

# 供源组分和流量对于曲流河形态变化的影响

## ——基于水槽沉积模拟实验研究

洪瑞峰, 唐明明, 彭晨阳, 熊思琛, 解容

中国石油大学(华东)地球科学与技术学院, 山东青岛 266580

**摘要** 【目的】河流沉积广泛发育于自然界地层中, 而曲流河沉积则是河流沉积的重要组成部分。由于曲流河发育过程中河道的频繁迁移, 发育大量侧积体, 导致点坝内部砂体叠置关系复杂, 因此对曲流河演化过程的分析一直是沉积学研究重点, 分析曲流河形态变化的控制因素对于地质历史时期的古气候演化、大陆风化强度等研究以及油气储层勘探开发均具有重要意义。前人学者观察现代河流沉积对产生曲流河的初始条件进行了总结, 研究了不同黏土矿物含量、植被覆盖以及河床初始饱和度对曲流河发育的影响, 但自然界中河流沉积发育周期过长, 通过实地考察与解剖露头不能很好地观察河流动态沉积过程, 记录过程易受环境因素干扰, 同时缺乏定量数据支撑。【方法】通过水槽沉积模拟实验研究单因素条件下曲流河发育过程中河道迁移和坝体发育的影响, 本次研究设置了不同粒度、流量和高岭土含量条件下的实验共三组, 采用高精度 3D 激光扫描仪将数据转换成高程模型, 用于定量研究剖面结构与河床沉积变化。【结果】(1) 供源沙粒径直接影响曲流河弯曲度, 在高岭土含量保持不变且流量恒定的条件下, 沙粒粒径越小, 形成的曲流河弯曲度越大, 不同粒度条件下河岸坍塌砂体结构存在明显差异; (2) 流量影响曲流河发育时泥沙输移平衡和河岸所受水流冲击力, 当泥沙输入速率和搬运速率处于动态平衡, 河岸维持向外侧扩张侵蚀, 河道向曲流河形态发育; (3) 河岸添加高岭土提升河道堤岸抗渗透强度, 在供源沙粒度和流量保持不变的条件下, 高岭土含量越高, 河道宽深比越低。【结论】明确了供源沙粒度、流量和高岭土含量变化对于曲流河形态变化的影响, 为曲流河演化过程研究提供量化基础数据。

**关键词** 曲流河发育过程; 水槽模拟实验; 河流形态; 沉积特征; 河岸剥蚀现象

**第一作者简介** 洪瑞峰, 男, 2000 年出生, 硕士研究生, 储层沉积学, E-mail: z22010006@s.upc.edu.cn

**通信作者** 唐明明, 男, 博士, 副教授, 储层沉积学, E-mail: tangmingming@upc.edu.cn

**中图分类号** P512.2 **文献标志码** A

## 0 引言

曲流河是自然界中广泛分布的一种河流类型, 发育过程以侧向加积和侧向侵蚀为主, 具有“蚀凹增凸”的特点<sup>[1-2]</sup>, 曲流河发育过程中水流不断侵蚀大陆地壳, 在塑造地貌过程中起着关键作用<sup>[3]</sup>, 其中河流流量与河道形态的变化影响着流域内大陆风化强度<sup>[4]</sup>。曲流河沉积物中保存的物理、化学特性以及化石记录都可以作为反映古气候演化的重要指标<sup>[5-6]</sup>, 河道的变迁与沉积物中植物化石反映古植被类型与分布情况<sup>[7-8]</sup>, 不同成熟度的植被也影响着曲流河形态发育<sup>[9]</sup>。沉积物的粒度分布和物质成分可以反映古流水强度、降水模式和温度变化状况<sup>[10]</sup>, 曲流河沉积序列和河道迁移现象可以揭示古洪水发生的频率和强度, 这些变化

与古气候密切相关<sup>[11]</sup>。同时曲流河砂体储层在我国陆相含油气盆地中也占据了较大比例,曲流河沉积过程中发育的点坝砂体储层是油气勘探开发研究的重点之一。例如,胜利油田孤岛油区馆陶组上段<sup>[12-13]</sup>、南苏丹 Melut 盆地 Ruman 地区 Jimidi 组<sup>[14]</sup>、美国科罗拉多州 Piceance 盆地 Rulison 油田 Williams Fork 组<sup>[15]</sup>等。由于侧积体的频繁发育,使得储层非均质性较强,采收率较低。因此,研究影响曲流河形态变化的关键因素,对于理解地质历史时期的气候变化、估算大陆地表风化程度以及指导油气资源储层的勘探与开发工作<sup>[16-19]</sup>,均具有重要指导意义。

研究曲流河沉积常用的方法包括对现代曲流河沉积的实例解剖和水槽沉积模拟。实地考察是直接获取地质资料的有效方式之一,早在 1963 年, Schumm<sup>[20]</sup>通过实地考察和航空照片分析了大平原上发育的河流形态与泥沙特征,认为曲流河的形成是多种因素下叠加影响的,其特点在于河道宽深比低,河岸组分中粉质黏土比例较高;胡光明等<sup>[21]</sup>以美国 Uinta 盆地现代河流沉积为例进行实地考察,细致分析了洪水流量对于河道弯曲度和形态的影响;李胜利等<sup>[22]</sup>通过解剖河流相野外露头,分析弯曲度与废弃河道沉积特征的相互关系,认为沉积供源的差异导致了河流形态的变化。GIS 技术能将不同来源的地质数据转化为计算机可以处理的数字形式,有效提升对沉积环境的空间分析。2006 年 Aswathy *et al.*<sup>[23]</sup>利用 GIS 技术对印度喀拉拉邦中部 Pannagon 河流形态进行分析,认为构造是影响河道形态的主要因素,地表的隆起抬升迫使河道蜿蜒发育;易志凤等<sup>[19]</sup>利用 ArcGIS 软件对黄河源区白河现代沉积中典型点坝砂体进行矢量化,分析了点坝砂体规模与河道宽度之间的定量关系,进一步提升了曲流河储层定量表征技术。

前人大多是通过观察现代河流沉积进行分析,在自然环境中河流的发育往往需要很长的周期,同时观察过程也会受到许多干扰<sup>[24-25]</sup>。相比之下室内水槽实验周期短,可以更直接地观察砂体运移过程,通过 3D 扫描仪记录沉积界面可以对河道演化过程进行定量表征<sup>[26]</sup>。但如何在实验室内制备发育稳定的高弯曲度河流,一直河流模拟实验的重点和难点。自 20 世纪开始,众多学者尝试了不同方法,想通过实验了解河流发育过程中河道蜿蜒的机理。20 世纪 40 年代初,水槽实验主要采用无黏性砂体搭建, Friedkin<sup>[26]</sup>认为河流的弯曲最主要受到流量和坡度控制,河岸砂体抗侵蚀能力越弱则形成的曲流河弯曲度越大,但形成的主要是弯曲的河流谷底线,河谷整体的迁移现象并不明显;60 年代起,尹学良<sup>[27]</sup>和洪笑天等<sup>[28]</sup>参照了 Friedkin 的实验方法复验曲流河模拟,进一步概括总结了河流弯曲的初始条件;20 世纪 90 年代起,刘忠保等<sup>[29]</sup>利用水槽模拟实验,对不同粒径条件下曲流河边滩发育位置进行了深入分析,发现边滩外缘水下倾角与粒径关系密切,河流曲率会影响边滩表面沉积的砂体粒度;2007 年 Tal *et al.*<sup>[30]</sup>并未使用黏性材料和底坡度来实现曲流河模拟,而是聚焦植被对河

