.5 cal ka BP左右应该是青海湖地区温度和降水组合的最适宜期, 指示东亚季风的强度此时达到了最大. 中国区域内大量地质资料的对比以及数值模拟的结果也表明, 我国

北方地区东亚季风盛行的鼎盛期在9.0 cal ka BP左右^[83]. 自5.8 cal ka BP左右开始, 气温下降、湿度减小, 东亚季风强度减弱. 末次盛冰期以来, 北半球夏季太阳辐射自15.0 cal ka BP开始增强, 10.0 cal ka BP左右达到最强, 5.0 cal ka BP左右开始逐步减弱^[84]. 由图2可以看出, 由孢粉浓度、介形类壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 和有机C和N等指标所反映的2万年以来青海湖东亚季风增强、盛行和衰退的时间, 同北半球夏季太阳辐射的增强、达到最大以及减弱的时间基本上是一致的, 表明在万年尺度上东亚季风的源驱动力与太阳辐射有关^[85].

3.3 千年时间尺度

千年尺度上的中国湖泊环境变化则更加复杂, 这也是由湖泊自身的区域特性所决定的, 总体而言, 千年尺度的湖泊环境变化受区域降水量, 尤其是有效降水(P-E)的控制. 薛滨等人^[20]完成的晚第四纪湖泊数据库详细记录了我国不同区域千年尺度的湖泊水量变化. 该数据库中湖泊古水量变化是建立在对逐个湖泊钻孔剖面沉积物性质、水生植物花粉及其他

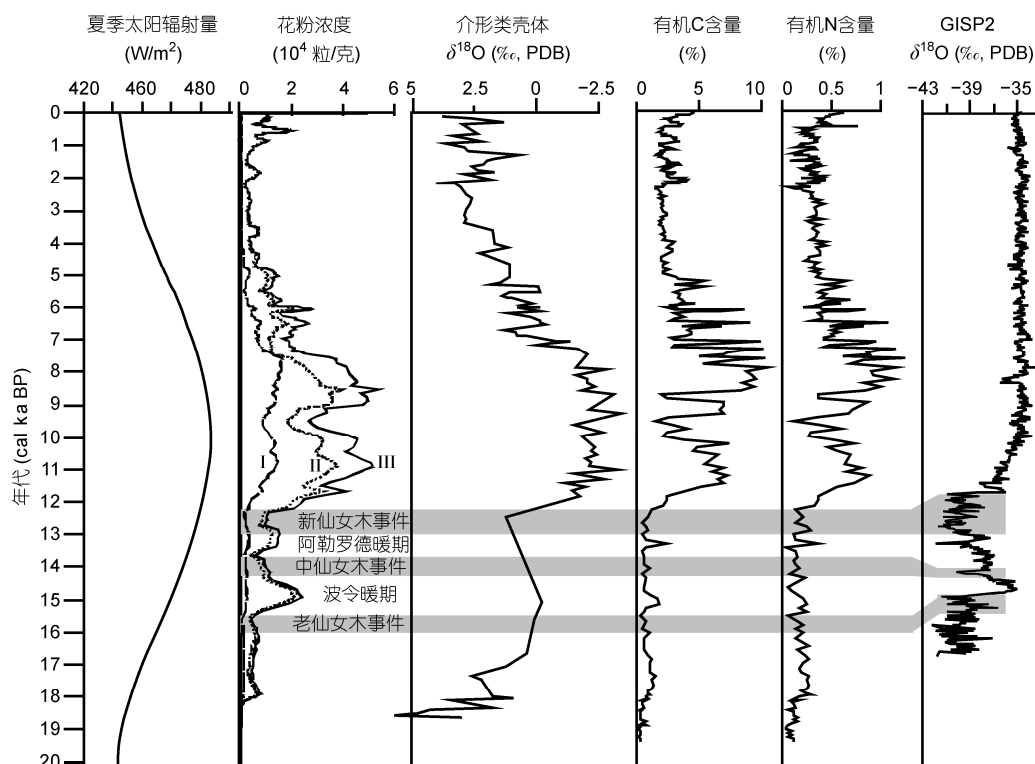


图2 青海湖综合指标对比图^[85]

