

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2018080301

黄河下游大野泽沉积物粒度特征及其对环境演化的指示

魏本杰¹, 侯战方^{1,2}, 陈诗越³, 孟静静^{1,2}, 伏梦璇¹, 杨丽伟³, 刘晓迪¹, 刘加珍¹,
陈影影³, 衣雅男¹

1.聊城大学环境与规划学院,聊城 252000

2.中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪国家重点实验室,西安 710061

3.江苏师范大学地理测绘与城乡规划学院,徐州 221116

摘要:利用黄河下游湖泊大野泽 550cm 柱状岩芯沉积物粒度分析,结合高精度的 AMS ¹⁴C 年代测定,初步揭示了研究区近 1400a 来湖泊沉积及环境演化历史。应用沉积物粒度频率分布曲线和概率累积曲线分析,结合沉积物岩性特征,结果发现 DYZ-1 钻孔地层明显分为两个沉积阶段:550~385cm,以深黑色和青灰色黏土质粉砂和粉砂质黏土为主,属湖沼相沉积物环境;385~30cm,以棕黄色和浅黄色黏土质粉砂为主,为河流相沉积环境。综合粒度组成和粒度参数分析结果,大野泽近 1400a 环境演变可以大致划分为 5 个阶段:625—940 AD 期间,为湖泊水位较低沼泽相沉积环境,气候较干冷;940—1250 AD 期间,在中世纪暖湿气候背景下,湖盆频受黄河洪水入注,湖盆扩张,水位抬高;1194 AD 开始,黄河河道南迁至黄海入海,大野泽逐渐演变为河流相沉积;1250—1540 AD 期间,河流水动力较强,气候较湿润;1540—1860 AD 期间,河流水动力表现出减弱趋势,气候转干冷,对应小冰期;1860 AD 之后,黄河再次改道北迁至渤海入海,大野泽再次接受黄河洪泛注入,但由于前期湖区抬高成陆,该区域仅作为黄河泥沙承载区。

关键词:粒度特征;沉积环境;改道决溢;大野泽

中图分类号:P736.2 **文献标识码:**A

Grain-size characteristics of Dayeze lake sediments in the lower reach of Yellow River and their environmental implications

WEI Benjie¹, HOU Zhanfang^{1,2}, CHEN Shiyue³, MENG Jingjing^{1,2}, FU Mengxuan¹, YANG Liwei³, LIU Xiaodi¹, LIU Jiazhen¹, CHEN Yingying³, YI Yanan¹

1. School of Environment and Planning, Liaocheng University, Liaocheng 252000, China

2. State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, CAS, Xi'an 710061, China

3. School of Geography, Geomatics, and Planning, Jiangsu Normal University, Xuzhou 221116, China

Abstract: This paper is devoted to the grain-size characteristics of a 550-cm-long sediment core, which was retrieved from the Lake Dayeze, a waterbody used to connect to the Lower Yellow River (LYR), with the purpose to reveal the environmental changes of the LYR during the last 1400a. The sediments are dated by high-precision AMS ¹⁴C dating. According to the grain size frequency distribution curve and cumulative probability curve of the sediments, in addition to lithological characteristics, the changes in depositional environment of the study area is divided to two phases: the 550~385cm composed of dark-grey clay and dark-grey caesious clay, belongs to a lacustrine sedimentary environment; the 385~30cm composed of yellow-brown silt and light yellow clay, is deposited in a fluvial environment. By Integration of grain size composition and grain size parameters, as well as historical documents, we inferred that the lake has experienced five distinct stages of environment evolution during the last 1400 years. There was a low level swamp environment during 625—940 AD, under dry and cold climate conditions in the study area. Then the lake level rose and the lake expanded due to flooding, under warm and wet climate conditions during 940—1250 AD, corresponding to the Medieval Warm Epoch. During 1250—1540 AD, it was charac-

资助项目:国家自然科学基金青年项目“历史时期黄河下游安山湖湿地演变及其与黄河-运河关系的研究”(41702373);国家自然科学基金面上项目“2 万年以来黄河下游季风演变及洪水与河道变迁机制研究”(41672345),“历史时期黄河下游湖泊消亡过程及机制与沉积碳埋藏量估算”(41871073);黄土与第四纪地质国家重点实验室开放基金项目“鲁西南安山湖形成、演化与黄河改道变迁的关系研究”(SKLLQG1509)

作者简介:魏本杰(1995—),男,硕士研究生,研究方向为湖泊演变与气候变化,E-mail:weibenjie132@163.com

通讯作者:侯战方(1985—),男,博士,讲师,主要从事湖泊演变与气候变化研究,E-mail:houzhanfang@lcu.edu.cn

收稿日期:2018-08-03;**改回日期:**2018-09-26. 文凤英编辑

terized by strong hydrodynamic force under a fluvial environment and relatively humid climate, and then, the river hydrodynamic weakened, the climate became dry and cold again, corresponding to Little Ice Age. The channel of the LYR shifted back and discharged into Bohai Bay, by the 1855 AD flooding event. As a result, the study area was affected by the flooding events of the LYR again.

Key words: grain-size characteristic; sedimentary environment; levee breaches; Dayeze Lake

黄河具善淤、善决、善徙特征,又被称为“汉民族的悲殇之河”^[1],黄河下游频受黄河改道决溢影响,北至津沽,南到淮泗,形成了面积达 25 万 km² 的洪泛区^[2]。据《水经注》记载,晚更新世和全新世期间,在黄河下游冲积扇洼地形成了 180 多个大小湖泊,但经黄河频繁泛滥和灌淤,多数湖泊淤浅而湮灭^[3,4]。历史时期,它们在调节黄河洪水和湿润当地小气候等方面具有一定作用,是揭示黄河下游改道和环境演变的重要地质记录^[4-6]。大野泽原为黄河冲积扇群兰考冲积扇东部的一片沼泽洼地,曾被列为我国十大湖泊之一,其环境演变与黄河关系密切,并与大汶河有一定关系^[3]。在气候变化背景下,大野泽频繁受到黄河改道影响,淤浅而消亡,其沉积记录是揭示黄河改道及黄河下游地区环境演变的理想载体。前人已经对大野泽的地貌演化和沉积记录开展了一些初步研究^[3,7-9],张汉洁、刘德岑^[7,8] 主要根据文献记载,初步归纳了大野泽历史时期的形成和发展过程;喻宗仁等^[3]通过钻孔资料和实地调查,并结合历史典籍、参考前人研究成果,初步分析了大野泽演变与黄河决口及改道的关系,指出历史时期大野泽的演变与黄河关系十分密切,1194 AD 之后,黄河第四次大改道南迁夺淮入黄海,大野泽从此失去黄河水源,并认为黄河改道南迁是大野泽最终淤积消亡的主因。要吉花等^[9]通过钻孔地层,并结合沉积物粒度分析,初步讨论了大野泽环境变迁以及黄河决溢改道对其演变的影响。然而,以上研究多注重历史文献资料的总结,虽开展了一些沉积钻孔研究,但缺乏精确的年代学支撑和高分辨率的环境指标代用分析,所得结论可能不够客观、精确。因此,有必要对大野泽的沉积环境演化开展进一步深入研究。

湖泊沉积作为一个相对独立的体系,因其沉积连续、沉积速率高、时间跨度长、所含信息丰富,从而成为研究流域气候环境信息的重要天然档案,同时记录了区域气候变化、环境变迁、生态演化等丰富信息^[10]。湖泊沉积物的粒度特征与沉积关系密切,常被用于不同沉积物成因类型判别、沉积动力识别和沉积环境演变研究^[11-15],也是恢复区域性古气候和古环境重建的常用替代性指标^[16-18]。在黄河下游洪

