

基于粒度参数特征对黄河后套平原段岩芯沉积环境的分析

李富强¹, 高红山¹, 张连科^{1,2}, 李宗盟³, 庞红丽¹, 潘保田¹

1. 兰州大学资源环境学院西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000

2. 甘肃省科学院地质自然灾害防治研究所, 兰州 730000

3. 信阳师范学院地理科学学院, 河南信阳 464000

摘要 基于现代地表不同沉积环境组成物质的粒度组合特征, 采用粒度特征的多种图解方法建立了沉积物粒度特征与沉积环境之间的对应关系, 进而对黄河后套平原段2个深约20 m的钻孔岩芯进行了沉积相的解译。研究表明, 晚第四纪该区钻孔沉积环境经历了多次相变, 但仍以河床相为主, 分别占到68%和57%, 说明黄河在该区存在多个沉积旋回, 摆动频繁; 而沙漠相仅在钻孔DKZ04顶部出现, 指示了磴口以西乌兰布和北缘连续的沙漠景观出现的时代较晚, 可能是2 000年以来受黄河河道向南迁移废弃导致的湖泊干涸和荒漠化以及大规模人类活动导致的土地荒漠化共同作用而形成的。

关键词 粒度特征; 沉积相; 后套平原; 黄河

第一作者简介 李富强, 男, 1987年出生, 博士研究生, 第四纪地质学, E-mail: lifq13@lzu.edu.cn

通信作者 高红山, 男, 教授, E-mail: gaohsh@lzu.edu.cn

中图分类号 P512.2 **文献标志码** A

0 引言

黄河内蒙古河段穿行于阴山与鄂尔多斯高原之间, 途经乌兰布和以及库布齐两大沙漠, 同时伴随着河套盆地的构造沉降, 河流长期在该区往复迁徙和泛滥淤积, 形成典型的沙漠宽谷和冲积河道。利用钻孔沉积岩芯资料, 学者们对该区湖泊和沙漠的景观演化过程进行了大量的研究, 认为中更新世以来湖泊和沙漠经历了多次的扩张—收缩过程^[1-4], 关于河道变迁的报道反而较少。但大量地貌学证据表明该段河谷可能在早更新世就已发育^[5-6], 如赵希涛等^[7]对该区黄河最高级阶地砾石层的测年研究认为自2.5 Ma以来, 黄河就一直存在于河套盆地。同时巨厚的盆地沉积地层也记录着古河道沉积及其变迁的过程信息^[8], 因此详细研究钻孔岩芯的沉积环境, 不仅可以提取其中蕴含的古环境信息, 对理解区域内河流、湖泊、沙漠等景观演变也具有十分重要的意义。

但钻孔岩芯毕竟不如天然露头剖面可以提供更多的沉积构造信息, 因此利用沉积物结构特征如粒

度特征是解析沉积地层常用的技术和手段。粒度作为沉积物颗粒最基本的表征之一, 其特征与沉积物的形成环境有密切的关系, 作为判断沉积物搬运方式与机制、判别成因类型的重要依据, 已被广泛地应用到沉积相分析和古环境的鉴别上^[9-12]。本文对比分析了河套地区现代不同沉积环境的粒度特征, 提取了不同沉积环境类型的代表性粒度识别标志, 进而应用到两个深约20 m的钻孔岩芯沉积环境的分析上, 并对黄河后套平原段的景观演化过程进行探讨。

1 研究区概况

河套盆地北抵阴山山脉, 南接鄂尔多斯高原, 总体走向近东西。盆地南北分别受鄂尔多斯高原北缘断裂和阴山(包括狼山、色尔腾山、乌拉山和大青山)山前断裂控制, 东西被和林格尔断裂及狼山山前断裂夹持, 呈现明显的断陷盆地状态, 内部的断裂也极为发育^[8]。后套平原段一般指磴口至乌拉特前旗(西山咀)之间的河道(图1), 从鄂尔多斯高原到狼山南

收稿日期: 2018-12-12; 收修改稿日期: 2019-01-05

基金项目: 国家自然科学基金项目(41471008, 41730637, 41571003) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No. 41471008, 41730637, 41571003]

麓,地貌上可见洪积扇、河漫滩、冲积平原、荒漠、湖泊等诸多景观,并且广泛分布着黄河摆动留下的古河道洼地和牛轭湖等古河道遗迹。

该区处在东亚季风的边缘,为大陆性季风气候,属温带干旱半干旱的荒漠和荒漠草原带,年平均降雨量200~250 mm,潜在的蒸发量为1 000~2 000 mm,降水年际变化大,年内分布极不均匀,75%的降水集中在7—9月,其他月份很少,表现出终年干旱少雨、日照长、积温高、蒸发大的气候特征^[13-14]。

2 样品与方法

2.1 样品采集和岩芯获取

在乌兰布和沙漠北部边缘和防洪大堤内现代河道的河漫滩探取了两个科研钻孔岩芯,长度分别为21.28 m和20.41 m,取芯率均在80%以上。同时,在后套平原不同的地貌景观和沉积单元内采集了大量的现代表层样品,其中河床样品35个,河漫滩样品33个,沙漠样品29个,湖泊样品5个(湖泊粒度参数(标准偏差,偏度,峰度以及C和M值)引用了中科院南京湖泊研究所提供的数据)。然后,在实验室内利用英国 Geotek 公司生产的岩芯切割机(Core splitter)

将岩芯沿纵向剖开,一半岩芯利用荷兰 Avaatech 公司生产的X荧光扫描仪(XRF core scanner)进行扫描,另一半岩芯以10 cm间隔进行分样,以测试粒度指标。

2.2 粒度分析

沉积物粒度的测量在西部环境教育部重点实验室进行,首先取适量烘干后的样品放入烧杯,加入10 mL浓度为10%的 H_2O_2 在电热板上加热直至无气泡以除去有机质;然后加入10 mL浓度为10%的稀HCL,继续加热至无气泡去除碳酸盐;待样品冷却后,将烧杯注满水静置12 h,之后将水抽出,加入10 mL分散剂(浓度为5%的六偏磷酸钠溶液)在超声波震荡仪上震荡以防止颗粒胶结,将振荡后的样品放入激光粒度仪测试。所用仪器为英国 Malvern 公司生产的 Mastersizer 2000 激光粒度仪,仪器测量范围为0.02~2 000 μm ,反复测试误差<1%。沉积物粒度组分按照 Udden-Wentworth 标准划分为黏土(<3.9 μm)、粉砂(3.9~63 μm)和砂(>63 μm),依据粒度概率曲线获得的某些累积百分比处的颗粒直径,采用 Folk *et al.*^[15]提出的计算公式来计算平均粒径、标准偏差、偏度和峰度等粒度参数。