I, 木本花粉浓度; II, 草本花粉浓度; III, 孢粉总浓度

微体生物组合与丰度的变化、湖泊和盆地的地貌证据、考古及历史文献记载等系统分析基础上, 数据库尽可能综合多项证据, 对湖泊过去水量状况作出统一的解释. 同时为了与全球其他古湖泊数据库统一, 系统地排除了那些受非气候因素(如洪水、火山活动、构造运动、流域侵蚀、人类活动等)、非直接气候因素(如冰川融水、海面升降、跨流域地下水)影响的湖泊水量记录. 因此该数据库产生的湖泊古水量记录能够较好地反映流域的降水(P)和有效降水(P-E)状况, 并作为空间上湖泊水量变化的资料, 用于评价、验证古气候模型模拟的结果. 显然, 我国大部分地区现代(0 ka)湖泊的水量状况在其整个演化历史过程中表现为低湖面特征, 处于明显的水量型缺水状态; 全新世中期(6 ka BP)不同区域水量状况迥异; 末次盛冰期我国西部湖泊表现为中、高湖面, 而东部却以低湖面为主; 末次间冰阶后期(30 ka BP 前后)我国西部绝大多数湖泊表现为明显的高湖面特征, 而东部湖泊的古水量记录却极少. 湖泊水量变化的宏观驱动机制主要源自气候系统的季风与西风相互作用的结果^[86].

千-百年尺度上的湖泊环境变化也与气候系统的不稳定性密切关联. 仍以青海湖为例, 环境指标重建的晚冰期以来青海湖环境变化受气候的不稳定性影响, 这种不稳定性同格陵兰 GISP2 冰芯所揭示的气候特征具有较好的相似性和可比性(图 2). 晚冰期以来气候的不稳定性在中国其他地区也同样存在^[87-89]. 因此, 青海湖及中国其他地区晚冰期以来气候的不稳定性表明了千-百年尺度东亚季风的变迁可能同北大西洋地区的气候存在着某种机制上的联系, 或者说千-百年尺度上东亚季风的驱动机制与北半球冰盖可能有关. 在全新世时段内, 研究发现全新世的气候存在 8.2 cal ka BP 左右的冷事件^[90]和具有周期性(约 1.5 ka)波动的不稳定特征^[91,92]. 中国全新世气候也有类似的变化^[93], 8.2 cal ka BP 左右的冷事件在许多地区均有反映, 陈发虎等人^[94]对夏季风边缘区石羊河终间湖泊沉积记录的研究表明, 全新世夏季风可能

具有 1.6 ka 的显著周期, 并同格陵兰冰芯和北大西洋深海沉积所揭示的冰筏事件具有较好的可对比性.

3.4 百年时间尺度

近代湖泊环境的变化, 特别是短时间尺度如百年来的环境变化与人文因素密切相关. 湖泊沉积是研究人与自然相互作用的重要信息载体, 面对当前日益严重的湖泊及其流域生态环境问题, 需要有效区分人类活动的影响分量, 充分发挥湖泊环境变化研究在制定湖泊环境修复和治理对策方面的潜在优势.

一个早期人类活动影响湖泊环境演变的实例是云南洱海人类活动与流域生态环境变化的研究^[95]. 该地区人类活动从 6370 cal a BP 开始, 主要表现为对森林植被的选择性砍伐, 使垂直森林植被带谱出现明显退化, 不同高度的多元植被组合(铁杉-青冈栎-硬叶栎-栲-松组合)被以松为主的次生林植被所取代, 由此也导致了土壤侵蚀作用的增强, 入湖粗颗粒物质和碳酸盐增多. 2140 cal a BP 后, 随着人口的快速增加, 森林植被遭大量砍伐, 森林覆盖率(孢粉浓度)急剧下降. 随后耕作农业和原始矿业开始出现, 导致耕作土壤流失加重, 沉积物的磁化率和重金属(Pb, Zn)浓度明显增高.

