

# 沮漳河现代沉积研究

张春生<sup>1</sup>, 周海彬<sup>2</sup>, 李力<sup>2</sup>, 施冬<sup>1</sup>, 刘忠保<sup>1</sup>, 侯国伟<sup>1</sup>

(1. 江汉石油学院 地质系, 湖北 荆州 434102; 2. 中原石油勘探局 钻井综合工程处, 河南 兰考 475300)

**摘要:**通过对沮漳河 1994~1998 年洪水期与枯水期沉积的连续观察研究, 指出了洪水期与枯水期沉积物搬运的不同机制和过程, 识别出了 16 种岩石相及 6 种组合类型, 每种组合的水动力条件及沉积过程决定了其沉积方式、沉积序列、产出位置和微环境特点。据此, 将沮漳河可划分为 4 个沉积微相单元: 河道内砾石及砂坝, 典型凸岸点坝, 决口扇与广布的河漫滩。提出了曲流河两个相邻弯顶之间存在凹岸滩坝的可能性, 探讨了曲流河“二元结构”的形成过程和加积机理。

**关键词:**粒度分布; 岩石相组合; 沉积单元; 沮漳河

中图分类号: P534.63(263) 文献标识码: A 文章编号: 1007-2802(2001)03-0176-07

沮漳河位于湖北省宜昌市, 系沮河与漳河在两河口镇汇合后的合称, 全程 127 km, 在宜昌市枝江县汇入长江。从沮河及漳河全流域看, 沮漳河已属于的下游, 穿过平坦的江汉平原西部, 构成典型的曲流河型(图 1)。沮漳河流域平均坡降 0.018%, 洪水期多年平均流量 1 330 m<sup>3</sup>/s, 多年平均流速 2.52 m/s, 枯水期多年平均流量 167 m<sup>3</sup>/s, 多年平均流速 0.89 m/s。平均曲率一般 1.4~1.75, 最大可达 1.91, 因此曲流点坝较发育, 规模一般为 0.5~3.2 km<sup>2</sup>, 最大 4.4 km<sup>2</sup>。除曲流点坝沉积之外, 沮漳河另一个典型的沉积地貌单元为决口扇, 决口处冲蚀坑至今保存完好, 决口扇上辫状分流沟道清晰可辨。

在枯水期河床、河漫滩、曲流点坝及决口扇上均匀布置探槽 84 个, 探槽深度一般为 3~5 m, 最深 5.75 m, 最浅 1.82 m, 直到见地下水为止。研究工作自 1994 年开始至 1998 年结束。

已有的研究表明<sup>[1~3]</sup>, 河流的规模不同, 其沉积特征亦有差别。为了对沮漳河这一小型曲流河进行全面而又有重点的剖析, 5 年来在河床中埋下木桩, 以便详细观察洪水与枯水季节沉积物特征的变化。所取粒度样品均按其形成的水动力条件进行分

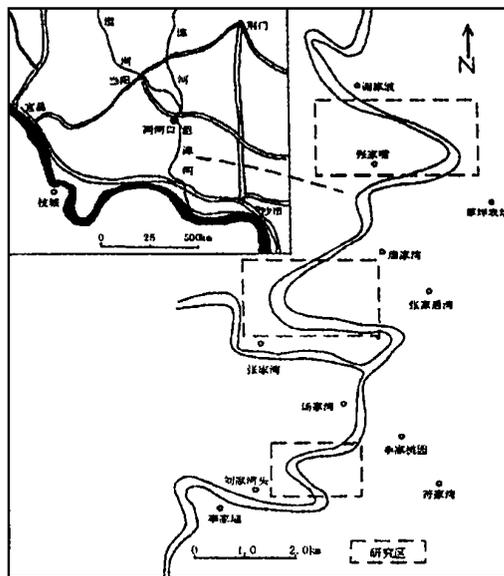


图 1 沮漳河河型及研究区位置

Fig. 1 River outline and research area position of the Juzhang river  
虚线构成的方框为本文研究区