泛区,湖泊除了接受地表径流搬运来的区域性流域物质外,同时接纳黄河输送的黄土物质,这两种不同动力机制所带来的沉积物必然对湖泊沉积环境和沉积物粒度组成产生影响^[6,9],通过对湖泊沉积物粒度组成及参数分析可以重建湖泊不同的沉积环境^[9,13-15]。本文试图通过大野泽钻孔精确的 AMS ¹⁴C 年代建立、沉积物粒度组成和粒度参数综合分析,结合历史文献资料,揭示其沉积环境,为黄河下游地区湖泊高分辨率沉积的沉积演化与黄河改道关系以及合理利用湖泊资源提供参考资料。

1 研究区概况

大野泽最早见于《左传》,又称巨野泽,位于山东省西南部,鲁中低山丘陵西侧,原为黄河冲积扇群兰考冲积扇东部的沼泽洼地(图 1),是一典型的黄河下游洪泛区开放性湖泊^[3],湖盆洼地的形成与演变受区域构造控制^[19],而湖泊变迁则主要受黄河下游河道变迁、气候和人为干扰的影响^[3]。大野泽自形成开始与黄河南部支流古济水关系密切,同时也接受区域性河流大汶河来水,河水注入,湖面扩大,河徙水退,湖面萎缩,黄河第四次大改道之后(1194 AD)黄河河道远离湖区,湖泊淤积消亡^[3]。该区主要受大陆性季风控制,属南温带湿润一半湿润气候,降水和温度具有明显的季节性特征^[20],在冬季,主要受西伯利亚高压控制,低温干燥,在夏季,主要受夏季风影响,温暖湿润。年均气温为 12.8~13.9℃,年平均降水量为 710.7mm,且降水主要集中在 6—11 月份,占全年降水量的 80%以上。

2 材料与方法

2.1 材料与样品采集

根据历史地图、文献记载以及野外考察,初步确定大野泽大致湖心位置^[21,22]。于 2011 年 6 月在山东省济宁市西北部的梁宝寺镇(35°35′18″N、116°15′2″E)采用无磁性重力钻钻取了 550cm 沉积岩芯(DYZ-1)。在野外,将柱状岩芯纵向剖开,针对岩

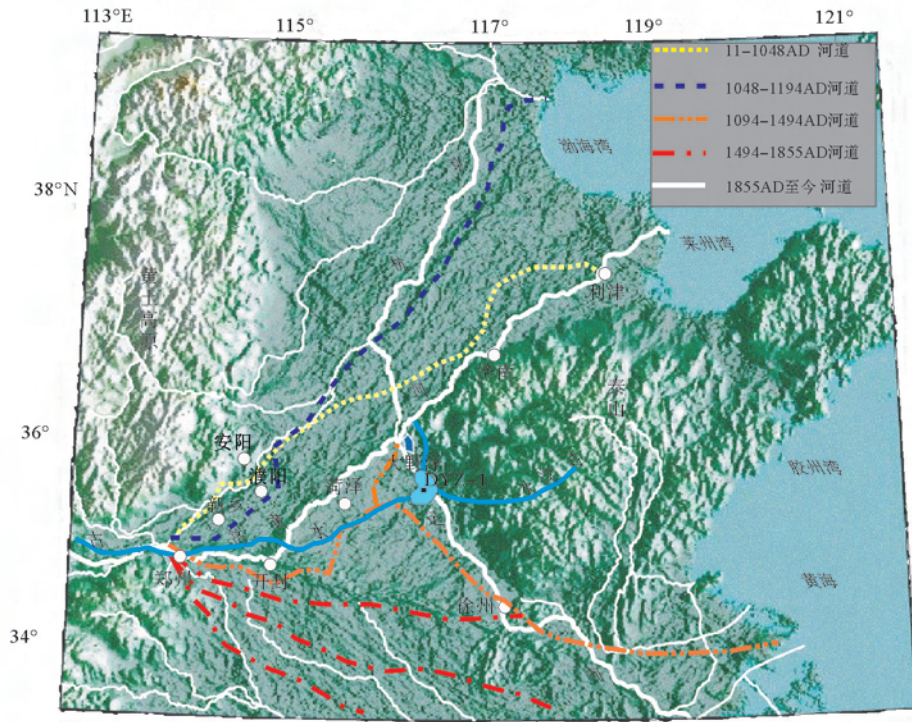


图 1 研究区及大野泽柱状样采样点位置

Fig.1 Map of study area and sampling locations of ancient Lake Dayeze

性、层位上下层接触关系进行描述。对其中一半岩芯柱按 2cm 间隔分样,共获得 275 个散样,按顺序编号装入聚乙烯塑料袋中密封保存并及时运回实验室置于 4℃ 的冰箱中以备后续测试。其中 AMS ^{14}C 年代测试在黄土与第四纪国家重点实验室进行,粒度在临沂大学水土保持与环境保育重点实验室测试。

根据沉积物特征,DYZ-1 柱状岩芯自下而上可分为 6 层,具体描述如下:

第 1 层:510~550cm,深黑色黏土质粉砂,富含有机质,富含生物螺壳和水生植物残体(芦苇叶片等);

第 2 层:385~510cm,青灰色粉砂质黏土,在该层上部现少量陆生植物残体;

第 3 层:260~385cm,棕黄色粉砂质细砂,颗粒较粗,具水平层理;

第 4 层:90~260cm,棕黄色黏土质粉砂,局部略带浅灰色淤泥,质地较均一,隐现水平层理,黏度较高;

第 5 层:30~90cm,浅青灰色黏土质粉砂,质地较一致,有不连续的水平层理,上部 30cm 左右处含有螺壳;

第 6 层:0~30cm,浅黄色粉砂质黏土,见植物

根茎,为人为耕作层。

2.2 实验分析

根据大野泽柱状样深度和岩芯变化,从 DYZ-1 钻孔中挑选出 2 个植物残体(芦苇叶片等)和 2 个螺壳样品进行年代测试。针对水生植物残体(芦苇叶片)和陆生植物残体,先经过酸-碱-酸规范处理后在实验室制备并测量,具体详细方法参见周卫健等^[23]建立的 AMS ^{14}C 样品测试步骤。针对螺壳样品,先对其进行 X 衍射扫描,结果显示该螺壳样品主要由文石组成,表明后期埋藏过程未受到重结晶作用,可以用来精确定年。前处理后在制样系统中收集 CO_2 气体、制靶,最后进入加速器质谱中心测试。

粒度样品使用 MALVERN 公司生产的 MasterSize2000 型激光粒度仪进行测量和分析,前处理过程如下^[24]:将样品放置在温度调至为 40℃ 的烘箱中烘干;取约 0.2~0.3g 置于烧杯中,加入浓度为 10% 的 H_2O_2 约 10mL,静置 2h 以除去有机质;放置在加热板上加热至沸腾,加入浓度为 10% 的 HCl 约 10mL 以除去碳酸盐,再加入浓度为 10% 的 $(\text{NaPO}_3)_6$ 约 10mL 超声震荡 10min,最后进入仪器进行测量,实验误差 $\leq 2\%$ 。