道形态的影响；2012年 Van Dijk *et al.*<sup>[31]</sup>通过水槽实验测试河流上游扰动和串沟取直在曲流河发育中的作用。同时研究人员也在改良水槽实验中的河床组成，通过添加黏土矿物从而实现自然高弯曲度河流；2021年 Kyuka *et al.*<sup>[9]</sup>测试了不同成熟度植被对河流形态的影响，覆盖高强度成熟植被可以限制河道扩宽速度和来自河岸的泥沙供给量，导致曲流河横向迁移速率减慢。合适的底形材料配比是实验室内制备高弯曲度曲流河的关键，Schumm *et al.*<sup>[32]</sup>测试了不同黏结性材料，成功地在实验室内构建了自然弯曲河流，高黏结性的材料会形成窄而深的河道，而黏结性弱的材料形成宽而浅的河道，认为黏聚力大小是形成曲流河的关键，同时注意到了地形坡度变化对于曲—辫转化的影响；2010年 Dulal *et al.*<sup>[33]</sup>在实验底形材料中加入不同比例的高岭石，发现采用20%含量的高岭石可以产生稳定的高弯曲度河流。2018年 Yoshida *et al.*<sup>[34]</sup>在小型水槽中复现高弯曲度河流，采用塑料沙与黏土混合制作河床，发现河岸砂体中黏土含量越高则河道弯曲维持的时间越长，实验中砂体饱和度越高则河流弯曲度越小。河床组成中黏土矿物的含量是维持弯曲的关键之一，先前的模拟实验对河岸组分中黏土矿物的影响进行了很多研究，但粒度与河流弯曲度之间的关系大多是定性的描述，本次通过设立不同粒度的供源沙来研究粒度改变对于曲流河发育的影响，以及相同粒径沙在不同流量下曲流河发育过程中砂体的运移。

为了明确不同因素对于曲流河形态的影响，本文从供源沙粒度、流量、高岭土含量三个方面进行实验，并通过高精度三维激光扫描对沉积过程进行记录，构建数字高程模型，从而定量化表征河道迁移的过程，在此基础上分析其砂体空间分布、河岸的侵蚀以及沉积物搬运过程。

## 1 实验设计与观测方案

### 1.1 实验设备与底形构建

本实验在深层油气国家重点实验室中国石油大学（华东）唐岛湾校区智能水槽实验室完成。根据自然条件下河流体系的沉积环境，设置了一套沉积模拟与监测记录装置，包括碎屑物补给系统、流量控制系统、智能机器人、图像记录设备以及高精度3D扫描设备等（图1a）。

实验所用玻璃水槽长和宽为80 cm，高10 cm。其中流量控制设备可以调节沉积模拟实验中的流量，保持实验中的流量固定；碎屑物配比为150/100/70目粗细的绿沙：4000目粗细的煅烧高岭土（8:2），搅拌均匀后导入加沙器中，底部螺旋杆转动推进碎屑物，使得以5 g/min的加沙速率向河流中补充碎屑物；沉积模拟实验的底形材料分为两层铺设，下层统一铺设100目粗细的黄沙，厚度约为1.5 cm，待砂体固结后利用机器人进行平整，随后在黄沙上部铺设第二层（图1b）。上层材料配比与碎屑物相同，与水混合并搅拌均匀，将砂混合物倒入玻璃水槽中等待自然固结，自然固结时间为48 h。其中初始河道宽度为4 cm，深度为3 cm，初始河道的切入角度为30°，斜向河道长为11.55 cm，直流河道长为70 cm，通过在



碎屑物补 给速率	5 g/min					
坡度	1.875°	1.875°	1.875°	1.875°	1.875°	1.875°

注：70 目沙粒直径约 214  $\mu\text{m}$ ，100 目沙粒直径约 150  $\mu\text{m}$ ，150 目沙粒直径约 100  $\mu\text{m}$ ，4 000 目沙粒直径约 3.75  $\mu\text{m}$ 。

### 1.3 实验观测与记录

水槽模拟过程中为了测量砂体的变化，在玻璃水槽中心正上方设有录像机进行 24 h 全程监控，实验进行中每间隔 30 min 进行一次相机拍摄和 Artec 3D 扫描仪扫描，3D 扫描仪在河道有水的时候往往很难探明水下沉积物顶面深度，每次采集数据之前都会将水抽干再扫描。利用 Artec 3D 扫描仪所得到的点数据集将地貌数字化，其中包含每个点数据的空间坐标 XYZ 信息（以扫描仪激光发射处为 Z 轴 0 点），以及记录关于颜色的 RGB 信息。通过软件编辑后得到精细化的地貌形态、高程以及图像信息等，为曲流河形成过程中单因素变化定量分析提供数据上的支撑。

## 2 沉积模拟实验河道发育情况

### 2.1 实验 A 河道形态演化过程

在实验 A（图 2a）中，待水流均匀铺满整个河道后，沿凹岸溯源侵蚀。采用 70 目绿沙与高岭土混合所配制的河岸抗侵蚀能力较差，河岸坍塌下来的泥沙淤积在河床上，上游河段因为接受来自出水口的碎屑物和两岸塌陷的泥沙形成了短暂堵塞（图 2b），期间碎屑物缓慢向下部移动。由于上游的河床抬升，导致河道中下游的坡度增大，整体以垂向发育为主，上游堆积处主流线频繁变动，河道难以维持弯曲形态并出现心滩（图 2c），心滩厚度为 6 mm（图 3c）。河流从河道中部开始形成分流。上游堆积的沉积物保护了河岸，坝体主要发育在河道中间（图 2f），下游河岸被剥蚀的速度远远大于上游，下游出现网状河道。下部产生的分流河道中砂体出现不均匀堆积，顺河流方向右侧河岸被侵蚀速度加快并出现短暂的低弯曲河道，弯曲度保持在 1.03 至 1.05（图 7a）。河道逐步扩宽从而水位下降，河岸受到水流侵蚀面积减小，砂体塌落速度减缓（图 2f）。

在 a 剖面可以清楚发现河流上游河岸在模拟初期被快速剥蚀，出现短暂的河道迁移现象（图 3b），随着上游河床的抬升，河岸侵蚀速度急剧减缓，弯曲度逐渐稳定在 1.05。两侧河岸侵蚀速率几乎一致，使得河道迁移停滞，整体向顺直河形态发育；随着沉积物在凸岸堆积，河流主流线向凹岸方向移动，在河流下游发育 360 min 的单侧河岸迁移现象（图 3c），河流整体位置变动不大，河道加宽至 30 cm。实验期间未发育曲流河点坝，河岸抗侵蚀能力较弱，主要以辫状河砂坝发育为主，在实验进行到 600 min 时形成大量细小分汊河道（图 2e），向辫状河道形态转换。

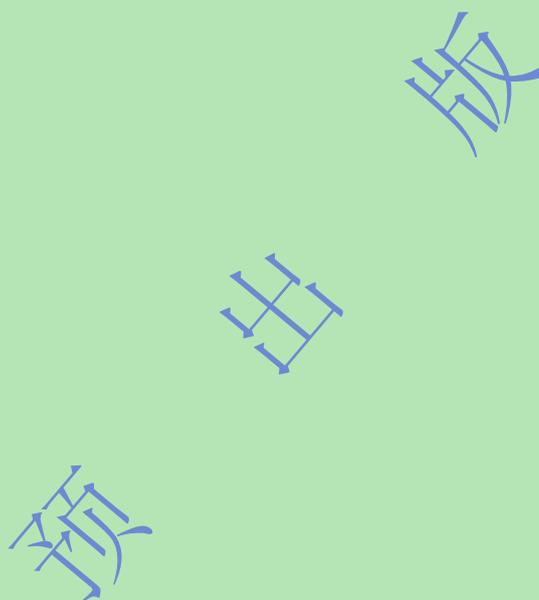


图2 实验 A、B、C 沉积厚度增量变化图

(a) 实验 A 模拟 120 min; (b) 实验 A 模拟 240 min; (c) 实验 A 模拟 360 min; (d) 实验 A 模拟 480 min; (e) 实验 A 模拟 600 min; (f) 实验 A 模拟 720 min; (g) 实验 B 模拟 120 min; (h) 实验 B 模拟 240 min; (i) 实验 B 模拟 360 min; (j) 实验 B 模拟 480 min; (k) 实验 B 模拟 600 min; (l) 实验 B 模拟 720 min; (m) 实验 C 模拟 120 min; (n) 实验 C 模拟 240 min; (o) 实验 C 模拟 360 min; (p) 实验 C 模拟 480 min; (q) 实验 C 模拟 600 min; (r) 实验 C 模拟 720 min