类, 以保证样品粒度概率曲线能比较真实地反映其形成时的环境特征。选择 3 个点作为重点研究对象, 它们是张家嘴河段, 唐家湾河段和李家桃园河段

收稿日期: 2001-03-08 收到, 2001-05-23 改回

基金项目: 本文是国家重点基础研究发展规划项目(G1999022 507)和中国石油天然气集团公司油气储层重点实验室项目(95-109-01-12)的部分研究成果

第一作者简介: 张春生(1963—), 男, 副教授, 从事沉积学、模拟实验研究。

(图 1), 对其它河段沉积特征进行了观察。

### 1 沉积物粒度分布特征

沿沮漳河自上游至下游系统取粒度分析样品 178 个, 分析结果表明, 沉积物主要由中砂、细砂、粉砂、泥( $< 0.003 \text{ mm}$ ) 组成; 它们分别占 12%、28%、31% 与 29%。粒度分布具有向下游粉砂含量显著增高、泥质含量相对稳定的变化趋势。上游砂层底部往往存在明显的冲刷面, 冲刷面之上散布着直径 1~ 2.5

cm 的椭圆形泥砾。泥砾分选磨圆均较好, 但球度较差, 呈断续状分布, 几乎不见其它成分的砾石。

#### 1.1 洪水期沉积物搬运特点

洪水期沉积物粒度概率率曲线可分为 A、B 两种类型(图 2)。A 类呈明显的三段式分布, 河床底部滚动组分占 1.0%~ 5.0%, 悬浮组分占 10% 左右; 悬浮组分的粒度可以达到粉砂级甚至粗粉砂级, 有 70%~ 80% 的颗粒在底床上作跳跃搬运。

呈现 A 型概率曲线的样品均取自 1994~ 1998

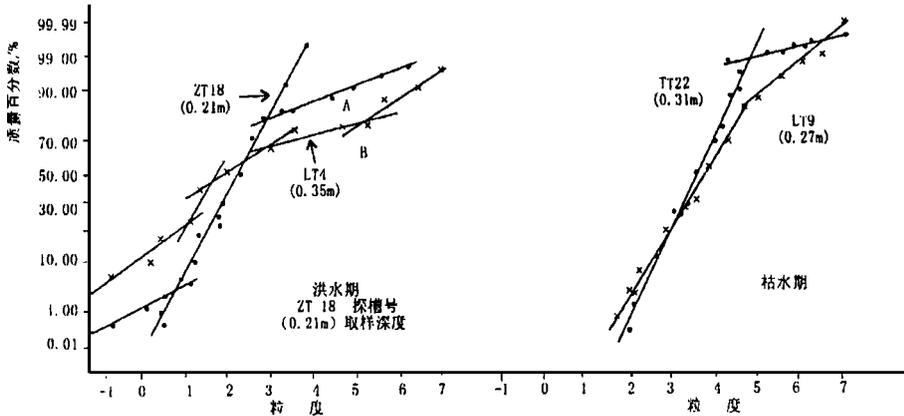


图 2 洪水期与枯水期粒度概率曲线特征

Fig. 2 Character of granularity probability curve in the flood period and low water period

年平洪期; 表明平洪期间, 沉积物以滚动、跳跃和悬浮方式搬运, 且各种方式都占有一定比例。它一般代表了一种比较稳定的洪水沉积, 此种曲线类型占洪水期沉积物的 77%。

B 型概率曲线反映了洪峰期沉积物搬运的特点(图 2), 以粗细颗粒全部悬浮为主要特征, 曲线平缓, 由多个折线段组成上凸的拱形, 斜率变化在  $10^\circ \sim 30^\circ$  之间。频率直方图上显示多众数, 沉积物粒度范围宽, 组分多, 分选差; 代表了洪峰期水流变化频繁、能量强而动荡、流体密度大、快速堆积的特点, 这类曲线占洪水期沉积物的 23%。