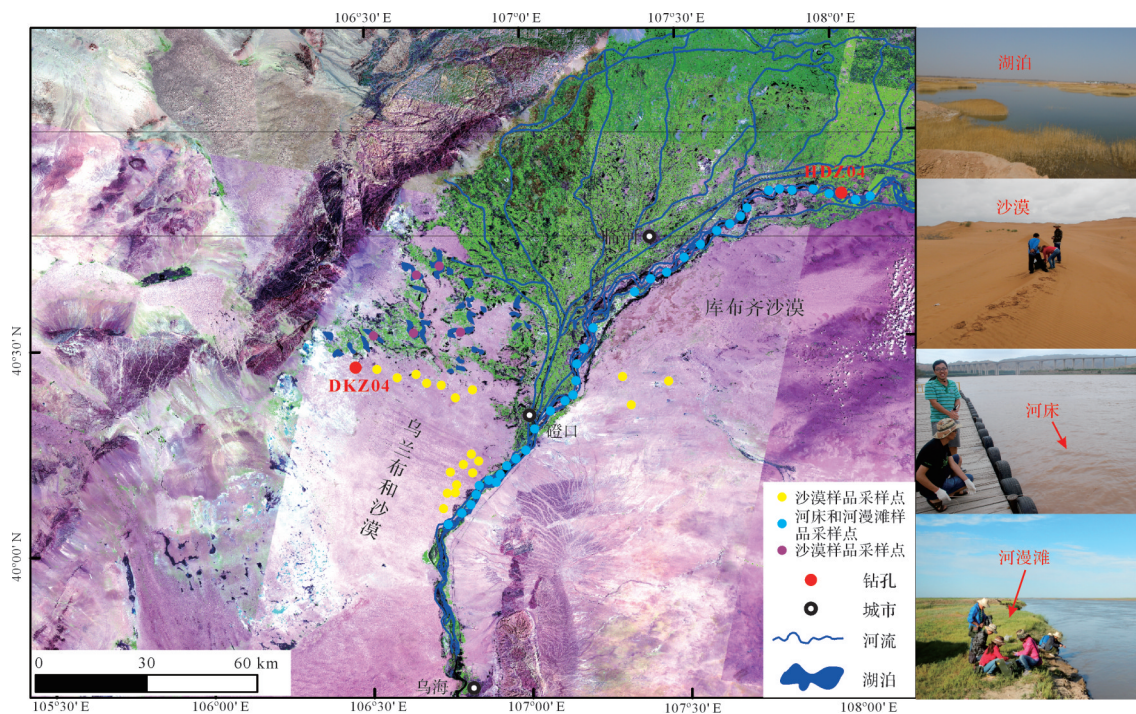


图1 黄河后套平原段钻孔岩芯位置图和常见的沉积环境

Fig.1 Location of the Inner Mongolian reaches of the Yellow River and the two drill cores, and photographs of present-day sedimentary environments

3 结果与讨论

3.1 现代地表沉积环境粒度特征的分析 and 对比

3.1.1 粒度组成、粒度频率曲线和概率累积曲线特征

沙漠沉积物基本以砂组分为主,占比达95%以上;河床沉积物以砂和粉砂为主,砂含量占到70%以上,粉砂占比约30%;河漫滩以粉砂为主,粉砂含量平均占到50%以上,砂的平均含量不足30%;湖泊沉积物以粉砂和黏土为主,粉砂约占50~75%,黏土占25~50%(图2c、表1)。沙漠沉积物的频率曲线呈单峰正态分布,峰态尖锐,粒级组分相对比较集中,众数粒径主要集中在300~400 μm 之间,概率累积曲线显示为“多跳跃—悬浮”两段式,跳跃组分大约占到95%,截点位于2~3 ϕ 之间;河床沉积物的频率曲线以双峰为主,众数粒径主要集中在100~200 μm 之间,概率累积曲线显示为“多跳跃—悬浮”两段式,跳跃组分大约占到90%,截点位于3~4 ϕ 之间;河漫滩沉积物频率曲线以双峰为主,峰值宽缓,众数粒径主要集中在30~70 μm 之间,概率累积曲线显示为“跳

跃—悬浮”两段式,悬浮组分大约占到50%,截点位于4~5 ϕ 之间,湖泊沉积物的频率曲线十分宽缓,出现三个峰值,众数粒径主要集中在10~20 μm 之间;概率累积曲线显示为“跳跃—多悬浮”两段式,悬浮组分占到80%以上,截点位于5~6 ϕ 之间(图2a、b、表1)。

可以发现,从沙漠、河床、河漫滩到湖泊沉积物组分由以砂为主逐渐变为砂和粉砂为主以及粉砂和黏土为主,并且搬运方式也由以跳跃方式为主逐渐变为悬浮搬运。

3.1.2 粒度参数特征、C-M图和粒度指数特征

从粒度参数的三维立体图可以看出(图2d),沙漠沉积物分选极好到好,中等峰度,正偏;河床亚相沉积物分选中等,峰度变化较大,正偏为主;河漫滩沉积物分选较差,峰度变化较大,正偏为主;湖泊沉积物分选差,峰度平坦,正偏和负偏都有分布。沙漠和湖泊沉积物的点群分布较为明显,河床和河漫滩沉积物的粒度参数值虽有穿插,但是点群的界限还是存在差异。

