

晚第四纪“吉兰泰-河套”古大湖的初步研究

陈发虎, 范育新, 春喜, D.B. Madsen, C.G. Oviatt, 赵晖, 杨丽萍 孙洋

兰州大学西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000;

Texas Archeological Research Laboratory, University of Texas, Austin, TX 78712, USA;

Department of Geology, Kansas State University, Manhattan, KS 66506, USA;

中国科学院寒区旱区环境与工程研究所沙漠与沙漠化开放实验室, 兰州 730000

E-mail: fhchen@lzu.edu.cn

2007-10-22 收稿, 2008-03-04 接受

国家自然科学基金创新群体计划(批准号: 40421101)、科技部国际合作项目(批准号: 2002CB714004)、国家自然科学基金重点项目(批准号: 90502008)和国家自然科学基金面上项目(批准号: 40502016)资助

摘要 通过野外考察、探坑剖面观测和遥感影像分析, 发现吉兰泰盐湖周围存在高湖面遗留的地貌、沉积和生物证据。在海拔 1060, 1050, 1044 和 1035 m 共有 4 道古湖岸堤, 分别高出现代盐湖 37, 27, 21 和 12 m。在海拔 1070~1080 m 之间(高出现代盐湖 47~57 m)存在古湖滨砂砾石沉积, 若干地点保存有古湖岸堤形态; 在乌兰布和沙漠腹地的贺日木西尼也发现 1080 m 高程及其以下的湖滨砂砾石和典型湖相沉积, 以及从海拔 1050~1035 m, 长 11 km 的典型砂嘴。河套黄河南岸黄河水文站砂场、什拉召砂场也发现古湖岸堤, 杭锦旗巴拉贡砂场发现发育在冲洪积砂砾石层上的湖滨砾石沉积。沿狼山-阴山南麓若干剖面点发现湖岸侵蚀台地及湖滩岩和湖滨相沉积。在黄河进入河套的乌海附近发现水下三角洲沉积, 黄河出口的托克托台地存在典型湖相沉积。在湖滨沉积物中, 普遍保存有蓝蚬、萝卜螺和扁卷螺等水生软体动物壳体, 部分湖相细粒沉积物中也可见到介形虫壳体。出露较好的湖相沉积剖面具有典型的进积型垂向层序, 较高湖岸堤普遍保存有湖滩岩。这些证据说明, 曾存在一个覆盖吉兰泰和河套平原大部分地区的巨大古湖, 湖面海拔可达 1080 m, 建议称作“吉兰泰-河套”古大湖。光释光测年结果表明, 该古大湖存在于距今 5~6 万年前。海拔 1060~1035 m 间的 4 道湖岸堤代表了 5~6 万年到全新世早期期间的湖面波动, 而真正吉兰泰盐湖状态仅形成于距今 5500 年以来。“吉兰泰-河套”古大湖的发现, 对进一步深入研究河套地区晚第四纪黄河发育、乌兰布和-库布齐沙漠的形成演化以及区域气候变化和新构造运动都具有重要意义。

关键词

“吉兰泰-河套”古湖
湖岸堤
湖相沉积
晚第四纪
高湖面

吉兰泰盐湖位于阿拉善高原东北边缘, 构造上属于河套断陷盆地的一部分。河套断陷盆地是介于南部的鄂尔多斯高原-贺兰山和北部阴山山脉之间的新生代断陷盆地, 盆地中心沉积了巨厚的第四系湖相沉积^[1]。沿阴山山脉存在正断层, 山地相对快速抬升, 而沿河套平原南部边缘存在隐伏断裂^[2]。现代黄河从南向北经兰州-银川盆地流入河套平原后由西向东穿过河套平原, 然后由北向南经晋陕峡谷流出, 形成著名的黄河大拐弯(图 1)。河套平原位于中国现代

夏季风的边缘区, 年降水量从东向西变化于 300~100 mm 之间, 气候干旱, 乌兰布和沙漠和库布齐沙漠分别位于其东南和南部(图 1)。前人研究发现, 吉兰泰盐湖东岸存在全新世高湖岸堤^[3], 雷达遥感影像研究解译出吉兰泰盐湖西南外围存在三道湖岸堤^[4], 张虎才等人^[5]也提出吉兰泰周围存在高湖面的湖岸堤, 按照高程可能与河套平原相连。在河套平原东部的呼包盆地^[6], 从包头沿大青山前的二级台地^[7]到呼和浩特南部的托克托台地^[8,9]均发现了大量晚更新世

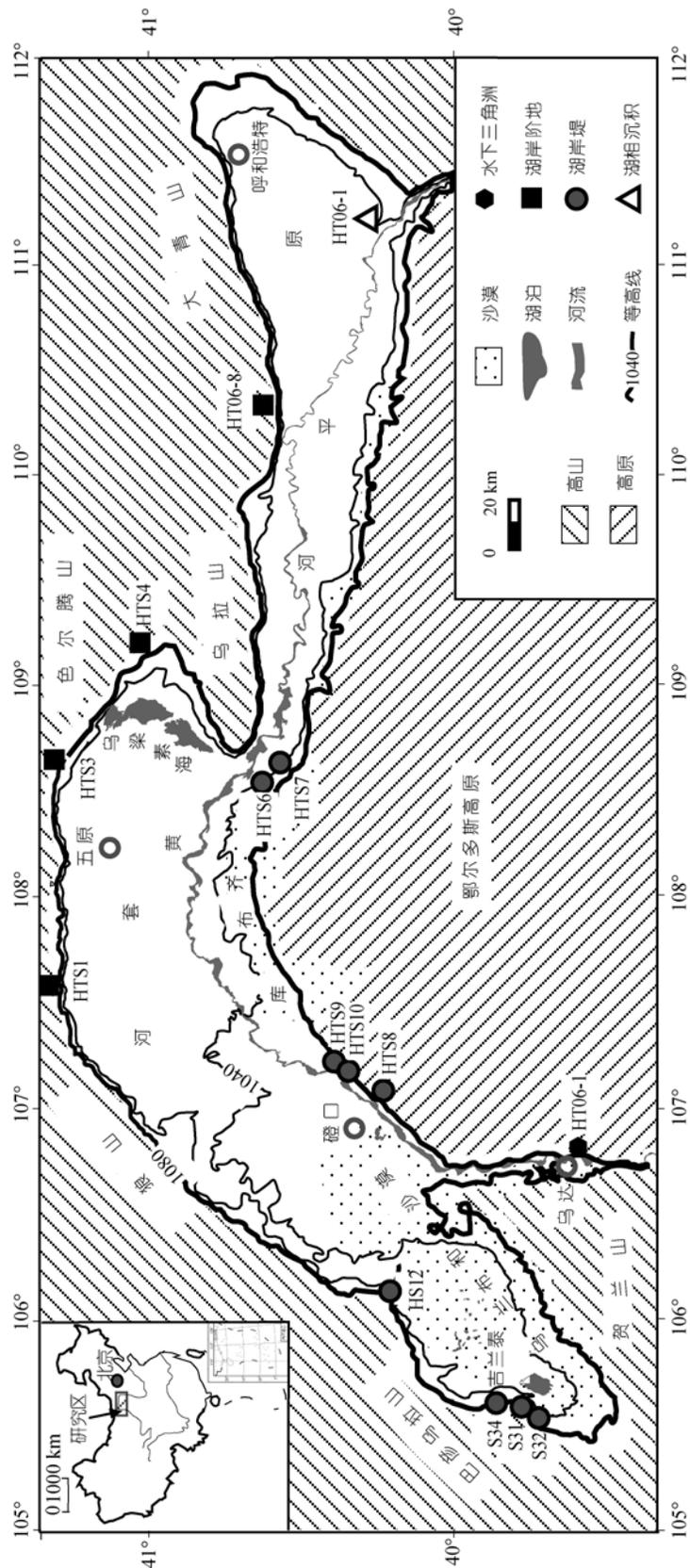


图1 吉兰泰-河套地区自然地理概况和高湖湖面遗迹野外考察点分布图

粗线是 1080 m 等高线, 图中山地和高原指海拔 1100 m 以上地区. 左上角内插图标出了研究区在中国北方的位置

的湖相沉积, 指示出可能存在晚更新世的“河套古湖”^[9]。吉兰泰和河套平原是否存在一个统一的巨大古湖泊是一个值得深入研究的重大区域环境问题。本文重点对吉兰泰盐湖周围地区以及河套盆地两侧的湖滨地貌、沉积和生物遗体组合进行了研究, 结合OSL和¹⁴C测年结果, 提出曾经存在一个可能覆盖吉兰泰和河套平原大部分地区的巨大古湖泊, 晚第四纪期间这一区域环境曾发生过重大调整。