#### 1.2 枯水期沉积物搬运特点

在 1994~ 1998 年枯水期沉积物中取样品 43 个, 其概率曲线一般都有二段组成(图 2)。由于水动力条件较弱, 缺乏滚动组分, 跳跃总体的含量高于悬浮总体, 前者斜率一般为  $50^\circ \sim 70^\circ$ , 后者斜率  $10^\circ \sim 20^\circ$ 。由于枯水期能量小而稳定, 所以沉积物分选比较好, 以纯净的粉砂沉积为主, 夹薄层泥质条带。

#### 1.3 决口扇沉积物的搬运特点

沮漳河是一条具有较高弯度的曲流河, 过去近百年间决口十分频繁。据不完全统计, 沮漳河两岸具有明显冲蚀坑和辫状分支水道等典型地貌特征的决口扇就达 19 处之多。当地史料记载, 自 1892 年至今的 118 年间, 决口次数达 43 次。在保留有决口扇典型特征的扇形体上取样, 分析结果如图 3 所示。曲线一般呈 3~ 4 段, 但缺乏滚动组分, 跳跃组分与悬浮组分也难以截然分开, 二者存在有过渡状态搬运的颗粒。说明决口扇环境的搬运机制往往是不固定的, 随着水流条件的改变而变化。

#### 1.4 G-M 图特征

用 178 个粒度分析结果作出了 G-M 图(图 4)。结果表明, 洪水期沉积物的 C、M 值绝大部分落在 PQ 段和 QR 段, 且以 PQ 段最为集中。枯水期沉积物在 CM 图上的分布规律与洪水期有很大不同: C、M 值大部分落在 RS 段(占 71%), 少部分落在 QR 段(占 27%), 另有 3 个样品落入 PQ 段。决口扇沉积物的 C、M 值均落入 PQ 和 QR 段, 且以 QR 段为主。

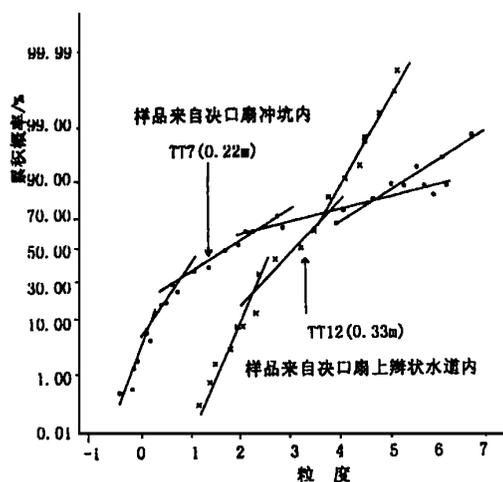


图3 决口扇沉积粒度概率曲线  
Fig. 3 Granularity probability curve of crevasse splay fan

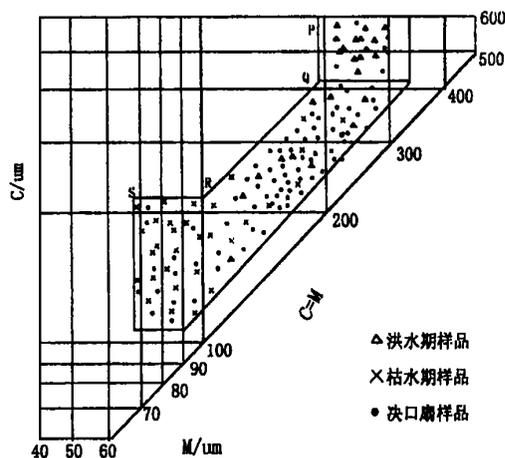


图4 沮漳河沉积 G-M 图  
Fig. 4 G-M diagram in the Juzhang river

这种不同成因的粒度样品在 CM 图上所表现出的规律恰好与概率曲线所反映的沉积物搬运特征相吻合。

## 2 沉积构造特征

沮漳河沉积物沉积构造非常发育, 层面构造典型, 层理类型繁多。

### 2.1 层面构造

直脊波痕、曲脊波痕、舌形小波痕和大型砂波为沮漳河沉积物的主要层面构造。

直脊和曲脊波痕一般分布于两个弯道之间的过渡段, 规模相对较小, 波形一端收敛, 一端发散, 以适应河道曲率的变化。曲流弯顶附近, 以发育舌形小波痕为特征, 波长一般 10 cm, 波高 1 cm, 波峰不连续, 多呈舌状向下游凸出。舌形体之间有椭圆形的侵蚀槽, 槽的长轴方向平行于局部水流方向。大型砂波亦多出现于弯顶凸岸, 波长 5~ 10 m, 波高 10~ 15 cm, 呈雁行状排列, 波形不对称,  $L_1/L_2 = 2.2 \sim 4.5$ 。