Fig.2 Incremental changes in sedimentary thickness in experiment A, B and C

(a) experiment A was simulated for 120 min; (b) experiment A was simulated for 240 min; (c) experiment A was simulated for 360 min; (d) experiment A was simulated for 480 min; (e) experiment A was simulated for 600 min; (f) experiment A was simulated for 720 min; (g) experiment B was simulated for 120 min; (h) experiment B was simulated for 240 min; (i) experiment B was simulated for 360 min; (j) experiment B was simulated for 480 min; (k) experiment B was simulated for 600 min; (l) experiment B was simulated for 720 min; (m)

experiment C was simulated for 120 min; (n) experiment C was simulated for 240 min; (o) experiment C was simulated for 360 min; (p) experiment C was simulated for 480 min; (q) experiment C was simulated for 600 min; (r) experiment C was simulated for 720 min



图3 同一坐标系下实验 A、B、C 河岸迁移与侵蚀

(a) 实验 A 岸线变化过程图; (b) 实验 A 河道剖面 a-a' 变化示意图; (c) 实验 A 河道剖面 b-b' 变化示意图; (d) 实验 B 岸线变化过程图; (e) 实验 B 河道剖面 a-a' 变化示意图; (f) 实验 B 河道剖面 b-b' 变化示意图; (g) 实验 C 岸线变化过程图; (h) 实验 C 河道剖面 a-a' 变化示意图; (i) 实验 C 河道剖面 b-b' 变化示意图

Fig.3 Diagrams of river migration changes in experiment A, B and C for the same coordinate system

(a) experiment A : map of shoreline changes; (b) experiment A : changes in river section a-a'; (c) experiment A : changes in river section b-b'; (d) experiment B : map of shoreline changes; (e) experiment B : changes in river section a-a'; (f) experiment B : changes in river section b-b'; (g) experiment C : map of shoreline changes; (h) experiment C : changes in river section a-a'; (i) experiment C : changes in river section b-b'

## 2.2 实验 B 河道形态演化过程

实验 B (图 2g) 所采用河岸的抗侵蚀强度相较于实验 A 增强, 没有出现泥沙堵塞的现象, 但是上游河床沉积物厚度明显高于下游, 导致整个河段坡度增大。在初始河道弯折处出现沿河道方向平行的横向螺旋涡流, 在河流上游和下游凸岸处均发育点坝。坝体发育速度较实验 A 有很大提升, 河道两侧凸岸同时发育, 点坝逐渐向河道内部延伸, 坝体移动呈现平移型, 下游点坝沿河流方向移动 17 cm (图 2g, 2l)。实验周期在 240 min 至 480 min 之间河道岸线出现缓慢侵蚀, 在此期间河流主流线频繁发生迁移, 点坝发育明显的长条状流槽<sup>[35]</sup> (图 2h, 2i)。在实验周期进行到 480 min 至 600 min 时期坝体增厚 (图 2k), 河道弯折处受到水流集中侵蚀, 河岸出现大块砂体塌落, 侵蚀速度急剧增加。这一快速发育时期在 720 min 时, 随着河岸内聚力的减小, 坍塌砂体规模也减小 (图 2l), 凹岸侵蚀速率保持稳定。

实验 B 有明显的河道迁移现象 (图 3f), 由于河道弯折处水下部分出现的细小漩涡, 使得河岸在水面以下受到的侵蚀速度远远大于水面以上, 河岸下部被剥蚀, 上部形成向河道内部延伸的悬臂状凸起, 其塌落的同时会携带周围河岸的砂体。塌落的砂体会堵塞河道部分区域, 河流在运移塌落砂体向下游移动的同时会产生大量涡流向河床下部侵蚀, 同时在河道塌落砂体后侧区域由于碎屑物补充量减少, 导致该区域形成凹陷。

通过实验 B 中剖面 a 可以观察到模拟期间发育四层侧向加积砂体, 河道迁移速度均匀, 在实验进行到 600 min 以后河道弯曲度逐渐稳定在 1.16 (图 2k)。迁移过程中凹岸处河床受到螺旋涡流的向下侵蚀不断加深 (图 2i), 由于曲流河发育过程中河道不断变宽, 水位下降, 导致涡流侵蚀作用从 480 min 开始下降 (图 2j), 自出水口携带的碎屑物在河岸边缘凹陷处沉积。剖面 b 处河道迁移表现出不稳定性, 由于上游主流线发生变动, 导致水流切割实验初期形成的坝体, 阻碍水流进一步侵蚀下游处的凹岸, 迁移速度在实验周期 360 min 至 600 min 期间明显减缓 (图 3d)。

### 2.3 实验 C 河道形态演化过程

实验 C (图 2m) 中初始河道向曲流河变化过程较实验 A、B 稳定, 河道在上游与下游处, 凹岸形成了点坝 (图 2o), 随着河岸抗侵蚀强度的提升, 河道弯曲段折点后移的速度变慢, 弯曲段夹角未出现明显锐化, 从而导致河流主流线发生弯曲的速度降低, 进而使得第二段弯曲部分形成的速度明显的放缓。河岸塌落产生的碎屑物补充减少, 上游未出现沉积物的堆积, 点坝侧向加积速率提升 (图 3g), 以扩张型点坝为主。

河道弯曲处水流受到惯性作用在凹岸处聚集, 产生较强的剪切力, 使得凹岸不断侵蚀后退, 并导致弯曲度随着河岸塌落逐渐变大, 弯曲度从 1.210 增长至 1.380。与此同时, 河流中游处主流线不断发生变化, 水流会掠过凸岸处形成的点坝, 进而形成流槽并下切侵蚀。当河流侵蚀力和河岸抗侵蚀力平衡时, 在弯曲段凹岸会形成一个向下的翻滚的漩涡流, 将较粗的绿沙向凹岸和河道深处搬运, 聚集在回水涡流侵蚀形成的凹陷处 (图 8), 较细的高岭土则被搬运在凸岸处流槽<sup>[35]</sup>两侧 (图 8)。实验过程中, 随着河流曲率增大, 坝体在垂直于河岸方向上增长了 20 cm (图 3i), 期间坝体沿河流方向长度逐渐减小, 发育过程中坝体厚度变小 (图 3i), 形态由长条形变为非对称弧形<sup>[29]</sup>。

### 2.4 实验 D 河道形态演化过程

实验 D (图 4a) 发育初期, 碎屑物并未完全覆盖河道, 在上游河口处出现了大量的碎屑物堆积, 河床被快速抬升, 河道坡度增大。在实验进行到 240 min 出现沉积物溢出河道的现象 (图 4b), 整体发育顺直型河流, 下部河道坡度增大, 以辫状河发育为主, 360 min 左右逐渐在堆积砂体上形成细长顺直的河道 (图 4c)。河道在实验期间未发育弯曲, 仅向北侧单方向侵蚀堆积 (图 5c)。在河道下游部分出现细小决口, 导致河道分流, 并切割实验初期发育的部分心滩。