1 研究方法

在初步考察的基础上, 室内通过遥感影像分析提取了古湖岸线的空间分布信息, 野外通过天然露头 and 人工探坑剖面, 研究湖泊(滨)沉积物的沉积特征和湖岸地貌的类型, 最终获得了湖滨地貌的空间分布。采用差分GPS测量了湖滨地貌的高程, 利用光释光(OSL)和¹⁴C测年方法获得了湖滨沉积物的年代结果。

在测量湖滨地貌的高程时, 以位于吉兰泰镇北约15 km的国家二级测量基准点(高程1103 m)为控制点, 采用麦哲伦ProMARK X测量型GPS接收机两台, 按照张凤举等人^[10]描述的方法测量吉兰泰周围主要湖岸堤的高程, 通过区域内另外2个国家二级高程基准点获得测量误差。最终GPS测高结果为3次测量的平均值, 最大误差0.5 m, 平均误差0.3 m。

鉴于干旱区湖岸堤缺少可供¹⁴C测年的有机质而无机碳酸盐(如贝壳)存在较大碳库效应等问题, 本文主要采用OSL测年方法建立湖滨沉积物的年代序列。早在20世纪90年代, Murray等人^[11]就通过有限样品的对比研究, 认为滨岸带沉积也可能是晒褪特别好的样品, 随后OSL测年技术被成功应用到澳大利亚Eyre湖岸沉积物的年代测定^[12]。近年来OSL测年技术已较普遍地应用到滨岸沉积物的年代测定中^[13~15]。年代学的研究揭示, 由于不规则衰退使得钾长石可能引起年龄低估问题^[16~19], 项目组成员也对比测试了不同粒径石英颗粒的OSL信号, 认为125~400 μm的石英颗粒能够给出湖滨沉积物形成的埋藏年代(另文报道)。因此, 本文采用粒径范围为125~300 μm的粗颗粒石英测量OSL年代。OSL测年在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所的OSL实验室中进行, 古剂量测量采用丹麦产Risø DA-15 OSL/TL reader完成,

剂量率是通过中子活化法测量了K, Th和U的含量, 进而根据这些元素与剂量率之间的转化函数^[20]计算的, 其中宇宙射线对剂量率的贡献按照Prescott和Hutton的函数^[21]计算。样品前处理是按照常规方法^[16]进行的。¹⁴C测年方法被应用到有机质含量较高的湖相沉积物。全有机质¹⁴C测年样品采用酸-碱-酸的前处理过程, 最后使用1220型低本底液闪计数仪测量, 测年结果使用CALIB 5.01程序(小于26000年测年)^[22]或者CalPal程序(大于26000年测年)^[23]校正成日历年(用Cal BP表示)。

2 吉兰泰-河套古湖存在的证据

2.1 古湖岸堆积地貌遗迹

湖岸堆积地貌包括了泥沙和砾石横向运动形成的沿岸堤(Longshore Levee)、水下砂堤(subaqueous Bar)、离岸砂坝(或称障壁砂坝、离岸堤, Barrier或Barrier Bar)和水下堆积阶地, 这些平行湖岸的堤状地形可统称为湖岸堤(embankment)^[24]。离岸砂坝顶面一般高出正常水位2~3 m^[24]。在吉兰泰盐湖西岸和西南岸存在多道围绕盐湖的古湖岸堤, 在不同信息源的遥感影像上呈现一系列以盐湖为中心近于平行或环带状的影纹¹⁾(图2)。野外考察发现, 这些湖岸堤在吉兰泰盐湖的西部和西北部保存比较连续, 在遥感影像上也能够分辨出来(图2(b), (c))。

根据差分GPS测高, 海拔1050和1060 m上下是吉兰泰盐湖外围的两级最主要的湖岸堤, 在ETM+遥感影像上清晰可见(图2(b)和(c))。野外考察发现, 在盐湖西岸的北砂场、西北岸沿新公路两侧、西南岸的道口梁一带均有连续分布(图3)。有的延伸长达20 km以上, 宽达20~30 m。主湖岸堤常常由2~3道次级湖岸堤组成, 如海拔1060 m的湖岸堤由两道平行的次级湖岸堤组成, 典型地点如靠近巴音乌拉山的库仑陶勒盖小山包一带(图3)。其中S42剖面所在的海拔1060 m湖岸堤分布在平坦的坡面上, 由两道平行的次级湖岸堤组成, 实测宽度100~150 m。这些湖岸堤的横剖面不对称, 向湖一侧较缓, 向岸一侧较陡并形成明显负地形, 在个别点还出现了泻湖沉积, 具备离岸砂坝的典型地貌特征。在海拔1050 m以下, 沿古湖湾分布两道湖岸堤, 差分GPS测高分别在1044 m(S16点, 图3)和1035 m上下(图2(c)), 它们延续短,

1) Yang L P, Chen F H, Chun X, et al. The Jartai Salt Lake shorelines in northwestern dryland China revealed by remote sensing images. *Journal of Arid Environments*, 2008 in press

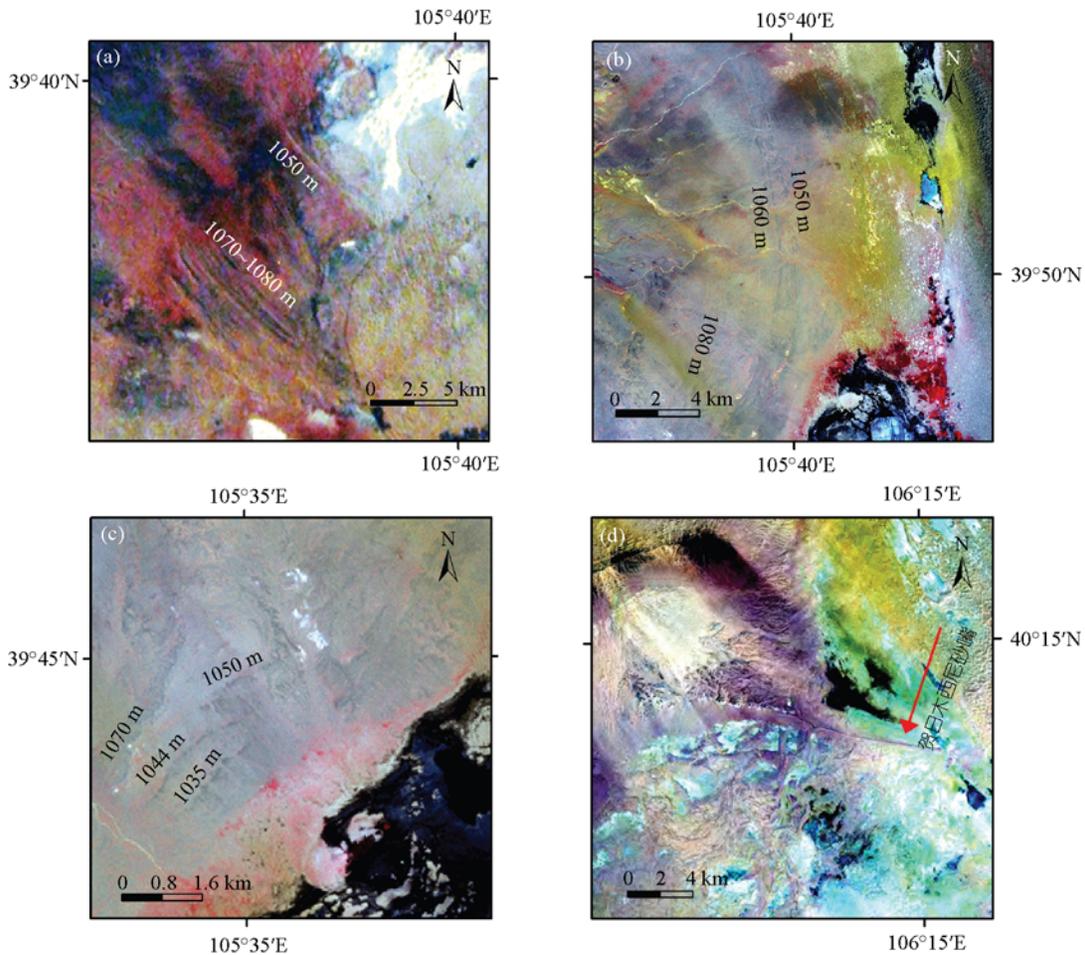


图2 吉兰泰盐湖古湖岸堤遥感影像

(a) NASA 图像显示的盐湖西南部海拔 1050 及 1070~1080 m 间多道湖岸堤影像; (b) 盐湖西北部海拔 1050, 1060 m 主湖岸堤 ETM+ 图像; (c) 盐湖西部 1050, 1044, 1035 m 低湖岸堤 ETM+ 影像; (d) 贺日木西尼典型砂嘴 TM 影像

规模小, 长仅 5 km 左右, 属于离岸砂坝类型. 在海拔 1060 m 以上的地方, 在盐湖西南岸金三角的西部保存有多道湖岸堤(图 2(a)), 海拔界于 1070~1080 m 间; 在盐湖西部个别地段保存有相对完整的湖岸形态, 如盐湖西岸 S32 到 S34 点之间, 其他地段的原始湖岸形态保存较差, 但钙质胶结的湖滨相砂砾石(湖滩岩)和软体动物壳体的存在指示这些位置曾经是湖泊边缘环境.

