

河西走廊东段湖泊旋回及其古气候意义*

王乃昂 李吉均 穆得芬 高顺尉

(兰州大学地理科学系, 兰州 730000)

提 要 以河西走廊东段石羊河尾间青土湖为例, 通过对志云村剖面沉积气候记录的研究, 证实季风边缘区百年以上时间尺度的气候变化, 具有暖湿、冷干的阶段性特征. 自 6000aBP 以来, 河西走廊东段湖泊旋回经历了四次湖退和三次湖进过程. 除最后一次湖退直至干涸受人类活动影响较大外, 其它主要是气候阶段性变化的结果. 青土湖全新世中期以来的演变, 具有沉积连续、沉积速率大和分辨率高的特点, 不仅可以作为古环境与古气候变化的自然记录, 而且可根据湖泊沉积旋回揭示东亚季风的强度变化.

关键词 全新世 湖泊旋回 气候变化 人类活动 河西走廊

分类号 P532 P343.3

季风边缘区内陆河终端封闭湖泊, 以其生态脆弱性和气候敏感性在过去几千年全球环境研究中占据重要的地位, 受到古气候和古环境学者的密切关注. 为全面开展河西走廊生存环境演变及其人地关系调控的科学研究, 近年来作者对走廊东段石羊河中下游的白碱湖、青土湖、昌宁湖、武始泽、苏武山盐池等古湖沼进行了考察, 并对青土湖志云村剖面系统采样, 获得了湖泊进退与气候阶段性变化相联系的沉积证据, 兹将研究结果和主要结论分述于后.

1 湖泊历史地理概况

青土湖位于腾格里沙漠西北缘、甘肃省民勤县东北 70km 处(图 1), 湖区属石羊河干三角洲, 海拔高度约 1292 - 1310m. 该区年平均气温 7.8℃, 年降水量 110mm 左右, 蒸发量达 2600mm 以上, 属温带大陆性干旱荒漠气候. 自先秦以来, 青土湖就是古猪野泽湖群的一部分. 猪野泽是河西走廊东段石羊河水系的终端湖泊, 由于其在全新世中后期分化解体为不少古湖泽群^[1], 因之历代史书对于它的名称、方位等记述颇多含混不详之处.《尚书·禹贡》称之为:“原隰底绩, 至于潞野.”这是迄今可见到的对于“潞野”最早的记载. 据《孔传》云:“大野, 泽名. 水所停日潞.”由此可见, “潞野”应指当时石羊河下游一片汪洋巨泽而言. 石羊河旧称“谷水”, 《汉书·地理志》记载:“姑臧(今武威市), 南山(即祁连山), 谷水所出, 北至武威(今勤县北 40km 之红柳园一带)入海, 行七百九十里(折合今里约为 330km).”“武威县”条下又云:“休屠泽在东北, 古文以为猪野泽.”“休屠”一词是指古代活动于石羊河中下游地区的一支匈奴人部落的名称, “休屠泽”显是由于休屠部落而得名.

成书于三国时代的《水经》云:“都野泽在武威县东北”. 北魏郦道元(466 或 472 - 527 年)注曰:“(武威)县在姑臧城北三百里(折合今里约 130km), 东北即休屠泽也.《古文》以为猪野

* 国家自然科学基金重点项目(49731010)和教育部博士点专项科研基金资助.
收稿日期:1998-04-09. 收到修改稿日期:1998-12-17. 王乃昂, 男, 1962 年生, 博士, 副教授.

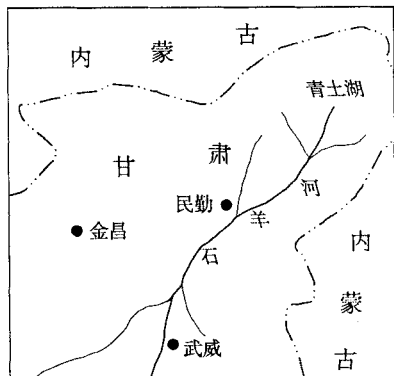


图 1 青土湖地理位置略图

Fig.1 Sketch showing
the position of Qingtu Lake

也。其水上承姑臧武始泽，泽水二源，东北流为二水，迳姑臧县故城西，东北流，水侧有灵渊池……泽水又东北流迳马城东，城即休屠县之故城也，本匈奴休屠王都，谓之马城河。又东北与横水（今杨家坝河）合，水出姑臧城下，武威郡，凉州治。其水侧城北流，注马城河。河水又东北，清涧水（今白塔河）入焉，俗亦谓之五涧水也，水出姑臧城东，而西北流注马城河。河水又与长泉水（今红水河）合，水出姑臧东揆次县，……又东北迳武县故城东。汉武帝太初四年，匈奴浑邪王杀休屠王，以其众置武威县武威郡治，王莽更名张掖。《地理志》曰：谷水出姑臧南山，北至武威入海。届此水流两分，一水北入休屠泽，俗名西海；一水又东迳一百五十里（折合今里约 65km）入猪野，世谓之东海。通谓之都野矣。”这里的“东海”即今白碱湖，为大东河所汇；“西海”即青土湖前身，为大西河