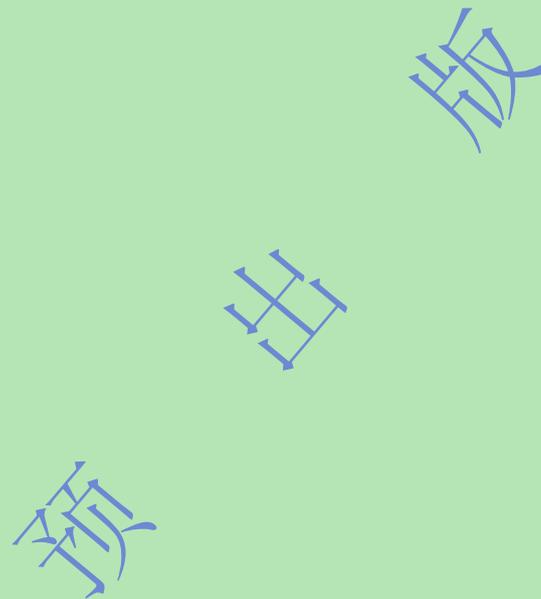


图 4 实验 D、E、F 沉积厚度增量变化图

(a) 实验 D 模拟 120 min; (b) 实验 D 模拟 240 min; (c) 实验 D 模拟 360 min; (d) 实验 D 模拟 480 min; (e) 实验 D 模拟 600 min; (f) 实验 D 模拟 720 min; (g) 实验 E 模拟 120 min; (h) 实验 E 模拟 240 min; (i) 实验 E 模拟 360 min; (j) 实验 E 模拟 480 min; (k) 实验 E 模拟 600 min; (l) 实验 E 模拟 720 min; (m) 实验 F 模拟 120 min; (n) 实验 F 模拟 240 min; (o) 实验 F 模拟 360 min; (p) 实验 F 模拟 480 min; (q) 实验 F 模拟 600 min; (r) 实验 F 模拟 720 min

Fig.4 Incremental changes in sedimentary thickness in experiment D, E and F

(a) experiment D was simulated for 120 min; (b) experiment D was simulated for 240 min; (c) experiment D was simulated for 360 min; (d) experiment D was simulated for 480 min; (e) experiment D was simulated for 600 min; (f) experiment D was simulated for 720 min; (g) experiment E was simulated for 120 min; (h) experiment E was simulated for 240 min; (i) experiment E was simulated for 360 min; (j) experiment E was simulated for 480 min; (k) experiment E was simulated for 600 min; (l) experiment E was simulated for 720 min; (m) experiment F was simulated for 120 min; (n) experiment F was simulated for 240 min; (o) experiment F was simulated for 360 min; (p) experiment F was simulated for 480 min; (q) experiment F was simulated for 600 min; (r) experiment F was simulated for 720 min

experiment E was simulated for 480 min; (k) experiment E was simulated for 600 min; (l) experiment E was simulated for 720 min; (m) experiment F was simulated for 120 min; (n) experiment F was simulated for 240 min; (o) experiment F was simulated for 360 min; (p) experiment F was simulated for 480 min; (q) experiment F was simulated for 600 min; (r) experiment F was simulated for 720 min

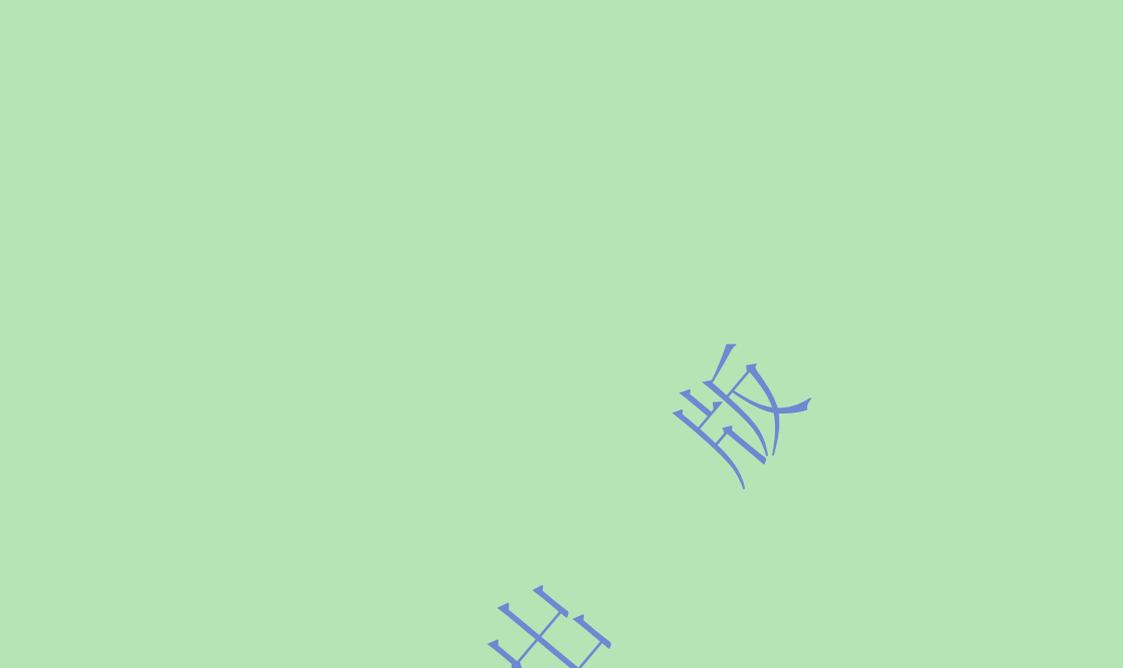


图5 同一坐标系下实验 D、E、F 河岸迁移与侵蚀

(a) 实验 D 岸线变化过程图; (b) 实验 D 河道剖面 a-a' 变化示意图; (c) 实验 D 河道剖面 b-b' 变化示意图; (d) 实验 E 岸线变化过程图; (e) 实验 E 河道剖面 a-a' 变化示意图; (f) 实验 E 河道剖面 b-b' 变化示意图; (g) 实验 F 岸线变化过程图; (h) 实验 F 河道剖面 a-a' 变化示意图; (i) 实验 F 河道剖面 b-b' 变化示意图

Fig.5 Diagrams of river migration changes in experiment A, B and C for the same coordinate system

(a) experiment D: map of shoreline changes; (b) experiment D: changes in river section a-a'; (c) experiment D: changes in river section b-b'; (d) experiment E: map of shoreline changes; (e) experiment E: changes in river section a-a'; (f) experiment E: changes in river section b-b'; (g) experiment F: map of shoreline changes; (h) experiment F: changes in river section a-a'; (i) experiment F: changes in river section b-b'

## 2.5 实验 E 河道形态演化过程

实验 E (图 4g) 相较于实验 D 在模拟初期快速形成低弯曲度河道, 搬运砂体能力相较于实验 D 有了很大提升。上游形成的弯曲河段在 120 min 至 360 min 时期逐步向下游移动 (图 4i)。随着砂体在河道两岸的堆积, 在原有的河床上发育新的主流线, 并持续侵蚀河床。在凹岸处水动力较强, 携带粗粒绿沙聚集于此, 而边滩附近的水动力弱, 主要以淤积为主, 覆盖白色高岭土 (图 8)。在实验周期 600 min 至 720 min 期间, 河岸因受侵蚀而后退现象几乎停止 (图 5f), 水流带来的剪切力和河岸抗剪力逐渐平衡。

## 2.6 实验 F 河道形态演化过程

实验 F (图 4m) 采用 100 目纯绿沙进行底形配制, 模拟初期出现短暂的曲流河特征。由于没有添加高岭土, 河岸崩塌速度急剧增大, 实验初期水流冲刷 30 min 左右, 河道扩宽近一倍。随后在碎屑物供给上部出现泥沙堵塞, 随后河床水位迅速抬升溢出泥沙堵塞段, 原曲流河河道被废弃 (图 4n), 在原有河床上发育斜向顺直型河流。坡度的抬升使得顺直河道向下侵蚀作用明显 (图 5i), 河道主要以单侧河岸受侵蚀发育为主。