因此, 吉兰泰盐湖周围, 在海拔 1060 m 及以下至少存在 1035, 1044, 1050 和 1060 m 左右的几道古湖岸堤(图 3), 分别高出现代干盐湖湖床 12, 21, 27 和 37 m. 在 1060 m 以上存在的高出现代盐湖 47~57 m(海拔 1070~1080 m)的湖滨砂砾石沉积和湖岸堤, 是该地区保存的最高湖面遗迹.

吉兰泰盐湖之东北 70 km 处的贺日木西尼(图 1

中 HS12 点处)也发现海拔 1081~1050 m 之间的湖滨堆积和湖岸堤, 因长期的侵蚀, 地貌形态已经残缺不全. 河套平原黄河南岸的若干地点(图 1)发现了典型的湖滨堆积地貌, 湖岸堤高 3~5 m, 目前已成为当地建筑用砂的砂场, 因长期取砂地貌遗迹已经残缺不全, 但剖面的地层却清晰地指示了滨湖环境, 例如在磴口县三盛公桥东 5 km 处的黄河水文站砂场(见图 1 的 HTS9 和 HTS10 点), 古湖岸堤顶部海拔 1055 m, 延伸 10 余公里; 杭锦旗黄河南岸什拉召(图 1 中 HTS6 和 HTS7 点)也发现古湖岸堤, 海拔约 1045 m, 延伸 13 km.

2.2 砂嘴(Spit)遗迹

砂嘴是泥沙纵向运动形成的典型地貌 [25], 典型的砂嘴遗迹见于贺日木西尼. 贺日木西尼砂嘴由古湖岸边山嘴向现代乌兰布和沙漠腹地延伸(图 2(d)),

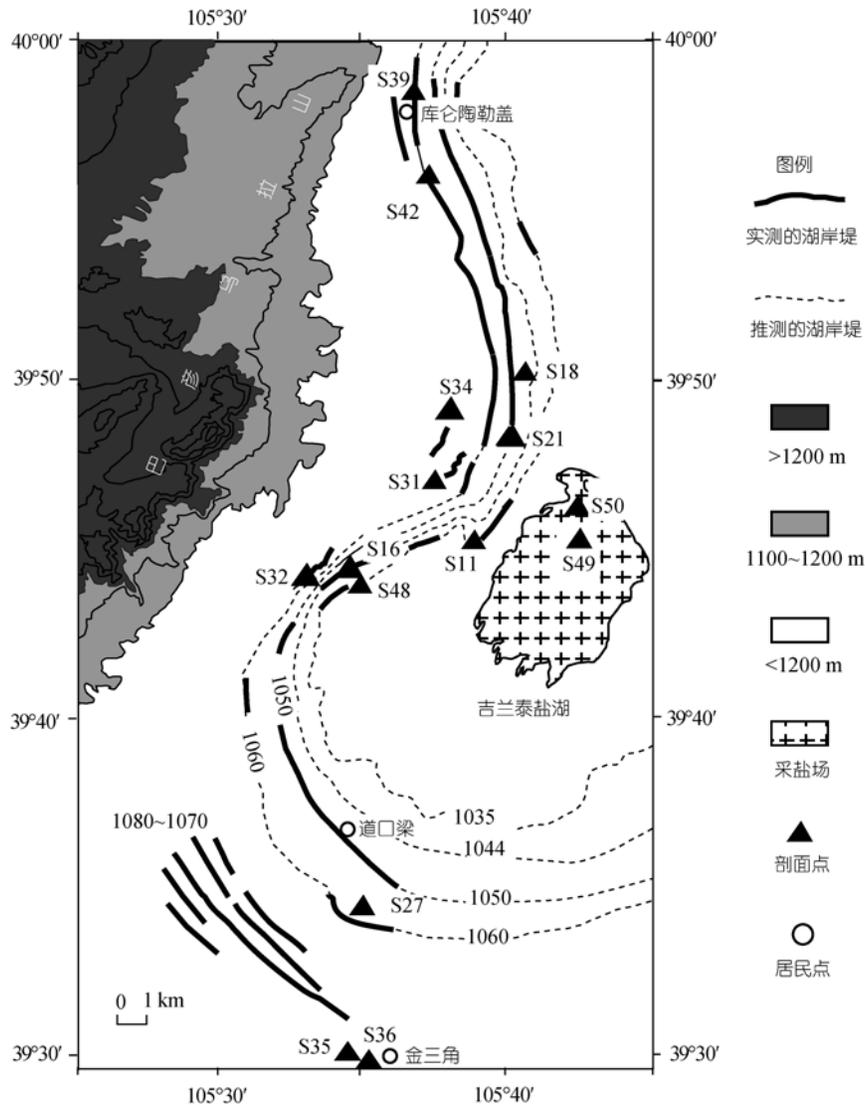


图3 吉兰泰盐湖西部和西南部依据遥感影像和野外考察确认的古湖岸堤分布图

图中实心三角标出了主要考察剖面点的位置

其地貌形态基本完整，顶面平坦笔直，被当地牧民当作乡间公路使用。砂嘴从海拔 1050 m 延伸到 1035 m，长 11 km，顶部宽约 5 m，最宽处达到 30 m，砂嘴顶部比两侧高出 3~10 m。砂嘴近岸边呈现典型的“V”字型特征，砂嘴的北侧还存在多个次级水下砂堤遗迹呈弧形与砂嘴相连，显示了湖泊的逐步退缩过程。砂嘴尾部在不到 20 m 距离内，下降 6 m，快速降低到平坦干涸古湖床面，指示出砂嘴发育过程中的湖泊干涸。我们以约 2 km 间隔在砂嘴顶面开挖了 5 个探坑，沉积结构基本相同，顶部 20 cm 为砂砾质的荒漠土，有白色碳酸钙或石膏析出，深 20~50 cm 为含土的砂砾石沉积，深 50 cm 以下为砂砾石夹粗砂透镜体，砂

砾石磨圆较好，并保存有蓝蚬和扁卷螺壳体。

除了贺日木西尼典型砂嘴外，在吉兰泰盐湖西部的南砂场(图 3 中 S11 点)也发现了砂嘴，砂嘴直接由海拔 1045 m 的湖岸堤向盐湖延伸，南砂场位于砂嘴入湖的末端，地面海拔 1038 m。从取砂场露头观测到砂嘴主体由 10 m 厚的砂砾石(夹砂质黏土透镜体)组成，底部为湖相黏土，砂砾石之上覆盖有湖相黏土质细粉砂，剖面顶部发育厚约 30 cm 的荒漠土。砾石层中斜层理发育，保存有蓝蚬壳体。

2.3 湖岸侵蚀地貌及其堆积阶地

在沿狼山到大青山南缘基岩山地普遍存在形成于变质岩之上的湖蚀平台(Platform)和浪蚀龛(Shoreline

Notch), 平台面宽约几十米到一二百米不等, 在平台的外缘自下而上堆积有湖相砂质黏土(或细砂)、钙质胶结的湖滩岩和冲洪积砂砾石, 构成了研究区典型的湖岸侵蚀-堆积阶地(Cut-and-built terrace). 如狼山南缘五原县一带 HTS3 点和大青山南缘包头市东 HT06-8 点(图 1), 以后者最为典型. 近来还在黄河进入河套平原的乌达区附近黄河东岸发现湖蚀平台及其上堆积的湖滩岩. 浪蚀龛、浪蚀悬崖、湖岸侵蚀阶地、湖蚀平台等是典型湖岸侵蚀地貌. 尽管各地发现的湖蚀平台的高度不完全一致(介于 1080~1100 m 间), 但相似的沉积结构指示了相同的湖滨波浪侵蚀-堆积的动力学机制.