所汇。1996 年 7 月，作者在青土湖考察期间，于湖区东部沙丘间湖相地层采得蜗牛化石，经测试¹⁴C 年代为 $1800 \pm 90\text{aBP}$ ，证明东汉后期石羊河终端尾间湖泊已分化为两个互不相接的水域。据卫星影像判析和地形图量算^[2]，青土湖当时的面积约有 125km^2 。

唐宋以来，“西海”改称“白亭海”。公元 751 年，唐朝哥舒翰曾建立白亭军于白亭湖畔。宋《太平寰宇记》卷 152 白亭海条记云：“白亭水色洁白，因以为名，又东有狄迺海（白碱湖）。”至明洪武十六年（1383 年），始称青土湖，并出产湖盐。据《镇番遗事历鉴》卷一记载：“（明）太祖洪武十六年癸亥，鞑人驱驼逾境，于青土湖掠盐，因飓风迷途忘其归路，至白圪塔井，与墩军相逢，干戈相交，鞑人死伤惨重，惊惧逃奔。”自有清一代，青土湖曾几度干涸。《甘肃通志稿》中记载，康熙六年（1667 年）“镇番卫（今民勤县）白海子水涸，初，海中孽生鱼甚繁，民借之聊生，后竟无寸鳞，至是水尽涸。”至康熙三十九年（1700 年）白亭海又“水潮丈余，井水泛滥”。成书出版于乾隆元年（1736 年）的《甘肃通志》卷 6 镇番县条内云：“柳林湖，在县东北一百二十里……青土湖，在县东北二百里境外，芊草最盛。”著录的大小湖泊计有 10 个之多，说明经历明清两代灌溉农业的发展，湖区来水量日益减少，湖面缩小而分散，已失去自然湖泊的特色。成书于道光五年（1825 年）的《镇番县志》也记载：“柳林湖，距县一百二十里，雍正五年（1727 年）试种开垦。由柳林中渠而北为青土湖。”清同治七年（1868 年），县令黄昶由沙山嘴避开西倾倒口、力开新河，导水直达南河口，大西河废弃，青土湖遂枯竭干涸为畜牧区。成书于 1919 年的《续修民勤县志》上说：“青土湖，旧志第记其名，盖尔时不过畜牧之地。”只是由于本世纪初年大西河特大洪水的汇集，再次形成石羊河终端晚近出现的最大湖泊，故上书接写道：“近数十年来水势浩大，凡西河失陷之水，俱由大、小西河经莱伏山稍折东北流贯其中，东西三四十里，南北四五十里。”其后再无洪水注入，至 50 年代完全干涸。可见，青土湖以至石羊河下游终端湖泊的最终消失，除与气候干旱化趋势^[3,4]有关外，主要原因应系石羊河上游大量人工截水及下游人工改道使然。

2 样品采集与测试分析

已如上述，青土湖自本世纪 50 年代以来已完全干涸，仅残留有东平湖、野麻湖、叶绿草湖、

西硝池和东硝池等盐碱滩地或沼泽性草滩,大部分已被流沙所覆盖或人工垦殖.本文选择的志云村剖面(39°03'N, 103°40'E)位于青土湖东南部湖滨,西南距中渠乡 6km(图 1).剖面顶部海拔 1309m,采样厚度 4.5m.全剖面共采集 51 组样品,方式为不等距.一般情况下,湖相层每 5cm 采一个样品,但颜色、物质粗细及结构变化大的层位加密采集样品,上部非湖相层每 10cm 采一个样品.样号由下向上增加.剖面用于¹⁴C 测年的样品岩性均为腐殖淤泥或泥炭,全剖面共测得 6 个¹⁴C 年龄数据,由兰州大学地理科学系采用常规¹⁴C 测年法测试提供.从图 2 可以看到,志云村剖面的层位深度与其¹⁴C 年龄之间有良好的线性关系.经过计算得出回归方程 $y = 0.05x + 137$,相关系数 $r = 0.95$.因此,剖面其他层位年龄数据可以通过线性内插获得.