### 3 分析与讨论

#### 3.1 供源沙粒径对于曲流河形态变化的影响

曲流河发育过程中出现了不同程度的河岸砂体坍塌现象, Dulal<sup>[33]</sup>认为在水面以下的非黏性砂体被水流不断冲刷, 并携带至下游, 而河岸上部砂体因为富含高岭土, 形态保持不变, 导致河岸整体呈现悬臂状结构, 最后在重力作用下坍塌并覆盖在河道两侧。实验过程中出现了相似的现象, 但是坍塌砂体<sup>[36]</sup>形态在不同供源沙粒径条件下存在明显变化。

实验 A (供源沙粒度 70 目) 中细粒沉积相相对较少, 河岸渗透性较好, 在水流冲刷的剪切力下容易侵蚀凹岸坡脚处, 导致河岸坍塌速度加快。坍塌砂体呈粉末状堆积在初始河道转角处, 实验 A 砂体中直径为 70 目的供源沙相对较粗, 实验在恒定流量的条件下模拟, 上游河道宽度基本相近, 因此河流流速也较为接近, 导致较粗粒径的绿沙难以继续向下游搬运。大量 70 目粗细的绿沙堆积在坍塌处, 从而在一定程度上阻止了凹岸继续坍塌, 保护了凹岸, 使其不易继续向弯曲的方向发展, 河道宽度从上游向下逐渐变宽。实验 A 和实验 B 在恒定流量条件下, 河道由窄变宽 (图 7c), 导致流速下降, 从上游搬运的大量碎屑物在河道中部卸载, 从而发育心滩 (图 2b), 卸载后的水流没有携带大量沉积物, 同时流速减慢, 难以改变下游河道形态<sup>[21]</sup>, 整体向辫状河发育。实验 B (供源沙粒度 100 目) 中河岸坍塌砂体出现明显颗粒状, 实验 B 中坍塌砂体相较实验 A 变细, 在流速接近的条件下河流搬运砂体速率增大, 凹岸处堆积砂体减少, 使得河道向弯曲方向发展。在实验 C 中坍塌砂体呈长条形块状 (图 6b), 供源沙整体粒径减小, 砂体黏聚力增强, 坍塌砂体长度为 1 cm 至 4 cm。大块坍塌砂体堆积在河道边缘, 使得河道变窄, 因此更多的气流冲向对岸, 使得流速加快, 作用于凹岸的冲击力也增强, 同时供源沙粒径较细导致沉积物易被搬运, 在凸岸处不断堆积, 曲流河以扩张发育<sup>[37]</sup>为主 (图 2r)。河岸塌落的沙覆盖在点坝底部, 阻碍水流对坝体冲刷, 同时凹岸回水涡流将河岸底部碎屑物携带至河床中间, 随主流线方向往下游运移, 而河岸塌落砂体背后的区域由于缺少碎屑物的补给和水流冲刷作用的减小, 导致坝体一侧形成阶梯状陡坎, 另一侧受水流切割形成长条状流槽<sup>[35]</sup> (图 6a)。

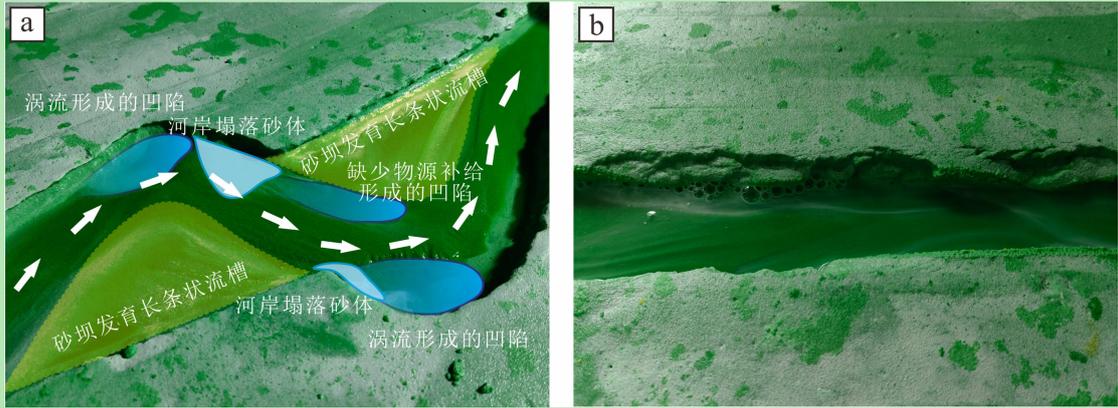


图 6 实验 B 河床凹陷形成与河岸砂体塌落

(a) 河床凹陷形成示意图; (b) 河岸砂体呈块状坍塌

Fig.6 Experiment B formation of riverbed depression and collapse of riverbank sand

(a) schematic diagram of formation of river bed depression; (b) collapse of bank sand body in block

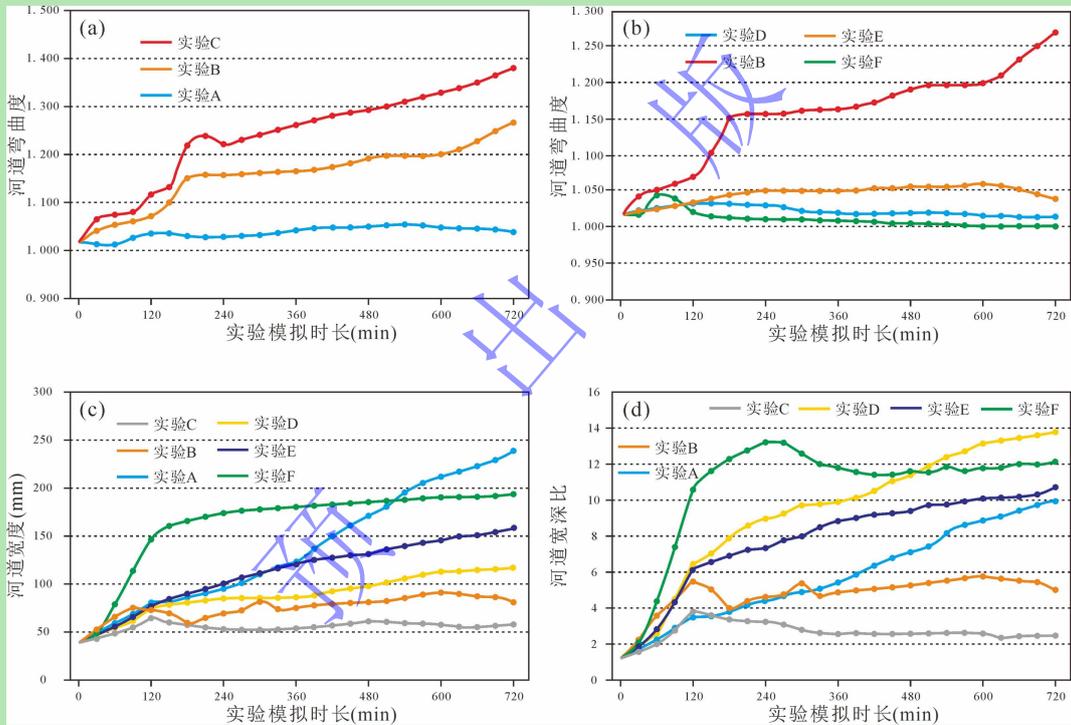


图 7 各组实验中河流弯曲度变化图

(a) 粒度组弯曲度变化图; (b) 流量组和黏土含量组弯曲度变化图; (c) 河道宽度变化图; (d) 河道宽深比变化图

Fig.7 Line plots of river curvature in experiments

(a) grain size groups; (b) flow group and clay content group; (c) channel width variation; (d) variation of channel width: depth ratio