2.4 湖相沉积和水生软体动物证据

湖成三角洲是陆地与湖泊之间的过渡地带, 河流入湖处形成的水下三角洲沉积是湖泊曾经存在的较好证据 [24]. 在内蒙古乌达一带现代黄河河谷东岸靠山地的HT06-1点(图 1, 地面海拔 1093 m)发现河流入湖的水下三角洲沉积. 剖面位于人工开挖的砖场, 出露地层厚约 13 m, 顶部是 3 m厚的棱角状山麓洪积相砾石层, 其下深度 3~13 m之间主要为灰黄色粉砂质黏土, 内夹三层约 2 m厚的均匀细砂层, 含陆生植物残体和小的萝卜螺壳体. 地层整体上呈低角度向北西倾斜, 指向河套古湖中心, 属于朵状三角洲地貌中的三角洲间湾沉积. 在 7 m深处的粉砂-细砂层底部发现碳屑透镜体, 利用其测得了(35690±320) a BP的 ¹⁴C 年龄, 校正后的日历年(41450±470) cal a BP, 说明至少在距今 41000 a前后, 剖面点处于水下三角洲环境.

典型的湖滨砾石、粉砂和冲洪积砾石所组成的沉积剖面发现于杭锦旗巴拉贡镇东南 4 km 处的砂场 (HTS8 点, 地面高程 1104 m, 见图 1), 剖面厚 10 m, 顶部 2 m 为冲洪积砾石, 深 2.0~3.5 m 为发育波状层理的湖相粉细砂, 深 3.5~5.5 m 为分选性和磨圆均好的砾石层, CaCO₃ 胶结, 其底部保存有明显的波痕, 属于湖滩岩; 深 5.5~10 m 为冲洪积砂层, 在其顶部存在湖相砂质透镜体. 底部与弱成岩的红褐色砂岩假整合接触(图 4).

研究区出露较好的湖滨相沉积剖面总体上表现为下细上粗的进积型垂向层序. 如在剖面 HS12, HTS3 和 S32 中, 湖滨相的砂砾石覆盖于下部的深湖-浅湖相砂质黏土之上. 在部分剖面中, 湖滨砂砾石的下部也可见到钙质胶结的砂砾石堆积. 在湖滨沉积物的顶部荒漠土比较发育, 厚度一般小于 0.3 m, 土壤之下是浅色的砂砾石层, 砾石直径多 2~5 cm. 在几乎所有湖滨砂砾石沉积中均保留有水生软体动物壳体, 包括蓝蚬(*Corbicula*)、狭萝卜螺(*Radix lagotis*)、耳萝卜螺(*Radix xauricularia*)和扁卷螺(*Gyraulus convexusculus*). 其中, 在 1050 m 以上的湖滨砂砾石沉积中以蓝蚬壳体为主, 海拔 1050 m 以下的湖滨沉积物中表现为“萝卜螺+扁卷螺”组合, 在个别剖面的湖滨砂砾石中也可见到蓝蚬, 在湖相粉砂或者黏土中能见到介形虫壳体. 在吉兰泰地区, 海拔 1060 m 以上湖岸地貌保存不连续, 但残存的湖相堆积地层却很清晰, 例如在湖泊西南金三角的 S36 点(海拔 1082 m, 图 3), 顶部是以砂砾石为主的湖滩岩, 下面依次为粉砂质黏土和细-中砂, 厚 1~2 m, 其下为风成

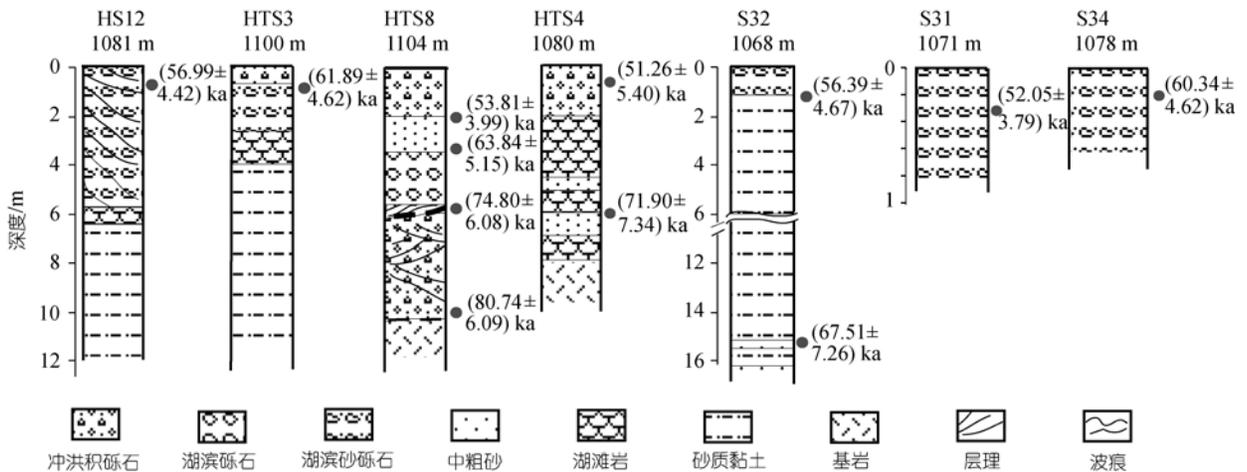


图 4 最高湖岸线湖滨沉积地层及其 OSL 测年结果对比(样品地点同图 1 和表 1)

砂沉积;在盐湖西岸的S32点(海拔1068 m,图3),顶部1.0 m为有一定胶结的含砂砾石,其下为粉砂和粉砂质黏土为主的湖相沉积,底部还保存有风成沙(图4),表明湖泊曾经到达此处,并曾经出现过更高的湖水位。

在贺日木西尼海拔1081 m的HS12点(图4)也见到较为完整的湖相沉积剖面,其顶部为湖滨砂砾石沉积,发育斜层理并保存有完整的蓝蚬壳体,下部为钙质胶结的砂砾石层,在其底部出露有一套浅湖-深湖相粉砂质黏土、粉砂及细砂等细粒沉积物。河套平原最东部的托克托县城南部的黄河河谷(图1中HT06-11处),沿托克托台地存在黄土及其底部的古土壤(约1 m厚)覆盖于典型灰绿色粉砂质黏土湖相沉积(厚20 m左右)之上的地层结构,是前人报道的“河套古湖”的证据之一^[9]。水生软体动物壳体组合以及下细上粗的反旋回湖滨砂砾石沉积、湖滩岩等是滨岸相沉积的主要鉴别标志^[26],能帮助判断古湖岸线的位置。

吉兰泰-河套地区存在湖岸侵蚀-堆积阶地、离岸砂坝和砂嘴等典型湖岸地貌证据,湖相沉积地层以及水下三角洲沉积等典型湖滨沉积证据,普遍存在下细上粗的进积型沉积层序和蓝蚬、萝卜螺、扁卷螺、介形虫等水生软体动物壳体。这些证据表明,现代干旱的吉兰泰-河套平原地区确实曾经存在过巨大的湖泊。

3 结果与讨论

3.1 “吉兰泰-河套”古大湖范围讨论

根据地貌、沉积和生物组合证据可以判定,在吉兰泰盐湖周围存在不同级别的古湖岸堤及其湖滨砂砾石沉积。海拔1035,1044,1050和1060 m的4级湖岸堤形态较为完整。这些不同级别和高度的湖岸堤指示古湖面曾经出现过大幅度波动。相反,海拔1070~1080 m古湖岸堤除了在吉兰泰盐湖西南道扣梁以南(见图2(a)影像)和盐湖西部剖面S32~S34之间保存完整外,其他地区湖岸堤的地貌形态已不完整(图3),但根据滨湖相沉积物能够大概勾画出古湖面的位置(图1中1080 m等高线)。野外调查发现,吉兰泰盐湖周围湖滨砂砾石堆积一般不高出1080 m,如吉兰泰盐湖西北部S34点实测海拔为1078 m,S31点1071 m,在更低的S32点的海拔为1068 m(见图3)。位于吉兰泰盐湖西南道扣梁以南保存完整的几道湖