历史时期人类活动对长江中下游湖泊的影响不断增强, 导致湖泊富营养化. 由于缺乏长期的水质监测数据, 人类干扰前这些湖泊的自然营养本底水平、后期湖泊富营养化过程、富营养化速率以及发展趋势和原因并不清楚. 利用湖泊沉积记录以及硅藻-湖水总磷浓度转换函数等定量手段, 对长江中下游地区不同类型湖泊(如草型和藻型湖泊)的湖水总磷浓度进行诊断(表 1), 从历史演化的角度揭示出该地区湖泊的自然营养本底值.

长江中下游湖泊沉积记录与历史记载的对比研究揭示, 干旱气候也可以引起湖水可溶性营养盐的富集, 但历史时期江湖连通顺畅, 每一次洪水事件可以达到减轻和消除湖泊水体富营养化的效果, 表现

表 1 长江中下游典型湖泊历史时期湖水总磷(TP)浓度变化范围^[96]

	太湖	龙感湖	太白湖	洪湖
地点	江苏	安徽与湖北交界	湖北黄梅县	湖北
湖泊类型	藻型湖	草型湖	藻型湖	草型湖
总磷浓度变化($\mu\text{g/L}$)	50~160	40~68	46~160	45~70
研究时段	过去 200 年	过去 2000 年	过去 500 年	过去 500 年

为湖水总磷浓度发生较大变幅后又在短期内迅速恢复到本底水平^[97]。然而,最近50年来该区域湖泊持续富营养化,强度超出了历史时期的任何时段。分析其原因可能与人为闸坝建设阻断江湖联系密切相关,湖泊的围垦和通江湖泊建闸延长了湖泊的换水周期,削弱了湖泊的自净能力,延长了溶解性营养盐在湖泊中的滞留时间。百年尺度上气候和人类活动对龙感湖营养物质演化的定量研究表明,1950年之前气候变化是控制龙感湖营养状态变化的主要因素,但1950年以后人类活动成为主导因素,其对沉积物总磷和湖水总磷变率的贡献已分别占到总量的60%和57%^[98]。

总之,湖泊环境指标体系复杂,有陆源、内源、混源、人类活动影响等信息,导致环境解释时有多解性和不确定性,因此,需要多环境指标的综合判识。湖泊沉积作为过去全球变化研究的重要信息载体,受到全球、区域、局部等不同类型和多因素影响,表现出湖泊环境变化有不同时间尺度上的规律与驱动机制上的差异。如何准确地理解湖泊环境变化的各种过程与驱动机制,是当今地球科学界研究的热点,其深入发展也势必带来科学上更多新认识和新思想。

4 研究展望

以下提出湖泊时空演变与驱动机制研究亟待深入的若干领域^[99,100]。

4.1 加强湖泊环境指标的基础理论研究,深入理解环境指标的科学涵义

现有湖泊沉积多种环境指标研究发现,不同指标指示的环境意义十分复杂,单项指标或多或少都带有混合信息。为此,现阶段应在加强湖泊现代过程研究的基础上,深入理解指标的科学涵义,努力构建指标与环境要素的定量关系,力求在环境要素的定量化方面取得突破。如在流域范围内建立地表花粉-功能性植被-气候要素相关模型,定量解译湖泊沉积岩芯中孢粉指标反映的湖区气候特征;对湖泊中微体生物进行实验培养,建立其壳体微量元素与湖水盐度之间的定量关系,通过湖泊沉积岩芯中微体生物壳体的微量元素(如介形类壳体 Sr/Ca, Mg/Ca 等比值)定量重建湖水古盐度;利用生物标志化合物 UK³⁷, TEX⁸⁶ 定量重建湖泊古水温等。在古环境定量重建方法研究中引入数学方法,如采用典型对应分析(CCA)