本次实验采用弯曲度来表征曲流河平面形态演化过程,弯曲度是指河道长度与河谷长度之比<sup>[38]</sup>。对比供源沙粒度组(实验 A、B、C)弯曲度变化发现,在高岭土含量以及流量相同的条件下,供源沙粒度越小,坍塌砂体越容易被河流搬运,河岸抗侵蚀能力越弱,形成的曲流河弯曲度越大。具体而言,最大弯曲度从实验 A 中 1.049 提升至实验 B 中的 1.380(图 7a)。曲流河发育过程中,河岸坍塌的砂体覆盖在河道两侧并形成斜坡,减小了河道受到的剪切力,从而减缓了凹岸受侵蚀的速度<sup>[39]</sup>。实验 B、C 中河道发育 240 min 后弯曲度增长且

速度明显减缓（图 7a），实验 A 中两侧河岸抗侵蚀能力较差，河岸难以限制主流线方向，导致在凹岸处未形成涡流，使得初始弯曲河道快速向顺直型河道转变（图 2b）。

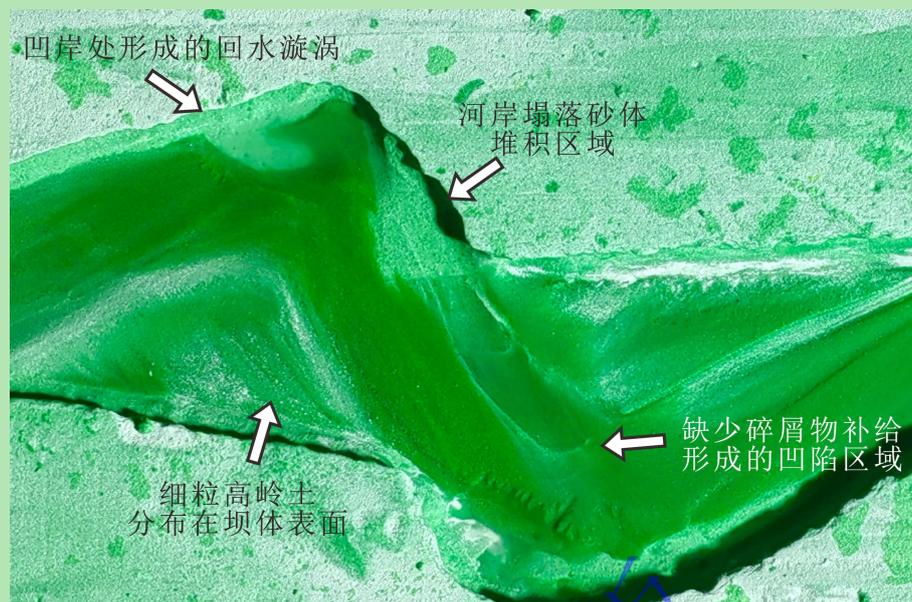


图 8 实验 B（周期 120 min）泥沙分布平面图

Fig.8 Sediment distribution in experiment B after 120 min

### 3.2 河流流量对于曲流河形态变化的影响

曲流河发育过程中需要合适的河床坡度和流量<sup>[40]</sup>，在小河流流量条件下（250 mL/min）流速较小，河流对凹岸的冲击力较弱，河岸没有出现坍塌现象。同时，河床底部以及河岸几乎没有被侵蚀，河流难以搬运碎屑物至下游（图 4a），碎屑物在河道上游大量堆积，发育垂直向上的沉积<sup>[41]</sup>。河道出水口处不断沉积碎屑物抬升河床，且碎屑物运移速度较慢，导致河道整体坡度增大，Schumm *et al.*<sup>[38]</sup>认为河床坡度增大后水流冲蚀速度加快，难以形成弯曲河流发育，并转向辫状河发育，实验 D（图 4f）和实验 A（图 2f）模拟后期出现类似现象。在中等河流流量条件下（625 ml/min），实验 E 同样观察到了上游泥沙淤积现象。然而，与实验 D 相比，流速有了显著提升，水流足以冲开淤积区域砂体（图 4h），导致了串沟取直的现象。发育过程中，凹岸受水流冲击出现坍塌，砂体被河流搬运至凸岸处堆积，形成了点坝。实验 E 在模拟后期（图 4j）水流剪切力与淤积砂体的抗剪力维持动态平衡，碎屑物填满原有的河床并发育单股无汉河道（图 4l）。河流峰值流量与平均流量比值较低时河流呈现较高弯曲度<sup>[42]</sup>，发育曲流河需要保持稳定的水流条件和较高流速，河岸受到的侵蚀作用越明显，坍塌砂体越多，碎屑物也能源源不断被搬运至点坝外围<sup>[27]</sup>。在大流量条件下（1000 ml/min），实验 B 中河流流速明显加快，河岸受到的冲击力较大，凹岸附近出现大量坍塌砂体，碎屑物的补给与运移速率保持平衡，粒径较粗的绿沙在河床底部翻滚推移，而细粒的高岭土被悬移搬运至点坝表面（图 8）。在初始河道宽度保持一致的条件下，流量影响河流发育过程中的河流流速以及泥沙输移平衡。河岸宽度恒定时流量越大则河流流速越大，对凹岸的冲击力越强，导致河岸容易坍塌并且水流容易搬运坍塌的沉积物，因此河道向弯曲形态发育。曲流

河发育过程中,当泥沙输入速率大于运移速率时河流易向辫状河和顺直河形态发育,泥沙输入速率与运移速率保持动态平衡河流易向曲流河形态发育。

### 3.3 高岭土对于曲流河形态变化的影响

高岭土能够有效减少沉积物移动过程中的规模效应,在使用非黏结性细粒砂体代替黏土矿物模拟时会出现网状形态<sup>[43]</sup>。前人通过添加黏土矿物来增强河岸抗侵蚀力<sup>[44]</sup>,从而使得河流发育时主流线能保持弯曲形态。由高岭土含量实验组(实验 B 和实验 F)结果对比可知,高岭土粒径较小,能够填充河岸沙粒间孔隙从而减小砂体孔隙度并增强河岸抗渗透性。此外,随着高岭土含量的增加,河道宽深比随之减小<sup>[34]</sup>。实验 F 中由于缺少高岭土导致沙粒孔隙渗透性好,在流水冲刷的剪切力作用下,两侧河岸容易发生坍塌,进而使河道不断扩宽,河岸被侵蚀速率加快,坍塌的沙粒大多堆积在坍塌处附近或者就近分布,阻止河道变弯曲。同时在河底堆积泥沙导致河道变浅,因此实验 F 河道的弯曲度小,宽度大,宽深比大(图 7d)。在相同粒径条件下添加高岭土的实验 B 中,整体供源粒度变细,河岸渗透性较差,但坍塌的沉积物含有高岭土,能被水流带走,导致坍塌沉积物和河岸的渗透性逐渐变好,坍塌处会继续坍塌,凹岸处被不断侵蚀。河流将沉积物搬运至下一个弯道处的凸岸沉积,减小河道宽度的同时使得河道变得更加弯曲,同时保持了较小的宽深比,因此形成的河道弯曲度大,河道窄,宽深比小(图 7d)。实验 A 相较于实验 B 整体供源粒度增大,渗透性稍好,坍塌砂体呈颗粒状,恒定流量条件下河道由窄变宽导致流速减缓,沉积物搬运速度减慢,大部分砂体在河道中游处沉积,河道底部抬升,河道宽深增大(图 7d)。实验 C 相较于实验 B 整体供源粒度减小,沉积物更容易被搬运,坍塌砂体呈块状,渗透性稍差,在凹岸处形成回水涡流,不断向下侵蚀河床(图 8),弯曲段呈扩张型发育,河道宽深比减小(图 7d)。高岭土含量的增加导致供源粒度整体减小,进而增强初始河岸的抗渗透性,同时河流弯曲度增大,河道宽深比减小。

## 4 结论

(1) 曲流河发育过程中供源沙粒度的变化对河岸结构和河岸演化具有重要影响,。在高岭土配比和恒定流量大小保持不变的条件下,供源沙粒度越小,坍塌砂体体积越大,凹岸抗侵蚀性越差,坍塌砂粒越容易被搬运,从而无法阻止凹岸被进一步侵蚀,曲流河弯曲度越大。