岸堤(图3)的高度在海拔1070~1080 m之间。实测的S35和S36点地面海拔分别为1080和1083 m。位于现代乌兰布和沙漠腹地的贺日木西尼的最高湖滨沉积剖面HS12点(图1)的实测海拔为1081 m。看来在位于河套古湖西部的吉兰泰地区,最高古湖岸线大约在海拔1080 m上下。

河套平原最高湖滨沉积物和地貌的高度差异较大。黄河南岸的巴拉贡砂场(HTS8点,图1),地面海拔1104 m,扣除地面冲洪积物,湖滨沉积的海拔在1102 m上下;黄河入湖的乌达HT06-1点水下三角洲沉积地面海拔1093 m,扣除冲洪积相沉积,水下三角洲沉积顶部在1090 m。沿狼山南麓的湖岸阶地因后期冲洪积覆盖和构造活动,地面海拔差异较大,例如五原县水泥厂附近的HTS3点(图1)海拔在1100 m,五原县乌盖镇北HTS1点湖滨砂砾石位于海拔1083 m,乌梁素海东北约20 km的HTS4点,湖滨砾石分布于1090 m,包头市东大青山前HT06-8点的湖蚀平台-湖滨堆积海拔1089 m。前人也曾经注意到托克托台地的湖相沉积物的高程界于1000~1080 m之间^[6,8,9]。除此之外,河套平原也发现了海拔较低的湖岸堤,如黄河南岸杭锦旗黄河水文站砂场HTS9和HTS10点(图1)湖岸堤分布高度在1055 m上下,什拉召砂场HTS6和HTS7点(图1)地面海拔在1045 m上下。由于河套地区强烈构造活动因素,即使同一时代高湖面的地貌和沉积分布于不同高度也是可以理解的,但河套平原地区目前发现的最高湖面不高于海拔1100 m。

各地区发现的最高湖岸堤和湖滨沉积的高度不完全相同,除了有可能属于不同时代外,构造活动可能是造成其高度差异的主要原因。沿狼山-大青山山麓的湖岸侵蚀-堆积阶地、位于杭锦旗巴拉贡镇的湖滨沉积和吉兰泰最高湖滨沉积普遍高于黄河南岸发现的湖岸堤高度。河套平原是新生代断陷盆地基础上形成的^[27],晚第四纪以来构造活动比较活跃,吉兰泰地区相对稳定^[28]。鄂尔多斯周缘的构造抬升速率为0.3 mm/a^[29],阴山山麓地带抬升速率可达每年几个毫米^[27],至少说明山地抬升是强烈的。河套黄河北岸沿阴山南麓发现的古湖岸阶地的高度从约1080 m到约1100 m,相差较大,这可能与构造活动有关。在没有可靠的构造活动资料的情况下,其古湖岸地貌和沉积的高度仅仅作为最高古湖面的参考。因此,综合考虑各地最高湖岸堤和湖滨沉积的高度,我们认为构造活动相对稳定的吉兰泰盐湖最高湖滨

沉积的高度可以作为吉兰泰-河套地区的最高湖面高度,即最高湖面大约在海拔 1080 m 上下.河套黄河东出口处的托克托台地,典型湖相黏土层分布的最高高度为 1060 m 上下,前人据此推断最高湖水位应在 1080 m 上下^[9],看来将最高湖面的海拔高度定在 1080 m 是稳妥的.若以 1080 m 高度左右的湖滨沉积物和地貌遗迹为依据,当时古湖范围西至吉兰泰盐湖南部的金三角以南,北到巴彦乌拉山-狼山-色尔滕山-乌拉山-大青山南缘,南至鄂尔多斯高原北缘,包括现今的库布齐沙漠和乌兰布和沙漠的大部分地区,向东到达呼和浩特,包括河套盆地东部的呼包盆地(图 1),面积可能比今日的贝加尔湖还大,可以认为是中国内陆第一大湖.参考李建彪等人^[9]的命名,建议将其称作“吉兰泰-河套”古大湖.

3.2 “吉兰泰-河套”古大湖形成时代讨论

本项研究中,共对 53 组湖滨砂(湖滨砂砾石)、风成沙和浅湖相细砂样品进行了 OSL 年代测量,部分测年结果见表 1 所示.通过对样品等效剂量(D_e)分布放射图^[30]和自然释光信号强度散点图^[17,31]的分析,本文中样品的晒褪可分为两种情况.多数样品表现为等效剂量 D_e 分布相对比较集中, D_e 对进行灵敏度校正后的释光信号强度(corrected first regenerated OSL)没有依赖性,表明样品得到了均匀晒褪(如 HT050716-4 样,见图 5(a)和(c));个别样品的 D_e 分布相对比较分散, D_e 对进行灵敏度校正后的释光信号强度有一定程度的依赖,多个测片的 D_e 明显分布在 2 个区域(如 JLT040920-30(4)样,见图 5(b)和(d)),这种特征表明样品的晒褪作用不均匀^[17].经历均匀晒褪的样品,在被埋藏之前晒褪比较彻底,其 OSL 测年结果是可信的.对于晒褪不均匀的样品,相对较小的 D_e 值才能够代表样品的埋藏年龄^[32].因此对于晒退不均匀的样品,本研究选取了 D_e 值较小的众数计算了样品的年龄.

吉兰泰盐湖西岸最高湖滨砂砾石层(S34 点,海拔 1078 m)的 OSL 年代为 (60.34 ± 4.62) ka, S31 点为 (52.05 ± 3.79) ka,与贺日木西尼最高湖滨砂砾石 HS12 点的 OSL 测年结果接近(图 4),HS12 点湖滨砂砾石层之下有 10 多米厚的湖滨砂和湖相粉砂、粉砂质黏土,说明在距今 5 万年前吉兰泰-河套地区还是被湖泊所覆盖的状态.在吉兰泰-河套地区,巴拉贡砂场(HTS8 点)是唯一出露完整的从冲洪积相砂砾石到湖滨砂砾石和湖滨砂、粉砂的剖面,4 个 OSL 测年

(表 1,图 4)说明,该点高湖面的湖滨砾石形成于距今约 7 万年以来,延续到距今约 5 万年前后,而距今 7 万年前该点堆积冲洪积砂砾石,湖泊没有达到此处.由于剖面点处于古大湖的边缘,因此若不考虑构造因素,距今 7 万年以前湖面肯定没有到达海拔 1100 m,实际湖面应当更低.沿狼山南麓五原县三个点(HTS1, HTS3 和 HTS4)的 4 个 OSL 测年也都在距今 5~6 万年间(表 1).根据吉兰泰和河套平原各点最高湖滨沉积物的 OSL 测年结果(图 4),基本可以确定在距今 5~6 万年之前吉兰泰-河套地区还曾是一个巨大湖泊(“吉兰泰-河套”古大湖),在距今 5~6 万年时湖泊已经开始退却,但大部分湖盆依然为水所覆盖.从距今 5~6 万年之后一直到全新世期间,尽管曾出现过多次湖面波动(图 3),但已有的测年资料表明,古湖面再没有达到“吉兰泰-河套”古大湖的高度.

河套平原钻孔资料也揭示出,河套平原在第四纪期间一直存在古湖泊,例如在五原县五 9 孔、五 12 孔和乌拉特前旗的佰 1 孔中,连续的湖相沉积厚度达 200 m 左右^[33,34],呼包盆地 ZKHB,CKB24 孔显示了较厚的第四纪湖相沉积^[35],吉兰泰盐湖钻孔也显示在第四纪期间曾存在多次湖相沉积与砂砾石的交替^[36].贺日木西尼最高湖滨砂砾石(HS12 点)之下还存在厚层深湖相沉积,夹在其中的薄砂层的 OSL 测年为约 94.9 ka,吉兰泰西南的金三角 S36 点(地面海拔 1082 m)湖滨砾石之下的深湖相泥质粉砂中获得 79.6 ka 的 OSL 测年(表 1).这些都说明吉兰泰-河套地区第四纪期间曾存在多次湖泊状态,本文报道的距今 5~6 万年前的“吉兰泰-河套”古大湖只是这一地区距今最近的最大古湖泊.