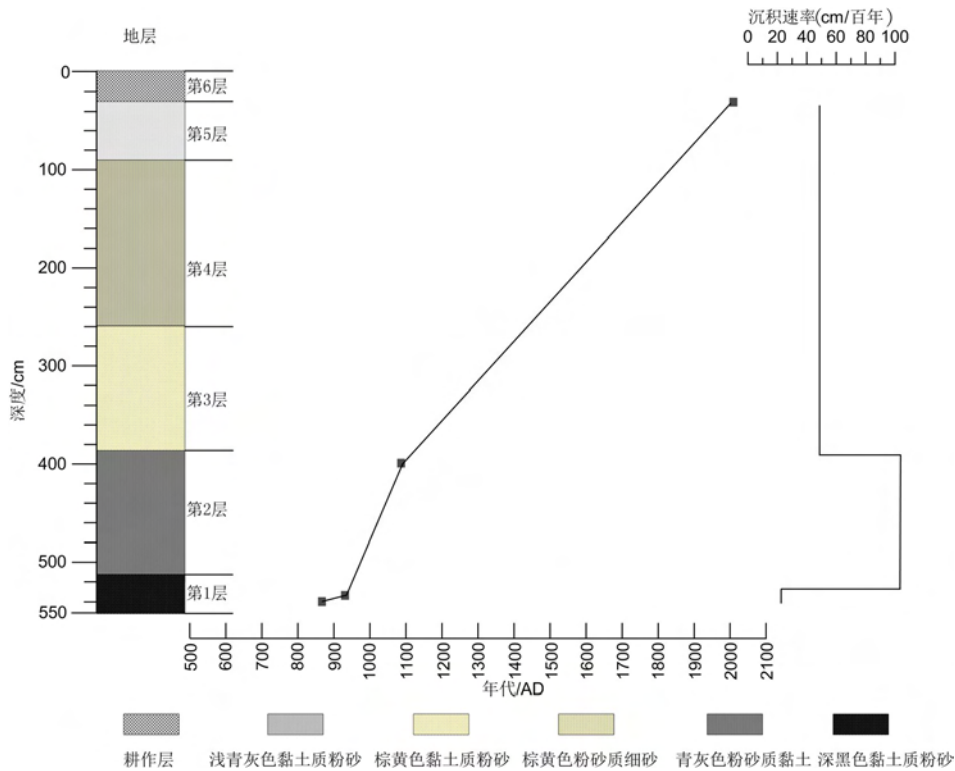


图2 大野泽 DYZ-1 柱状钻孔地层、岩性、年代序列及沉积速率

Fig.2 Stratigraphy, lithology, chronology, and sedimentation rates of Core DYZ-1 from ancient Lake Dayeze

3 结果

3.1 沉积物年代序列

若从湖泊沉积物中提取高分辨率的环境信息，首先需要获取沉积物的时序，从而建立湖泊过去环境演变年代序列^[25]。在该柱状沉积物样 550cm 样品中，将挑选出 2 个植物残体（芦苇叶片等）和 2 个螺壳样品进行 AMS ¹⁴C 测年，所测得的年代数据均使用 Calib 6.11 校正程序^[26]，结果见表 1 和图 2。该钻孔第 2 层上部，深度 30cm 处的螺壳样品测年结果显示为现代，表明在近现代大野泽区域仍有物质输移。底部第 6 层为深黑色淤泥层，富含有机质，初步推测为沼泽相沉积（详见讨论部分），该层位的植物残体样品（芦苇叶片）属于原位沉积，作为一种良好的测年物质，几乎未受到“老碳效应”的影响，可以代表原沉积层位的真实年龄^[27]。大野泽第 4、5 层交界处岩性发生突变反映沉积环境可能发生了变化，考虑深度为 398cm 的植物残体可能来自再沉积，所测年龄真实性存在不确定性，需要进一步验证其可靠性。历史上，自 1194 AD 开始，黄河开始了长达约 700 年的夺准入黄海的历史，黄河河道开始

远离大野泽区域^[3]，湖盆淤积，岩性可能发生较大变化，这与柱状样岩性发生变化相一致。因此，初步判断自第 4 层开始为黄河夺准入黄海后的沉积物，测得 398cm 处样品的年龄为 1178—1265 AD，与黄河第 4 次大改道时间（1194—1494 AD）较为吻合，可见样品的年龄也是可靠的。最后通过线性插值和外推，得到大野泽湖泊沉积物年代与深度的对应关系，建立千年来大野泽湖泊沉积速率的变化（图 2）。

表 1 DYZ-1 柱状样的 AMS ¹⁴C 年龄
Table 1 AMS-¹⁴C ages of Core DYZ-1

深度/cm	样品编号	材料	年龄/aBP	校正年龄/AD
30	DYZ-11-30	螺壳	现代	现代
398	DYZ-11-398	植物残体	821±21	1178—1265
523	DYZ-11-523	芦苇叶片	1115±26	935—972
530	DYZ-11-530	螺壳	1171±35	804—894

3.2 沉积物粒度组成及参数特征

粒度分析结果见图 3，DYZ-1 平均粒径值为 5.52~69.40μm，平均值为 28.89μm；砂含量组分为 0~34.12%，平均值为 10.55%，其中 260~385cm 和 30~90cm 两个层位砂含量最高；细粉砂含量组

分为 18.12%~88.20%,平均值为 54.06%;粗粉砂含量为 0~52.48%,平均值为 23.61%;黏土含量组分为 2.48%~48.57%,平均值为 11.95%。

按照沉积物命名法则^[28],属于粉砂-黏土质粉砂,根据 DYZ-1 钻孔沉积物粒度组成和参数变化特征,大野泽沉积物粒度随深度变化可划分为 5 个沉积阶段:第 1 阶段(550~510cm),沉积物粒度以黏土质粉砂为主,平均粒径为 7.12~37.59 μm ,平均值为 19.08 μm ,为全钻孔较小值,黏土含量平均值为 17.47%,为钻孔较高值,细粉砂和粗粉砂含量平均值分别为 70.60%、8.66%,砂含量较低,平均值为 3.77%,标准偏差(S_d)为 0.94~1.80,平均值为 1.34,为全钻孔较大值;偏度(S_k)为 -1.52~0.10,平均值为 -0.44,绝大多数样品偏态偏负,峰态(K_g)平均值为 3.30,属极尖窄,分选系数平均值为 1.15,分选性较差。第 2 阶段(510~385cm),沉积物粒度以粉砂质黏土为主,平均粒径值为 9.65 μm ,为全钻孔最细阶段,黏土含量为全钻孔最高阶段,平均含量为 25.96%,细粉砂和粗粉砂含量平均值分别为 71.22%、2.43%,几乎不含砂。标准偏差(S_d)为 0.80~1.61,平均值为 0.98,为钻孔最低值,偏度(S_k)平均值为 -0.06,属负偏态,峰态(K_g)平均值为 2.64,属很尖窄,分选性在全钻孔中最好;第 3 阶段(385~260cm),沉积物粒度组分砂的含量明显增加,平均值高达 23.02%,为全钻孔最高值,黏土含

量明显较少,平均值为 4.87%,为全钻孔最低值,细粉砂含量明显减小,平均值为 30.76%,粗粉砂含量显著增加,平均值达到 41.54%,为全钻孔最高值,平均粒径为全钻孔最大值,达到 45.70 μm ,标准偏差(S_d)平均值为 1.36,为全钻孔较高值,偏度(S_k)值为 0.48~1.77,平均值为 1.12,属极正偏态,峰态(K_g)平均值 4.3,属极尖窄,为全钻孔最高值,分选系数平均值为 1.15,为全钻孔分选性较差阶段;第 4 阶段(260~90cm),沉积物以粉砂为主,平均粒径平均值为 30.83 μm ,其中砂含量较第 3 阶段显著降低,平均值为 9.16%,但仍为全钻孔较高值,相比第 3 阶段,细粉砂和粗粉砂含量明显增多,平均值分别为 55.37%、28.77%,黏土含量平均值为 6.78%,为全钻孔较低值,标准偏差(S_d)平均值为 1.34,与第 1、3 阶段相当,偏度(S_k)值为 0.02~1.43,平均值为 0.55,属极正偏态,峰态(K_g)平均值 3.19,属极尖窄,分选系数平均值为 1.17,分选性较差;第 5 阶段(90~30cm),沉积物平均粒径再次增大,平均值为 40.21 μm ,仅次于第 3 阶段,其中砂含量再次增多,平均值为 16.08%,黏土含量处于全钻孔较低值,平均值为 6.24%,标准偏差(S_d)平均值为 1.49,为全钻孔最大值,偏度(S_k)值介于 0.19~0.75,平均值为 0.38,属极正偏态,峰态(K_g)平均值 3.00,属很尖窄,分选系数平均值为 1.20,分选性为全钻孔最差阶段。