(2) 在供源沙组分配比和碎屑物补给速率保持不变的条件下,流量的变化会对河流流速以及泥沙输移平衡产生影响,河流流速与作用于河岸的冲击力关系密切。泥沙输入速率大于搬运速率,河流易向辫状河或网状河形态发育,泥沙输移保持平衡时或泥沙输入速率小于搬运速率,河流向曲流河形态转变。在初始河道宽度一致的情况下,流量越大则河流流速越快,作用在河岸上的冲击力越强,导致凹岸砂体越容易坍塌,沉积物越容易被搬运至凸岸处点坝附近,进而河流弯曲度越大。

(3) 高岭土能够加强河岸黏聚力,从而提升了抗渗透强度,保持了主流线的弯曲形态,

利于曲流河发育。在恒定流量与供源沙粒度保持不变的条件下，供源组分中添加高岭土能够增加初始河岸的抗渗透性，但是砂体中的高岭土粒径较小易被水流带走，导致河岸渗透性会越来越差，凹岸处不断坍塌，同时沉积物易被搬运至凸岸处堆积，从而使河道弯曲度越来越大，河道宽深比越小。

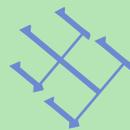
致谢 感谢唐明明老师在本文撰写过程中提供的指导和帮助，同时也衷心感谢审稿专家和编辑部老师对本文提出的宝贵意见。

#### 参考文献 (References)

- [1] 薛培华. 河流点坝相储层模式概论[M]. 北京: 石油工业出版社, 1991: 3-124. [Xue Peihua. An introduction to reservoir models of point bar facies[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1991: 3-124.]
- [2] 唐武, 王英民, 赵志刚, 等. 河型转化研究进展综述[J]. 地质论评, 2016, 62 (1): 138-152. [Tang Wu, Wang Yingmin, Zhao Zhigang, et al. A review of fluvial pattern transformation[J]. Geological Review, 2016, 62(1): 138-152.]
- [3] Depetris P J, Pasquini A I, Lecomte K L. Weathering and the riverine denudation of continents[M]. Dordrecht: Springer, 2014.
- [4] Shao J Q, Yang S Y, Li C. Chemical indices (CIA and WIP) as proxies for integrated chemical weathering in China: Inferences from analysis of fluvial sediments[J]. Sedimentary Geology, 2012, 265-266: 110-120.
- [5] Macklin M G, Lewin J, Woodward J C. The fluvial record of climate change[J]. Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 2012, 370(1966): 2143-2172.
- [6] Blum M D, Toomey III R S, Valastro Jr S. Fluvial response to Late Quaternary climatic and environmental change, Edwards Plateau, Texas[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1994, 108(1/2): 1-21.
- [7] Wing S L. Relation of paleovegetation to geometry and cyclicity of some fluvial carbonaceous deposits[J]. Journal of Sedimentary Research, 1984, 54(1): 52-66.
- [8] Pelletier J D. The linkage between hillslope vegetation changes and Late-Quaternary fluvial-system aggradation in the Mojave Desert revisited[J]. Earth Surface Dynamics Discussions, 2014, 2: 181-213.
- [9] Kyuka T, Yamaguchi S, Inoue Y, et al. Morphodynamic effects of vegetation life stage on experimental meandering channels[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2021, 46(7): 1225-1237.
- [10] Vittori E, Ventura G. Grain size of fluvial deposits and Late Quaternary climate: A case study in the Po River valley (Italy)[J]. Geology, 1995, 23(8): 735-738.
- [11] Allen J P, Fielding C R, Gibling M R, et al. Fluvial response to paleo-equatorial climate fluctuations during the Late Paleozoic ice age[J]. GSA Bulletin, 2011, 123(7/8): 1524-1538.
- [12] 李阳, 李双应, 岳书仓, 等. 胜利油田孤岛油区馆陶组上段沉积结构单元[J]. 地质科学, 2002, 37 (2): 219-230. [Li Yang, Li Shuangying, Yue Shucang, et al. Sedimentary architectural elements of Upper member of the Guantao Formation in Gudao area, Shengli oilfield[J]. Chinese Journal of Geology, 2002, 37(2): 219-230.]
- [13] 何文祥, 吴胜和, 唐义疆, 等. 地下点坝砂体内部构型分析: 以孤岛油田为例[J]. 矿物岩石, 2005, 25(2): 81-86. [He Wenxiang, Wu Shenghe, Tang Yijiang, et al. The architecture analysis of the underground point bar-taking Gudao oilfield as an example[J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 2005, 25(2): 81-86.]
- [14] 陈彬滔, 于兴河, 王磊, 等. 河流相沉积的河型转换特征与控制因素及其油气地质意义: 以南苏丹 Melut 盆地 Ruman 地区坳陷期 Jimidi 组为例[J]. 沉积学报, 2021, 39(2): 424-433. [Chen Bintao, Yu Xinghe, Wang Lei, et al. Features and controlling factors of river pattern transition in fluvial deposition and its significance for petroleum geology: An insight from the Jimidi Formation in the Ruman area, Melut Basin, South Sudan[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2021, 39(2): 424-433.]
- [15] Pranter M J, Vargas M F, Davis T L. Characterization and 3D reservoir modelling of fluvial sandstones of the Williams Fork Formation, Rulison Field, Piceance Basin, Colorado, USA[J]. Journal of Geophysics and Engineering, 2008, 5(2): 158-172.
- [16] 朱筱敏, 谈明轩, 董艳蕾, 等. 当今沉积学研究热点讨论: 第 20 届国际沉积学大会评述[J]. 沉积学报, 2019, 37 (1): 1-16. [Zhu Xiaomin, Tan Mingxuan, Dong Yanlei, et al. Current hot topics of sedimentology: Comment on the 20<sup>th</sup> international