至于吉兰泰-河套地区从海拔 1070~1100 m 高差 30 m 范围内湖滨沉积物 OSL 测年均位于 5~6 万年的原因,以及吉兰泰盐湖西南 1070~1080 m 范围内存在的多级湖岸堤(图 2(a))是否代表了较长时间的多次湖面波动,目前尚难以确定.一方面是由于区域构造活动剧烈^[37],处于构造活跃地带的狼山山麓和黄河峡谷的杭锦旗巴拉贡镇的高湖面沉积被抬升到不同高度;另一方面,在距今 5~6 万年间,气候变化剧烈,石笋记录^[38,39]和黄土记录^[40-42]揭示的末次冰期亚洲夏季风曾发生大幅度的千年尺度的快速变化,而季风边缘区的湖泊对气候变化响应更敏感,例如大陆钻探揭示出,水深 27 m 的青海湖在末次冰期时几近千涸(据王苏民,私人通讯),在这种气候背景下“吉兰

表 1 吉兰泰-河套地区高湖面遗迹的 OSL 和 ¹⁴C 测年结果

样号	样点/地点	坐标	海拔/深度(m)	地层类型	测年材料/测年方法	年代结果/ka
JSJ050702-2	S36/吉兰泰金三角	39°29'55" 105°35'21"	1083/0.8	湖相粉砂	石英/OSL	79.61±6.05
JLT040920-20(3)	S34/吉兰泰西北岸	39°47'44" 105°37'19"	1078/0.2	湖滨砂砾石层	石英/OSL	60.34±4.62
JLT20060707-6	S32/吉兰泰盐湖西岸	39°44'01" 105°33'22"	1068/1.1	湖滨砂砾石层	石英/OSL	56.39±4.67
JLT20060707-7	同上	同上	1068/15.2	风成砂	石英/OSL	67.51±7.26
JLT040920-30(4)	S31/吉兰泰西北岸	39°46'59" 105°37'31"	1071/0.3	湖滨砂砾石层	石英/OSL	52.05±3.79
HRM040928-50	HS12/贺日木西尼	40°12'41" 106°08'16"	1081/0.5	湖滨砂砾石层	石英/OSL	56.99±4.42
HRM050712-1	同上	同上	1081/12.0	湖相砂	石英/OSL	94.91±8.45
HT20050716-1	HTS8/杭锦旗巴拉贡砂场	40°15'55" 107°03'06"	1104/2.0	湖滨砂层	石英/OSL	53.81±3.99
HT050716-2	同上	同上	1104/3.5	湖滨砂砾石层	石英/OSL	63.84±5.15
HT050716-3	同上	同上	1104/5.5	湖滨砂质透镜体	石英/OSL	74.80±6.08
HT050716-4	同上	同上	1104/10.0	冲积砂砾石	石英/OSL	80.74±6.09
HT050714-1	HTS3/五原县水泥厂	41°18'57" 108°29'00"	1100/0.6	湖相含砾粉砂	石英/OSL	61.89±4.62
HT050714-2	HTS4/ 五原县东 60 km	41°07'28" 108°56'21"	1090/0.5	湖滨砂砾石层	石英/OSL	51.26±5.40
HT20050714-4	同上	同上	1090/6.0	湖滨砂砾石层	石英/OSL	71.90±7.34
HT050713-3	HTS1/五原县乌盖镇	41°17'43" 107°29'54"	1083/2.6	湖相黏质沙土	石英/OSL	52.19±4.15
JLT20060709-2	S42/1060 堤	39°57'00" 105°37'01"	1061/1.0	湖滨砂砾石层	石英/OSL	32.92±3.31
JLT040920-30(8)	S18/盐湖西北 1050 m 堤	39°47'53" 105°39'58"	1048/0.3	湖滨砂砾石层	石英/OSL	25.44±1.78
JLT040923-35(4)	S16/盐湖西北 1044 m 堤	39°44'11" 105°34'25"	1044/0.35	湖滨砂砾石层	石英/OSL	7.05±0.66
JLT040916-50	S11/南砂场	39°44'57" 105°38'40"	1038/0.5	砂嘴砂砾石层顶部	石英/OSL	8.59±0.68
JLT050703-1	同上	同上	1038/13.0	砂嘴砂砾石层底部	石英/OSL	10.39±0.88
HRM040921-4	HS4/贺日木西尼砂嘴	40°11'49" 106°11'26"	1042/0.6	砂嘴砂砾石层	石英/OSL	8.61±0.82
OSL-15#	S7/盐湖西岸敖包考古点	39°39'53" 105°36'17"	1032/0.4	风成砂	石英/OSL	5.82±0.47
WP339-09-17	同上	同上	1032/0.5	湿地泥炭顶	碳屑/ ¹⁴ C	(5.13±0.12) cal ka BP
HT060711-1	HT06-1/乌达砖场	39°32'52" 106°46'28"	1093/7.0	三角洲透镜体	植物残体与碳屑/ ¹⁴ C	(41.45±0.47) cal ka BP
JLT050928-1	S49/吉兰泰盐湖中心盐层底	39°43'37" 105°43'37"	1023/3.0	盐层底部	全有机质/ ¹⁴ C	(5.45±0.13) cal ka BP
JLT050928-2	同上	同上	1023/3.0	盐层底部	全有机质/ ¹⁴ C	(5.47±0.24) cal ka BP
JLT050928-3	S50/吉兰泰盐湖中心盐层底	39°47'17" 105°42'41"	1023/2.7	盐层底部	全有机质/ ¹⁴ C	(4.55±0.16) cal ka BP

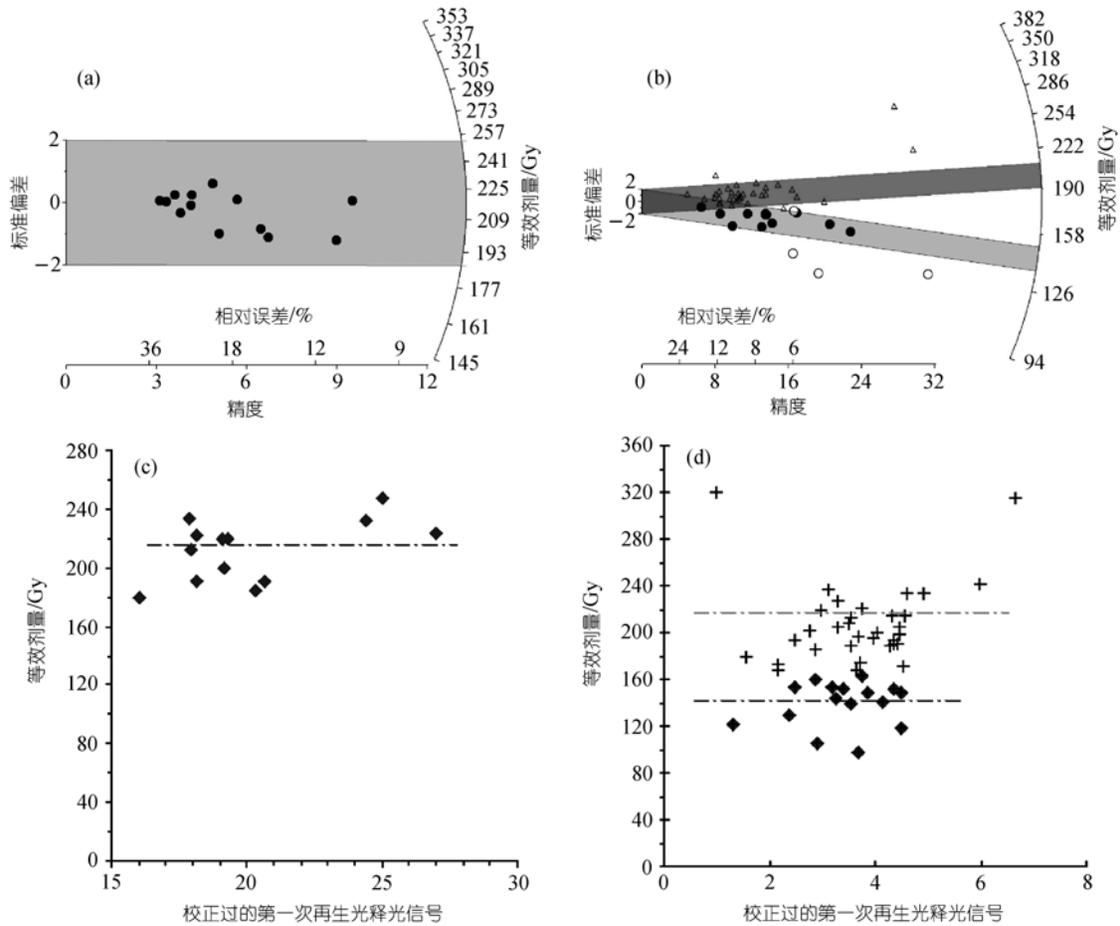


图5 代表性样品的等效剂量(D_e)分布放射图((a), (b))和 D_e 与校对过灵敏度的自然释光信号强度(校正过的第一次再生光称光信号)之间关系图((c), (d))