获取环境变量的重要性及其方差排序等。

4.2 拓展高分辨率湖泊环境演化时间序列和空间分异规律的研究

湖泊具有地理覆盖面广和沉积连续的特点,是极佳的进行高分辨率环境演化研究的对象。要建立高分辨率环境演变的时间序列,对长时间尺度、缺失年层记录的湖泊沉积需要更加精确地测定年代,改进现有测年技术方法,适应迅速发展环境演变研究的需要。虽然20世纪80年代后期以来建立了多个湖泊的环境演化序列,但分辨率不一致,采用的环境指标也不尽相同,给湖泊环境演化序列的对比和环境演变空间分异规律的研究带来较大困难,目前无论在时间上还是在空间上都存在空白点,非常缺乏十万年以上的湖泊沉积记录,难以满足区域对比的要求。因此,急需选择关键的地段填补空白,例如东北高纬地区的湖泊,该地区是东亚季风与北极冰盖共同作用的敏感区,长时间尺度的湖泊沉积记载了东亚季风与北极冰盖交互作用的地质历史过程。又如三门峡地区,三门古湖的形成与消失及其和黄土高原形成、黄土堆积环境的关系,对研究东亚季风的形成、黄河水系的改变以及大地貌阶梯的发育都有着重要的意义,是开展构造-气候旋回研究不可多得的地点。

4.3 关注人类活动对湖泊环境的影响,提取湖泊沉积记载的流域事件信息

历史时期湖泊沉积记载了人与自然的相互作用的演变过程,基于湖泊沉积记录的连续性,可弥补历史记载的不足。然而,湖泊沉积记录的是自然演变和人类活动的混合信息,如何从环境指标中识别人类活动的信息,区分自然演变和人类活动影响的分量是湖泊沉积研究的重要方向之一。较长期以来有关人类活动与湖泊环境变化关系的研究,充其量只能定性判识人类影响的强弱,难以定量区分人类影响的分量。最近的研究表明,要分辨出人与自然的各自的影响分量,首先要分别建立定量表述人类活动的指标序列(如:人口、耕地等)、自然环境变化序列(如:温度、降水等)和湖泊环境定量变化序列(物理、化学、生物指标),通过综合模拟的方法区分自然演变和人类活动的分量。

当前我国湖泊的环境问题突出表现为湖泊富营养化和底泥复合污染,富营养化治理需要了解湖泊

的营养本底,利用湖泊沉积重建湖水的自然营养本底,以及营养水平不断升高的过程可为富营养湖泊提供不同阶段治理的目标.其次,对湖泊底泥中污染物类型和蓄积历史的研究,有助于发现和正确评价湖泊污染源的变化,从而为湖泊污染治理提供科学依据.

4.4 进一步加强中国第四纪湖泊数据库建设,推动古气候动力学研究

通过湖岸地貌、湖泊沉积和生物地层等地学证据恢复的湖泊水位记录以及区域湖泊水位的变化可以客观反映大气降水和有效湿度.国际湖泊数据库研究始于20世纪70年代后期,依据不同区域多个湖泊水位的同步变化,建立区域乃至全球性古湖泊数据

库,有可能提供全球变化的信息.全球古湖泊数据库已成功应用于恢复晚第四纪以来的气候和大气环流系统的时空变化,并为检验评价和改进大气环流模型提供了科学依据^[10].中国湖泊水位数据库(CLLDB)的研究处于起步阶段,中国湖泊众多,分布广泛,有关湖泊的第四纪研究为建立湖泊水位数据库提供了基础.中国第四纪湖泊水位数据库的研究可为重建东亚季风环流和季风时空变迁提供地质证据,为评价和改进古气候模型提供科学依据.其次,选择晚第四纪典型时段,进行古气候模拟,并运用区域湖泊水位资料,对模拟结果进行比较与验证,可揭示大气环流格局与水汽输送途径,对不同区域气候特点进行动力学阐述.

致谢 王苏民研究员审阅并修改了全文,在此深表感谢!