- sedimentological congress[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2019, 37(1): 1-16.]
- [17] 马世忠, 孙雨, 范广娟, 等. 地下曲流河道单砂体内部薄夹层建筑结构研究方法[J]. 沉积学报, 2008, 26(4): 632-639. [Ma Shizhong, Sun Yu, Fan Guangjuan, et al. The method for studying thin interbed architecture of burial meandering channel sandbody[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2008, 26(4): 632-639.]
- [18] 尹燕义, 王国娟, 祁小明. 曲流河点坝储集层侧积体类型研究[J]. 石油勘探与开发, 1998, 25(2): 37-40. [Yin Yanyi, Wang Guojuan, Qi Xiaoming. A study on the lateral accretion body type of the meandering river point bar reservoirs[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 1998, 25(2): 37-40.]
- [19] 易志凤, 张尚锋, 王雅宁, 等. 差异曲率下的曲流河点坝砂体定量表征: 以黄河源区白河现代沉积为例[J]. 岩性油气藏, 2022, 34(1): 34-42. [Yi Zhifeng, Zhang Shangfeng, Wang Yaning, et al. Quantitative characterization of point bar sand bodies in meandering river under different curvatures: A case study of modern deposition of Baihe River in the source area of Yellow River[J]. *Lithologic Reservoirs*, 2022, 34(1): 34-42.]
- [20] Schumm S A. Sinuosity of alluvial rivers on the great plains[J]. *GSA Bulletin*, 1963, 74(9): 1089-1100.
- [21] Hu G M, Ding R X, Li Y B, et al. Role of flood discharge in shaping stream geometry: Analysis of a small modern stream in the Uinta Basin, USA[J]. *Journal of Palaeogeography*, 2017, 6(1): 84-95.
- [22] 李胜利, 于兴河, 姜涛, 等. 河流辫: 曲转换特点与废弃河道模式[J]. 沉积学报, 2017, 35(1): 1-9. [Li Shengli, Yu Xinghe, Jiang Tao, et al. Meander-braided transition features and abandoned channel patterns in fluvial environment[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2017, 35(1): 1-9.]
- [23] Aswathy M V, Vijith H, Sathesh R. Factors influencing the sinuosity of Pannagon River, Kottayam, Kerala, India: An assessment using remote sensing and GIS[J]. *Environmental Monitoring and Assessment*, 2008, 138(1/2/3): 173-180.
- [24] 张昌民, 朱锐, 赵康, 等. 从端点走向连续: 河流沉积模式研究进展述评[J]. 沉积学报, 2017, 35(5): 926-944. [Zhang Changmin, Zhu Rui, Zhao Kang, et al. From end member to continuum: Review of fluvial facies model research[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2017, 35(5): 926-944.]
- [25] 张昌民, 张尚锋, 李少华, 等. 中国河流沉积学研究 20 年[J]. 沉积学报, 2004, 22(2): 183-192. [Zhang Changmin, Zhang Shangfeng, Li Shaohua, et al. Advances in Chinese fluvial sedimentology from 1983 to 2003[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2004, 22(2): 183-192.]
- [26] Friedkin J F. A laboratory study of the meandering of alluvial rivers[M]. Vicksburg: US Waterways Experiment Station, 1945.
- [27] 尹学良. 弯曲性河流形成原因及造床试验初步研究[J]. 地理学报, 1965, 31(4): 287-303. [Yin Xueliang. Cause on the bend of the river and Preliminary study of made bend experiment[J]. *Acta Geographica Sinica*, 1965, 31(4): 287-303.]
- [28] 洪笑天, 马绍嘉, 郭庆伍. 弯曲河流形成条件的实验研究[J]. 地理科学, 1987, 7(1): 35-40, 42-43. [Hong Xiaotian, Ma Shaojia, Guo Qingwu. An experimental study on the forming conditions of meandering rivers[J]. *Scientia Geographica Sinica*, 1987, 7(1): 35-40, 42-43.]
- [29] 刘忠保, 曹耀华, 张春生, 等. 定床变弯度曲流河边滩的水槽模拟实验[J]. 江汉石油学院学报, 1994, 16(4): 34-38, 45. [Liu Zhongbao, Cao Yaohua, Zhang Chunsheng, et al. Flume simulation about point - bars of variable curve coefficient Meandering River in fixed bed[J]. *Journal of Jiangnan Petroleum Institute*, 1994, 16(4): 34-38, 45.]
- [30] Tal M, Paola C. Effects of vegetation on channel morphodynamics: Results and insights from laboratory experiments[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2010, 35(9): 1014-1028.
- [31] van Dijk W M, van de Lageweg W I, Kleinans M G. Experimental meandering river with chute cutoffs[J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2012, 117(F3): F03023.
- [32] Schumm S A, Khan H R. Experimental study of channel patterns[J]. *GSA Bulletin*, 1972, 83(6): 1755-1770.
- [33] Dulal K P, Shimizu Y. Experimental simulation of meandering in clay mixed sediments[J]. *Journal of Hydro-Environment Research*, 2010, 4(4): 329-343.
- [34] Yoshida K, Miyata Y. High sinuosity meanders in small flume: Effects of physical properties of bank sediments[J]. *Chikei/Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 2018, 39(4): 363-376.
- [35] 张宪国, 王涵巍, 张涛, 等. 曲流串沟型江心洲形成机制与演化探讨: 以现代松花江为例[J]. 沉积学报, 2022, 40(5):

- 1215-1227. [Zhang Xianguo, Wang Hanwei, Zhang Tao, et al. Mechanism and evolution of ditch-scouring to form mid-channel bar in Meandering River: A case study in modern Songhuajiang River[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2022, 40(5): 1215-1227.]
- [36] Millar R G, Quick M C. Stable width and depth of gravel-bed rivers with cohesive banks[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1998, 124(10): 1005-1013.
- [37] 赵晓明, 冯圣伦, 谭程鹏, 等. 平移型点坝形成机理与沉积特征[J]. *西南石油大学学报 (自然科学版)*, 2020, 42 (4): 22-36. [Zhao Xiaoming, Feng Shenglun, Tan Chengpeng, et al. Formation mechanism and sedimentary characteristics of translational point bars[J]. *Journal of Southwest Petroleum University (Science & Technology Edition)*, 2020, 42(4): 22-36.]
- [38] Schumm S A. Patterns of alluvial rivers[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1985, 13: 5-27.
- [39] Parker G, Shimizu Y, Wilkerson G V, et al. A new framework for modeling the migration of meandering rivers[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2011, 36(1): 70-86.
- [40] Bridge J S. *Fluvial facies models: Recent developments*[M]//Posamentier H W, Walker R G. *Facies models revisited*. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. : SEPM, 2006.
- [41] 许炯心. 低流量及间歇性断流条件下黄河下游的河床沉积过程与形态调整[J]. *泥沙研究*, 2002 (1): 10-17. [Xu Jiongxin. River sedimentation and channel adjustment of the Lower yellow river as influenced by low-discharges and seasonal desiccations[J]. *Journal of Sediment Research*, 2002(1): 10-17.]
- [42] Schumm S A. *The fluvial system*[M]. New York: Wiley, 1977.
- [43] Dijk W M, van de Lageweg W I, Kleinhans M G. Formation of a cohesive floodplain in a dynamic experimental meandering river[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2013, 38(13): 1550-1565.
- [44] Smith C E. Modeling high sinuosity meanders in a small flume[J]. *Geomorphology*, 1998, 25(1/2): 19-30.



# An Experiment-based Study of the Effects of Source Composition and Discharge on Morphology Change in a Meandering River by Flume Sedimentary Simulation

HONG RuiFeng , TANG MingMing , PENG ChenYang , XIONG SiChen , XIE Rong

School of Earth Science and Technology, China University of Petroleum, Qingdao 266580, China

**Abstract:** **[Objective]** River sediments are widely developed in natural strata, and meandering river sediments are an important part. The frequent channel migration that occurs during the development of meandering rivers results in a large number of lateral sedimentary deposits, complicating the superposition relationship of sand bodies at any particular deposit site. The analysis of factors influencing meandering river morphology is a highly significant aspect of the study of paleoclimate evolution and continental weathering intensity, and therefore important in the exploration and development of oil and gas reservoirs. In previous research, the initial conditions necessary for generating a meandering river have been proposed following observation of modern river sediments and assessment of the effects of clay mineral content, vegetation cover and initial saturation of the river bed. However, because in nature the development of river sediments takes place over very long periods of time, the dynamic sedimentation process cannot be definitely determined by field investigation or by the examination of outcrop sections. The history of a meandering river is susceptible to the influence of a range of environmental factors, and supporting quantitative data is usually lacking. **[Methods]** In this experimental study, the effects of single factor conditions on channel migration and dam body formation were investigated by flume sedimentation simulation. Three sets of experiments incorporating different particle size, water flow and clay mineral content were conducted, using high-precision 3D laser scanning to convert the data into a series of elevation models, enabling quantitative examination of the profile, structure and bed sediment changes. **[Results]** The experimental results show that: (1) The particle size of the source sand directly affected the curvature of the river meanders. For constant clay content and constant discharge, smaller particle size resulted in the meanders of the river having broader curvature. Also, obvious differences in the structure of the bank collapse were observed for different particle sizes. (2) When the sediment input rate and transport rate were in dynamic equilibrium, the discharge rate affected the sediment transport balance and the force of flow impact on the riverbank caused the riverbank to continuously erode and expand outwards, and the channel developed a meandering river form. (3) The addition of clay minerals to the river bank materials improved the resistance of the river bank by lowering its permeability. When the source sand grain size and flow rate remained unchanged, greater clay mineral content lowered the width-to-depth ratio of the river channel. **[Conclusion]** This study clarifies the influence of sand grain size, water discharge and clay mineral content on the morphological properties of a meandering river, and provides quantitative basic data for the study of meander evolution.

**Keywords:** meander development process; flume simulation experiment; river morphology; sedimentary characteristics; river bank denudation