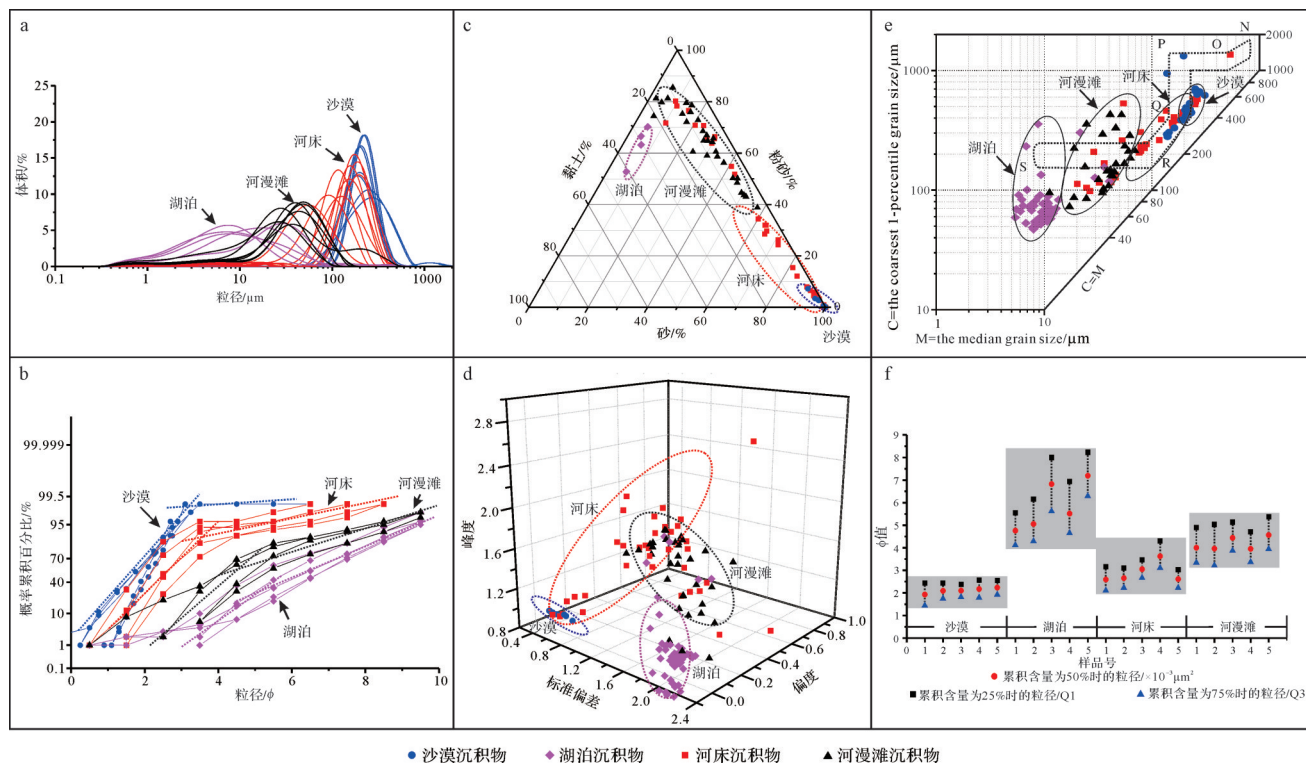


图2 后套平原现代地表不同沉积环境物质的粒度特征

(a)频率曲线;(b)概率累积曲线;(c)粒度组分百分比三角图;(d)粒度参数特征三维立体图;(e) C-M图,其中C为累积含量为99%所代表的粒径(μm),M代表中值粒径(μm);(f) Q1-Md-Q3图,Q1为累积含量为25%时的粒径,Q3为累积含量为75%时的粒径,M为中值粒径

Fig.2 Grain size characteristics of modern sedimentary environments in the Houtao plain

(a) size distribution curves; (b) cumulative probability curves; (c) sand-silt-clay ratios; (d) sorting, skewness and kurtosis; (e) C-M diagram (C = grain size corresponding to 99% cumulative content; M = median grain size); (f) grain size cumulative content (Q1 = 25%; Q3 = 75%; Md = median grain size)

表1 现代地表不同沉积环境的物质粒度特征

Table 1 Grain sizes characteristics of sediments in different modern sedimentary environments

沉积环境	粒度组成	频率曲线特征	概率累积曲线特征	分选	峰度	偏度
沙漠	以砂组分为主	众数粒径集中在300~400 μm	“多跳跃—悬浮”两段式,跳跃组分大约占95%,截点位于2~3 ϕ	极好到好	中等	正偏
湖泊	以粉砂和黏土为主,黏土含量占到20~40%	众数粒径集中在10~20 μm	“跳跃—多悬浮”两段式,悬浮组分占80%以上,截点位于5~6 ϕ	差	平坦	正偏和负偏都有分布
河床	以砂为主,砂含量占60%以上	众数粒径集中在100~200 μm	“多跳跃—悬浮”两段式,跳跃组分大约占90%,截点位于3~4 ϕ	中等	变化较大	正偏为主
河漫滩	以粉砂为主,粉砂含量占50%以上	众数粒径集中在30~70 μm	“跳跃—悬浮”两段式,悬浮组分大约占50%,截点位于4~5 ϕ	较差	变化较大	正偏为主

C-M图是应用每个样品的C值和M值绘成的图形,其中C代表样品的最粗粒径,反映样品搬运介质能量的上限,是样品累积曲线上颗粒含量99%时对应的粒径,M是累积曲线上50%处所对应的粒径,为中值粒径,代表营力的平均动能。如图2e所示,湖泊沉积物位于C-M图的左下方,反映主要为静水沉积,C值主要在40~200 μm,M值主要在6~36 μm;河漫滩沉积物的C-M图反映主要以均匀悬浮为主,C值主要在130~280 μm,M值主要在42~65 μm;河床沉积物C-M图反映主要以递变悬浮为主,C值主要在200~400 μm,M值主要在80~170 μm;沙漠沉积物C-M图反映主要以滚动组分为主,C值主要在410~670 μm,M值主要在210~260 μm。粒度指数特征图中Q1是样品累积曲线上颗粒含量25%时对应的粒径,Q3是样品累积曲线上颗粒含量75%时对应的粒径,利用Q1-Md-Q3图可以直接看出沉积物的分选程度,偏度的变化,从而得知沉积物的形成环境。

由图2f可以看出,沙漠沉积物的中值粒径最大,Q1和Q3与Md值很接近,分选最好;河床和河漫滩沉积物的中值粒径分别为2~3 ϕ和3~4 ϕ之间,相比于沙漠沉积物,Q1和Q3远离于Md值,分选差;湖泊沉积物的中值粒径最小,分布在5~7 ϕ之间,Q1和Q3与Md值相差很大,分选最差,由此后套平原现代地表不同沉积环境物质Q1-Md-Q3的特征有明显的差异。

3.1.3 粒度指标对环境的指示意义

沉积物的粒度受搬运介质、搬运方式以及沉积环境等因素控制,因此沉积物的粒度特征可用来反演其成因或搬运沉积条件^[6]。从黄河后套平原不同沉积环境的沉积物粒度特征分析结果来看,虽然部分粒度指标在不同环境中有相似性,仅凭单一的粒度参数很难严格区分两种不同类型的沉积物。当采取多种的粒度特征解析方法和手段时,即使不同类

