

入湖展宽河道淤积调整沿程变化分析

罗 优^{1,2}, 雷文韬³, 丁晶晶², 简鸿福²

(1. 扬州大学水利与能源动力工程学院, 江苏 扬州 225127;

2. 江西省水利科学研究院河流湖泊所, 江西 南昌 330029; 3. 长江科学院河流研究所, 湖北 武汉 430010)

摘要:为研究入湖展宽河道边界下的泥沙淤积调整规律,进行了抚河改道入青岚湖河工模型试验研究。试验结果表明入湖逐渐展宽河道初期淤积方式和河槽调整存在空间差异:上段出现堤式淤积,形成稳定单一河道;中段出现拦门沙、点坝和顺坝淤积,形成相对稳定的分汊河道;下段出现不同尺度的淤积体及淤积位置的调整,伴随着水流切滩和改道现象。从水沙动力条件角度对其空间差异形成的原因进行分析和探讨,认为造床流量条件下主流流速与泥沙中值粒径起动流速的大小关系是决定河床冲淤调整的重要指标,该指标的沿程变化可能是造成逐渐展宽河道初期淤积方式沿程变化的重要原因。

关键词:河道展宽;淤积;河工模型;冲淤特性;青岚湖

中图分类号:TV143.4 **文献标志码:**A **文章编号:**1006-7647(2018)02-0026-07

Analysis on variation of siltation and adjustment along a widening river channel connected to a lake//LUO You^{1,2}, LEI Wentao³, DING Jingjing², JIAN Hongfu² (1. School of Hydraulic, Energy and Power Engineering, Yangzhou University, Yangzhou 225127, China; 2. Department of Rivers and Lakes, Jiangxi Institute of Water Sciences, Nanchang 330029, China; 3. River Research Department of Changjiang River Scientific Research Institute, Wuhan 430010, China)

Abstract: A physical model test for the diversion project of the Fu River into Qinglan Lake was conducted to investigate the siltation and adjustment law of a channel connected to a lake with a gradually widening boundary. The results show that there exists a spatial variation for deposition styles and cross-section adjustment along the channel in the initial siltation state. A stable single channel develops with natural levees in the upper reach. A relatively stable braided channel develops with transverse bars, point bars and longitudinal bars in the middle reach. In the lower reach, siltation bulks of different scales and siltation location adjustment appears accompanying with the phenomena of cut-bank and channel diversion. The reason for such spatial variation has been discussed in the perspective of hydrodynamic and sediment dynamics. The relationship between the mainstream flow velocity and the incipient velocity of median size sediment is an important indicator to determine the adjustment of river bed erosion and deposition, which could possibly be a key reason for the variation of initial siltation along a widening river channel.

Key words: channel widening; siltation; physical model; characteristics of scouring and deposition; Qinglan Lake

受到地质作用和人类活动等的影响,河道边界宽度沿程不断发生变化。典型的河道展宽边界包括存在心滩的分汊河道,水库库尾、入湖尾间和入海三角洲,以及山区到平原的冲积扇等。来水来沙条件和边界条件的不同将促使展宽河道形成不同的淤积现象,比如黄河三角洲河槽变迁及推进^[1],长江口心滩淤积造成的多级分汊^[2-4]和赣江三角洲在牵引流条件下的鸟足状生长模式^[5]等。河道展宽边界是影响泥沙淤积的重要因素,随着河道边界宽度的增加,水流趋缓、挟沙能力下降,河道通过自动调整

作用形成泥沙淤积以减小过水断面面积,进而提高水流挟沙能力,促成新的平衡^[6]。基于抚河改道入青岚湖河工模型试验的研究成果,本文着重分析逐渐展宽河道边界条件下淤积形式和河槽摆动的沿程变化,并尝试探讨其沿程变化的原因。