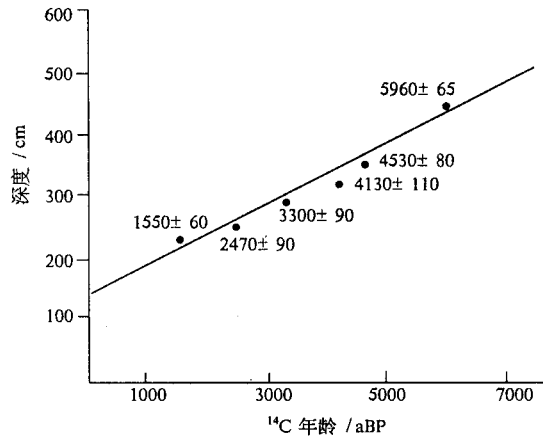


图 2 青土湖志云村剖面深度与¹⁴C 年龄关系

Fig. 2 The relationship of profile depth and its chronology of ¹⁴C in Zhiyun Village, Qingtu Lake

青土湖北侧自东向西横亘着北山、黑尖山、刘家山等剥蚀残山,海拔均在 1470m 以上,形成湖区的北部屏蔽.湖区西部斜列着黑山、毛条山、红山梁等 1370 - 1530m 的山梁,湖区南部则为民勤绿洲和狼跑泉山.湖区东部为西红山、黄毛井山等组成的一

片剥蚀残山,高出湖区 15 - 70m 不等,与东部白碱湖相隔开.此一封闭湖泊,据野外考察和室内测试分析,干涸之前主要为碳酸盐—硫酸盐型沉积,芒硝(NaSO_4)以“牛眼模式”出现于今东、西硝池低洼之区.青土湖在千年时间尺度上的干涸历史,可以忽略新构造运动对湖盆轮廓的影响,湖面波动应是湖水体积变化的结果,即气候是决定湖泊水量平衡变化的主导因素.具体言之,降水量增多意味着湖泊来水量增多,将导致湖面上升、湖泊扩张;反之,降水减少将导致湖面下降、湖泊退缩.为获得湖泊进退的沉积证据,采用筛析法分析了所采集样品中的 51 块,得到 6 个等级的粒度资料.此外,还采用滴定法测试了样品的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值、 Cl^- 含量和有机质含量,用气量法测试了样品的 CaCO_3 含量,用酸度计测试了 pH 值,以之作为气候代用资料^[5].

3 湖泊沉积旋回反映的气候变化

人们利用动物化石群、还原性原生颜色、含碳质和细纹层状构造等综合标志,把岩石层序的概念,发展为判别湖泊成因的特征相序.一种类型是沉积物由剖面下部向上变粗,反映湖滨带粗碎屑沉积在湖心细粒物质之上,指示湖面下降、湖泊退缩;另一种类型是由陆相到湖相的变化,即层序特征是上细下粗,反映湖面上升、湖泊扩展,陆源碎屑停止沉积.湖泊扩张与退缩型单元在剖面内由下而上的组合,就是湖泊沉积旋回.青土湖志云村剖面沉积连续,湖积物中粉砂、粘土($>4\phi$)的含量在 50% - 99% 之间,具有显著的粗细变化(图 3).因此,根据上述湖泊

沉积层序模式,可将青土湖全新世中期以来的湖面波动过程划分为 7 个旋回阶段:

(1) 6000 - 5000aBP 的湖退.即剖面下部 4.0 - 4.5m 处,湖积物呈灰白色,未见螺化石.此阶段湖泊沉积速率为 $0.63\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$,粉砂、粘土所占比重由 83.5% 减少为 76.9%,粒度组成由细变粗,所以定为湖退过程.反映入湖河流来水量减少,气候变干,夏季风南撤,应是第二新冰期颤动的结果.