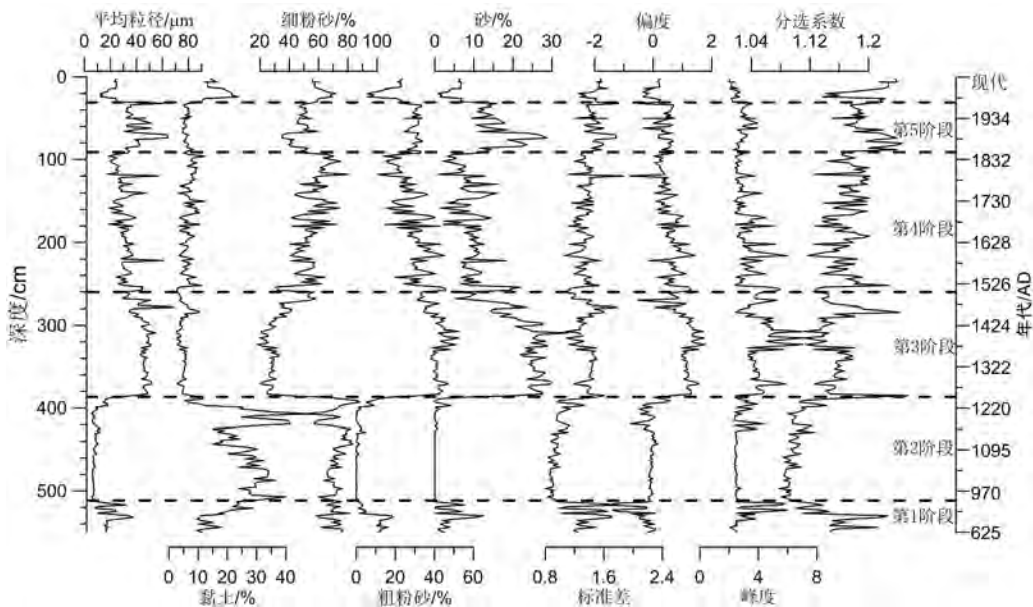


图 3 沉积物平均粒径、粒度组成及粒度参数随深度的变化

Fig.3 Changes in mean grain size, grain size composition, and grain size parameters with depth of Core DYZ-1

3.3 沉积物粒度频率曲线变化特征

频率曲线形态可以详细反映沉积物中不同粒径颗粒含量的变化趋势。因此我们对沉积物粒度频率曲线特征在钻孔中的表现进行了分析(图4)。大野泽钻孔大致可以分为5种情形,其特征分析如下:第①种(图4a),频率曲线表现出单峰态负偏,主波峰约位于 $6.5\mu\text{m}$ 处,在 $600\mu\text{m}$ 左右处有1次峰或粗尾,表明该类型主要含细粉砂,且含有少量粗砂,该类型沉积物主要分布在第1层($550\sim 510\text{cm}$)深度范围内;第②种(图4b),频率曲线表现出单峰极负偏,波峰约位于 $7\mu\text{m}$ 处,表明含有较多的黏土和细粉砂,该类型沉积物主要分布在第2层($510\sim 385\text{cm}$)深度范围内;第③种(图4c),频率曲线表现出双峰态,该类型分布在最上部耕作层,可能是由于受到人为耕作影响和植物根系再作用,原始粒度形态可能发生了较大改变;第④种(图4d),频率曲线表现出单峰极正偏,主波峰约位于 $60\mu\text{m}$ 处,表明含较多的砂,在 $6\mu\text{m}$ 左右处出现次峰或细尾,表明含少量黏土、细粉砂,该类型沉积物分布在第3、4、5层位($385\sim 30\text{cm}$)深度范围内;第⑤种(图4e),频率曲线表现出单峰极正偏,主峰约在 $40\mu\text{m}$ 处,表明含较多的粗粉砂,在 $5\mu\text{m}$ 左右处出现次峰或细尾,表明含有少量黏土和细粉砂。该类型主要分布在第4层位($260\sim 90\text{cm}$)深度范围内。

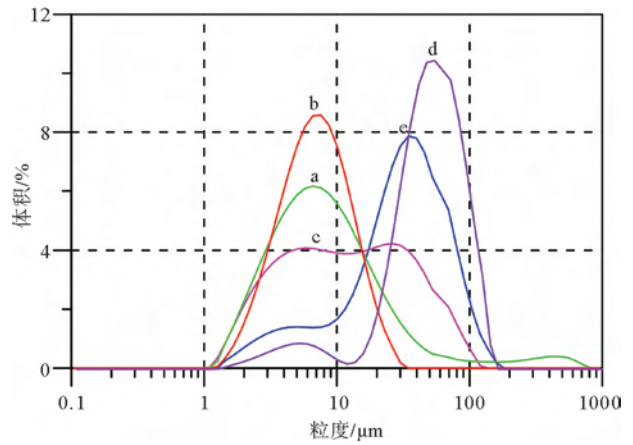


图4 沉积物粒度的频率曲线特征
Fig.4 Frequency curve of sediment grain sizes

3.4 沉积物粒度频率累积曲线变化特征

沉积物概率累积曲线可以反映沉积物的搬运方式,从而成为判别沉积环境的常用方法之一^[29]。DYZ-1 钻孔(除耕作层外)沉积物粒度概率累积曲线表现出两段式和三段式,对于两段式概率累积曲线,2条线段分别代表跃移和悬移两种方式,而三段式则代表了滚动、跃移和悬移3种方式,滚动、跃移、悬移的临界粒径约在 2ϕ 和 6ϕ 。具体大致可以划分为以下4种类型(图5)。第1种(图5A),概率累积曲线为三段式,滚动组分含量小于2%,主要以悬移为主,其含量 $>80\%$,该类型主要分布在第1层