### 2.2 层理

沮漳河沉积物层理丰富程度依次为: 大型板状交错层理、大型槽状交错层理、爬升砂纹层理、波状层理、块状层理、平行层理等。

板状交错层理纹层倾角一般  $20^\circ \sim 30^\circ$ , 层系厚

度可达 10 cm 或更大, 层系平直, 有时可见前积层以低角度与下底面相切, 很少见到高角度的板状交错层理, 这也反映出沮漳河水流能量较弱的特征。

槽状交错层理常位于层序的底部或下部, 层理规模向上变小, 纹层多与层系界面相切, 并常夹有泥砾或贝壳, 有时纹层就是由炭屑的定向排列而形成, 层系厚 20 cm。

在实地观察中, 多处见有上攀砂纹层理, 它是由水流波痕向前迁移并同时向上生长形成的。在垂直于波脊的剖面上, 脊线在向上生长的同时, 明显地顺水流方向迁移, 甚至出现一些逆水流方向倾斜的、几乎平行的假界面, 事实上, 这些界面代表了波痕向流侧的无沉积面或侵蚀面。

## 3 岩石相类型及组合特征

沮漳河沉积物共发育大型槽状交错层理砂岩相  $S_{lt}$  (厚 0.30~ 0.70 m)、大型槽状交错层理泥砾岩相  $G_l$  (厚 0.26~ 0.70 m)、大型板状交错层理砂岩相  $S_{lp}$  (厚 0.25~ 0.70 m)、大型板状交错层理泥砾岩相  $G_{lp}$  (厚 0.40~ 0.83 m)、中型板状交错层理砂岩相  $S_{mp}$  (厚 0.15~ 0.50 m)、中型槽状交错层理泥砾岩相  $G_{mt}$  (厚 0.15~ 0.50 m)、中型槽状交错层理砂岩相  $S_{mt}$  (厚 0.20~ 0.40 m)、平行层理砂岩相  $S_{hb}$  (厚 0.20~ 0.40 m)、小型槽状交错层理粉砂岩相  $F_{st}$  (厚 0.10~

0.25 m)、上攀砂纹层理砂岩相或粉砂岩相  $S_{cr1}$  ( $F_{cr1}$ , 厚 0.10~0.30 m)、波状层理粉砂岩相  $F_{wb}$  (厚 0.10~0.20 m)、小型槽状交错层理砂岩相  $S_{st}$  (厚 0.10~0.20 m)、水平层理粉砂岩相  $F_h$  (厚 0.10~0.20 m)、砂质透镜体  $S_{lb}$  (厚 0.05~0.10 m)、块状层理泥岩相

$M_m$  (厚 0.20~0.40 m)、水平层理粉砂质泥岩相  $M_f$  (厚 0.20~0.40 m) 等 16 种岩石相类型。在平面及垂向上这些岩石相有一定的组合规律, 不同的组合规律有不同形成条件, 所代表的环境特征也不尽相同, 可以分为以下 6 种组合类型(图 5)。