参考文献

- 1 沈吉,薛滨,吴敬祿,等.湖泊沉积与环境演化.北京:科学出版社,2010.1-476
- 2 王苏民,窦鸿身.中国湖泊志.北京:科学出版社,1998.1-580
- 3 Lehmkuhl F, Haselein F. Quaternary palaeoenvironmental change on the Tibetan Plateau and adjacent areas Western China and (Western Mongolia). *Quat Int*, 2000, 65/66: 121-145
- 4 李炳元.青藏高原大湖期.地理学报,2000,55:174-182
- 5 Shi Y F, Yu G, Liu X D, et al. Reconstruction of the 30-40 ka BP enhanced Indian monsoon climate based on geological records from the Tibetan Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclim Palaeoecol*, 2001, 169: 69-83
- 6 李炳元,张青松,王富葆.喀喇昆仑山-西昆仑山地区湖泊演化.第四纪研究,1991,11:64-71
- 7 Madsen D B, Ma H Z, Rhode D, et al. Age constraints on the late Quaternary evolution of Qinghai Lake, Tibetan Plateau. *Quat Res*, 2008, 69: 316-325
- 8 Long H, Lai Z, Fuchs M, et al. Late Quaternary palaeolake evolution in Tengger Desert of northern China: Timing and possible forcing mechanisms. *Glob Planet Change*, 2012, 92-93: 119-129
- 9 Pachur H J, Wünnemann B, Zhang H C. Lake evolution in the Tengger Desert, Northwestern China, during the last 40000 years. *Quat Res*, 1995, 44: 171-180
- 10 Zhang H C, Peng J L, Ma Y Z, et al. Late Quaternary palaeolake levels in Tengger Desert, NW China. *Palaeogeogr Palaeoclim Palaeoecol*, 2004, 211: 45-58
- 11 Yim W, Ivanovich M, Yu K. Young age bias of radiocarbon dates in pre-Holocene marine deposits of Hong Kong and implications for Pleistocene stratigraphy. *Geo-Mar Lett*, 1990, 10: 165-172
- 12 Bird M I, Ayliffe L K, Fifield L K, et al. Radiocarbon dating of "old" charcoal using a wet oxidation, stepped-combustion procedure. *Radiocarbon*, 1990, 41: 127-140
- 13 Briant R M, Bateman M D. Luminescence dating indicates radiocarbon age underestimation in late Pleistocene fluvial deposits from eastern England. *J Quat Sci*, 2009, 24: 916-927
- 14 顾兆炎,刘荣谟,安川克己,等.12000年来青藏高原季风变化——色林错沉积物地球化学的证据.科学通报,1993,38:61-64
- 15 李元芳.青藏高原西北部17000年以来的介形类及环境演变.地理学报,1994,49:46-54
- 16 Gasse F, Arnold M, Fontes J C, et al. A 13000 year climate record from western Tibet. *Nature*, 1991, 353: 742-745
- 17 Van Campo E, Gasse F. Pollen and diatom inferred climatic and hydrological changes in Sumxi Co Basin (western Tibet) since 13000 yr BP. *Quat Res*, 1993, 39: 300-313

