

doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2022.2-3.007

晚更新世以来内蒙古哈素海钻孔地层记录及其年龄

刘哲^{1,2}, 赵华^{1,2*}, 杨劲松^{1,2}, 宋磊^{1,2}, 王成敏^{1,2}, 张鹏^{1,2}LIU Zhe^{1,2}, ZHAO Hua^{1,2*}, YANG Jinsong^{1,2}, SONG Lei^{1,2}, WANG Chengmin^{1,2}, ZHANG Peng^{1,2}

1. 中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 河北 石家庄 050061;

2. 中国地质调查局第四纪年代学与水文环境演变重点实验室, 河北 石家庄 050061

1. Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, CAGS, Shijiazhuang 050061, Hebei, China;

2. Key Laboratory of Quaternary Chronology and Hydro-Environmental Evolution, China Geological Survey, Shijiazhuang 050061, Hebei, China

摘要:“河套古大湖”对于研究区域环境及气候演化具有重要的意义,然而,其形成与消亡的时代仍存在争议。依托于哈素海西南岸边获取的HSH钻孔,采用AMS¹⁴C、OSL测年方法确定了沉积物年代,结合岩心的岩性、沉积结构等特征,分析了哈素海的演化历史,并探讨了河套古大湖存亡的时期。结果表明,哈素海地区晚更新世以来的沉积环境主要经历了以下转变过程:150~70 ka为较稳定的湖泊,70~55 ka湖泊水位下降,为滨湖相沉积,55~27 ka为湖沼沉积,27~0 ka为滨湖相沉积。根据哈素海的沉积演化历史,结合河套盆地相关研究成果,认为河套古大湖早在150~110 ka就已形成,其后水位下降,直至55 ka之后,萎缩消亡,河套盆地局部地区形成湖沼沉积,但已不再是统一的大湖。研究结果对于深入探讨河套盆地演化历史乃至黄河的变迁具有重要意义。

关键词:哈素海;晚更新世;OSL测年;AMS¹⁴C测年;黄河;内蒙古;地质调查工程

中图分类号:P534.63⁺1;P597⁺.3 **文献标志码:**A **文章编号:**1671-2552(2022)02/03-0271-11

Liu Z, Zhao H, Yang J S, Song L, Wang C M, Zhang P. Stratigraphy and chronology of a Late Pleistocene sediment core from Hasuhai Lake in Inner Mongolia. *Geological Bulletin of China*, 2022, 41(2/3): 271-281

Abstract: The “mega-paleolake” in Hetao Basin has great significance for the study of the evolution of the local environment and climate, but its time of the formation and disappearance remains controversial. Based on the HSH drilling data obtained from the southwest coast of Hasuhai lake, the ages of the sediments were determined by AMS¹⁴C and OSL dating methods. Combined with the characteristics of lithology and sedimentary structure, the evolution history of Hasuhai lake was analyzed, and the survival period of Hetao ancient lake was discussed. The results show that the sedimentary environment in the Hasuhai Lake area has undergone the following transformation since the Late Pleistocene. It was a relatively stable lake during 150~70 ka, and transformed into lakeside facies in 70~55 ka due to the decrease of the water level. It turned into swamp in 55~27 ka, and transformed into lakeside facies again during 27~0 ka with the rise of the water level. According to this study, combined with the other research results, it is believed that the “mega-paleolake” in Hetao Basin was formed as early as 150~110 ka. It shrank and even died out during 110~55 ka. After that, although some regions in Hetao Basin were lake or swamp, it was no longer a unified mega-lake. The result is significant for the further study of the environmental changes in Hetao Basin.

Key words: Hasuhai Lake; Late Pleistocene; OSL dating; AMS¹⁴C dating; the Yellow River; Inner Mongolia; geological survey engineering

收稿日期:2020-08-30;修订日期:2020-11-05

资助项目:中国地质调查局项目《特殊地质地貌区填图试点》(编号:121201106000160914)、《中国典型湖泊湿地碳储与增汇潜力评价》(编号:DD20221929)和中国地质科学院基本科研业务费项目《全新世以来大陆泽湖泊生态环境演化机制研究》(编号:SK202115)

作者简介:刘哲(1988-),女,硕士,助理研究员,从事光释光年代学及第四纪气候环境演化研究。E-mail:liuzhe1130@163.com

*通信作者:赵华(1965-),女,博士,研究员,从事光释光年代学及第四纪气候环境演化研究。E-mail:zhaohua65@163.com

湖泊是记录区域沉积历史的良好载体,以往的研究表明,河套盆地在晚第四纪曾存在一个河套古大湖^[1-2],其形成演化对于研究区域环境及气候变化具有重要的意义。然而,对于大湖的形成及消亡时间仍存争议。已有的研究中,¹⁴C 及光释光(OSL)测年技术是主要的测年方法。

整体看来,以¹⁴C 为主要测年手段的研究成果基本支持古大湖在 MIS3 阶段形成。马保起等^[3]根据大青山山前台地沉积地层剖面的沉积学及¹⁴C 测年结果,认为晚更新世 47~28 ka B.P. 呼包盆地湖泊水位维持较高的状态,28 ka B.P. 后湖泊逐渐退缩,直至 22 ka B.P. 转换为河流。同样采用¹⁴C 测年技术,确定包头盆地发育深水大湖的时期为 60~50 ka B.P.,与 MIS3c 阶段相对应^[4]。Yang 等^[5]根据河套盆地西南部 DK 钻孔粒度、有机碳同位素、总碳、总磷等指标结果,结合¹⁴C 年龄结果,认为在 40~27 ka B.P. 期间,气候温暖湿润,湖水水位高,水生植物生产力强,表明该区 MIS3 阶段存在湖泊。然而,采用 OSL 方法,大部分研究结果支持古大湖发育于 MIS5 阶段,也有研究认为 MIS5 及 MIS3 阶段均存在大湖。李建彪等^[6]根据 OSL 年龄结果认为,托克托台地相当于萨拉乌苏组的湖相层发育于 20~100 ka,其上覆黄土形成于距今 80 ka 以后。陈发虎等^[1,7]认为,吉兰泰-河套古大湖开始发育于距今 100 ka 前后,在距今 60~50 ka 前达到最大面积,形成统一的古大湖,湖面海拔达 1080 m。狼山山前冰房沟剖面沉积物的 OSL 及¹⁴C 测年结果及环境代用指标表明,河套盆地 150~18 ka 期间为湖泊沉积,仅在 54~18 ka 水位有所下降^[8]。Li 等^[2]测定了内蒙古西南部乌兰布和沙漠钻孔岩心的光释光年龄,并

分析了粒度、烧失量、孢粉、介形类等环境代用指标,研究表明,155~87 ka 存在覆盖了乌兰布和沙漠与河套盆地的古大湖,87 ka 后湖泊消亡。这些研究中,大湖形成发育时期的差异是测年技术的不同,还是区域差异或其他因素导致,有待进一步研究。