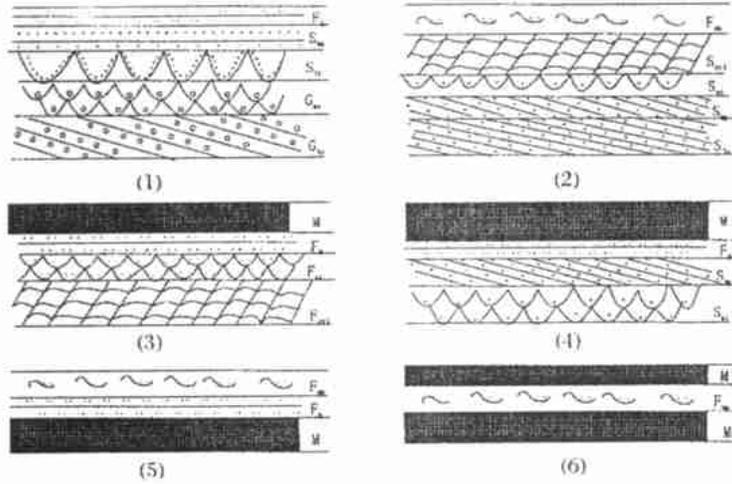


图 5 沮漳河岩石相组合特征

Fig. 5 Assembled character of rock facies in the Juzhang river  
 (1)  $G_{lp} \rightarrow G_{mt} \rightarrow S_{st} \rightarrow S_{lb} \rightarrow F_h$  组合; (2)  $S_{lb} \rightarrow S_{mp} \rightarrow S_{mt} \rightarrow S_{cr1} \rightarrow F_{wb}$  组合; (3)  $F_{cr1} \rightarrow F_{st} \rightarrow F_h \rightarrow M$  组合;  
 (4)  $S_{mp} \rightarrow S_{mt} \rightarrow F_h \rightarrow M$  组合; (5)  $M \rightarrow F_h \rightarrow F_{wb}$  组合; (6)  $M \rightarrow F_{wb} \rightarrow M$  组合

(1)  $G_{lp} \rightarrow G_{mt} \rightarrow S_{st} \rightarrow S_{lb} \rightarrow F_h$  组合: 剖面以滞流砾石和中粗砂为特征。滞流砾石中发育板状交错层理和槽状交错层理, 砾石下部具有明显的冲刷面, 向上粒度逐渐变细, 层理规模减小, 表现为向上变细变薄的正韵律特征。沉积方式以垂向加积作用为主, 洪水事件中水流能量快速递减是造成这种岩石相组合的直接原因<sup>[4]</sup>。由于组合内缺乏明显而有效的泥质隔层, 在很大程度上改善了这类组合在垂向及侧向上的连通性。该组合经常分布于河道沉积物内, 位于整个河流沉积层序的下部。

(2)  $S_{lb} \rightarrow S_{mp} \rightarrow S_{mt} \rightarrow S_{cr1} \rightarrow F_{wb}$  组合: 是以中细砂为主的沉积组合。下部不含或含少量的砾石, 向上粒度逐渐变细, 发育特征的板状交错层理及槽状交错层理。在细砂、粉砂中还可见到波状层理, 但以板状及槽状交错层理为主。该组合厚度较大, 一般可达 1.2~1.7 m。沉积方式以填积和侧向加积为主。组合内一般不存在连续的泥质夹层, 从而导致砂层垂向连通程度较高。这种组合是曲流点坝沉积的下部层序中最常见的岩石相组合类型。

(3)  $F_{cr1} \rightarrow F_{st} \rightarrow F_h \rightarrow M$  组合: 这类组合往往重复出现, 在不同的环境中厚度有差异, 所见的最大厚度为 1.12 m, 最小 0.47 m。其显著特点是以粉砂沉积为主, 在粉砂中发育多种上攀砂纹层理, 向上即变为小型槽状交错层理及水平层理。上述岩石相类型之间不出现冲刷结构, 皆为渐变接触方式。组合中泥一般为块状, 灰色及黄色, 厚度占整个组合的 1/3。剖面上无明显的韵律特征, 沉积作用以垂向加积为主, 通常代表了曲流点坝上部层序的岩石相组合类型。