型沉积物的某些数据点存在相互穿插,但点群的界限常常很明显,因此粒度的组分特征,参数组合特征以及粒度特征图解综合分析能够有效地区分不同沉积成因的沉积物,为以后本区域的沉积环境研究提供参考依据。沙漠砂的粒径最粗,主体为跳跃组分,被风力长途搬运再沉积,分选相对较好,这与殷志强等^[17]对北方部分地区沙漠砂的粒度特征研究中,认为的沙漠砂粒度由一个极其明显的粗粒跳跃组分构成,中值粒径一般位于100~300 μm,分选性极好的结果相似。区域内河流沉积物主要来自于上游远距离搬运以及周边沙漠沉积物的输入^[18],由此河流沉积物要细于沙漠沉积物。由于河流的多物源沉积和水动力强弱的变化造成河床和河漫滩沉积物分选相对较差,峰度变化较大。受水动力强弱的影响河床沉积物要粗于河漫滩沉积物,且多为跳跃组分^[17]。相对于河流以及沙漠沉积物,湖泊沉积物的动力条件是最弱的,由此粒度最细,并且以悬浮组分为主。

3.2 钻孔岩芯沉积相划分和粒度参数特征

综合钻孔岩芯的岩性描述、粒度分析并结合现代表层不同沉积相的粒度特征,初步对两个钻孔的沉积相进行了划分。

根据沉积物组成和粒度特征初步将DKZ04从上到下划分了7段(图3),其中顶部0~2.76 m沉积物以灰黄色细砂为主,比较松散;众数粒径集中在200~300 μm之间,概率累积曲线为“多跳跃—悬移”的二段式,跳跃组分和悬移组分的截点在2~3 ϕ之间,跳跃组分占到95%以上;该段的平均粒径分布在82~280 μm之间,平均值为170 μm;标准偏差分布在0.5~1.3之间,分选较好到中等;偏度变化较大,主要分布在0.1~0.3之间,正偏为主;峰态以1~2为主,为中等—尖锐峰态类型;C-M图反映以滚动组分为主;C-M图和粒度指数特征与现代沙漠沉积物相似。各

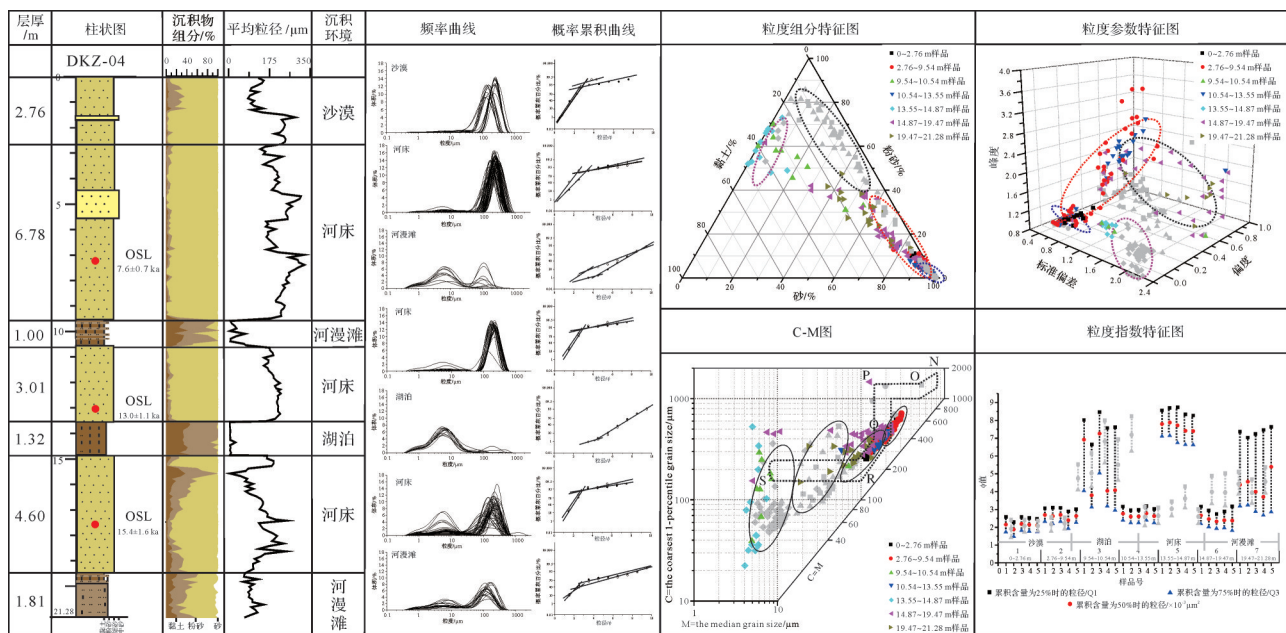


图3 钻孔岩芯 DKZ04 粒度特征和沉积相划分

Fig.3 Grain size and classification of sedimentary facies in Core DKZ04

种粒度特征与现代沙漠环境的粒度特征相似,因此本段为沙漠相沉积。

2.76~9.54 m, 10.54~13.55 m 以及 14.87~19.47 m 之间沉积物都为灰黑色细砂,部分细砂层位中夹有黏土颗粒,细砂层中泥质内碎屑的存在通常指示了河床相沉积环境^[19-20]。众数粒径集中在 100~200 μm 之间,概率累积曲线为“多跳跃—悬移”的二段式,跳跃组分和悬移组分的截点在 2~4 ϕ 之间,跳跃组分占到 80% 以上;该段的平均粒径分布在 70~324 μm 之间,平均值为 183.7 μm ;标准偏差分布在 0.5~2.9 之间,分选较好到差;偏度变化较大,在 0~0.7 之间,正偏为主;峰态以 0.6~3 为主,为中等—尖锐峰态类型;C-M 图反映主要以递变悬浮为主;C-M 图和粒度指数特征的投影区域与现代河床沉积物相似。综合这三段粒度以及沉积构造特征,指示为河床亚相。