本文采用¹⁴C 及 OSL 两种测年方法对哈素海钻孔(HSH)进行了年代测定,建立了晚更新世以来的年代框架,结合钻孔岩心特征反映的沉积环境,对比区域资料,分析了晚更新世以来哈素海的演化历史,并探讨了河套大湖形成与消亡的时间。本研究对于河套盆地的环境演变乃至黄河的演化均具有一定的意义。

1 研究区概况

哈素海(东经 110°92′~111°01′、北纬 40°57′~40°64′)地处河套盆地大青山(阴山山脉中段)山前的呼包凹陷区(图 1),位于内蒙古土默特左旗,属大黑河水系的外流淡水湖泊,向东距呼和浩特市 73 km,向西距包头市 81 km。湖区海拔约 960 m,面积约 29.7 km²,湖形呈水滴状,南北长约 9 km,东西宽约 5 km,平均水深 1 m 左右,中西部偏南水深可达 2~3 m。属大陆性干旱季风气候,年降雨量 379.2 mm,年蒸发量 1851.7 mm,属典型的高原荒漠、半荒漠湿地生态系统。哈素海水源除本区的大气降水外,北岸还有大青山前的水涧沟、万家沟等洪水流入,水肥物丰,有“塞外第一湖”之称。

2 材料与方法

哈素海(HSH)钻孔(东经 110°58′12″、北纬 40°34′48″)于 2017 年在哈素海开采。钻孔位于哈素

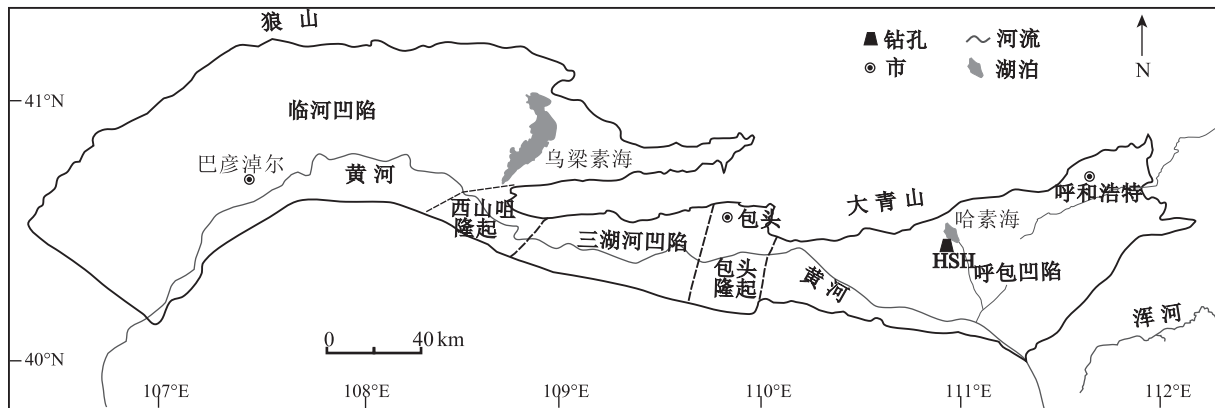


图 1 河套盆地及哈素海(HSH)钻孔位置

Fig. 1 Location of the borehole HSH in Hetao Basin

海西南部岸边,孔深 402.2 m,平均取心率为 95.9%。全孔进行了岩心编录,¹⁴C 及 OSL 测年样品采集于 121.3 m 以上,本文主要对该段岩心进行分析。

2.1 HSH 钻孔岩性特征及沉积相

钻孔 121.3 m 以上为一套河湖相沉积地层,主要为灰黄色、灰色、黄棕色粉砂、亚砂土、亚粘土、粘土,局部含细砂、中砂,沉积构造主要有水平层理、波状层理、斜层理。该段岩心共分为 14 层,各层的岩性特征描述见表 1。

根据岩心沉积物颜色、岩性、沉积结构、构造等

特征,将该孔的沉积序列自下而上分为 5 个沉积单元(图 2):①沉积单元 I (107.5~121.3 m),主要为深灰色、棕色亚粘土、粘土,结构致密,块状构造,顶部发育轻微水平层理,指示了静水条件,且具还原特征,推测为半深湖相沉积;②沉积单元 II (94.8~107.5 m),主要为灰黄色粉砂,夹薄层亚粘土,以石英、长石为主要成分,分选性、磨圆度好,较松散,具有水平层理,局部有机质含量高,反映水动力条件较弱且偏还原环境,推测为浅湖相沉积;③沉积单元 III (43.2~94.8 m),主要为灰色、灰黄色粉砂、亚

表 1 HSH 钻孔岩性特征
Table 1 Lithology of the HSH borehole

层号	孔深/m	层厚/m	岩性描述
1	8.25	8.25	浅棕色亚粘土,夹 2 层灰黄色粉砂层(0.65~1.6 m,3.6~4.9 m)。亚粘土结构致密,块状构造,稍有光泽,见水平层理,局部见有机质含量较高的夹层,呈灰黑色;粉砂层较为疏松,水平层理明显。0~0.2 m 为耕作层,岩性为灰黄色亚砂土,可见植物根系
2	16.9	8.65	灰黄色亚砂土与灰黄色粉砂互层,亚砂土结构较疏松,块状构造,断面粗糙,夹灰黑色有机质薄层,局部见带状、灰绿色锈染,呈斑块状;粉砂层含水量较大,局部含泥较高,具有水平层理,与下伏地层接触界线清晰
3	21.3	4.4	深灰色淤泥质亚砂土,结构较疏松,有机质含量较高,有明显臭味,块状构造,断面粗糙,底部可见大量螺类化石碎片
4	29.6	8.3	灰黄色亚砂土,夹薄层灰黄色粉砂、亚粘土层。亚砂土层结构疏松,块状构造,断面粗糙,可嗅臭味,局部见斜层理、波状层理、交错层理、水平层理,局部可见红色氧化带薄层。粉砂层结构疏松。亚粘土层结构致密,局部可见灰绿色锈染
5	43.2	13.6	灰色、深灰色亚砂土,结构疏松,块状构造,可嗅臭味,含红色、棕红色、黄褐色氧化团块,可见水平层理、波状层理,局部见直径 3~5 mm 的螺类化石及其碎片。夹灰黄色、灰色致密亚粘土薄层
6	50.1	6.9	灰色、浅灰色亚砂土,结构疏松,局部见粉砂薄层、致密块状有机质含量高的亚粘土层。该层顶部见红色氧化薄层,底部见螺类化石碎片
7	57.8	7.7	粉砂与亚砂土互层,有机质含量高,上部深灰色,向下颜色较浅为灰色、黄灰色,局部可见水平层理、斜层理、波状层理。粉砂疏松,顶部含泥量较高。亚砂土结构疏松,块状构造,断面粗糙。底部为灰色亚粘土
8	62.35	4.55	黄灰色粉砂,疏松,以石英长石为主要成分,分选性、磨圆度好,夹黄灰色亚砂土薄层,局部见薄层浅红色氧化条带
9	78.5	16.2	亚粘土,结构致密,块状构造,稍有光泽,顶部为黄灰色,向下颜色渐变为灰色、深灰色,可见微细的水平层理、微斜层理。底部为浅灰色疏松粉砂薄层(约 0.8 m)
10	85.3	6.8	灰黄、浅黄棕色亚粘土,结构致密,块状构造,稍有光泽
11	94.8	9.5	灰色、灰黄色粉砂,松散,以石英长石为主要成分,分选性、磨圆度好,局部可见条带状锈染。该层顶部见斜层理,86.6~86.8 m 处有红色氧化条带,可见波状层理,下部含砂(中粗砂)量较高,含有炭化碎屑,偶见螺类化石碎片
12	99.5	4.7	灰黄色粉砂,松散,以石英长石为主要成分,分选磨圆好。见黄棕色亚粘土薄层,且中部有机质含量较高,局部颜色较深
13	107.5	8	亚粘土与粉砂互层,亚粘土呈灰黄色、深黄色,结构致密,见亚砂土薄层,轻微水平层理,局部有机质含量高。粉砂为灰黄色、灰色,结构疏松,与下伏地层接触关系明显
14	121.3	13.8	亚粘土、粘土,结构致密,块状构造,稍有光泽,上部为浅棕色,向下颜色过渡到黄棕色、深灰色。顶部发育轻微水平层理