(4)  $S_{mp} \rightarrow S_{mt} \rightarrow F_h \rightarrow M$  组合: 以砂和粉砂沉积为主, 且砂层厚度远大于粉砂。上部的泥层通常并不代表真正的厚度, 普遍发育的冲刷现象说明泥层被部分或大部分侵蚀。整个组合往往呈突变正韵律结构。沉积构造以中型板状及槽状交错层理为主, 组合的底部通常有极少量砾石存在, 成分仅仅限于泥砾。此组合在决口扇沉积层序中常见。由于间歇性的洪水作用, 该组合的水动力条件具有明显的能量强弱交替变化和多次冲刷特点, 沉积作用方式以垂

向加积和漫积作用为主。另一特征是内部出现不连续的泥质夹层或粉砂质泥夹层。由于夹层频繁出现和广泛存在,使决口扇砂体在平面及垂向上都存在严重的非均质性,而流水作用的间歇性和水动力能量的突变性是造成这种组合非均质性严重的直接原因。

(5)  $M \rightarrow F_h \rightarrow F_{wb}$  组合: 是典型的漫积作用的产物, 沉积砂体分割性较强, 形成大面积的粉细砂层, 但厚度一般都很小。沉积构造以水平层理和小型波状层理为主, 泥层厚度往往较大, 该组合通常代表了曲流河漫岸沉积的特点。

(6)  $M \rightarrow F_{wb} \rightarrow M$  组合: 其上下均为较厚的泥层所夹持, 仅仅在组合中部有薄层粉砂出现, 粉砂中一般发育波状层理, 平面上分布范围较广, 厚度稳定, 粉砂与上下泥层之间通常为突变接触, 它代表了决口扇前缘的沉积特征。

## 4 沉积单元特征

沮漳河发育的典型沉积单元有 4 个, 它们是: 河道内砾石及砂坝沉积, 典型凸岸点坝沉积, 决口扇沉积及广泛的河漫滩沉积。现分述如下。

(1) 曲流河道内砾石及砂坝沉积: 属河床滞流沉积, 呈不连续状分布于沮漳河河床底部, 滞留层的厚度一般在 3~20 cm 之间, 砾石成分主要是冲刷河岸形成的泥质砾石, 多呈钮扣状, 直径一般为 2~3 cm, 磨圆较好, 球度较差。泥质砾石的形状特征说明它是受到了强烈改造的结果, 这一点可从下面的实地观察中得到印证。

在沮漳河河床内设置了两个相距 1 800 m 的观测点, 上游观察点(草卜湖农场)可见, 在洪水时期由于水流对河岸产生强烈冲刷, 有直径 7~15 cm 的泥质砾石被侵蚀并沿河床底部滚动, 滚动速度平均可达 1.76 m/10 h, 在距其下游 1 800 m 处的另一观察点(符家湾曲流段), 则所有的泥砾直径不大于 3.3 cm。说明在沿程 1 800 m 搬运距离内, 泥质砾石的直径被磨蚀了 2/3~3/4, 同时形状及圆度与泥砾形成时大不相同。

由于沮漳河是一小型河流, 河型及水流方向在较短距离内变化较大, 为了适应河道内水流方向的变化, 河床滞流沉积砾石的最大扁平面总是在不断调整倾斜方位, 促使其长轴垂直水流方向。

在河道内, 尤其是急剧弯曲的凹岸河曲段上游侧, 除了河床底部滞流沉积之外, 还有凹岸砂坝存在, 其规模严格受河流规模的控制。实验发现, 凹岸滩坝的长度约占一个曲流段的 1/5~1/4, 宽度约占曲流段的 1/3~1/4。远离凹岸的外缘较陡, 靠近凹岸的内缘较缓, 因而滩坝常呈长条楔状体展布; 在同样条件下, 它们总是略低于对岸点坝的高度。

凹岸滩坝的形成过程大致可分为以下 4 个阶段: 低能量分流带的形成阶段、滩坝雏形阶段、滩坝快速生长阶段、滩坝稳定阶段, 成熟的凹岸滩坝一般上游端较尖, 下游端圆滑。凹岸滩坝可分为滩坝头部的冲刷堆积区、滩坝外缘的侧积区、滩坝尾部的前积区及滩坝内缘的垂积区<sup>[5,6]</sup>。