9.54~10.54 m 和 19.47~21.28 m 之间的沉积物为灰褐色黏土与粉砂薄层互层,粒径出现两个峰值,众数粒径集中在 10~70 μm 之间,概率累积曲线为“跳跃—多悬移”的二段式,跳跃组分和悬移组分的截点在 2~4 ϕ 之间,悬浮组分占到 30% 以上;9.54~10.54 m 之间的平均粒径分布在 6~74 μm 之间,平均值为 31.3 μm ;19.47~21.28 m 之间的平均粒径分布在 67~149 μm 之间,平均值为 100 μm ;标准偏差分布在 1.3~3 之间,分选较差到差;偏度变化较大,在 -0.2~0.6 之间,以负偏态为主,正偏也有分布;峰态

分布在 0.6~2.2 之间,为平坦—中等峰态类型;C-M 图反映以均匀悬浮为主;C-M 图和粒度指数特征的投影区域与现代河漫滩沉积物相似。综合这两段的粒度特征与现代环境粒度特征对比分析,指示为河漫滩沉积环境。

13.55~14.87 m 之间沉积物为灰褐色黏土;众数粒径集中在 5~10 μm 之间,概率累积曲线为“跳跃—多悬移”的二段式,跳跃组分和悬移组分的截点在 4~6 ϕ 之间,悬浮组分占到 90% 以上;该段的平均粒径分布在 4~28 μm 之间,平均值为 8.2 μm ;标准偏差分布在 1.1~2.5 之间,分选较差到差;偏度变化较大,在 -0.3~0.1 之间,以负偏态为主;峰态分布在 1~1.5 之间,为平坦—中等峰态类型;C-M 图位于左下方,粒径最小,反映以静水沉积为主;C-M 图和粒度指数特征与现代湖泊沉积物相似。粒度特征表现为湖泊相沉积。

钻孔 HDZ04 依据岩性以及粒度特征从上到下分为 5 段(图 4),其中顶部 0~4.36 m 以及 8.25~9.97 m 之间沉积物均为灰黄色黏土和粉砂质黏土,部分层位夹有薄层粉砂;众数粒径集中在 30~70 μm 之间,概率累积曲线为“跳跃—悬移”的二段式,跳跃组分和悬移组分的截点在 4~5 ϕ 之间,悬浮组分占到 50% 以上,说明沉积物为低能的水动力条件;0~4.36 m 之间沉积物的平均粒径分布在 7~54 μm 之间,平均值为 23.7 μm ;8.25~9.97 m 之间的平均粒径分布在

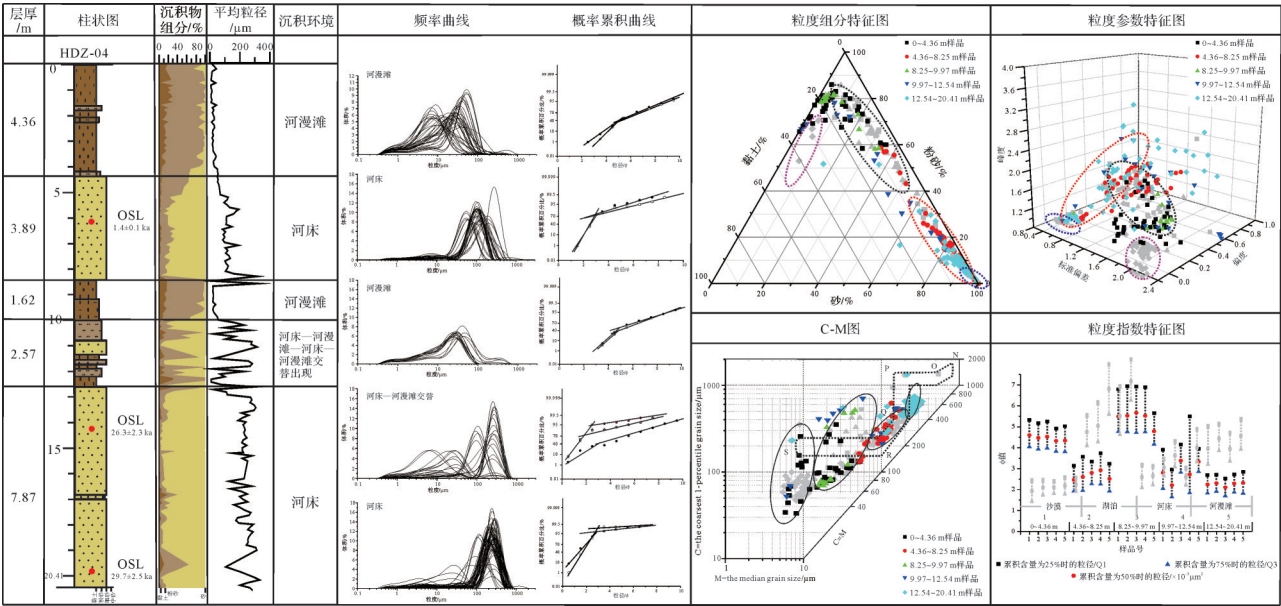


图4 钻孔岩芯 HDZ04 粒度特征和沉积相划分

Fig.4 Grain size and classification of sedimentary facies in Core HDZ04

20~50 μm 之间,平均值为 27.4 μm ;标准偏差较大,分布在 1.1~2.1 之间,分选较差;偏度变化较大,多为正偏,以 0.24~0.4 居多;峰态以 0.9~1.1 为主,为平坦—中等峰态类型;C-M 图反映以均匀悬浮为主;C-M 图和粒度指数特征的投影区域与现代河漫滩沉积物相似。粒度特征与现代漫滩沉积物相似,因此这两段沉积物表现为河漫滩沉积环境。

4.36~8.25 m 以及 12.54~20.41 m 之间沉积物都为灰黄色和灰黑色的细砂;众数粒径集中在 100 μm 左右,概率累积曲线为“多跳跃—悬移”的二段式,跳跃组分和悬移组分的截点在 2~3 ϕ 之间,跳跃组分占到 70% 以上,说明沉积物水动力增强,搬运介质强度较大;4.36~8.25 m 之间的平均粒径分布在 50~200 μm 之间,平均值为 110 μm ;12.54~20.41 m 之间沉积物的平均粒径分布在 110~300 μm 之间,平均值为 220 μm ;标准偏差多分布在 0.7~2 之间,分选中等到较差;偏度变化较大,正偏为主,以 0.2~0.4 居多,说明沉积物粒度分布的尾端以粗颗粒为主;峰态以 1~3 为主,为中等—尖锐峰态类型;C-M 图反映以递变悬浮为主;C-M 图和粒度指数特征与现代河床沉积物相