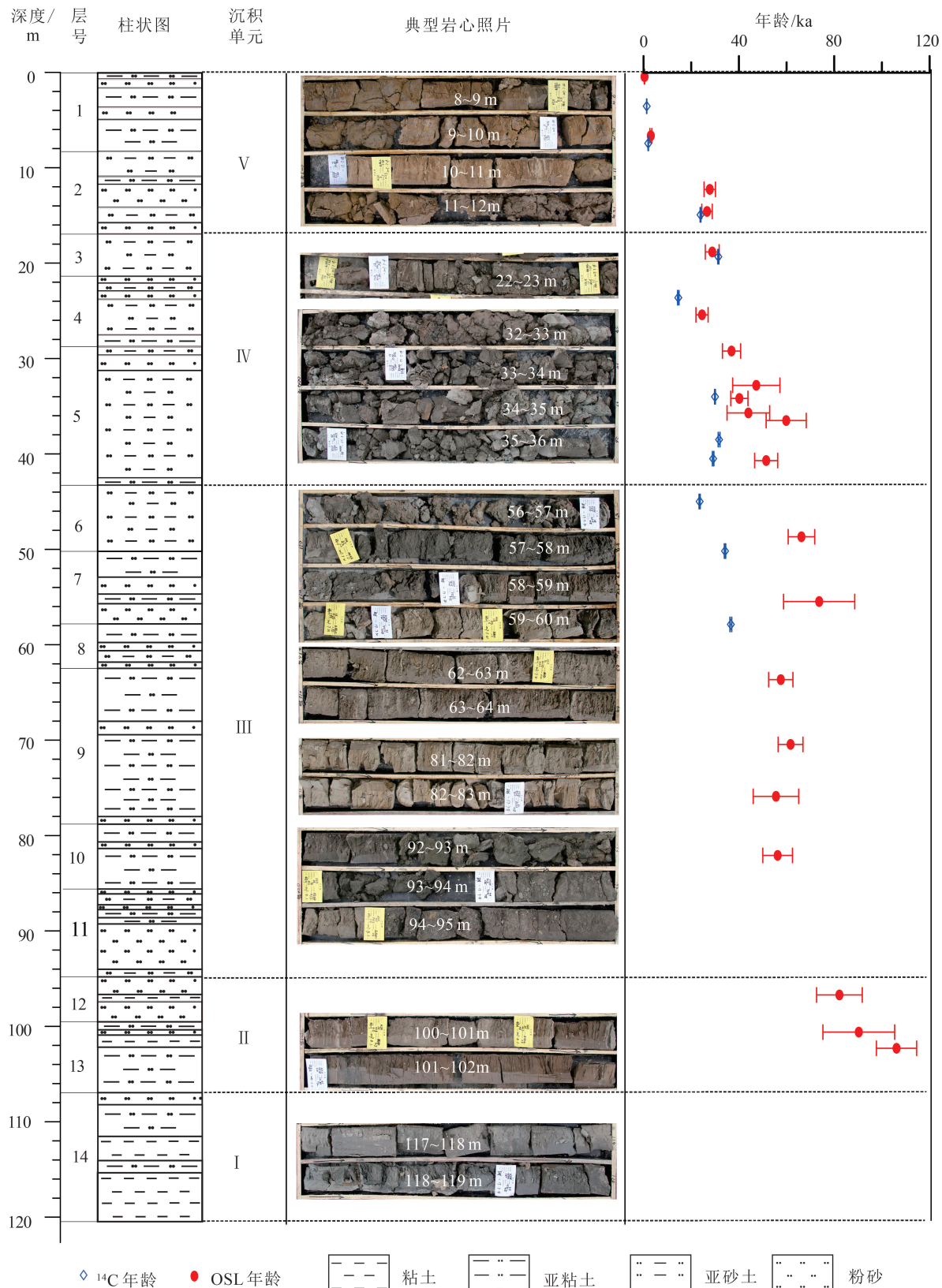


图2 HSH 钻孔典型岩心照片、综合柱状图及年龄结果

Fig. 2 Lithostratigraphical column and the ages of borehole HSH

砂土,夹厚层亚粘土,层理发育,可见水平层理、斜层理、波状层理,局部的红色氧化薄层反映出弱氧化特征,推测为滨湖相沉积,其中,50~58 cm 及 85.3~94.8 cm 处含砂量较高,推测受到河流的影响;④沉积单元 IV (16.9~43.2 m),主要为深灰色、灰黄色亚砂土,夹薄层粉砂、亚粘土,结构较疏松,有机质含量较高,断面粗糙,可嗅臭味,局部见斜层理、交错层理、水平层理、波状层理,偶见螺类化石碎片,推测为湖沼相沉积;⑤沉积单元 V (0~16.9 m),主要为灰黄色粉砂与浅棕色亚粘土、亚砂土互层,夹有机质薄层,底部沉积物粒径较粗,向上呈逐渐减小的趋势。矿物成分以石英、长石为主,分选性、磨圆度好,局部见水平层理,整体推测为滨湖相沉积。

2.2 样品采集

采集的样品主要包括 ^{14}C 和 OSL 测年样品。其中, ^{14}C 样品采自有机质含量较高的层位,主要为灰黑色亚粘土和亚砂土沉积物,共 11 个样品。OSL 样品采自岩性相对均一的层位,每个样品取约 10 cm 长的岩心,采用锡纸及黑色塑料袋包裹,密封保存,共 21 个样品。

2.3 样品处理与测试

2.3.1 OSL 样品的前处理及测量方法

OSL 测年样品在中国地质调查局第四纪年代学与水文环境演变重点实验室完成,采用细颗粒石英前处理的常用方法。在暗室中,去除样品外侧可能见光的部分,用于测量 U、Th、K 含量及含水量;取中心未曝光样品,用浓度为 30% 的 H_2O_2 和 10% 的盐酸去除有机质和碳酸盐类,之后加 30% 的氟硅酸腐蚀约 5 d,以去除长石颗粒,用蒸馏水清洗后,根据静水沉降原理分离出 4~11 μm 的颗粒,用于等效剂量的测定。样品均已通过红外信号和 IR depletion 值检测^[9],认为样品中长石已完全去除。