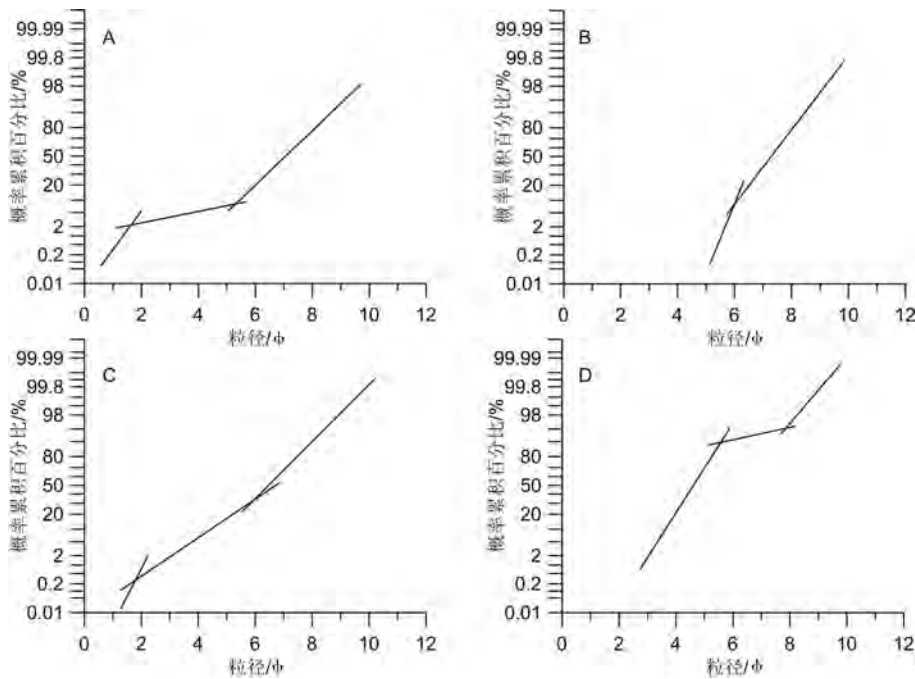


图5 沉积物粒度的概率累积曲线特征
Fig.5 Cumulative probability curve of sediment grain sizes

(550~510cm)深度范围内;第 2 种(图 5B),概率累积曲线表现出 2 段式,缺少滚动成分,悬移质含量多 >90%,该类型分布在第 2 层(510~385cm)深度范围内;第 3 种(图 5C),概率累积曲线表现出 3 段式,滚动组分明显增多,其含量 >5%,跃移组分含量最大,平均值 >75%,该类型分布在第 3、4、5 层(385~30cm)深度范围内;第 4 种(图 5D),概率累积曲线表现出两段式,缺少滚动组分,主要以跃移为主,其含量 >85%,该类型主要分布在第 4 层(260~90cm)深度范围内。

4 讨论

4.1 沉积环境特征

沉积物粒度频率曲线特征被作为判断沉积作用形式的重要手段,被广泛用于沉积物的沉积环境辨识^[30,31],频率曲线的峰态特征常被用于沉积作用形式的变化,而沉积物粒度频率累积曲线常被用来识别沉积物的搬运方式^[14],因此我们利用大野泽沉积物进行粒度频率曲线和概率累积曲线特征分析来辨析大野泽沉积环境。在粒度频率累积曲线中,沉积物粒度表现出单峰态,指示单一的沉积物源、介质及水动力条件。对于黄河下游大野泽地区,其物源主要来自于黄河带来的黄土物质或地表径流,其物源较为单一,这在 DYZ-1 钻孔沉积物粒度频率曲线上有所反映,均呈现单峰形态,不同的沉积动力变化可能是影响其沉积物粒度频率曲线不同形态的主要原因。

在 DYZ-1 钻孔中,第 1 层(550~510cm),沉积物粒度概率频率曲线和概率累积曲线为 a 曲线和 A 曲线类型,表现出极负偏,在粗粒级方向有一拖尾,存在少量推移质,主要以悬移为主,表明该层位粒径总体上较细,但存在河流带来的水动力扰动,水动力较弱,推测该层位所处水位较浅,参照该层位岩性为深黑色淤泥,植物残体丰富,因此,该层位应为沼泽相沉积环境;第 2 层(510~385cm),沉积物粒度频率曲线和概率累积曲线为 b 曲线和 B 曲线类型,表现出极负偏,缺少推移质,较为规则且众数在细粉砂粒径的单峰代表了湖泊深水区的一种主要营力作用悬浮搬运^[32,33],因此,该层位为较深水湖相沉积物环境;第 3、5 层(385~260、90~30cm),沉积物粒度频率曲线和概率累积曲线为 e 曲线和 C 曲线类型,表现出极正偏,含推移质,砂含量明显增多,概率累积曲线表现出典型河流相的三段式曲线特征,推测

该层位为动力较强的河流相沉积环境;第 4 层(260~90cm),沉积物粒度频率曲线和概率累积曲线为 d、e 和 C、D 曲线类型,表现出极正偏,含少量推移质,砂含量较第 3、5 层位减少,概率累积曲线表现出典型河流相三段式曲线特征和跃移为主的两段式曲线特征,推测该层位为动力较弱的河流相沉积环境。

以上分析得出,DYZ-1 钻孔沉积环境可以分为两个阶段,第 1、2 层(550~385cm)为湖沼相沉积环境阶段,而第 3—5 层(385~30cm)为河流相沉积环境阶段。

4.2 河湖演变及环境演化

前人研究表明^[30,34],在较长时间尺度湖沼相沉积过程中,湖水物理动能是控制沉积物粒度分布的主要因素,湖沼面积扩大时(即湖沼处于高水位时期),湖心距湖岸较远,沉积物主要为悬浮颗粒物,粗颗粒物难以到达,相反湖沼收缩时(即湖沼处于低水位时期),湖心距湖岸较近,粗颗粒物容易在湖心沉积。因此,湖泊沉积物颗粒的粗细变化可以反映湖泊的扩张与收缩,即粗颗粒指示湖泊来水较少、湖泊收缩、气候较干;沉积物粒径较细指示湖泊来水增多、湖泊扩张,对应气候湿润期。相应河流相沉积环境,河流水能量是控制沉积物粒度分布的主要因素,河流动力增强,沿岸侵蚀加剧,沉积物颗粒粒径增粗,对应气候湿润;相反河流动力减弱,沉积物颗粒粒径变细,对应气候变干^[35]。此外,大野泽历史时期频受黄河洪水影响,沉积物粗颗粒可能指示黄河洪水泛滥带来较多的粗颗粒物^[27,36],但同时要考虑湖泊离黄河决口的距离,距离越远,湖泊沉积物的粒度越细,反之越粗^[27]。

基于建立的年代框架,综合分析 DYZ-1 柱状样粒度组成、粒度参数变化特征,可以将黄河下游大野泽区域近 1400a 来的环境演化划分为 5 个阶段(图 3):

第 1 阶段(550~510cm,625—940 AD):该时段属于沼泽相沉积环境,沉积物平均粒径在该沉积环境下为较大值,粒度频率曲线和粒度频率累积曲线显示该时段沉积以悬浮颗粒沉积为主,偏度属极负偏,但有粗颗粒物输入,分选较差,粗颗粒组分可以到达湖心位置,但同时湖泊水动力较弱,可能指示该时期降水较少,湖泊水位较低。已有研究表明^[37,38],当湖泊水位较低时,湖区水生生物发育,芦苇等水生植物大量生长,有利于有机质大量沉积储存,沉积物中的有机碳含量增加;相反,当湖泊水位升高时,在开阔水域,水生植物发育较差,有机质含

量反而降低。此外,当湖泊处于开阔环境,有机质随湖泊水流携带至整个湖区,产生稀释效应,沉积物有机质含量反而降低。该时段沉积物岩性为深黑色淤泥,有机质含量丰富,可能指示该时段湖泊中沼泽植物十分繁盛,堆积成近似泥炭状沉积物。因此,大野泽在该时段处于沼泽相沉积环境,流域降水较少,水位较低,对应气候偏干。葛全胜等^[39]综合过去2000a我国气候变化曲线研究发现,780—940 AD期间我国华北地区处于冷干期,降水较少,致使大野泽流域性水源输入较少。东汉至唐代黄河存在近千年的安流期,黄河较少泛滥^[40],大野泽在此期间很少接受黄河来水,导致水源较少,湖泊水位较低。