(2) 凸岸点坝沉积: 点砂坝在沮漳河沉积中占有重要地位, 构成了沮漳河的基本地貌单元。从点坝顶部到河床底部滞流砾石沉积, 点坝的厚度一般有 5~8 m, 最小的也有 4.15 m。以中砂和细砂沉积为主, 颗粒多以跳跃状态搬运, 发育大型槽状交错层理、大型板状交错层理、上攀砂纹层理、平行层理、波状层理、水平层理等。岩石相类型为  $G_m$ 、 $G_{lp}$ 、 $S_{lt}$ 、 $S_p$ 、 $S_{mp}$ 、 $S_{mt}$ 、 $F_{cl}$ 、 $F_{wb}$ 、 $F_h$  等, 典型垂向沉积层序如图 6 所示。

根据野外现代沉积观察及室内模拟实验的结果, 有理由认为, 对于一个曲流河的点砂坝来说, 下部层序可能是水流连续侧向加积作用的结果<sup>[7]</sup>。弯顶附近凹岸的侵蚀使之有充足的物质来源在凸岸形成侧积体。无论是枯水期还是洪水期, 这种侵蚀和沉积作用可能都在发生。但是当这种沉积作用发生一定时间、侧积体有了一定的规模或高度之后, 水面下降时(枯水期), 侧积体就露出水面, 且其顶面不再生长。河道更加弯曲, 在侧积体的外侧又形成新的侧积体。已出露的侧积体, 顶部发生剥蚀作用, 而无沉积作用。经过下一轮的平水期及洪水期, 点坝又可能继续生长, 高度进一步增加, 但此时的沉积作用是以垂向沉积作用为主。尤其是当点坝的顶面高出正常河面(水面)很多时, 只有在特大洪水时才能淹没点坝而发生沉积作用。而大洪水所携带的较粗颗粒物(砂)不可能在水顶面附近搬运, 而只可能在水深较大的河床上搬运。这时, 位置很高的边滩上的沉积物绝大部分为泥质, 仅有少量的粉砂质, 其沉积方式以垂向加积占主导地位。这也是为什么沮漳河

剖面	相	环境解释
	块状及水平层理, 泥, 含腐烂植物根须	D 相 溢岸沉积
	波状粉沙及水平层理, 粉沙质泥和泥互层	
	上攀波纹层理, 细粉沙 平行层理, 细沙	C 相 上边滩
	灰色槽状交错层理, 中细沙 层理规模向上变小	B 相 下边滩
	灰色高角度板状交错层理, 中细沙 灰色大型板状交错层理, 中细沙	
	大型槽状交错层理, 中沙	
块状层理, 砂质砾岩	A 相 滞留层沉积	

图 6 点坝垂向层序及微相划分

Fig. 6 Vertical sequence and micro-facies classification of point dam

的曲流点坝沉积中, 上部层序中细粒物质尤其是泥质厚度往往较大的原因。这种现象不仅出现在沮漳河沉积物中, 长江荆江段的点坝沉积同样如此<sup>[8]</sup>。泥质层厚度可以占到整个点坝层序的 1/3 或 1/2, 而且曲率越大的河流, 顶部泥层的厚度也越大。

(3) 决口扇沉积: 沮漳河两岸分布普遍, 且都有冲刷深潭和辫状分支水道。决口扇的广泛存在是由于到了河流下游, 河床两岸天然堤高度小, 宽度窄, 稳定性逐渐减弱; 加之河道弯度增大, 泄水不畅, 洪水期间, 容易被水冲破决口, 在天然堤外侧形成上端沉积层厚、颗粒粗、向前缘减薄变细的扇状堆积体。

决口扇微地貌单元分冲刷深潭、辫状分支水道、水道间、水道前缘 4 个部分。其规模受控于决口流量、决口部位及决口处地形<sup>[9]</sup>。沮漳河决口扇现存的冲刷深潭最深达 7.9 m, 一般 3~ 5 m, 范围一般在几十至数百平方米。自深潭向外发育几条辫状分支水道, 水道延伸长度一般小于 150 m, 通常为 50~ 120 m, 宽 10~ 30 m。