1 试验设计

1.1 试验模拟范围

抚河改道入青岚湖河工模型试验在江西省鄱阳湖模型试验研究基地开展,如图 1 所示,在试验中假

定抚河 B1 和 B2 断面之间的河道被封堵,于 CS2 断面处开挖新河道(图 1 中红线为开挖边界线),抚河水流自新开挖河道注入青岚湖,流经 CS2、CS3、CS4、CS5、CS6、CS7 和 CS8 等断面。考虑模型场地及相似性等因素,将模型范围定为自 CS2 断面上游约 9 km 至 CS8 断面下游约 7 km 处之间的河段,包括抚河下游原河道段(模型进口至 CS2 断面),新开挖河道段及青岚湖区段,模拟河道长度约为 27 km,见图 1 中白色虚线。基于试验场地限制和试验目的,青岚湖右侧湖汊不在模拟范围内,在模型试验中以直立墙面作为边界,即 CS7 断面右端为直立墙面。

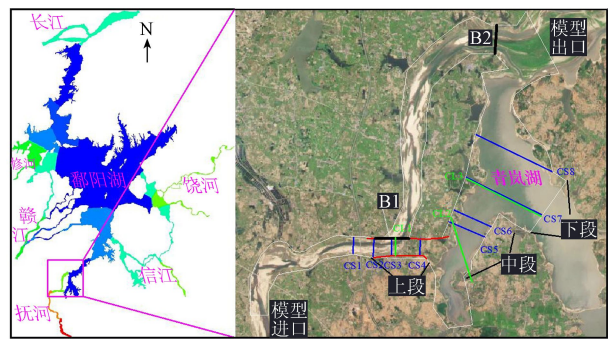


图 1 模拟区域和相关断面布置

CS1 ~ CS8 横断面示意图见图 2,其中断面 CS1、CS2、CS5、CS6、CS7 和 CS8 基于鄱阳湖区 2013 年实测地形;根据设计方案,开挖段 CS3 ~ CS4 为槽底宽度为 750 m 的规则梯形断面,新开挖河道总长 4.4 km,底坡 0.01%。从图中可以看出,改道后形成了一条相对于原河道断面逐渐展宽的河道边界,其中原型河道断面 CS1 和新开挖河道进口断面 CS2 的主槽面积均小于新开挖河道规则梯形断面 CS3、CS4,而 CS5 和 CS6 断面宽度约 1 600 m,约为断面 CS3 和 CS4 的 2 倍,断面 CS7 和 CS8 宽度则超过 3 500 m。在此根据河道宽度,将新河道(包括开挖段和青岚湖段)分为上段、中段和下段(图 1)。

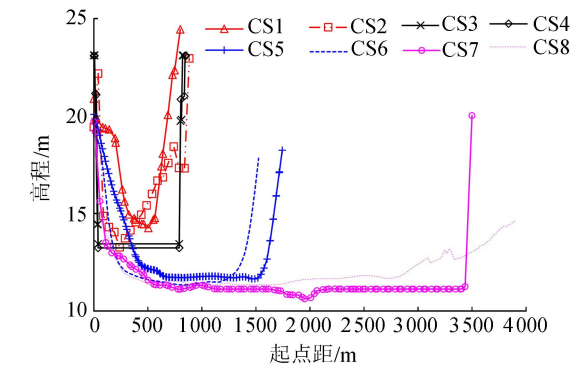


图 2 CS1 ~ CS8 横断面示意图

1.2 模型比尺及选沙

为保证模型与原型具有相同的紊流流态,需保证模型水流雷诺数大于 2000;同时为了不使水面表

面张力干扰模型的水流运动,要求模型最小水深大于 1.5 cm。基于上述限制条件,确定模型平面比尺为 1 : 200,垂直比尺为 1 : 80,变率为 2.5,模型长 100 m,宽 60 m,占地面积 2 700 m²。根据以往变态模型的试验成果与原型资料对比分析研究成果,在变率不大于 4 且模型宽深比大于 5 的条件下,变态模型与正态模型的水流动力轴线、深泓线、冲淤部位和冲淤量基本一致。