样品的等效剂量在 Daybreak 2200 (美国) OSL 测年仪器上测定。该仪器蓝光光源波长为 $470\pm 5\text{ nm}$,红外光源波长为 $880\pm 80\text{ nm}$ 。信号检测系统有 2 个 3 mm 的 U-340 滤光片及 EMI 9235QA 光电倍增管。采用 $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ 放射源,照射剂量率约为 0.058009 Gy/s 。样品的等效剂量均采用简单多片再生法^[10],蓝光激发温度为 125°C 。预热温度为 260°C ,持续时间 10 s,试验剂量的预热温度为 220°C 。

样品的环境剂量率根据其 U、Th、K 含量,采用剂量率转化公式计算^[11],宇宙射线对剂量率的影响由样品的埋深和经纬度计算得出^[12]。含水量对年剂量的影响根据 Aitken 等^[13]提出的方法进行校正,钻孔岩心各样品均根据实测含水量及样品的沉积环境进行估计。各样品的环境剂量率均采用 DRAC (Dose Rate and Age Calculator)^[14] 计算得出。

2.3.2 ^{14}C 样品的前处理与测量

AMS ^{14}C 测年在西安加速器质谱中心完成,采用沉积物全岩有机碳进行测年,样品先采用 10% HCl 进行酸洗,以除去沉积物中的碳酸盐和富里酸,之后用蒸馏水洗净。处理后的样品置于真空系统中燃烧并收集 CO_2 气体,将纯化的 CO_2 气体送入合成装置中,用氢气作为还原剂,使 CO_2 还原为碳,压制成石墨靶用于 AMS 测量。最后,采用 intcal20 校正曲线^[15]校正年代结果。

3 年龄结果

3.1 OSL 测年结果

各样品的 OSL 测年结果范围为 0.4~106.1 ka (表 3;图 2),样品 OSL 年龄在误差范围内随深度增加而增大(图 2),基本符合地层层序。根据 OSL 结果,沉积速率可分为 3 个阶段:43.2~94.8 m 为快速沉积阶段,沉积速率约 3 m/ka ;0~43.2 m 及 94.8~120 m 沉积速率较缓,分别为 $0.79/\text{ka}$ 及 0.23 m/ka 。

3.2 ^{14}C 样品测年结果

岩心样品 ^{14}C 样品年龄结果范围为 1330~36628 cal.a B.P.(表 4;图 2)。样品 ^{14}C 年龄随埋深的变化分为 2 个阶段,19.3 m 以上样品年龄随埋深的增加明显,不到 20 m 的地层,年龄跨度约 30 ka,而 19.3 m 以下至 57.9 m,埋深相差约 40 m,年龄跨度仅 6 ka,年龄随埋深的变化不明显,其中, HSH008、HSH012 两个样品年龄结果不符合地层顺序,可能存在低估。

4 讨论

4.1 岩心样品测年结果的可靠性

4.1.1 OSL 测年可靠性

对 HSHOSL11 及 HSHOSL29 进行了剂量恢复实验,样品在太阳灯下晒退 1 h 后,在实验室中给样品辐照一定的剂量(HSHOSL11 样品的辐照剂量分

别为 50 Gy 和 100 Gy, HSHOSL29 样品的辐照剂量分别为 150 Gy 和 250 Gy), 假设其为自然剂量, 采用简单多片法进行测量, 测试条件见 2.3.1 节。各样品的剂量恢复率(测得等效剂量与附加等效剂量的比值)在 0.9~1.1 的范围内(表 2), 认为在该测试条件下能够获得较准确的等效剂量。各样品采用饱和曲线拟合较良好, 几乎均经过零点, 且未达到饱和(代表样品生长曲线见图 3), 认为各样品采用内插法获得的等效剂量结果较可靠。

表 2 等效剂量恢复结果
Table 2 Results of dose recovery test

样品号	附加等效 剂量/Gy	测得等效 剂量/Gy	剂量恢 复率/%
HSHOSL11	50	52.9±4.8	105.8
HSHOSL11	100	93.9±8.1	93.9
HSHOSL29	150	154.4±14.2	102.9
HSHOSL29	250	229.3±23.2	91.7

表 3 HSH 钻孔样品 OSL 测年结果
Table 3 OSL dating results of samples from the borehole HSH

样品号	深度 /m	U /10 ⁻⁶	Th /10 ⁻⁶	K /%	含水量/%	环境剂量率 D/(Gy·ka ⁻¹)	等效剂量 De/Gy	年代 /ka
HSHOSL01	0.4	2.7±0.11	11.8±0.33	2.22±0.06	35±10	3.34±0.23	1.38±0.31	0.4±0.1
HSHOSL03	6.6	3.3±0.13	13.8±0.37	2.4±0.07	25±10	3.96±0.3	12.09±1.24	3.1±0.4
HSHOSL06	12.23	3.18±0.12	9.84±0.3	1.78±0.06	25±10	3.09±0.24	85.77±2.88	27.8±2.4
HSHOSL07	14.55	2.33±0.1	10.1±0.32	1.72±0.06	35±10	2.58±0.19	68.68±2.61	26.6±2.2
HSHOSL08	18.8	2.01±0.08	9.2±0.28	1.8±0.06	25±10	2.71±0.21	78.07±5.14	28.8±2.9
HSHOSL11	25.4	2.86±0.11	9.16±0.27	1.83±0.06	25±10	2.95±0.23	72.31±4.93	24.5±2.5
HSHOSL13	29.2	1.95±0.08	11.2±0.31	2.1±0.06	30±10	2.93±0.22	107.98±7.82	36.9±3.8
HSHOSL14	32.8	1.88±0.08	10.3±0.3	2.04±0.06	25±10	2.92±0.22	138.29±26.96	47.3±9.9
HSHOSL15	35.7	2.19±0.09	10.7±0.31	1.75±0.06	25±10	2.81±0.22	123.55±23.19	44±8.9
HSHOSL16	34.18	2.3±0.09	10.3±0.3	1.95±0.06	25±10	2.97±0.23	119.25±5.43	40.2±3.6
HSHOSL17	36.5	1.95±0.08	10.7±0.31	2.06±0.06	25±10	2.99±0.23	178.74±21.02	59.8±8.4
HSHOSL19	40.7	2.15±0.09	7.8±0.25	1.75±0.06	25±10	2.57±0.2	132.31±7.13	51.5±4.8
HSHOSL21	48.7	2.36±0.09	13.1±0.37	2.43±0.07	25±10	3.57±0.28	236.31±7.86	66.2±5.6
HSHOSL22	55.5	2.33±0.09	13.4±0.36	2.6±0.07	25±10	3.71±0.28	273.63±51.4	73.7±14.9
HSHOSL25	63.7	2.85±0.11	12.8±0.36	2.06±0.06	20±10	3.55±0.29	204.57±6.97	57.6±5.1
HSHOSL27	70.5	2.1±0.09	10.3±0.3	1.83±0.06	20±10	2.95±0.24	181.65±4.69	61.7±5.2
HSHOSL29	75.95	2.12±0.09	10.1±0.29	2.08±0.06	20±10	3.14±0.25	174.44±26.59	55.6±9.5
HSHOSL31	82.15	2.4±0.1	11.4±0.32	2.16±0.06	20±10	3.39±0.27	190.74±14.61	56.3±6.2
HSHOSL36	96.8	2.05±0.09	8.63±0.27	1.95±0.06	25±10	2.76±0.21	226.37±19.95	82.2±9.6
HSHOSL37	100.7	2.57±0.1	9.5±0.28	2±0.06	25±10	3±0.23	271.11±39.99	90.3±15
HSHOSL38	102.4	3.02±0.12	10±0.29	2.07±0.06	30±10	3.07±0.23	326.1±7.6	106.1±8.4