第2阶段(510~385cm,940—1250 AD):沉积物平均粒径在全钻孔为最小值,粒度频率曲线显示该时段沉积物粒度偏态属极负偏,黏土与细粉砂含量很高,以悬浮颗粒沉积为主,跃移颗粒含量很小,缺少推移质,分选性很好,指示该时期湖泊水位较高,湖盆扩大,细颗粒物在湖心位置沉积,气候湿润,对应中世纪暖湿期。大野泽在该时段扩张主要受以下因素控制:其一气候原因,葛全胜等^[39]综合我国2000a的气候变化曲线,指出940—1290 AD期间华北地区处于湿润期,整个华北地区降水增多;程红等^[38]根据历史文献资料,对华北地区阶段性旱涝分布差异进行研究,900—1100 AD期间,我国华北地区在这一时段大多为涝灾多发期,并指出该时期的气候是温暖的,属于温暖湿润时期,因此该时期大野泽区域降水增加,入湖水源增多;其二黄河洪水注入,喻宗仁等^[3]通过总结历史文献资料研究发现,在五代至元朝期间,黄河改道决溢甚剧,多次决溢入大野泽:如公元944年,黄河在滑州(今河南安阳市滑县)决口,河水注入大野泽向北扩至梁山以北,向东并南旺湖、蜀山湖,造成大野泽湖盆扩大,水位抬高;此后,从宋神宗天禧四年(公元1020年)至金世宗大定八年(公元1168年),黄河多次决口注入大野泽,造成大野泽面积扩大,水位上升^[3];如公元1020年,黄河在滑州决口,历经澶洲(今濮阳西)、曹县、鄆城注入大野泽;公元1077年,黄河再次在澶州决口,泛入大野泽;公元1128年,黄河又在浚县(河南鹤壁市以西)、滑县决口,途径延津县、长垣县、东明县带入大野泽;公元1166年,黄河在阳武城(今河南新乡市西南)决口,途径鄆城,汇入大野泽。黄河频繁洪水泛滥至大野泽区域,为湖盆带来了较多水源,造成湖泊扩张,同时带来了较多的黄土物质,湖泊沉积速率加快,该时段湖泊沉积速率处于较高值(高达42cm/百年)也印证了该观点。尽管该时段大

野泽频受黄河洪水注入影响,但该时段沉积物粒度表现为全钻孔最小值、黏土含量为全钻孔最高值,可能受两种因素影响:其一,该时段为湖泊相沉积环境,对应气候暖湿期^[38],湖泊水位较高,黄河洪水为大野泽带来了大量的黄河水源,湖泊水位进一步升高,湖心位置距离湖岸较远,沉积物主要以悬浮颗粒物为主,颗粒较细;其二,该时段发生的黄河洪水决口事件的地点均位于河南省境内,距离研究区较远,较粗颗粒在距离决口较近距离处首先沉积下来,可能不易到达大野泽湖盆,导致沉积物颗粒较细。

第3阶段(385~260cm,1250—1540 AD):该时段演变为河流相沉积环境。沉积物平均粒径表现为全钻孔最大值,砂含量显著增加,粒度概率累积曲线显示该时段沉积物具推移质,且推移质含量为全钻孔最高,粒度频率曲线表明该时段沉积物属极正偏,分选性较差,指示该时期水动力强劲,可以携带较多粗颗粒物质在大野泽沉积,指示该时期降水丰盛,气候湿润。程红等^[41]根据历史文献资料统计,对华北地区气候变化的阶段性的旱涝分布差异研究表明,1230—1500AD期间,整个华北地区处于涝灾多发期,气候属于相对温暖湿润时期,这与大野泽的记录是一致的。大野泽演变为河流相沉积可能与黄河改道有关,研究表明^[3,42],自1194 AD开始,黄河在阳武光禄决口,自此开始了长达近700年夺淮入黄海的历史,河道远离大野泽地区,再加上人类活动的影响,如围湖造田,菏泽垫土,导致古济水、古汶水被淹没,大野泽失去黄河水源注入,湖盆开始淤积,演变为河流相沉积。此时段,大野泽受到黄河改道和人类活动影响,湖盆加速淤积,演变为河流相沉积,该时期气候暖湿,降水较多,流域内侵蚀加强,河流可以携带较多的粗粒物质至大野泽,沉积速率加快,沉积速率达到了最高值(48cm/百年)。

第4阶段(260~90cm,1540—1860 AD):沉积物平均粒径较第3阶段减小,沉积物粒度峰态属极正偏,主要以粗粉砂为主,砂含量减少,仍具推移质,分选性变好,指示该时期较第3阶段水动力减弱,沿岸侵蚀减弱,气候转干。王邵武等^[43,44]针对我国华北的小冰期气候进行研究,指出华北地区的小冰期开始于15世纪中叶,结束于19世纪末,在此期间该区域气候处于冷期。苏桂武等^[45]对1470—1985年华北地区的旱涝等级资料进行统计分析,研究了500年来华北地区各旱涝区域分异变化和旱涝区域分异格局,指出1560—1890年山东西南部属于偏旱区,期间该区降水较少。该时段,山东西南部地区气候开始转冷变干,降水趋少,河流水动力变弱,侵蚀

作用减弱,大野泽沉积物颗粒物变细。

第 5 阶段(90~30cm,1860AD—现代):沉积物平均粒径再次变粗,砂含量增加,推移质含量增多,分选变差,偏度变窄,指示河流水动力再次增强。该时段水动力增强可能受两种因素影响:其一气候原因,王绍武等^[43]根据我国丰富的史料记载,重建了华北地区的气候序列,指出自 1860 年开始我国华北地区开始增温。葛全胜^[39]研究过去 2000 年我国气候变化的研究历史,强调 20 世纪是过去 2000 年的最暖百年。苏桂武等^[45]研究华北地区 500 年来旱涝区域分异,指出 1890 年之后鲁西南地区涝灾指数增高,降水增多。因此在该时段大野泽地区气候转为暖湿,降水增多,带来较多粗颗粒物沉积;其二洪水事件,公元 1855 年黄河在河南铜瓦厢决口,黄河再次发生改道,夺大清河至利津入渤海,黄河北泻,河南、山东等地多受黄河洪水影响,洪水再次泛滥该区域^[3]。此后,1935 AD 洪水事件,黄河在鄆城决口,泛至济宁以西大野泽地区,为该区带来了较多泥沙,沉积物粒径变粗。相对于第 2 阶段,该时段大野泽已淤积抬高成陆^[3],演变为洪泛河流相沉积环境,作为泥沙承载区,较湿润的气候条件下,流域侵蚀加强,易携带较粗颗粒物在大野泽区域沉积,其次,黄河洪水决口地点位于山东菏泽鄆城,距离研究区较近,较粗颗粒黄河泥沙易于在大野泽区域沉积。直至 1950 年之后,龙羊峡、刘家峡、三门峡和小浪底等沿河水库相继建成,大野泽才免受黄河洪水影响。

综上所述,大野泽环境演变主要受黄河改道决溢和气候变化两种因素共同影响。在气候暖湿背景下,940—1250 AD 期间,黄河频繁决口,洪水不断注入大野泽,造成大野泽湖盆不断扩大,水位抬高。此后至 1860 AD 期间,黄河夺淮入黄海,河道远离大野泽区域,湖盆淤积接受河流搬运物质沉积,河流水动力主要受气候因素控制,气候湿润,水动力增强,反之气候冷干,水动力减弱。1860 AD 之后,黄河再次改道北迁至渤海入海,在气候暖湿背景下,大野泽区域再次接受黄河洪水和泥沙沉积。

5 结论

(1) 大野泽湖区近 1400a 沉积环境以 385cm 为界划分为两段:550~385cm 层位,为湖沼相沉积物环境;385~30cm 层位,为河流相沉积环境。(2) 大野泽近 1400a 的环境演变大致划分为 5 个阶段:625—940 AD 期间,为沼泽相沉积,水位较低,气候冷干;940—1250 AD 期间,在气候暖湿背景下,湖盆

频繁接受黄河洪水注入,湖盆扩张,水位升高;1194 AD 之后,黄河开始了长达 700 年的夺淮入黄海历史,河道远离大野泽区域,大野泽湖盆开始淤积成陆,演变为河流相沉积,沉积速率加快;1250—1540 AD 期间,河流水动力强劲,侵蚀加强,气候温暖湿润;1540—1860 AD 期间,对应小冰期,降水减少,河流水动力减弱,气候干冷;1860 AD 黄河再次改道入渤海,在气候暖湿背景下,大野泽再次受到黄河洪泛影响,洪水带来大量泥沙沉积,但由于研究区已抬高成陆,大野泽仅作为黄河泥沙承载区。

致谢:中国科学院南京地理与湖泊研究所王苏民研究员指导了野外采样;美国明尼苏达大学大湖研究中心于世永教授在论文写作过程中提供了有益的建议。谨此感谢!