似。综合该段沉积物的粒度特征与现代河床沉积物相似,因此表现为河床沉积环境。

9.97~12.54 m 之间的沉积物较为复杂,细砂、粉砂和黏土层相间出现;频率曲线图和概率累计曲线图指示既有河床沉积也有河漫滩沉积;C-M 图反映既有均匀悬浮也有递变悬浮;C-M 图和粒度指数特征指示与现代河床和河漫滩沉积物相似;粒度特征表现为河床—河漫滩交替出现,可能指示了河道的频繁变迁。

3.3 粒度特征指示的后套平原景观演化与环境变迁

从各沉积相在钻孔整体的统计比例来看(表 2),钻孔岩芯 HDZ04 河床亚相的沉积厚度为 11.6 m,占钻孔岩芯的 57%;河漫滩沉积厚度约为 6 m,占钻孔岩芯的 30%;剩余的 2.57 m 为河床和河漫滩的交替沉积,占钻孔岩芯的 13%;在钻孔中至少发生了 8 次沉积相的变化。钻孔岩芯 DKZ04 河床的沉积厚度为 14.39 m,占钻孔岩芯的 68%;河漫滩的沉积厚度为 2.81 m,占钻孔岩芯的 13%;湖泊相的沉积厚度为 1.32 m,占钻孔岩芯的 13%;沙漠相的沉积厚度为 2.76 m,占钻孔岩芯的 6%。

表2 钻孔岩芯中沉积相的分布长度和比例

Table 2 Extent and percentage of sedimentary facies in cores								
钻孔		DKZ04				HDZ04		
沉积相	河床	河漫滩	沙漠	湖泊	河床	河漫滩	河床和河漫滩的交替沉积	
长度/m	14.39	2.81	2.76	1.32	11.6	6	2.57	
所占比例	68%	13%	13%	6%	57%	30%	13%	

沉积相的变化很好的记录了河流侧向摆动的历史,并且在两个钻孔中发育有厚达7~8 m的河床相沉积物。由于河道单次侧向迁移形成的砂体厚度总是小于其河流的水深^[21],然而黄河内蒙段的滩槽差不超过5 m,并且根据多年水文站观测数据,大洪水期水深不超过5 m^[22],因此在后套平原段的水深一般不超过5 m,那么对于厚度在5 m以下的河道砂体才有可能是在河道单次侧向移动过程中形成的,而超过5 m的河床相沉积层可能指示了在河流的频繁摆动过程中,一些原来形成的粉砂和黏土质河漫滩或者湖相沉积层被河流侵蚀,使得多期的河床相沉积物累积沉积,代表了多次的河道变迁。由此从沉积相的分布以及巨厚河床相堆积层的出现指示了河流经过了多次的沉积旋回,摆动频繁。通过遥感影像、地形图和地貌沉积记录发现,在后套平原保存着丰富记录古黄河变迁的遗迹,分布着大量的古河道洼地,牛轭湖和古河道高地^[23],表明黄河在后套平原改道频繁,河道流经之处遍及整个平原。历史文献^[24-25]也记载了在后套平原中发育有多支古河道,河道变迁频繁。

3.4 乌兰布和北部沙漠景观的形成时代

地层中古风成砂的出现是表征沙漠出现和扩张最为直接可靠的证据^[26],钻孔DKZ04的顶部河床亚相结束之后,表层才发育了2.76 m厚的沙漠砂,表明在磴口以西沙漠环境出现的时代不会太早。从DKZ04钻孔的光释光测年结果来看,顶部河床相7.2 m处的测年结果为 7.6 ± 0.7 ka,由此得出0~7.2 m的平均沉积速率为0.95 m/ka,运用线性内插法获得了沙漠砂出现的年代大约是2.6 ka。另外,在位于该钻孔以东约13 km的DKZ06钻孔顶部1.5 m处的黏土层中获得了一个¹⁴C年代,结果为 $2\,283 \pm 72$ cal a B.P.,其黏土层上覆为沙漠砂^[27],据此可以推断风沙堆积晚于2.3 ka。从已有的乌兰布和北部沙漠形成年代的研究来看,侯仁之等^[28]在对该区的考古遗迹进行详细的野外考察时,结合历史文献资料认为其形成于汉代以后;贾铁飞等^[29-30]对乌兰布和沙漠北部太阳庙和磴口地区的湖相沉积—风成砂沉积序列进行了¹⁴C定年,认为在人类大规模开垦的汉代之前沙漠就已形成;范育新等^[31]通过对乌兰布和沙漠中部3个沙丘/沙山钻孔沉积物的OSL定年,并且结合该地区历史文献记录对比,认为现今的乌兰布和沙漠北部区域的沙漠景观只是距今2 ka以来逐渐形成的。综上所述,乌兰布和沙漠北部的风沙堆积可能出现在距今

两千多年的秦汉时期。

从气候资料来看,在2 ka左右,董哥洞的石笋记录显示东亚夏季风变强^[32];位于研究区西北部,处在干旱区南部边缘的柴达木盆地中的苏干湖粉尘记录也显示低尘暴特征,反映西伯利亚高压的影响较微弱^[33];这些气候记录表明在约2 ka时有效湿度相对偏高,不利于大规模的风沙物质供应^[34]。钻孔资料指示了黄河流经此处并且摆动迁移频繁,沙漠砂覆盖于河床砂之上,由此沙漠的形成可能与河道的迁移废弃有关。历史文献资料表明在2 000年前,黄河主河道在狼山山前流动,史称“北河”,之后该河道逐渐废弃,从清道光年间(约1850年)开始,“北河”断流,南河成为主河道,逐渐演化为现代黄河,河道的侧蚀摆动为该区沙漠的形成或者说现今乌兰布和沙漠北部地区的沙漠化进程提供了物质基础^[23];牛俊杰等^[35]通过对先秦历史文献资料研究认为位于磴口以西、狼山山前的屠申泽为黄河支流水系补给的湖泊,并且发育有绿洲,随后由于黄河的改道导致湖泊干涸以及绿洲沙漠化。除此之外,从历史文献记录来看,此时期正好对应于秦汉时期的大规模移民屯垦,人口急剧的增长带来的农业活动的增强破坏了河套平原本来和谐的自然环境,森林面积急剧减小,草原不断被开垦,人工农业植被不断地取代了林草自然植被,已经裸露的河流沉积物风蚀、水蚀日趋严重。并且随着汉代之后的大规模弃垦导致的土地荒废,加剧了区域内的水土流失以及沙漠化的进程^[28,31,36-37],诱使乌兰布和沙漠北部地区沙漠景观的形成,近2 000年以来到达磴口以西的位置。因此,磴口以西的沙漠景观应该是约2 000年以来黄河河道摆动和人类活动共同作用的产物。