- 18 郑绵平, 向军, 魏新俊, 等. 青藏高原的盐湖. 北京: 北京科学技术出版社, 1989
- 19 郑喜玉, 唐渊. 西藏盐湖. 北京: 科学出版社, 1988
- 20 薛滨, 于革, 王苏民. 中国不同区域 30000 a BP 以来湖泊水量变化特征. 第四纪研究, 2001, 21: 567
- 21 韩淑妮, 吴乃铸, 李志中. 晚更新世北疆内陆型气候环境变迁. 地理研究, 1993, 12: 47-54
- 22 闫顺, 穆桂金, 许英勤, 等. 新疆罗布泊地区第四纪环境演化. 地理学报, 1998, 53: 332-340
- 23 COHMAP Members. Climatic changes of the last 18000 years: Observations and model simulations. *Science*, 1988, 241: 1043-1052
- 24 Fang J Q. Lake evolution during the past 30000 years in China and its implication for environmental changes. *Quat Res*, 1991, 36: 37-60
- 25 于革, 薛滨, 王苏民, 等. 末次盛冰期中国湖泊记录及其气候意义. 科学通报, 2000, 45: 250-255
- 26 Ding Z L, Ranov V, Yang S L, et al. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 200: 387-400
- 27 Sun J M, Ding Z L, Liu T. Desert distributions during the glacial maximum and climatic optimum: Example of China. *Episodes*, 1998, 21: 28-30
- 28 Huang X Z, Chen F H, Fan Y X, et al. Dry late-glacial and early Holocene climate in arid central Asia indicated by lithological and palynological evidence from Bosten Lake, China. *Quat Int*, 2009, 194: 19-27
- 29 羊向东, 王苏民. 一万多年来乌伦古湖地区花粉组合及其古环境. 干旱区研究, 1994, 11: 7-10
- 30 吴玉书. 新疆罗布泊 F4 浅坑孢粉组合及意义. 干旱区地理, 1994, 17: 24-28
- 31 王苏民, 吉磊. 呼伦湖——古湖泊学研究. 合肥: 中国科技大学出版社, 1995
- 32 王苏民, 吴瑞金, 蒋新禾. 内蒙古岱海末次冰期以来的环境变迁与古气候. 第四纪研究, 1990, 90: 223-232
- 33 李华章, 刘清泗, 汪家兴. 内蒙古高原黄旗海、岱海全新世湖泊演变研究. 湖泊科学, 1992, 4: 31-39
- 34 周杰, 沈吉. 西部地区生态环境演变过程研究. 北京: 科学出版社, 2007
- 35 吴敬禄, 沈吉, 王苏民, 等. 新疆艾比湖地区湖泊沉积记录的早全新世气候环境特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33: 569-575
- 36 孙湘君, 林瑞芬. 新疆玛纳斯湖盆周围近 14000 年以来的古植被古环境. 第四纪研究, 1994, 14: 239-248
- 37 林瑞芬, 卫克勤, 程致远, 等. 新疆玛纳斯湖沉积柱样的古气候古环境研究. 地球化学, 1996, 25: 63-72
- 38 钟巍, 熊黑钢. 近 12 ka BP 以来南疆博斯腾湖气候环境演化. 干旱区资源与环境, 1998, 12: 29-35
- 39 秦伯强, 于革. 亚洲内陆湖泊在 18 ka BP 及 6 ka BP 的水位变化及其指示意义. 科学通报, 1997, 42: 2586-2596
- 40 Chen F H, Yu Z C, Yang M L, et al. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quat Sci Rev*, 2008, 27: 351-364
- 41 Jin L Y, Chen F H, Morrill C, et al. Causes of early Holocene desertification in arid central Asia. *Clim Dyn*, 2011, doi: 10.1007/s00382-011-1086-1
- 42 Zhang P, Cheng H, Edwards R L, et al. A test of climates and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. *Science*, 2008, 322: 940-942
- 43 Chen F H, Chen J H, Holmes J, et al. Moisture changes over the last millennium in arid central Asia: A review, synthesis and comparison with monsoon region. *Quat Sci Rev*, 2010, 29: 1055-1068
- 44 陈发虎, 陈建徽, 黄伟. 中纬度亚洲现代间冰期气候变化的“西风模式”讨论. 地学前缘, 2009, 16: 23-32
- 45 陈发虎, 黄伟, 靳立亚, 等. 全球变暖背景下中亚干旱区降水变化特征及其空间差异. 中国科学: 地球科学, 2011, 41: 1647-1657
- 46 郑喜玉, 张明刚, 董继和, 等. 内蒙古盐湖. 北京: 科学出版社, 1992
- 47 李容全. 内蒙古高原湖泊与环境变迁. 北京: 北京师范大学出版社, 1990
- 48 李秉孝, 蔡碧琴, 梁青生. 吐鲁番盆地艾丁湖沉积特征. 科学通报, 1989, 34: 608-610
- 49 Shen J, Wang S M, Wang Y, et al. Uplift events of the Qinghai-Tibetan Plateau and environmental evolution of the southwest monsoon since 2.7 Ma, recorded in a long lake sediment core from Heqing, China. *Quat Int*, 2010, 218: 67-73
- 50 Whitmore T J, Brenner M, Song X L. Environmental implications of the late Quaternary diatom history from Xingyun Hu, Yunnan Province, China. In: Kocielek J P, ed. Proceedings of the 11th International Diatom Symposium, *Memoirs of the California Academy of Sciences*, 1994, 17: 525-538
- 51 Hodell D, Brenner M, Kanfoush S L, et al. Paleoclimate of southwestern China for the past 50000 yr inferred from lake sediment records. *Quat Res*, 1999, 52: 369-380
- 52 沈吉, 杨丽原, 羊向东, 等. 全新世以来云南洱海流域气候变化与人类活动的湖泊沉积记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 130-138
- 53 吴瑞金, 项亮, 钱君龙. 云南滇池近代环境恶化的沉积记录. 见: 中国科学院南京地理与湖泊研究所集刊(13). 北京: 科学出版社, 1995. 1-10
- 54 Jarvis D I. Pollen evidence of changing Holocene monsoon climate in Sichuan Province, China. *Quat Res*, 1993, 39: 325-337