表 4 HSH 钻孔样品 AMS ¹⁴C 测年结果
Table 4 AMS ¹⁴C dating results of samples from the borehole HSH

实验室编号	样品编号	取样深度/m	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$	误差 (1 σ)	pMC/%	误差 (1 σ)	¹⁴ C 年龄 /a B.P.	误差 (1 σ)	校正后日历年龄 /cal.a B.P. (2 σ ,95.4%)
XA20032	HSH002	3.5	-25.7	0.49	83.64	0.26	1.435	25	1363~1296
XA20033	HSH004	7.4	-25.83	0.44	77.62	0.23	2.035	25	2052~1890
XA20034	HSH005	14.9	-25.74	0.38	8.48	0.07	19.825	70	24070~23740
XA20035	HSH006	19.3	-23.22	0.38	3.31	0.04	27.37	110	31619~31146
XA20036	HSH008	23.6	-24.78	0.36	21.31	0.11	12.42	40	14885~14276
XA20037	HSH009	34	-25.35	0.4	4.1	0.05	25.655	95	30129~29831
XA20038	HSH010	38.5	-25.07	0.31	3.13	0.05	27.815	140	32052~31332
XA20039	HSH011	40.5	-25.23	0.47	4.47	0.05	24.96	95	29493~28881
XA20040	HSH012	45	-26.68	0.39	8.8	0.07	19.53	65	23781~23301
XA20041	HSH013	50.2	-23.28	0.42	2.5	0.04	29.625	120	34448~33912
XA20042	HSH015	57.9	-27.31	0.32	1.79	0.03	32.315	160	36995~36260

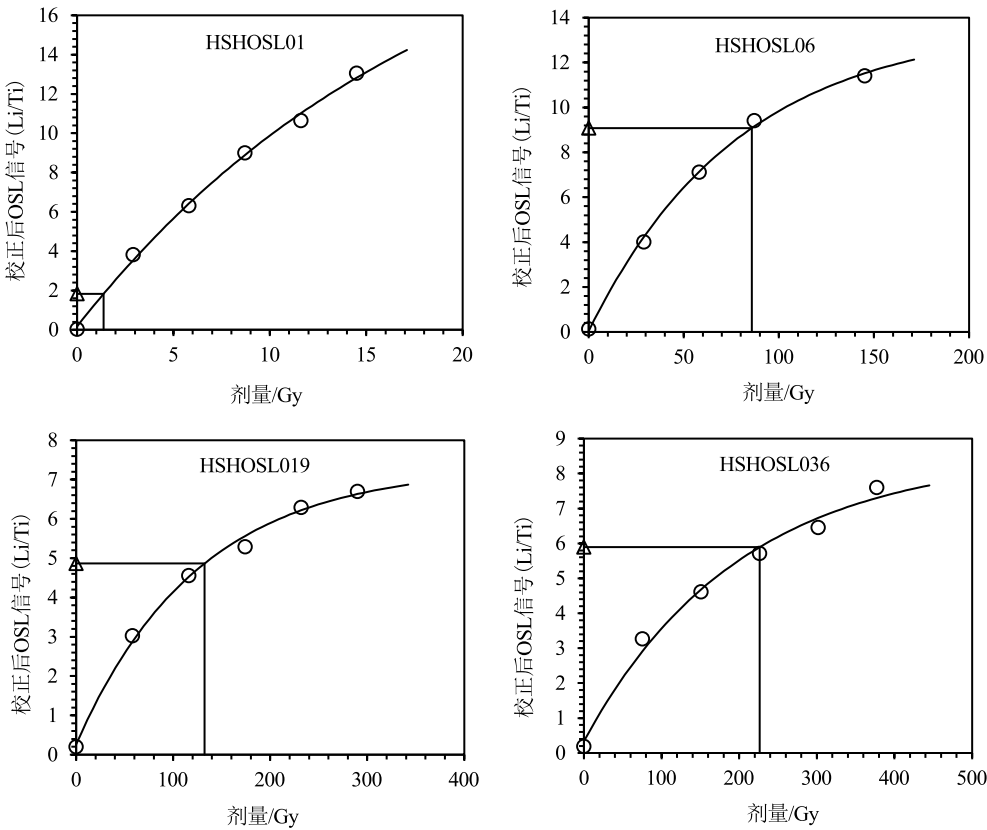


图 3 代表性样品生长曲线图

Fig. 3 Growth curve of representative samples

对于水成沉积物,样品 OSL 信号在埋藏前不完全晒退是影响其准确性的重要因素^[16-17]。本钻孔各样品在误差范围内基本符合层序地层顺序,其中,20 m 以上的湖沼相、滨湖相¹⁴C 和 OSL 年龄在误差范围内基本一致。此外,学者们对湖泊沉积物的研究也表明,湖泊的水动力条件较弱,沉积较缓慢,细颗粒样品 OSL 年龄晒退较好^[18],因此,认为该湖泊相地层中样品 OSL 信号在沉积前的晒退程度较充分。本钻孔沉积单元Ⅲ主要为滨湖相沉积,但该段顶部(50~58 cm)含砂量较高,水动力条件明显增强,可能受到河流的影响。在此情况下,细颗粒易以团块形式快速搬运、沉积,导致沉积物不能充分曝光,这可能是 HSHOSL21 及 HSHOSL22 样品的 OSL 年龄结果轻微偏老的原因。从其他样品年代结果可以看出,该段沉积速率较快,已有研究^[19-21]表明,快速沉积的含沙量高的沉积层中,由于水动力条件强,细颗粒石英可能存在 OSL 信号不完全晒退的情况,导致年龄偏老。然而,在水动力条件较弱的河流中,沉积物颗粒有较长的时间曝光,Hu 等^[19]对黄河现代样品的研究表明,悬浮细颗粒石英 OSL 信号晒退较完全。整体看来,本钻孔大部分样品 OSL 信号在最后一次埋藏前晒退较充分。