参考文献 (References)

- [1] Li S, Brian F. Flood management on the lower Yellow River: hydrological and geomorphological perspectives [J]. *Sedimentary Geology*, 1993, 85(1-4): 285-296.
- [2] Chen Y Z, Syvitski J P M, Gao S et al. Socio-economic impacts on flooding: a 4000-year history of the Yellow River, China [J]. *Ambio*, 2012, 41(7): 682-698.
- [3] 喻宗仁, 窦素珍, 赵培才等. 山东东平湖的变迁与黄河改道的关系[J]. *古地理学报*, 2004, 6(4): 469-479. [YU Zhongren, DOU Shuzhen, ZHAO Peicai et al. Relationship between changes of Dongping Lake and shifting of the Yellow River in Shandong Province [J]. *Journal of Palaeogeography*, 2004, 6(4): 469-479.]
- [4] 张祖陆, 聂晓红, 卞学昌. 山东小清河流域湖泊的环境变迁 [J]. *地理学报*, 2004, 6(2): 226-233. [ZHANG Zhulu, NIE Xiaohong, BIAN Xuechang. Environmental change of lakes in Xiaqinghe River drainage, Shandong Province [J]. *Journal of Palaeogeography*, 2004, 6(2): 226-233.]
- [5] Chen Y Y, Chen S Y, Ma C M et al. Palynological evidence of natural and anthropogenic impacts on aquatic environmental changes over the last 150 years in Dongping Lake, North China [J]. *Quaternary International*, 2014, 349: 2-9.
- [6] 张振克, 王苏民, 沈吉, 等. 黄河下游南四湖地区黄河河道变迁的相互沉积响应 [J]. *湖泊科学*, 1999, 11(3): 232-236. [ZHANG Zhenke, WANG Sumin, SHEN Ji et al. River channel changes recorded by lake sediments in Nansihu Lake, the lower reaches of the Yellow River [J]. *Journal of Lake Sciences*, 1999, 11(3): 232-236.]
- [7] 张汉洁. 黄河下游山东段古湖泽的变迁 [J]. *人民黄河*, 1997, 5: 67-69. [ZHANG Hanjie. Process of lakes along the lower Yellow River in ancient time [J]. *Yellow River*, 1997, 5: 67-69.]
- [8] 刘德岑. 从大野泽到梁山泊 [J]. *西南师范大学学报: 哲学社会*

- 科学版, 1990, 2: 20-31. [LIU Decen. From Dayeze Lake to Liangshanpo Lake [J]. Journal of Southwest China Normal University (Philosophy and Social Sciences Edition), 1990, 2: 20-31.]
- [9] 要吉花, 谭利华, 魏全伟, 等. 黄河下游环境变迁在巨野钻孔沉积特征上的响应[J]. 北京师范大学学报: 自然科学版, 2005, 41(2): 199-203. [YAO Jihua, TAN Lihua, WEI Quanwei et al. Environment changes of the backward position in the Yellow River responds to Juye deposit characteristic [J]. Journal of Beijing Normal University (Natural Science), 2005, 41(2): 199-203.]
- [10] Shen J. Spatiotemporal variations of Chinese lakes and their driving mechanisms since the Last Glacial Maximum: A review and synthesis of lacustrine archives [J]. Chinese Science Bulletin, 2013, 58(1): 17-31.
- [11] Xiao J L, Chang Z G, Fan J W et al. The link between grain-size components and depositional processes in a modern clastic lake [J]. Sedimentology, 2012, 59: 1050-1062.
- [12] Guan H C, Zhu C, Zhu T X, et al. Grain size, magnetic susceptibility and geochemical characteristics of the loess in the Chaohu Lake basin: Implications for the origin, palaeoclimatic change and provenance [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2016, 117: 170-183.
- [13] 李红军, 刘月, 程岩, 等. 鸭绿江口沉积粒度特征及其对沉积环境演化的指示[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2017, 37(3): 58-66. [LI Hongjun, LIU Yue, CHENG Yan et al. Characteristics of sediment grain size at Yalu river estuary and implications for depositional environment [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2017, 37(3): 58-66.]
- [14] 徐利强, 徐芳, 周涛发. 巢湖沉积物粒度特征及其沉积学意义[J]. 地理科学, 2015, 35(10): 1318-1324. [XU Liqiang, XU Fang, ZHOU Taofa. Grain-size of lacustrine sediments from Chaohu lake and its sedimentary implications [J]. Scientia Geographica Sinica, 2015, 35(10): 1318-1324.]
- [15] 张驰, Wünnemann B, 曾琳, 等. 额济纳盆地 GN100 钻孔不同沉积相的粒度特征[J]. 高校地质学报, 2015, 21(4): 736-746. [ZHANG Chi, Wünnemann B, ZENG Lin et al. Grain-size characteristics of different sedimentary facies from the core GN100 in the Ejina basin [J]. Geological Journal of China Universities, 2015, 21(4): 736-746.]
- [16] Liu X X, Vandenberghe J, An Z S et al. Grain size of Lake Qinghai sediments: Implications for riverine input and Holocene monsoon variability [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2016, 449: 41-51.
- [17] Tian F, Wang Y, Liu J. Late Holocene climate change inferred from a lacustrine sedimentary sequence in southern Inner Mongolia, China [J]. Quaternary International, 2017, 452: 22-32.
- [18] 胡飞, 杨玉璋, 张居中, 等. 巢湖地区末次冰消期—早全新世沉积环境盐湖[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2015, 35(1): 153-162. [HU Fei, YANG Yuzhang, ZHANG Juzhong et al. Sedimentary environmental evolution during last deglaciation and early Holocene in Chaohu region [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2015, 35(1): 153-162.]
- [19] 赵培才, 梅如波, 高学军等. 我国中央山系东段演化及其对黄河河道及东平湖的影响[J]. 山东农业大学学报: 自然科学版, 2004, 35(3): 391-394. [ZHAO Peicai, MEI Rubo, GAO Xuejun et al. The evolution of the eastern sector of the central mountain system and its influence on the channel of Yellow River and Dongping huwetian [J]. Journal of Shandong Agricultural University (Natural Science), 2004, 35(3): 391-394.]
- [20] Zhang J, Lin Z. Climate of China [M]. New York: Wiley, 1992.
- [21] 李吉甫. 元和郡县志(第一版)卷十一[M]. 上海: 上海古籍出版社, 1987: 262. [LI Jipu. Yuanhe County annals (First edition), Volume 11 [M], Shanghai: Shanghai Ancient Book Press, 1987: 262.]
- [22] 脱脱等. 《金史·食货志》四十七卷(第一版)[M]. 北京: 中华书局, 1975: 1047. [TUO Tuo et al. 《The history of Jin dynasty-Food and Goods》Volume 47, First edition [M]. Beijing: Zhonghua Book Bureau, 1975: 1047.]
- [23] Zhou W J, Lu X F, Wu Z K, et al. Peat record reflecting Holocene climatic change in the Zoigê Plateau and AMS radiocarbon dating [J]. Chinese Science Bulletin, 2002, 47(1): 66-70.
- [24] 鹿化煜, 安芷生. 前处理方法对黄土沉积物粒度测量影响的实验研究[J]. 科学通报, 1997, 42(3): 2535-2538. [LU Huayu, AN Zhisheng. Experiment study on the influence of pretreatment method on the grain size measurement of loess sediments [J]. Chinese Science Bulletin, 1997, 42(3): 2535-2538.]
- [25] 何华春, 丁海燕, 张振克, 等. 淮河中下游洪泽湖湖泊沉积物粒度特征及其沉积环境意义[J]. 地理科学, 2005, 25(5): 591-596. [HE Huachun, DING Haiyan, ZHANG Zhenke et al. Grain-size characteristics and their environmental significance of Hongze Lake sediments [J]. Scientific Geographica Sinica, 2005, 25(5): 591-596.]
- [26] Reimer P J, Baillie M G L, Bard E, et al. Intcal 09 and Marine 09 radiocarbon age calibration curves, 0-50000 years cal BP [J]. Radiocarbon, 2009, 51: 1111-1150.
- [27] 侯战方, 陈诗越, 孟静静等. 近 1200a 来黄河下游梁山泊沉积记录的环境变迁[J]. 湖泊科学, 2018, 30(1): 245-255. [HOU Zhanfang, CHEN Shiyue, MENG Jingjing. Environmental changes in the lower reaches of Yellow River area during the last 1200 years revealed by multiple proxies from the Lake Liangshanpo [J]. Journal of Lake Sciences, 2018, 30(1): 245-255.]
- [28] Folk R L, Andrews P B, Lewis D W. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand [J]. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 1970, 13(4): 937-968.
- [29] 朱诚, 马春梅, 王慧麟, 等. 长江三峡库区玉溪遗址 T0403 探方古洪水沉积特征研究[J]. 科学通报, 2007, 53(1): 1-16. [ZHU Cheng, MA Chunmei, WANG Huilin et al. Characteristics of paleoflood deposits archived in unit T0403 of Yuxi