- 55 Walker D. Late Pleistocene-early Holocene vegetational and climatic changes in Yunnan Province, southwest China. *J Biogeogr*, 1986, 13: 477-486
- 56 孙湘君, 吴玉书. 云南滇池地区全新世以来植被及环境变迁历史. 见: 中国-澳大利亚第四纪学术讨论会论文集. 北京: 科学出版社, 1987. 28-41
- 57 Swain A M, Kutzbach J E, Hastenrath S. Estimates of Holocene precipitation for Rajasthan, India, based on pollen and lake-level data. *Quat Res*, 1983, 19: 1-17
- 58 云南植被编写组. 云南植被. 北京: 科学出版社, 1987. 417, 771-773
- 59 黄第藩, 杨世倬, 刘中庆, 等. 长江下游三大淡水湖的湖泊地质及其形成与发展. *海洋与湖沼*, 1965, 7: 396-426
- 60 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会. 中国自然地理·历史自然地理. 北京: 科学出版社, 1982. 123-130
- 61 孙顺才, 黄漪平. 太湖. 北京: 海洋出版社, 1993. 1-271
- 62 苏守德. 鄱阳湖成因与演变的历史论证. *湖泊科学*, 1992, 4: 40-47
- 63 窦鸿身, 姜家虎. 洞庭湖. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2000. 1-340
- 64 窦鸿身, 姜家虎. 中国五大淡水湖. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2003. 1-299
- 65 景存义. 洪泽湖的形成与演变. *河海大学学报*, 1987, 15
- 66 安芷生, 刘晓东. 东亚季风气候的历史与变率. *科学通报*, 2000, 45: 238-249
- 67 安芷生, Porter S, Kukla K, 等. 最近 13 万年黄土高原季风变迁的磁化率证据. *科学通报*, 1990, 35: 529-532
- 68 郭正堂, 刘东生, 安芷生. 渭南黄土沉积中十五万年来的古土壤及其形成时的古环境. *第四纪研究*, 1994, 14: 256-269
- 69 刘东生, 丁仲礼. 二百五十万年来季风环流与大陆冰量变化的阶段性耦合过程. *第四纪研究*, 1992, 12: 12-23
- 70 Ding Z, Liu T, Rutter N, et al. Ice-volume forcing of East Asian winter monsoon variations in the past 800000 years. *Quat Res*, 1995, 44: 149-159
- 71 丁仲礼, 余志伟. 第四纪时期东亚季风变化的动力机制. *第四纪研究*, 1995, 1: 63-74
- 72 李吉均, 方小敏. 青藏高原隆升与环境变化研究. *科学通报*, 1998, 43: 1569-1574
- 73 安芷生, 张培震, 王二七, 等. 中新世以来我国季风-干旱环境演化与青藏高原的生长. *第四纪研究*, 2006, 26: 678-693
- 74 刘晓东, 李力, 安芷生. 青藏高原隆升与欧亚内陆及北非的干旱化. *第四纪研究*, 2001, 21: 114-122
- 75 施雅风, 李吉均, 李炳元. 青藏高原晚新生代隆起与环境变化. 广州: 广东科技出版社, 1998. 1-463
- 76 沈吉, 肖海丰, 王苏民, 等. 云南鹤庆深钻揭示的区域气候轨道尺度演化. *科学通报*, 2007, 52: 1168-1173
- 77 沈吉, 吕厚远, 王苏民, 等. 错鄂孔深钻揭示的青藏高原中部 2.8 Ma 以来环境演化及其对构造事件响应. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34: 359-366
- 78 潘保田, 苏怀, 胡春生, 等. 兰州地区 1.0 Ma 黄河阶地的发现和阶地形成时代的重新厘定. *自然科学进展*, 2006, 16: 1411-1418
- 79 王苏民, 吴锡浩, 张振克, 等. 三门古湖沉积记录的环境变迁与黄河贯通东流研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31: 760-768
- 80 Li J, Xie S, Kuang M. Geomorphic evolution of the Yangtze Gorges and the time of their formation. *Geomorphology*, 2001, 41: 125-135
- 81 肖霞云, 沈吉, 王苏民, 等. 鹤庆深钻孢粉记录揭示的 2.78 Ma 以来的植被演替与气候变迁. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37: 778-788