其中, (a), (c)为 HT050716-4 样; (b), (d)为 JLT040920-30(4)样. (a)和(b)中实心圆点为参与 D_e 平均值计算的样片 D_e . (c)和(d)中的实心菱形符号代表参与平均值计算的 D_e 值, 十字符号代表被舍弃而未参与平均值计算的 D_e 值

泰-河套”古大湖湖面的大幅度波动在所难免, 只是湖岸沉积记录的分辨率及OSL测年的精度均无法反映这些气候快速变化事件. 除了距今5~6万年前的最高湖面外, 吉兰泰盐湖西部还存在着更低的系列湖岸堤, OSL测年显示出属于MIS3 阶段晚期到全新世早期(表1), 全新世高湖面不超过海拔1050 m, 这与已有的一些测年结果[3,43]吻合, 也与在吉兰泰3 m厚盐层底部的2个 ^{14}C 测年结果均较接近(表1), 说明真正盐层可能仅仅形成于距今5500 a以来. 吉兰泰盐湖低湖岸堤形成时代和指示的气候环境变化或构造活动需要更多测年资料才能讨论. 然而, 我们的研究至少可以肯定, 在距今5~6 万年之前“吉兰泰-河套”古大湖仍然处于高湖面状态, 当时大湖覆盖了整个河套地区.

至于为何能够在吉兰泰-河套地区在距今5~6 万年前的末次冰期形成如此大的古湖泊, 有两种可能性. 其一, 可能与末次冰期间冰段的特殊湿润气候有关. 中国干旱区的腾格里沙漠 [5,44,45]、居延泽 [46,47]、柴达木盆地 [48]、新疆的柴窝堡湖和玛纳斯湖 [49]和巴里坤湖 [50]都曾发现过高湖面湖岸地貌和湖泊沉积, 青藏高原也发现了晚第四纪高湖面的古湖泊 [51~53]. 贝壳碳酸盐的 ^{14}C 测年资料说明, 腾格里沙漠的大湖期在20~40 ^{14}C ka BP之间 [5,45], 青藏高原大湖期形成于距今30~40 ^{14}C ka BP [48,54], 新的测年结果显示青藏高原泛湖期 [52]的时代可能更早 [55,56]. 这些古湖泊的存在至少说明, 在中国的干旱区甚至青藏高原末次冰期间冰段时曾经存在过异常湿润的气候环境. 其二, 吉兰泰-河套古大湖的发育可能会与构造活动导

致的晋陕峡谷切穿或者堵塞有关,这与黄河何时形成现在的河套地区大拐弯有关。前人的研究说明,黄河进入河套平原历史悠久,甚至早于第四纪^[57],这方面尚需要对黄河发育和晋陕峡谷形成历史开展更深入的研究。我们的研究发现,吉兰泰-河套地区除了保存有形成于距今 5~6 万年的最大古湖泊湖滨沉积外,还保留有其后直到全新世期间的多级湖岸地貌和湖泊沉积,显然不仅仅是一次大湖期的结果。这些高湖岸堤和湖泊沉积是统一大湖退缩过程形成的还是多次湖面上下波动的结果,吉兰泰-河套古大湖的演化是构造活动导致大湖逐步排干还是气候多次波动的结果,吉兰泰-河套大湖与前人报道的中国干旱区其他地区的古湖形成机制是否相同,这些问题都需要今后的深入研究。然而,无论如何,中国干旱区广泛存在的湖泊环境必然会对干旱区气候和环境变化产生重大影响,需要中国第四纪领域进一步深入研究。

4 结论

在大量室内遥感影像分析和野外考察的基础上,基本可以肯定在吉兰泰-河套地区存在一个巨大古湖泊的地貌、沉积和生物证据(尤其以吉兰泰盐湖周围保存最好)。吉兰泰盐湖西部、北部和南部地区存在的系列离岸砂坝和砂嘴等湖岸堆积地貌遗迹,在杭锦旗什拉召砂场和磴口县三盛公桥东的黄河水文站砂场也有清晰分布。在吉兰泰盐湖西岸,海拔 1060 m 及以下存在 4 级明显的湖岸堤,高程分别为 1060, 1050, 1044 和 1035 m,高出现代吉兰泰盐湖 37, 27, 21 和 12 m。在吉兰泰盐湖西部和南部,1060 和 1050 m 高程的湖岸线保存最为完整,连续分布达 20 km。

其中海拔 1060 m 湖岸堤由两条平行湖岸堤组成,宽达 100~150 m; 1050 m 湖岸堤还存在多道次级湖岸堤。相对而言,1044 m 湖岸堤和 1035 m 湖岸堤分布范围较小。

在吉兰泰周围,1070~1080 m 间的湖岸地貌形态较好地保存于吉兰泰盐湖西南部金三角一带和盐湖西部局部地段。在河套平原阴山南麓的主要台地上,发现海拔在 1080~1100 m 间的湖蚀平台、浪蚀龛等侵蚀地貌形态和湖滩岩及湖滨相沉积,构成湖岸侵蚀-堆积阶地。此外,在黄河进入河套的乌达一带发现水下三角洲沉积,在黄河出口的托克托发现典型湖相沉积。在湖滨沉积物中,普遍保存有蓝蚬、耳萝卜螺、狭萝卜螺、扁卷螺等软体动物壳体。出露较好的湖相沉积剖面具有典型的进积型垂向层序特点。所有这些证据说明,吉兰泰-河套地区曾经存在一个巨大湖泊,称作“吉兰泰-河套”古大湖。考虑到构造因素,当时的湖面应当在海拔 1080 m 上下,覆盖今日的吉兰泰和河套平原大部分地区,面积可能超过贝加尔湖。最高湖滨砂砾石的 OSL 测年说明,在距今 5~6 万年之前“吉兰泰-河套”古大湖仍然存在。吉兰泰周围较低的湖岸堤指示的全新世高湖面不超过海拔 1050 m,真正意义的盐湖形成于距今 5500 a 以来。

应当指出的是,本文仅仅是“吉兰泰-河套”古大湖研究的开始,许多问题仍有待进一步深入。例如,古大湖的形成机制仍不清楚,吉兰泰-河套地区多级湖岸堤形成时代及其与气候变化、黄河发育、乌兰布和-库布齐沙漠形成演化和构造活动的关系有待深入讨论。然而,无论如何,“吉兰泰-河套”古大湖的存在肯定会对这一生态敏感区的环境及其变化产生重大影响,值得进一步深入研究。

致谢 吉兰泰盐化集团的白福义总工和潘存峰工程师提供了部分基础资料,董光荣研究员、颀耀文博士、美国沙漠研究所的 D. Rhodes 和内华达大学的 R. Elston 博士等参加了野外考察,王苏民研究员指导古湖岸地貌和沉积研究,特邀编辑和两名评审人提出有益建议,在此一并致谢。

参考文献

- 1 内蒙古自治区地质矿产局. 内蒙古自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991. 327—329
- 2 曹刚. 内蒙古地震研究. 北京: 地质出版社, 2001. 1—40
- 3 Madsen D B, Chen F H, Oviatt C G, et al. Late Pleistocene/Holocene wetland events recorded in southeast Tengger Desert lake sediments, NW China. *Chin Sci Bull*, 2003, 48(14): 1423—1429
- 4 王飞跃. 吉兰泰盐湖演变卫星雷达遥感研究. *国土资源遥感*, 2001, 50(4): 35—39