- site in the Three Gorges reservoir areas, China [J]. Chinese Science Bulletin, 2007, 53(1): 1-16.]
- [30] 孙千里, 周杰, 肖举乐. 岱海沉积物粒度特征及其古环境意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21(1): 63-95. [SUN Qianli, ZHOU Jie, XIAO Jule. Grain-size characteristics of lake Daihai sediments and its paleoenvironment significance [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2001, 21(1): 63-95.]
- [31] 董进, 王永, 张世永, 等. 内蒙古黄旗海全新世湖泊沉积物粒度分析及其沉积学意义[J]. 地质通报, 2014, 33(10): 1514-1522. [DONG Jin, WANG Yong, ZHANG Shiyong et al. Grain size analysis of Holocene lacustrine sediments in the Huangqihai Lake of Inner Mongolia and its sedimentological significance [J]. Geological Bulletin of China, 2014, 33(10): 1514-1522.]
- [32] 殷志强, 秦小光, 吴金水, 等. 湖泊沉积物粒度多组分特征及其成因机制研究[J]. 第四纪研究, 2008, 28(2): 345-353. [YIN ZhiQiang, QIN Xiaoguang, WU Jinshui et al. Multimodal grain-size distribution characteristics and formation mechanism of lake sediments [J]. Quaternary Sciences, 2008, 28(2): 345-353.]
- [33] Xiao J L, Chang Z G, Si B, et al. Partitioning of grain-size components of Dali Lake core sediments: Evidence for lake-level changes during the Holocene [J]. Journal of Paleolimnology, 2009, 42: 249-260.
- [34] 陈敬安, 万国江, 张峰, 等. 不同时间尺度下的湖泊沉积物环境记录——以沉积物粒度为例[J]. 中国科学 D 辑, 2003, 33(6): 563-568. [CHEN Jingan, WAN Guojiang, ZHANG Feng et al. lacustrine sediments records of different time scales—a case study of sediment size [J]. Science in China (Series D), 2003, 33(6): 563-568.]
- [35] 彭晓彤, 周怀阳, 叶瑛, 等. 珠江河口沉积物粒度特征及其对底层水动力环境的指示[J]. 沉积学报, 2004, 22(3): 487-493. [PENG Xiaotong, ZHOU Huaiyang, YE Ying et al. Characteristics of sediment grain size and their implications for bottom hydrodynamic environment in the Pearl River Estuary [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2004, 22(3): 487-493.]
- [36] Li SH, Guo W, Yin Y, et al. Environmental changes inferred from lacustrine sediments and historical literature: A record from Gaoyou Lake, eastern China [J]. Quaternary International, 2015, 380/381: 350-357.
- [37] 袁旭音, 陈骏, 季峻峰, 等. 太湖沉积物和湖岸土壤的污染元素特征及环境变化效应[J]. 沉积学报, 2002, 20(3): 427-434. [YUAN Xuyin, CHEN Jun, JI Junfeng et al. Characteristics and environmental changes of pollution elements in Taihu sediments and soil near the lake [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2002, 20(3): 427-434.]
- [38] 唐薇, 殷勇, 李书恒, 等. 高邮湖 GY07-02 柱状样的沉积记录与湖泊环境演化[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2014, 34(4): 145-151. [TANG Wei, YIN Yong, LI Shuheng et al. Sedimentary characteristics of GY07-02 column and environmental changes of Gaoyou Lake [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2014, 34(4): 145-151.]
- [39] 葛全胜, 郑景云, 郝志新, 等. 过去 2000 年中国气候变化研究的新进展[J]. 地理学报, 2014, 69(9): 1248-1258. [GE Qansheng, ZHENG Jingyun, HAO Zhixin et al. State-of-the-arts in the study of climate changes over China for the past 2000 years [J]. Acta Geographica Sinica, 2014, 69(9): 1248-1258.]
- [40] 邹逸麟. 东汉以后黄河下游出现长期安流局面问题的再认识[J]. 人民黄河, 1989, 2: 60-66. [ZOU Yilin. Restudy on the long period without serve flooding on Lower Yellow River during 70-870 [J]. Yellow River, 1989, 2: 60-66.]
- [41] 程红, 魏明建. 华北地区两千年来气候变化的初步研究[J]. 首都师范大学学报: 自然科学版, 2004, 25: 120-123. [CHENG Hong, WEI Mingjian. Elementary Research on Huabei climate varieties in the past two thousand years [J]. Journal of Capital Normal University (Natural Science Edition), 2004, 25: 120-123.]
- [42] Wang Y J, Su Y J. Influence of solar activity on breaching, overflowing and course-shifting events of the Lower Yellow River in the late Holocene [J]. The Holocene, 2013, 23(5): 656-666.
- [43] 王绍武. 公元 1380 年以来我国华北气温序列的重建[J]. 中国科学 B 辑, 1990, 5: 553-560. [WANG Shaowu. Reconstruction the climate sequence of North China since 1380 AD [J]. Science in China (Series B) 1990, 5: 553-560.]
- [44] 王绍武, 王日昇[J]. 中国的小河冰期[J]. 科学通报, 1990, 10: 769-772. [WANG Shaowu, WANG Risheng. The Little Ice Age in China [J]. Chinese Science Bulletin, 1990, 10: 769-772.]
- [45] 苏桂武. 华北地区 500 年来旱涝区域分异演变的研究[J]. 第四纪研究, 1999, 19(5): 430-440. [SU Guiwu. Research on the dry-wet regional differentiation changes during the past 500 years of North China [J]. Quaternary Sciences, 1999, 19(5): 430-440.]