除等效剂量外,样品的环境剂量率也是影响样品 OSL 年龄的重要因素。U、Th、K 含量是确定环境剂量率的主要因素,在 OSL 测年中,假定其含量固定不变,当样品受到风化作用及后期的流水作用时,Ca、Si 等元素易发生迁移、流失,导致 U、Th 元素相对富集^[22]。钻孔 HSHOSL03 样品的 U、Th 含量及环境剂量率明显高于其他样品,根据岩性描述,HSHOSL03 很可能曾暴露地表接受氧化作用,在后期的水流作用下使 U、Th 富集,因此,采用现有 U、Th 含量可能会导致样品年龄的低估。若采用与 HSH06 相同的环境剂量率,则年龄结果约为 3.9 ± 0.5 ka,略高于原结果,但在误差范围内基本一致。整体看来,本钻孔样品的环境剂量率差异不大,元素富集作用对钻孔年龄结果的影响也较小。

此外,样品的含水量对样品环境剂量率会产生影响,这是由于水能够吸收环境中的辐射能,从而减小沉积物所吸收的能量^[23]。若采用的含水量不能代表埋藏期间的含水量,则会影响环境剂量率的计算,从而影响样品的 OSL 年代结果。湖泊开始沉

积时含水量很高,随着沉积物堆积,空隙减少,含水量逐渐减小,因而,若使用实测的含水量可能会导致年龄结果偏低^[24]。本钻孔环境剂量率计算时,采用的含水量在实测含水量的基础上,根据其沉积环境,相应进行了调整,并给定了 10% 的误差,认为获得的年龄结果较可靠。

4.1.2 ¹⁴C 测年可靠性

影响¹⁴C 测年的一个重要因素是老碳效应,对于沉积物样品,除了由于湖水和大气交换不畅引起的碳库效应外,其在入湖前很可能受到老碳的影响,因此,选用湖泊沉积物全样测定¹⁴C 年龄,很可能会导致年龄结果偏老^[25-26]。对于本钻孔沉积物,20 m 以上的¹⁴C 样品在 2σ 范围内与 OSL 结果较一致。由于老碳效应在封闭的碱性高盐度湖泊中较明显,碳库效应年龄与湖水盐度可能呈正比^[26],而哈素海是外流淡水湖泊,结合与 OSL 测年结果的对比,认为碳库效应对该孔样品无明显的影响。

本钻孔 20 m 以下大部分样品采用¹⁴C 方法获得的年代结果在 29~37 ka 之间,年龄结果随埋深的增加无明显增大。以往研究者对伊利盆地黄土沉积物^[27]、兴凯湖钻孔沉积物^[28]的测年结果也有类似的现象,即样品¹⁴C 年龄在 30 ka 左右后不再随埋深而增大。Song 等^[27]研究表明,前处理过程中现代碳的污染是制约¹⁴C 年龄上限的重要因素,虽然理论上 AMS ¹⁴C 方法可达 60 ka,但实际上,老于 30 ka 左右的沉积物采用¹⁴C 方法获得的结果明显偏小。

总之,根据¹⁴C 和 OSL 年龄结果,以及对 2 种方法不确定性的分析,认为该孔 20 m 以上的样品采用 2 种方法均可得到较可靠的年龄结果,然而,20 m 以下样品采用¹⁴C 方法,结果明显偏年轻,主要是由于¹⁴C 测年方法达到测年上限,而 OSL 方法结果较可靠。

4.2 哈素海沉积环境的演化

根据年代结果,结合沉积物的沉积特征及沉积相分析,认为哈素海地区晚更新世以来的沉积环境为河湖相沉积环境,主要经历了 4 个阶段的演化。

(1) 150~70 ka(121.3~94.8 m),对应于沉积单元 I、II,为半深湖-浅湖相沉积,水动力条件较稳定,沉积物有机质含量高,可与萨拉乌苏阶下部萨拉乌苏组 150~75 ka 湖沼相夹风成、河流相沉积相^[29]对比。钻孔显示出该区 150~115 ka(120~106 m)为半深湖相沉积,115~70 ka(106~94.8 m)水位

下降,为浅湖相沉积。

(2) 70~55 ka (94.8~43.2 m), 对应于沉积单元 III, 主要为滨湖相沉积, 该时期沉积物局部含红色团块, 表明其形成环境为氧化环境, 很可能已暴露地表, 顶部较粗的岩性反映出湖泊进一步退缩甚至消亡。该阶段该孔沉积速率极高, 底部沉积物岩性较粗, 推测是受到河流的影响, 黄河可能是重要的物源区, 其提供的大量沉积物堆积是区域由浅湖相转变为滨湖相的可能原因, 此外, 该阶段对应于 MIS4, 气候寒冷偏干也是导致湖泊水位降低的重要因素。

(3) 55~27 ka (43.2~16.9 m), 对应于沉积单元 IV, 沉积物为灰色粉砂、亚粘土、粘土, 可嗅到臭味, 推测为湖沼沉积, 沉积速率较 70 ka 前的湖相沉积快, 反映出该阶段的湖沼沉积不同于早前的湖相沉积, 该区域很可能为汇水洼地, 推测古大湖已消亡。在该时期, 河套平原的其他剖面或钻孔中也有湖沼沉积的体现, 表现为湖相沉积夹于风成堆积^[30]或河流沉积之间^[3, 6, 31~32], 因此, 该套湖相地层并非为与萨拉乌苏组对应的大湖期地层, 而是对应于城川组中部 30 ka 左右的湖沼相沉积^[29]。

杨丽荣等^[33]对库布齐沙漠物源的研究表明, 沙漠以北河套盆地 KD-4 剖面 22.4 ± 2.4 ka 左右的湖相层中大于 1.4 Ga 的古老锆石和年轻锆石 (960 Ma, 450 Ma) 几乎各占一半, 认为是黄河河道从上游带来了年轻物质, 而黄河支流从周边山区带来了古老锆石。哈素海湖沼沉积很可能也是黄河河道及山前河流物质的混合。该时期相当于深海氧同位素的三阶段, 气候偏冷湿, 为形成湖沼沉积提供了充足的水源。此外, Jia 等^[34]对河套盆地狼山山前阶地的研究表明, 河流在 58 ka 左右发生了由加积到下切的转变, 该转变很可能与构造活动有关, 该时期哈素海地区由滨湖相转变为湖沼相沉积很可能也受到了构造运动的影响。

(4) 27~0 ka (16.9~0 m), 对应于沉积单元 V, 为滨湖相沉积。在包头地区, 11.9~4.3 ka B.P. 期间沉积为边滩相沉积, 3 ka B.P. 以来为河间洼地相沉积^[32]。而在托克托台地^[35]及临河凹陷山前^[36], 该时段均反映河流相沉积。整体看来, 河套盆地主要为河流相沉积, 局部存在洼地及湖泊。区内气候差异较小, 但沉积环境差异明显, 反映了地形、地势在沉积环境演化中的重要作用。22 ka 以来, 大青山山前

断裂活动强烈, 垂直活动速率为 $4 \sim 6$ mm/ka^[3], 强烈的构造活动导致侵蚀基准面加强, 河流不断下切, 导致山前冲洪积扇发育, 大青山山前河流带来更多的水源汇入地势低洼处, 可能是该区水位上升形成湖泊环境的主要原因。