4 结论

(1) 根据黄河后套平原段现代地表不同环境的粒度特征,采用多种统计方法建立了沉积物粒度特征与沉积环境之间的对应关系,进而应用到区域内钻孔岩芯沉积相的划分中,发现HDZ04和DKZ04钻孔中主要以河床亚相为主,沉积相分布指示了该段河流经历了多次的沉积旋回,河道摆动频繁。

(2) 钻孔岩芯DKZ04的沉积相分析表明磴口以西沙漠景观出现的时代较晚,钻孔岩芯沉积物的光释光测年结果反映,乌兰布和沙漠北部地区沙漠景观的形成大约在距今2 ka的秦汉时期,是黄河河道

改道废弃导致的湖泊干涸和绿洲沙漠化以及大规模的人类活动共同作用的结果。

参考文献(References)

- [1] 李建彪,冉勇康,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. [Li Jianbiao, Ran Yongkang, Guo Wensheng. Division of Quaternary beds and environment evolution in Hubao Basin in China[J]. Quaternary Sciences, 2007, 27(4): 632-644.]
- [2] 刘哲,赵华,王成敏,等. 临河凹陷晚更新世以来沉积地层的光释光年龄[J]. 干旱区地理, 2014, 37(3): 439-446. [Liu Zhe, Zhao Hua, Wang Chengmin, et al. OSL ages of sedimentary layers in Linhe Depression since Late Pleistocene[J]. Arid Land Geography, 2014, 37(3): 439-446.]
- [3] 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. [Zhao Hongmei, Zhao Hua, Liu Linjing, et al. Stratigraphy and environmental evolution of Late Quaternary in Baotou area, Inner Mongolia, China[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2016, 30(4): 165-171.]
- [4] 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.
- [5] 邢成起,尹功明,丁国瑜,等. 黄河黑山峡阶地的砾石 Ca 膜厚度与粗碎屑沉积地貌面形成年代的测定[J]. 科学通报, 2002, 47(3): 167-172. [Xing Chengqi, Yin Gongming, Ding Guoyu, et al. Thickness of calcium carbonate coats on stones of the Heishanxia terraces of the Yellow River and dating of coarse clastic sedimentary geomorphic surfaces[J]. Chinese Science Bulletin, 2002, 47(3): 167-172.]
- [6] Hu Z B, Pan B T, Guo L Y, et al. Rapid fluvial incision and headward erosion by the Yellow River along the Jinshaan gorge during the past 1.2 Ma as a result of tectonic extension[J]. Quaternary Science Reviews, 2016, 133: 1-14.
- [7] 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. [Zhao Xitao, Jia Liyun, Hu Daogong. Discoveries of fluvial terraces and Neogene gravels in the Hetao area, Inner Mongolia: Implications for the development of the Yellow River, antiquity of Chinese rivers, and coexistence theory of rivers and lakes[J]. Acta Geologica Sinica, 2018, 92(4): 845-886.]
- [8] 国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组. 鄂尔多斯周缘活动断裂系[M]. 北京:地震出版社, 1988: 1-335. [Research Group of Erdos Active Faultage, National Earthquake Bureau. The active faultage around the Erdos[M]. Beijing: Geology Press, 1988: 1-335.]
- [9] Miall A D. A review of the braided-river depositional environment[J]. Earth-Science Reviews, 1977, 13(1): 1-62.
- [10] Walker R G. Facies models[M]. Hamilton: Department of Geology McMaster University, 1984: 317.
- [11] Doeglas D J. Grain-size indices, classification and environment[J]. Sedimentology, 1968, 10(2): 83-100.
- [12] Miall A D. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology[M]. Berlin, Heidelberg: Springer, 2013.
- [13] Ta W Q, Yang G S, Qu J J, et al. The effect of the coarse aeolian sand on siltation of the Inner Mongolian reach of the Yellow River[J]. Environmental Geology, 2003, 43(5): 493-502.
- [14] Yao Z Y, Ta W Q, Jia X P, et al. Bank erosion and accretion along the Ningxia-Inner Mongolia reaches of the Yellow River from 1958 to 2008[J]. Geomorphology, 2011, 127(1/2): 99-106.
- [15] Folk R L, Ward W C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters[J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1957, 27(1): 3-26.
- [16] Friedman G M. Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics[J]. Journal of Sedimentary Research, 1961, 31(4): 514-529.
- [17] 殷志强,秦小光,吴金水,等. 中国北方部分地区黄土、沙漠沙、湖泊、河流细粒沉积物粒度多组分分布特征研究[J]. 沉积学报, 2009, 27(2): 343-351. [Yin Zhiqiang, Qin Xiaoguang, Wu Jinshui, et al. The multimodal grain-size distribution characteristics of loess, desert, lake and river sediments in some areas of northern China[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2009, 27(2): 343-351.]
- [18] Pan B T, Pang H L, Zhang D, et al. Sediment grain-size characteristics and its source implication in the Ningxia - Inner Mongolia sections on the upper reaches of the Yellow River[J]. Geomorphology, 2015, 246: 255-262.
- [19] Dam G, Surlyk F. Cyclic sedimentation in a large wave- and storm-dominated anoxic lake; Kap Stewart Formation (Rhaetian-Sinemurian), Jameson Land, East Greenland[M]// Posamentier H W, Summerhayes C P, Haq B U, et al. Sequence stratigraphy and facies associations. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1993: 419-448.
- [20] Nanson G C, Price D M, Jones B G, et al. Alluvial evidence for major climate and flow regime changes during the middle and late Quaternary in eastern central Australia[J]. Geomorphology, 2008, 101(1/2): 109-129.
- [21] 王随继. 黄河银川平原段河床沉积速率变化特征[J]. 沉积学报, 2012, 30(3): 565-571. [Wang Suiji. Variations of the channel sedimentation rate in the Yinchuan plain reach of the Yellow River[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2012, 30(3): 565-571.]
- [22] 秦毅. 黄河上游河流环境变化与河道响应机理及其调