基于水流运动相似和泥沙运动相似,进行了床面糙率调整和模型选沙。根据抚河李家渡站 1956—2005 年输沙量资料,汛期 4—7 月期间的输沙量占全年的 80.5%,在此选取李家渡站 2008—2012 年汛期 4 ~ 7 月期间实测悬移质粒径级配资料,该期间悬移质中值粒径为 0.053 mm。从原型悬移质起动特性来看,小于 0.01 mm 的部分约占整个悬移质的 14.7%,一般情况难以起动;从模型沙的物理性能及加工难度来看,悬移质及相应模型沙的级配过细,存在加工困难以及模型沙板结、絮凝等问题。综合以上分析,本次试验将悬移质模拟下限取为 0.01 mm,则悬移质中值粒径为 0.060 mm。为了缩短试验运行时间,采用密度为 1.053 t/m³ 左右的轻质沙(苯乙烯二乙烯苯)。根据沉降相似可以得到泥沙粒径比尺为 0.35,即模型沙粒径大于原型沙,有利于减少试验中泥沙板结,原型悬移质中床沙质及模型沙粒径级配特征值见表 1。经过验证计算可得,在原型水深为 3 ~ 7 m 时,天然悬沙粒径 d_{50} 和对应粒径模型沙起动流速比尺为 9.45 ~ 10.25,原型沙特征粒径 d_{90} 、 d_{75} 、 d_{25} 和 d_{10} 与对应粒径的模型沙的起动流速比尺范围分别为 10.24 ~ 11.00、9.56 ~ 10.24、9.79 ~ 10.81 和 10.69 ~ 11.88,起动流速比尺较模型流速比尺 8.94 有所偏大,但基本满足试验要求。表 2 为模型试验主要比尺数值,其中 α_{γ_0} 为干容重比尺。

表 1 原型悬移质中床沙质及模型沙
粒径级配特征值

材 料	d_{90}	d_{75}	d_{50}	d_{25}	d_{10}
天然床沙质	0.135	0.088	0.060	0.036	0.023
模型沙	0.385	0.250	0.171	0.102	0.066

试验时间变态率约为 26.8,为了尽量减少时间变态在非恒定流模拟中带来的有效冲沙时间不足等问题,在水沙过程概化时兼顾水文过程相似和概化后各恒定时段时长充足。

1.3 试验水沙过程及控制

抚河下游年径流量与年输沙量呈正相关,年径流量越大,年输沙量越大。本次试验选取其中具有代表性的 2006 年、2008—2012 年作为系列年,开展

表 2 模型试验主要比尺			
相似条件	比尺名称	比尺符号	比尺值
几何相似	平面比尺	α_l	200
	垂直比尺	α_h	80
水流运动相似	流速比尺	α_v	8.94
	糙率比尺	α_n	1.31
	流量比尺	α_Q	143 108
	水流运动时间比尺	α_{t1}	22.36
泥沙运动比尺	起动流速比尺	α_{v0}	8.94
	粒径比尺	α_d	0.35
	沉速比尺	α_w	3.58
	含沙量比尺	α_s	0.085
	河床变形时间比尺	α_{t2}	600

注： $\alpha_{t1} = \alpha_l / \alpha_h^{1/2}$ ； $\alpha_{t2} \approx \alpha_l \alpha_{v0} / \alpha_v \alpha_s$ 。

河工模型试验,其中 2006 年和 2008 年为中水中沙年,2009 和 2011 年为小水小沙年,2010 和 2012 年为大水大沙年。采用 6 年系列年循环试验方法进行动床试验,每 6 年或者 12 年进行一次地形测量。本次试验开展了以上系列年的连续 25 个循环试验,模拟 150 年间改道后新河道地形冲淤变化过程。系列年内流量和尾门水位过程如图 3 所示,其中试验中尾门水位由焦石坝至三阳站(约 62 km)平面二维数模计算成果确定,亦即利用“内插法”思想确定。