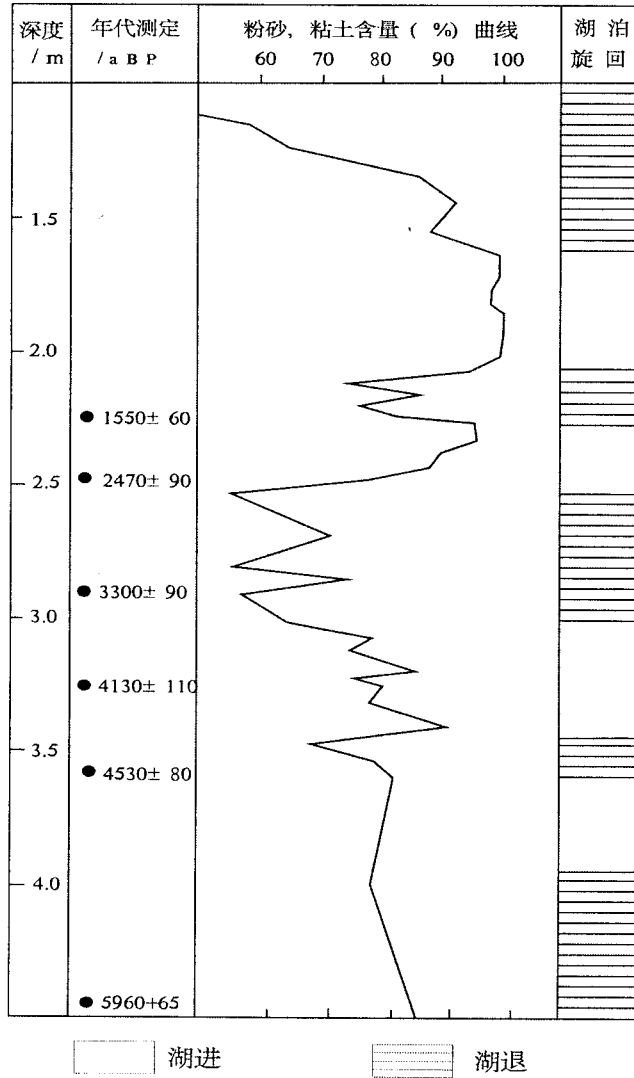


图 3 青土湖粒度变化曲线与沉积旋回

Fig. 3 The variation curve of grain size and sedimentary cycle in Qingtu Lake

(2) 5000 - 3800aBP 的湖进.深度在 3.1 - 4.0m 处,湖积物多呈灰白色,夹有 5 层灰黑色腐殖淤泥.剖面中含有大量螺化石,腐殖淤泥中尤多.此期湖泊沉积速率为 $0.76\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$,粉砂、粘土所占比重介于 67.5% - 90.8%,平均为 78.8%,在千年尺度上处于湖进状态.表明当

时河流量较大,有较多的泥沙随河水带入湖区,反映了流域降水量较多,夏季风势力加强北进.但在 4400aBP 前后,存在一次百年尺度左右的湖退.

(3) 3800 - 2500aBP 的湖退.深度在 2.56 - 3.1m 处,湖积物上层(2.56 - 2.88m)呈灰白色,下层(2.93 - 3.1m)为棕黄色或黄色,中间夹有一层灰黑色腐殖淤泥(2.88 - 2.93m),内含螺化石.湖泊沉积速率为 $0.47\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$,粉砂、粘土含量介于 54.3% - 77.1% 之间,平均值为 57.5%,是全剖面最低者,即粒度最粗.此一湖退过程,显然与第三新冰期夏季风南撤、气候变干冷有关.

(4) 2500 - 1720aBP 的湖进.深度在 2.31 - 2.56m 处,湖积物呈灰黑色(下层)和灰白色(上层),可见棕褐色根孔,含小型螺化石.沉积速率为 $0.23\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$,粉砂、粘土所占比重由 54.3% 增加到 95.1%,明显处于湖进过程,应与春秋战国、秦汉温暖气候有关.

(5) 1720 - 1370aBP 的湖退.深度在 2.15 - 2.31m 处,湖积物呈灰白、黑色及青灰色,含有螺类化石.湖泊沉积速率约为 $0.20\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$,粉砂、粘土比重变化于 73.8% - 84.6% 之间,平均为 79.6%,较前变粗.此期湖退过程,应是魏晋南北朝(公元 220 - 580 年)气候变干冷的结果.但公元四、五世纪之际,可能出现过一次气候回暖、降水增多的事件^[5].

(6) 1370 - 1070aBP 的湖进.深度大致为 1.7 - 2.1m,湖积物多呈红褐色,反映当时为浅水暖环境.湖泊沉积速率约为 $1.33\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$,是全剖面最大值,表明河水来沙量较大.粉砂、粘土含量高达 98.3%,粒度组成之细,应属湖进过程的产物.

(7) 1070aBP 以后的湖退至干涸.宋元以后,全球气候进入现代小冰期,本区气候日见干冷.至清代前期,青土湖已分化解体,并逐渐干涸成陆,变为风水两相或风沙堆积,即灰黄色细砂夹薄层浅红色粘土.此一过程主要与灌溉农业发展、人工河流改道及围湖造田有关.