决口扇水动力条件属于急流型, 以推移质和悬浮质混合沉积为主, 辫状水道内的沉积特征与河道相似, 发育板状及槽状交错层理, 冲刷面常见。向决口扇前缘水道消失, 水流发散成为漫流, 水动力条件

减弱, 发育一些小型层理, 沉积物主要为粉砂。

(4) 河漫滩沉积: 是曲流河横向迁移、河谷加宽的结果, 枯水期出露, 洪水期被淹没。沮漳河 1994~ 1998 年 3 次洪水, 河漫滩淤高了 20.1 cm, 平均每年 4.01 cm。加上出露期间的剥蚀作用, 河漫滩沉积一般较薄。尽管如此, 在横向上亦有一定程度的分异, 近河床部位沉积颗粒较粗, 多为粉砂, 远离河床部位以粉砂质泥为主。洪水过后的河漫滩经日晒后常出现龟裂, 其裂纹的大小主要取决于暴晒的时间与强度。

参考文献:

[1] 裴悱楠. 河流砂体储层的小层的对比问题[J]. 石油勘探与开发, 1987, (2): 46- 52.  
 [2] 裴悱楠. 中国陆相碎屑岩储层沉积学的进展[J]. 沉积学报, 1992, 10(3): 16- 23.  
 [3] 尹寿鹏. 任明达, 王随继. 河流比较沉积学与河流砂岩油藏开发[J]. 应用基础与工程科学学报, 1998, 6(1): 26- 36.  
 [4] Mail A D. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstone: lessons from outcrop studies[J]. AAPG, 1988, 72(6): 628- 696.  
 [5] Best J.L. Sediment transport and bed morphology at river channel confluence[J]. Sedimentology, 1988, 35, 481- 498.  
 [6] 张春生, 刘忠保, 张俊, 等. 曲流河凹岸滩坝沉积模拟研究[J]. 江汉石油学院学报, 1997, 19(3): 8- 14.

- [7] Bridge J S, Best, J L Flow. Sediment transport and bedform dynamics over the transition from dunes to upper-stage plane beds: implications for the formation of planar laminae[J]. *Sedimentology*, 1988, 35: 753 - 763.
- [8] 张春生, 刘忠保, 施冬. 高弯曲与低弯曲河流比较沉积学研究[J]. *沉积学报*, 2000, (2): 227- 233.
- [9] 张春生, 刘忠保. 现代河湖沉积与模拟实验[M]. 北京: 地质出版社, 1997.

## Modern Sediment Research in the Juzhang River

ZHANG Chun-shing<sup>1</sup>, ZHOU Hai-bin<sup>2</sup>, LI Li<sup>2</sup>, SHI Dong<sup>1</sup>, LIU Zhong-bao<sup>1</sup>, HOU Guo-wei<sup>1</sup>

(1. *Jiangnan Petroleum Institute, Hubei Jingzhou, 434102, China*)

(2. *Drilling Engineering Company of Zhongyuan Petroleum Exploration Bureau, Henan Lankao, 475300, China*)

**Abstract:** Through continue observing and researching on Sediments of the Juzhang river in the flood period and low water period from 1994 to 1998, different mechanisms and processes of sedimentary transport in the two periods are pointed out. 16 kinds of rock facies and 6 kinds of combined types are recognized. Sedimentary modes, sequences, distribution patterns and micro-environment features are determined by water-power condition and sedimentary process of every combination. According to this, 4 sedimentary micro-facies units is divided into is the Juzhang river: ① Channel gravel and sand dam, ④ typical convex bank point dam sedimentation, ④ Crevasse splay deposit, ④ Alluvial flat sedimentation. Probability of concave bank beach dam between two adjoining bending top is put forward. At the same time, the forming process and aggrading mechanism of dual structure in bending river are discussed.

**Key words:** grain distribution; rock facies combination; sedimentary unit; the Juzhang river