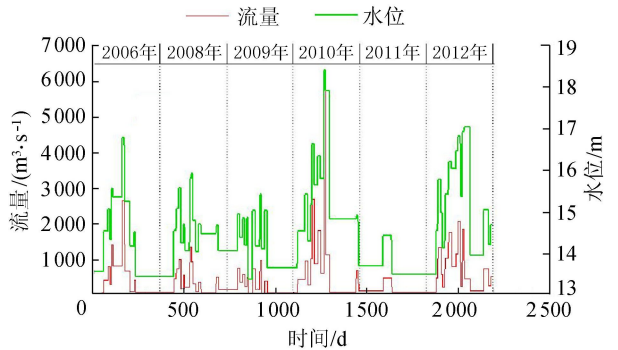


图 3 系列年循环试验流量水位过程概化

2 淤积形式沿程变化

2.1 平面淤积分布过程

图 4 所示为新河道分别在初始时刻,淤积 30 年、48 年、66 年、78 年、90 年、114 年、138 年和 150 年后河床地形高程变化影像图。图中地形高程由 11 m—15 m—24 m 增加时,颜色由蓝色—白色—红色转变,黑色线条标记为 16.5 m 等高线。从图 4 可以看出,在此期间河道淤积过程自上而下。

试验 30 年($T = 30\text{ a}$)时,新河道上段出现堤式淤积(位置 1),中段出现拦门沙式淤积(位置 2)、顺坝式淤积(位置 3)和点坝式淤积(位置 4)。挟沙水流进入平原浅水湖泊往往形成带状河道,即发生堤式淤积^[7-8];拦门沙式淤积常见于水库库尾或者河口位置,成为碍航浅滩甚至可能造成溯源淤积^[1, 9-11];

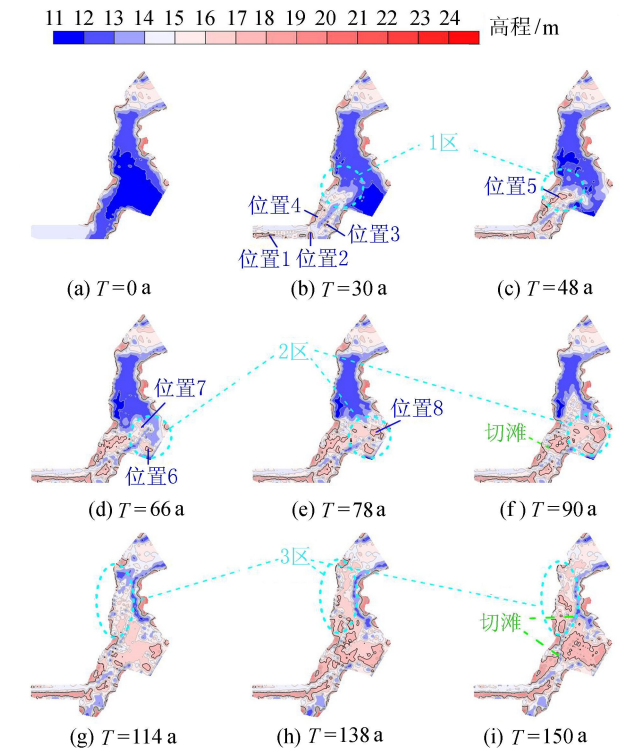


图 4 新河道淤积发展过程

点坝常见于弯道凸岸,顺坝则是位于河道中心,且两侧与两汊水流方向平行^[12]。30 年至 48 年间,位置 1~4 处的淤积体明显增大,上段侧堤宽度亦发展扩大、接近河道宽度的 1/2(16.5 m 等高线覆盖的范围,后文同),且基本与位置 2 处的淤积体相连,拦门沙左侧被冲开;在中段与下段交汇处(位置 5,原主流位置)出现大小约为 1 400 m×400 m 的心滩,心滩与点坝连在一起形成弯道边界,驱使主流向右侧摆动。48 年至 66 年时,向右侧摆动的挟沙水流在主流位置继续形成新的心滩(位置 6),受此心滩影响主流出现分汊,并在位置 7 处形成新心滩。66 年至 78 年间,受位置 6 和位置 7 心滩的影响,主流改向并在位置 8 形成新的心滩。90 年后,位置 5、位置 7 和位置 8 这 3 处淤积体不断淤长并连成整体,而河道左侧出现切滩和主流改道现象。114 年至 150 年间,淤积逐渐发展至下游(3 区),青岚湖右侧滩地(2 区)明显淤高。显然,下段出现两种不同尺度的游荡式淤积,随主流摆动而依次形成的位置 6、7 和 8 处的心滩淤积为相对小尺度的游荡;主要淤积区域的变动,如 1 区(0 至 48 年)、2 区(66 至 90 年)和 3 区(114 至 150 年)为相对大尺度的游荡。这种淤积部位的游荡现象常见于冲积扇发展过程或者多沙河流河口淤积调整过程^[13-14]。