- 82 An Z S, Clemens S C, Shen J, et al. Glacial-Interglacial India Summer Monsoon dynamics. *Science*, 2011, 333: 719-723
- 83 An Z S. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 171-187
- 84 Berger A, Loutre M. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat Sci Rev*, 1991, 10: 297-317
- 85 Shen J, Liu X Q, Wang S M, et al. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18000 years. *Quat Int*, 2005, 136: 131-140
- 86 薛滨, 于革. 中国末次冰盛期以来湖泊水量变化及古气候变化机制解释. *湖泊科学*, 2005, 17: 35-40
- 87 姚檀栋, 施雅风, 秦大河, 等. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1997, 27: 447-452
- 88 王文远, 刘嘉麒, Negendank J, 等. 热带湖光岩玛珥湖记录的末次冰消期东亚夏季风两步式的变化. *科学通报*, 2000, 45: 860-864
- 89 王有清, 姚檀栋. 冰芯记录中末次间冰期-冰期旋回气候突变事件的研究进展. *冰川冻土*, 2002, 24: 550-558
- 90 Alley R, Mayewski P, Sowers T, et al. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 1997, 25: 483-486
- 91 O'brien S, Mayewski P, Meeker L, et al. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 1995, 270: 1962-1964
- 92 Campbell I, Campbell C, Apps M, et al. Late Holocene approximately 1500 yr climatic periodicities and their implications. *Geology*, 1998, 26: 471-473
- 93 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, 22: 1300-1308
- 94 陈发虎, 朱艳, 李吉均, 等. 民勤盆地湖泊沉积记录的全新世千年尺度夏季风快速变化. *科学通报*, 2001, 46: 1414-1419

- 95 Shen J, Jones R, Yang X, et al. The Holocene vegetation history of Lake Erhai, Yunnan Province southwestern China: The role of climate and human forcings. *Holocene*, 2006, 16: 265–276
- 96 羊向东, 沈吉, 董旭辉, 等. 长江中下游浅水湖泊历史时期营养态演化及湖泊生态响应——以龙感湖与太白湖为例. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2005, 35(增刊 2): 45–54
- 97 Liu E F, Yang X D, Shen J, et al. Environmental response to climate and human impact during the last 400 years in Taibai Lake catchment, middle reach of Yangtze River, China. *Sci Total Environ*, 2007, 385: 196–207
- 98 Yang X D, Anderson N, Dong X H, et al. Surface sediment diatom assemblages and epilimnetic total phosphorus in large, shallow lakes of the Yangtze floodplain: Their relationships and implications for assessing long-term eutrophication. *Freshwater Biol*, 2008, 53: 1273–1290
- 99 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: 579–587
- 100 沈吉. 湖泊沉积研究的历史进展与展望. *湖泊科学*, 2009, 21: 307–313
- 101 于革. 全球晚第四纪湖泊数据库的研究. *湖泊科学*, 1997, 9: 193–202