4 结论与讨论

综上所述,河西走廊东段湖泊沉积旋回与气候变化可以分为 7 个特征期,即:(1)6000 - 5000aBP 的湖退干冷期(第二新冰期);(2)5000 - 3800aBP 的不稳定湖进暖湿期;(3)3800 - 2500aBP 的稳定湖退干冷期(第三新冰期);(4)2500 - 1720aBP 的湖进暖湿期;(5)1720 - 1370aBP 的不稳定湖退干冷期;(6)1370 - 1070aBP 的湖进暖湿期;(7)1070aBP 以来的湖涸干冷期(现代小冰期).研究表明,封闭湖泊湖面波动对气候变化尤其是水分变化具有高灵敏的指示性^[4,6].本文从湖泊沉积旋回的角度,进一步证实季风边缘区石羊河终端尾间湖泊百年以上的时间尺度的湖面波动,不仅标志着河西走廊东段气候环境的演变历程,而且对全球变化亦有很好的佐证意义.

地貌与沉积物分析表明,导致古猪野泽湖群萎缩干涸的自然原因,是全新世中期以来气候旱化现象导致河流来水量不断减少使然,历史时期人类活动、尤其是明清两代灌溉农业发展、人工分段截引石羊河中上游水量则起着加快这一进程的作用.作者认为,季风边缘区旱化趋势不是一个孤立的现象,它与第四纪中期青藏高原隆升至 3000m 以上的冰冻圈高度,现代东亚季风定型^[7]、大陆性日益强化有着密切的关系.这一区域特征与全球气候变化相交织,从而决定了河西走廊东段气候干湿变化的成因模式.即在百年以上时间尺度上,全球变暖而夏季风增强,从而导致季风边缘区多雨偏湿,湖泊扩张;反之,全球变冷则季风边缘区多趋干旱,湖泊退缩.由于全新世高温期以来,全球气候温暖期愈来愈短,温暖程度愈来愈低^[8],直至出现现代小

冰期,因此季风边缘区旱化现象是一个自然历史过程.诚然,这种旱化过程不是直线型的,而是具有显著的阶段性特征.特别是多种时间尺度的冷暖、干湿变化相互叠加会形成复杂的组合关系,故在一定时段内旱化现象可以不甚明显,甚至转而有湿润趋向都是可能的.例如公元四、五世纪百年尺度上的气候变暖^[5]和河湖水量增多,即出现于魏晋南北朝更大尺度上的气候干冷湖退期中.

参 考 文 献

- 1 冯绳武.民勤绿洲的水系演变.地理学报,1963,29(3):241-249
- 2 李并成.猪野泽及其历史变迁考.地理学报,1993,48(1):55-60
- 3 张兰生.我国西部和华中更新世以来湿润状况的变化.见:邹进上主编.气候学研究——“天、地、生”相互影响问题.北京:气象出版社,1989.98-103
- 4 施雅风.山地冰川与湖泊萎缩所指示的亚洲中部气候干暖化趋势与未来展望.地理学报,1990,45(1):1-13
- 5 王乃昂,李吉均,曹继秀等.青土湖近6000年来沉积气候记录研究——兼论四、五世纪气候回暖.地理科学,1999,19(2):119-124
- 6 李栓科.中昆仑山区封闭湖面波动及其气候意义.湖泊科学,1992,4(1):19-30
- 7 王乃昂.关于东亚季风演变的问题讨论.海洋地质与第四纪地质,1998,18(3):1-12
- 8 竺可桢.中国近五千米气候变迁的初步研究.中国科学,1973,(2):291-296

Lake Cycle and Its Paleoclimatic Significance in Eastern Hexi Corridor

WANG Nai'ang LI Jijun MU Defen GAO Shunwei

(Department of Geography, Lanzhou Univeisity, LanZhou 730000)

Abstract

A preliminary study on the advance and retreat of Qingtu Lake, Hexi Corridor and the sedimentary climatic records of Zhiyun Village profile has been made through comprehensive analysis. The study shows that the modes characteristics of climatic change in Eastern Hexi Corridor was provided with the corresponding relationship of warm-moist and cold-dry during the scale longer than hundreds of years. As a result of periodicity of climatic change and human activities, Qingtu Lake cycle has undergone a cycle since 600aBP with four lake-retreat and three lake-advance stages. In brief, the evolution of lakes in Eastern Hexi Corridor is characterized by sedimentary continuity, faster sedimentary rate and higher resolution, which not only can indicate the paleoenvironmental and climatic change in Holocene, but also can reflect the intensity of Eastern Asia monsoon.

Key Words Hexi Corridor, Holocene, lake cycle, climatic change, human activity