- 5 张虎才, 马玉贞, 彭金兰, 等. 距今 42~18 ka 腾格里沙漠古湖泊及古环境. 科学通报, 2002, 47(24): 1847—1857
- 6 马保起, 李德文, 郭文生. 晚更新世晚期呼包盆地环境演化与地貌响应. 第四纪研究, 2004, 24(6): 630—636
- 7 聂宗笙, 李克. 内蒙古包头地区萨拉乌苏组的发现及其意义. 科学通报, 1988, 33(21): 1645—1649
- 8 贾铁飞, 银山, 赵明, 等. 黄河托克托段早中更新世湖相地层剖面的建立及其意义. 内蒙古师范大学(自然科学版), 2001, 30(1): 74—78
- 9 李建彪, 冉勇康, 郭文生. 河套盆地托克托台地湖相层研究. 第四纪研究, 2005, 25(5): 630—638
- 10 张凤举, 王宝山. “GPS”定位技术. 北京: 煤炭工业出版社, 1997. 92—93
- 11 Murray A S, Olley J M, Caitcheon G G. Measurement of equivalent doses in quartz from contemporary water-lain sediments using optically stimulated luminescence. *Quat Sci Rev*, 1995, 14(4): 365—371
- 12 Nanson G C, Callenb R A, Price D M. Hydroclimatic interpretation of Quaternary shorelines on South Australian playas. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1998, 144(3-4): 281—305
- 13 Mauz B. Late Pleistocene records of littoral processes at the Tyrrhenian Coast (Central Italy): Depositional environments and luminescence chronology. *Quat Sci Rev*, 1999, 18(10-11): 1173—1184
- 14 Murray-Wallace C V, Jones B G, Nghi T, et al. Thermoluminescence ages for a reworked coastal barrier, southeastern Vietnam: A preliminary report. *J Asian Earth Sci*, 2002, 20(5): 535—548
- 15 Ollerhead J, Huntley D J, Nelson A R, et al. Optical dating of tsunami-laid sand from an Oregon coastal lake. *Quat Sci Rev*, 2001, 20(18): 1915—1926
- 16 Aitken M J. *An Introduction to Optical Dating*. Oxford: Oxford University Press, 1998. 1—60
- 17 Li S H. Identification of well-bleached grains in the optical dating of quartz. *Quat Sci Rev*, 2001, 20(12): 1365—1370
- 18 Wallinga J, Duller G A T. The effect of optical absorption on the infrared stimulated luminescence age obtained on coarse-grain feldspar. *Quat Sci Rev*, 2000, 19(10): 1035—1042
- 19 Thomas P J, Murray A S, Sandgren P. Age limit and age underestimation using different OSL signals from lacustrine quartz and polymineral fine grains. *Quat Sci Rev*, 2003, 22: 1139—1143
- 20 Aitken M J. *Thermoluminescence Dating*. London: Academic Press Inc Ltd, 1985. 67—67
- 21 Prescott J R, Hutton J T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. *Radiat Meas*, 1994, 23(2-3): 497—500
- 22 Stuiver M, Reimer P J. Extended ¹⁴C data-base and revised CALIB Radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 1993, 35: 215—230
- 23 Weninger B, Jöris O. *Calpal*, 1.10.00 edn. Köln, Radiocarbon Laboratory Institut Fur Urgeschichte Und Fruhgeschichte Weyertal 125 D-50923, 2000
- 24 Gilbert G K. *Lake Bonneville*. Washington: Government Printing Office, 1890. 23—88
- 25 杨景春, 李有利. *地貌学原理*. 北京: 北京大学出版社, 2006. 136—147
- 26 冯增昭. *沉积岩岩石学(下册)*. 第二版. 北京: 石油工业出版社, 1993. 128—130
- 27 国家地震局课题组. 鄂尔多斯周缘活动断裂系. 北京: 地震出版社, 1988. 20—75
- 28 宋方敏, 曹忠权. 巴音乌拉山东麓断裂的初步研究. *活动断裂研究*, 1994, 3: 202—205
- 29 邓起东, 尤惠川. 鄂尔多斯周缘断陷盆地带的构造活动特征及其形成机制. 见: 国家地震局地质研究所, 编. *现代地壳运动研究*. 北京: 地震出版社, 1985. 58—78
- 30 Galbraith R F, Roberts R G, Laslett G M, et al. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium Rock Shelter, Northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. *Archaeometry*, 1999, 41: 339—364
- 31 Zhang J F, Zhou L P, Yue S Y. Dating fluvial sediments by optical stimulated luminescence: Selection of equivalent doses for age calculation. *Quat Sci Rev*, 2003, 22: 1123—1129
- 32 Zhang J F, Li S H, Tso M-Y W. Assessment of bleaching of K-feldspar grains. *Radiat Meas*, 2001, 33(1): 103—108
- 33 内蒙古自治区地质局. 中华人民共和国 1:20 万区域地质测量报告(余太镇幅). 北京: 地质出版社, 1972. 10—80
- 34 内蒙古自治区地质局. 中华人民共和国 1:20 万区域地质调查报告(佰音乌素幅). 北京: 地质出版社, 1979. 6—50
- 35 李建彪, 冉勇康, 郭文生. 呼包盆地第四纪地层与环境演化. *第四纪研究*, 2007, 27(4): 632—644
- 36 于松升, 白福易, 李浩基. 吉兰泰盐湖资源环境与可持续发展研究. 北京: 科学出版社, 2001. 21—50
- 37 邓起东, 张培震, 冉勇康, 等. 中国活动构造基本特征. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2002, 32(12): 1020—1029
- 38 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China.

- Science, 2001, 294(14): 2345—2348[doi]
- 39 Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian monsoon. *Science*, 2004, 304(23): 575—578[doi]
- 40 Porter S C, An Z S. Correlation between climate events in the North-Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 1995, 375: 305—308[doi]
- 41 Guo Z, Liu T, Guiot J, et al. High frequency pulses of east Asian monsoon climate in the last two glaciations: Link with the North Atlantic. *Clim Dyn*, 1996, 12: 701—709[doi]
- 42 Chen F H, Bloemendal J, Wang J M, et al. High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: Evidence for rapid climatic changes between 70 ka and 10 ka. *Paleogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1997, 130(1-4): 323—335[doi]
- 43 耿侃, 陈育峰. 吉兰泰盐湖的形成、发育和演化. *地理学报*, 1990, 45(3): 341—349
- 44 Pachur H J, Wünnemann B, Zhang H C. Lake evolution in the Tengger desert, Northwestern China during last 40000 years. *Quat Res*, 1995, 44(2): 171—180[doi]
- 45 Zhang H C, Peng J L, Ma Y, et al. Late Quaternary palaeolake levels in Tengger desert, NW China. *Palaogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2004, 211(1-2): 45—58[doi]
- 46 Wünnemann B, Hartman K B. Morphodynamics and paleohydrography of the Gaxun Nur Basin, Inner Mongolia, China. Berlin Stuttgart, 2002, 126: 147—168
- 47 Yang X P, Liu T S, Xiao H L. Evolution of megadunes and lakes in the Badain Jaran Desert, Inner Mongolia, China during the last 31000 years. *Quat Int*, 2002, 104(1): 99—112[doi]
- 48 Chen K Z, Bowler J M. Late Pleistocene evolution of salt lakes in the Qaidam Basin, Qinghai Province, China. *Palaogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1986, 54(1-4): 87—104[doi]
- 49 Rhodes T E, Gasse F, Lin R F, et al. A late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar (Northern Xinjiang western China). *Palaogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1996, 120(1-2): 105—125[doi]
- 50 韩淑缜, 袁玉江. 新疆巴里坤湖 3.5 万年以来气候变化序列. *地理学报*, 1990, 45(3): 350—362
- 51 郑绵平, 刘俊英, 齐文. 从盐湖沉积探讨 40 ka BP 以来青藏高原古气候演替. 见: 郑绵平, 主编. 盐湖资源环境与全球变化. 北京: 地质出版社, 1996. 6—20
- 52 李炳元. 青藏高原大湖期. *地理学报*, 2000, 55(2): 174—181
- 53 Shi Y F, Yu G, Liu X D, et al. Reconstruction of the 30-40 ka B.P. enhanced India monsoon climate based on geological record from the Tibetan Plateau. *Palaogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2001, 169(1-2): 69—83[doi]
- 54 朱大岗, 孟宪刚, 赵希涛, 等. 纳木错湖相沉积与藏北高原古大湖. *地球学报*, 2001, 22(2): 149—155
- 55 赵希涛, 朱大岗, 严富华, 等. 西藏纳木错末次间冰期以来的气候变迁与湖面变化. *第四纪研究*, 2003, 23(1): 42—51
- 56 朱大岗, 孟宪刚. 西藏纳木错地区第四纪环境演变. 北京: 地质出版社, 2004. 25—93
- 57 Li A, Yang Z, Sun Z, et al. How and when did the Yellow River develop its square bend? *Geology*, 2001, 59: 951—954