- 控策略: 宁蒙河段为对象[D]. 西安: 西安理工大学, 2009. [Qin Yi. Mechanics of river course response to river environment change and control strategy-for the Ning-Mong section of the Yellow River[D]. Xi'an: Xi'an University of Technology, 2009.]
- [23] 李炳元, 葛全胜, 郑景云. 近2000年来内蒙后套平原黄河河道演变[J]. 地理学报, 2003, 58(2): 239-246. [Li Bingyuan, Ge Quansheng, Zheng Jingyun. Evolution of the Yellow River in the Houtao plain of Inner Mongolia in the past 2000 years[J]. Acta Geographica Sinica, 2003, 58(2): 239-246.]
- [24] 谭其骧. 长水集(下)[M]. 北京: 人民出版社, 1987. [Tan Qixiang. Changshuiji (Collection of the studies on Historical Geography)[M]. Beijing: People's Press, 1987.]
- [25] 中国历史地图集编辑组. 中国历史地图集[M]. 上海: 中华地图学社, 1974. [Editorial Group of Chinese Historical Map. The Atlas of Chinese historical map[M]. Shanghai: Chinese Cartography Press, 1974.]
- [26] 董光荣, 李保生, 高尚玉, 等. 鄂尔多斯高原第四纪古风成沙的发现及其意义[J]. 科学通报, 1983, 28(16): 998-1001. [Dong Guangrong, Li Baosheng, Gao Shangyu, et al. Significance of Quarternary paleoaeolian sand found in Ordos plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 1983, 28(16): 998-1001.]
- [27] Li F Q, Pan B T, Lai Z P, et al. Identifying the degree of luminescence signal bleaching in fluvial sediments from the Inner Mongolian reaches of the Yellow River[J]. Geochronometria, 2018, 45(1): 82-96.
- [28] 侯仁之, 俞伟超. 乌兰布和沙漠的考古发现和地理环境的变迁[J]. 考古, 1973(2): 92-107. [Hou Renzhi, Yu Weichao. Archaeological discovery and changes of geographical environment in Ulan Buh Desert[J]. Archaeology, 1973(2): 92-107.]
- [29] 贾铁飞, 何雨, 裴冬. 乌兰布和沙漠北部沉积物特征及环境意义[J]. 干旱区地理, 1998, 21(2): 36-42. [Jia Tiefei, He Yu, Pei Dong. On the feature and its meaning of sediment in northern Ulan Buh sandy land[J]. Arid Land Geography, 1998, 21(2): 36-42.]
- [30] 贾铁飞, 银山. 乌兰布和沙漠北部全新世地貌演化[J]. 地理科学, 2004, 24(2): 217-221. [Jia Tiefei, Yin Shan. Geomorphic evolution in northern Ulan Buh Desert in the Holocene[J]. Scientia Geographica Sinica, 2004, 24(2): 217-221.]
- [31] 范育新, 陈发虎, 范天来, 等. 乌兰布和北部地区沙漠景观形成的沉积学和光释光年代学证据[J]. 中国科学(D辑): 地球科学, 2010, 40(7): 903-910. [Fan Yuxin, Chen Fahu, Fan Tianlai, et al. Sedimentary documents and Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating for formation of the present landform of the northern Ulan Buh Desert, northern China[J]. Science China (Seri. D): Earth Sciences, 2010, 40(7): 903-910.]
- [32] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate[J]. Science, 2005, 308(5723): 854-857.
- [33] Chen F H, Qiang M R, Zhou A F, et al. A 2000-year dust storm record from Lake Sugan in the dust source area of arid China[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2013, 118(5): 2149-2160.
- [34] 范育新, 陈晓龙, 范天来, 等. 库布齐现代沙漠景观发育的沉积学及光释光年代学证据[J]. 中国科学(D辑): 地球科学, 2013, 43(10): 1691-1698. [Fan Yuxin, Chen Xiaolong, Fan Tianlai, et al. Sedimentary and OSL dating evidence for the development of the present Hobq Desert landscape, northern China[J]. Science China (Seri. D): Earth Sciences, 2013, 43(10): 1691-1698.]
- [35] 牛俊杰, 赵淑贞, 任世芳, 等. 历史时期乌兰布和沙漠北部的环境变迁[J]. 中国沙漠, 1999, 19(3): 223-227. [Niu Junjie, Zhao Shuzhen, Ren Shifang, et al. Environmental evolution in northern Ulan Buh Desert in historical time[J]. Journal of Desert Research, 1999, 19(3): 223-227.]
- [36] 王北辰. 库布齐沙漠历史地理研究[J]. 中国沙漠, 1991, 11(4): 33-41. [Wang Beichen. Historical geography study of the Hobq Desert[J]. Journal of Desert Research, 1991, 11(4): 33-41.]
- [37] 闫德仁. 库布齐沙漠文化与土地沙漠化的演变探讨[J]. 内蒙古林业科技, 2004(2): 19-25. [Yan Deren. Culture of Kubuqi Desert and succession of land desertization[J]. Inner Mongolia Forestry Science and Technology, 2004(2): 19-25.]

Grain size Characteristics and Evolution of Core Sedimentary Environment in the Houtao Plain Reach of the Yellow River

LI FuQiang¹, GAO HongShan¹, ZHANG LianKe^{1,2}, LI ZongMeng³, PANG HongLi¹, PAN BaoTian¹

1. Key Laboratory of Western China's Environmental Systems, Ministry of Education, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

2. Institute of Geological and National Hazards Control, Gansu Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China

3. School of Geographic Sciences, Xinyang Normal University, Xinyang, Henan 464000, China

Abstract: Sediment grain size parameters provide important information about depositional processes and environments because the size range, mixing and sorting of sediment populations vary systematically in response to the sedimentation processes, dynamics and provenance. Thus the analysis of textural parameters is the basis for determining the process/response behavior of individual sedimentary units and their environment. Grain size distribution distinguishes the surface sedimentary environment in the Houtao plain, and was therefore adopted in this sedimentary facies interpretation of two drill cores from the Houtao plain reach of the Yellow River. The results show that the sedimentary environment underwent many transformations, dominated by fluvial channel facies (68% in Core DKZ04, and 57% in Core HDZ04). This indicates that the channel of the Yellow River has experienced extensive migration in this region. In addition, since aeolian sand appears only at the top of Core DKZ04, we speculate that the present desert landform of the northern Ulan Buh Desert started to form only 2 000 years ago, probably triggered by river migration and large-scale human activity.

Key words: grain size characteristic; sedimentary facies; Houtao plain; Yellow River