4.3 河套古大湖形成与消亡时代

哈素海为河套盆地现今仍存的湖泊, 该区地势低洼, 是区域主要的沉积中心, 沉积记录较连续, 能够较良好地记录湖泊演变过程, 为河套古大湖的演化提供证据。

本次研究表明, 150~70 ka 哈素海地区存在稳定的湖泊。该时期在河套盆地普遍沉积有较厚的湖相沉积, 托克托台地 120~100 ka 发育有相当于萨拉乌苏组的湖相地层^[6]; 包头钻孔揭示, 130~118 ka 为湖泊相, 其后直到 12 ka 为河湖相交替沉积环境^[32]; 临河凹陷阴山山前的冰房沟剖面粒度、磁化率、色度、 ^{18}O 及 ^{13}C 同位素结果显示该区 130~80 ka 为封闭的深水湖泊, 对应 MIS5 阶段^[8, 36]; 陈发虎等^[1, 7]通过测定吉兰泰周围湖岸堤沉积物的 OSL 年代, 认为“吉兰泰-河套”古大湖开始形成于距今 100 ka 前后, 在距今 60~50 ka 时仍然存在; Li 等^[2]对乌兰布和沙漠钻孔 WL12ZK-1 (120.5 m) 进行了粒度、烧失量、孢粉、介形虫等代用指标分析, 研究表明, 乌兰布和沙漠及河套盆地在 155~133 ka 形成大湖, 直至 87 ka, 其后为干旱环境。

根据本文结果, 结合该区相关资料, 早在 130 ka 前, 河套盆地已经开始形成河套古大湖, 大湖时期与萨拉乌苏组湖相层时期较一致。大湖的形成与发展一方面是由于构造运动使得该区地势低洼, 形成良好的汇水区, 另一方面, 该时期与 MIS5 阶段对应, 气候温暖湿润也为湖泊的形成提供了条件^[37]。

此外, 赵希涛等^[38]认为, 在河套断陷 110~71 ka 时期, 古黄河有河道在磴口附近注入古湖西端, 而从东端喇嘛湾附近流出古湖, 且可能有多条河道流动, 为河湖共存的状态。傅建利等^[39]认为, 130~80 ka 期间, 黄河北段贯通了河套古湖。Fan 等^[40]根据地质证据, 结合水生软体动物壳碳酸盐的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 结果, 认为黄河是吉兰泰大湖高湖面时主要的水源, 因此, 黄河流入河套盆地是该区大湖形成的另一重要因素。

根据本次研究结果, 70~55 ka 哈素海地区湖泊萎缩, 部分阶段为河流沉积, 河套盆地其他区域在

该时期也存在湖泊水位降低的现象,如包头地区 118~12 ka 为河湖相交替沉积环境^[32],临河凹陷 80~54 ka 湖泊水位快速下降^[36],这些都表明古大湖在该阶段萎缩,甚至消亡。

本次采集的 HSH 岩心反映哈素海地区 55~27 ka 为湖沼相沉积,该时期曾为古湖沼环境。Fan 等^[41]根据吉兰泰及磴口隆起 2 个钻孔的岩性特征,结合孢粉¹⁴C 方法与沉积物 OSL 测年方法,认为吉兰泰凹陷自 85 ka 以来一直被湖泊占据,而磴口隆起的湖泊主要存在 80~74 ka, 50~44 ka, 32.5~27.5 ka,以及小于 13 ka 几个阶段,44~32.5 ka 和 27.5~13 ka 为沙漠沉积;位于河套盆地西南部的 DK 钻孔(8.4 m)^[5]的¹⁴C 年代结果、有机质地球化学指标及粒度特征也表明,磴口附近在 40~27 ka 期间湖水水位较高,证实吉兰泰凹陷及磴口隆起在 MIS3 阶段曾存在过湖泊。然而,Yang 等^[8]研究表明,54 ka 以来大湖开始外流并萎缩,Jia 等^[42]认为,50 ka 以来黄河连接的大湖系统逐渐萎缩、消亡,期间黄河为辫状河。因此,即使局部区域存在湖相沉积,也很可能为汇水洼地,河套古大湖已消亡,不再是统一的大湖。

根据上述讨论,认为河套古大湖形成与消亡时期存在争议的原因主要有两方面,一方面,¹⁴C 测年方法年龄范围的局限性会导致较老样品的年龄低估,将实为 MIS5 的沉积物定为 MIS3 时期;另一方面,河套盆地局部地区在 MIS3 阶段形成湖沼沉积,而该时期河套古大湖已不再是统一的大湖,将湖沼沉积当作古大湖期沉积也是使河套大湖形成与消亡时间存在争议的重要原因。

5 结 论

(1)与¹⁴C 样品对比,OSL 样品在时间尺度上更有优势。哈素海(HSH)钻孔的¹⁴C 和 OSL 测年结果在 30 ka 以内的年龄结果较一致,超过 30 ka,OSL 结果较可靠,而¹⁴C 年龄结果明显偏小。

(2)根据年龄结果与沉积相的分析,哈素海主要经历了半深湖-浅湖相沉积、滨湖相沉积、湖沼沉积、滨湖相沉积 4 个阶段。哈素海的沉积演化过程受到构造活动、气候及黄河演化的共同影响。

(3)综合本次研究结果及以往研究成果,河套古大湖早在 150~110 ka 已经形成,其后水位下降,萎缩消亡,直至 55 ka 之后,河套盆地局部地区水位

上升形成湖沼,但已不再是统一的大湖。

致谢:中国地质科学院水文地质环境地质研究所韩书华高级工程师对本次野外工作给予了有益指导,各位审稿专家提出了宝贵意见,表示诚挚的谢意。

参考文献

- [1] 陈发虎,范育新,春喜,等.晚第四纪“吉兰泰-河套”古大湖的初步研究[J].科学通报,2008,53(10): 1207-1219.
- [2] Li G Q, Jin M, Chen X M, et al. Environmental changes in the Ulan Buh Desert, southern Inner Mongolia, China since the middle Pleistocene based on sedimentology, chronology and proxy indexes[J]. Quaternary Science Reviews, 2015, 128: 69-80.
- [3] 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[J].第四纪研究,2004,24(6): 630-637.
- [4] 梁阿如娜.晚第四纪包头盆地古湖演化与环境变迁[D].内蒙古师范大学硕士学位论文,2011.
- [5] Yang X C, Cai M T, Hu J M, et al. The paleolake hydrology and climate change since the ~40 ka in the Hetao Basin, Inner Mongolia, China[J]. Quaternary International, 2020, 553: 73-82.
- [6] 李建彪,冉勇康,郭文生.河套盆地托克托台地湖相层研究[J].第四纪研究,2005,25(5): 630-639.
- [7] 陈发虎,范育新, Madsen D B, 等.河套地区新生代湖泊演化与“吉兰泰-河套”古大湖形成机制的初步研究[J].第四纪研究,2008,28(5): 866-873.
- [8] Yang X C, Cai M T, Ye P S, et al. Late Pleistocene paleolake evolution in the Hetao Basin, Inner Mongolia, China [J]. Quaternary International, 2018, 464: 386-395.
- [9] Duller G A T. Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements[J]. Radiation Measurements, 2003, 37(2): 161-165.
- [10] 王旭龙,卢演俦,李晓妮.细颗粒石英光释光测年:简单多片再生法[J].地震地质,2005,27(4): 615-623.
- [11] Adamiec G, Aitken M. Dose-rate conversion factors: update [J]. Ancient TL, 1998, 16(2): 37-50.
- [12] Prescott J R, Hutton J T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations[J]. Radiation Measurements, 1994, 23(2): 497-500.
- [13] Aitken M J, Xie J. Moisture Correction for Annual Gamma Dose[J]. Ancient TL, 1990, 8(2): 6-9.
- [14] Durcan J A, King G E, Duller G A T. DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating[J]. Quaternary Geochronology, 2015, 28: 54-61.
- [15] Heaton T J, Blaauw M, Blackwell P G, et al. The Intcal 20 Approach to Radiocarbon Calibration Curve Construction: A New Methodology Using Bayesian Splines and Errors-In-Variables [J]. Radiocarbon, 2020, 62(4): 1-43.
- [16] 赵华,卢演俦,王成敏,等.水成沉积物释光测年研究进展与展望[J].核技术,2011,34(2): 82-86.
- [17] Smedley R K, Skirrow G K A. Luminescence Dating in Fluvial

- Settings: Overcoming the Challenge of Partial Bleaching[Z].2020.
- [18] Lang A, Zolitschka B. Optical dating of annually laminated lake sediments A test case from Holzmaar/Germany [J]. Quaternary Science Reviews, 2001, 20(5): 737-742.
- [19] Hu G, Zhang J F, Qiu W L, et al. Residual OSL signals in modern fluvial sediments from the Yellow River (HuangHe) and the implications for dating young sediments[J]. Quaternary Geochronology, 2010, 5(2/3): 187-193.
- [20] He Z, Long H, Yang L H, et al. Luminescence dating of a fluvial sequence using different grain size fractions and implications on Holocene flooding activities in Weihe Basin, central China [J]. Quaternary Geochronology, 2019, 49: 123-130.
- [21] Zhang J F, Qiu W L, Wang X Q, et al. Optical dating of a hyperconcentrated flow deposit on a Yellow River terrace in Hukou, Shaanxi, China[J]. Quaternary Geochronology, 2010, 5: 194-199.
- [22] 张家富, 袁宝印, 周力平. 福建晋江“老红砂”的释光年代学及对南方第四纪沉积物释光测年的指示意义[J]. 科学通报, 2007, 52(22): 2646-2654.
- [23] Zimmerman D W. Thermoluminescent dating using fine grains from pottery[J]. Archaeometry, 1971, 13(1): 29-52.
- [24] 张家富, 周力平, 姚书春, 等. 湖泊沉积物的¹⁴C和光释光测年——以固城湖为例[J]. 第四纪研究, 2007, 27(4): 522-528.
- [25] 程鹏, 卢雪峰, 杜花, 等. 青海湖老碳效应的时空变化初步研究[J]. 地球环境学报, 2016, 7(4): 357-365.
- [26] 吴艳宏, 王苏民, 周力平, 等. 岱海¹⁴C测年的现代碳库效应研究[J]. 第四纪研究, 2007, 27(4): 507-510.
- [27] Song Y G, Lai Z P, Li Y, et al. Comparison between luminescence and radiocarbon dating of late Quaternary loess from the Ili Basin in Central Asia[J]. Quaternary Geochronology, 2015, 30: 405-410.
- [28] Long H, Shen J, Wang Y, et al. High-resolution OSL dating of a late Quaternary sequence from Xingkai Lake (NE Asia): Chronological challenge of the “MIS 3a Mega-paleolake” hypothesis in China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2015, 428: 281-292.
- [29] 闵隆瑞, 朱关祥, 关友义. 内蒙古萨拉乌苏河流域第四系更新统上部萨拉乌苏阶基本特征剖析[J]. 中国地质, 2009, 36(6): 1208-1217.
- [30] 邓金宪, 刘正宏, 徐仲元, 等. 包头地区晚更新世—全新世地层划分对比及环境变迁[J]. 地层学杂志, 2007, 31(2): 133-140.
- [31] 毕志伟, 杨振京, 王利康, 等. 临河凹陷 QK3 钻孔 220 ka 以来的沉积环境演变记录[J]. 科学技术与工程, 2021, 21(22): 9229-9235.
- [32] 赵红梅, 赵华, 刘林敬, 等. 包头地区晚第四纪沉积地层与环境演化[J]. 干旱区资源与环境, 2016, 30(4): 165-171.
- [33] 杨利荣, 邹宁, 岳乐平, 等. 库布齐沙漠碎屑锆石 U-Pb 年龄组成及其物源分析[J]. 第四纪研究, 2017, 37(3): 560-569.
- [34] Jia L Y, Zhang X J, He Z X, et al. Late Quaternary climatic and tectonic mechanisms driving river terrace development in an area of mountain uplift: A case study in the Langshan area, Inner Mongolia, northern China[J]. Geomorphology, 2015, 234: 109-121.
- [35] 李建彪, 冉永康, 郭文生. 呼包盆地第四纪地层与环境演化[J]. 第四纪研究, 2007, 27(4): 632-644.
- [36] 杨星辰, 叶培盛, 蔡茂堂, 等. 150ka 以来内蒙古河套古大湖沉积物粒度记录的湖泊水位变化[J]. 地质通报, 2017, 36(6): 1043-1050.
- [37] Wei G X, Rao Z G, Dong J, et al. Late Quaternary climatic influences on megalake Jilantai-Hetao, North China, inferred from a water balance model[J]. Journal of Paleolimnology, 2016, 55(3): 223-240.
- [38] 赵希涛, 贾丽云, 胡道功. 内蒙河套地区黄河阶地与新近纪砾石层的发现及其对黄河发育、中国河流古老性与河湖共存论的意义[J]. 地质学报, 2018, 92(4): 845-886.
- [39] 傅建利, 张珂, 马占武, 等. 中更新世晚期以来高阶地发育与中游黄河贯通[J]. 地学前缘, 2013, 20(4): 166-181.
- [40] Fan Y X, Mou X S, Wang Y D, et al. Quaternary paleoenvironmental evolution of the Tengger Desert and its implications for the provenance of the loess of the Chinese Loess Plateau[J]. Quaternary Science Reviews, 2018, 197: 21-34.
- [41] Fan Y X, Wang Y D, Mou X S, et al. Environmental status of the Jilantai Basin, North China, on the northwestern margin of the modern Asian summer monsoon domain during Marine Isotope Stage 3[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2017, 147: 178-192.
- [42] Jia L Y, Zhang X J, Ye P S, et al. Development of the alluvial and lacustrine terraces on the northern margin of the Hetao Basin, Inner Mongolia, China: Implications for the evolution of the Yellow River in the Hetao area since the late Pleistocene [J]. Geomorphology, 2016, 263: 87-98.