图 5 为新河道上段、中段和下段现场试验照片。图 5(a)所示为上段,图中右侧泥沙淤积形成侧堤,左侧为主流(带箭头蓝色直线指示水流方向,下同);图 5(b)所示为中段,淤积形成的顺坝造成河道

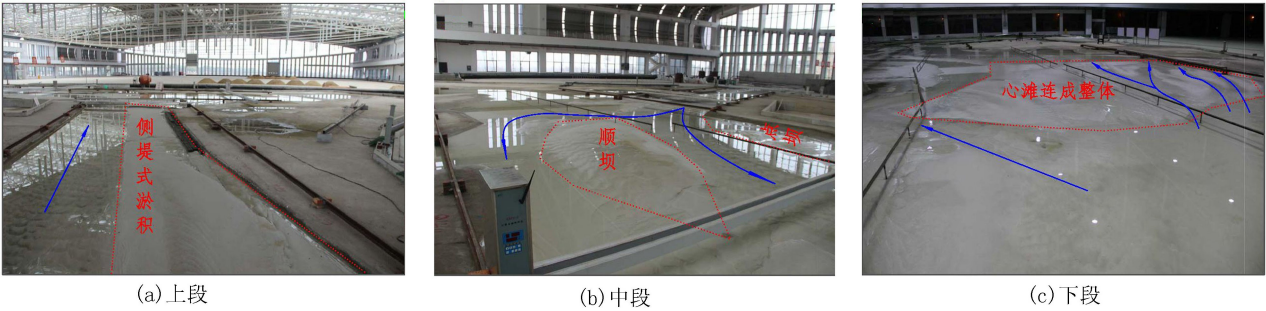


图5 新河道上、中和下段模型试验照片

分汊,主汊位于顺坝与点坝之间;图5(c)所示为下段,位置5、位置7和位置8处的淤积体相连,阻碍水流运动,左侧出现切滩现象并形成新主槽,而右侧存在几股漫滩沟槽。

2.2 断面淤积发展过程和淤积形式沿程变化

图6所示为新河道CS3、CS5、CS6和CS7断面分别在初始时刻,试验30年、48年、66年、78年、90年、114年、138年和150年后的横断面变化。

上段CS3断面在试验30年时出现堤式淤积体,左侧为主槽,右侧堤高程达到17.6m(淤积厚度约3.6m);30至150年间,主槽和淤积位置基本不变,淤积体有所增长,淤积增长速度明显小于试验初30年;150年时淤积厚度接近4m,侧堤宽度接近200m。总体而言,随着时间的推进,CS3断面右侧淤积体略有增大。堤式淤积体泥沙主要是通过对流作用或紊动扩散由主河道向堤侧输移^[15-16];从堤式

淤积体形成过程来看,淤积初期有相对较多粗颗粒淤积在靠主流一侧,随着淤积体的发展,淤积主要由漫堤悬沙构成,且泥沙越粗,越难被搬运到远离主流一侧,因此堤式淤积体组成在主流一侧较粗,远离主流一侧则较细^[17]。

中段CS5断面在试验30年时形成顺坝和点坝淤积体,顺坝顶高程达到17.2m,淤积厚度约5.6m,左侧点坝亦淤高约4.5m;在30至150年间,主槽位置基本不变,顺坝和滩地有所淤高,淤积增长速度明显小于试验初30年;150年时左侧淤积体明显发展,淤积高程增加约2m,顺坝处亦增加近1m。CS6断面随着时间的推进,断面形态发生了明显变化,主槽位置出现了调整,相比上游CS5断面,顺坝高程略有下降。顺坝往往由上游向下游发展延伸,即顺坝初始淤积为其下游继续淤积提供了水动力条件,这种发展模式使得顺坝上游高程大于下游,上游河

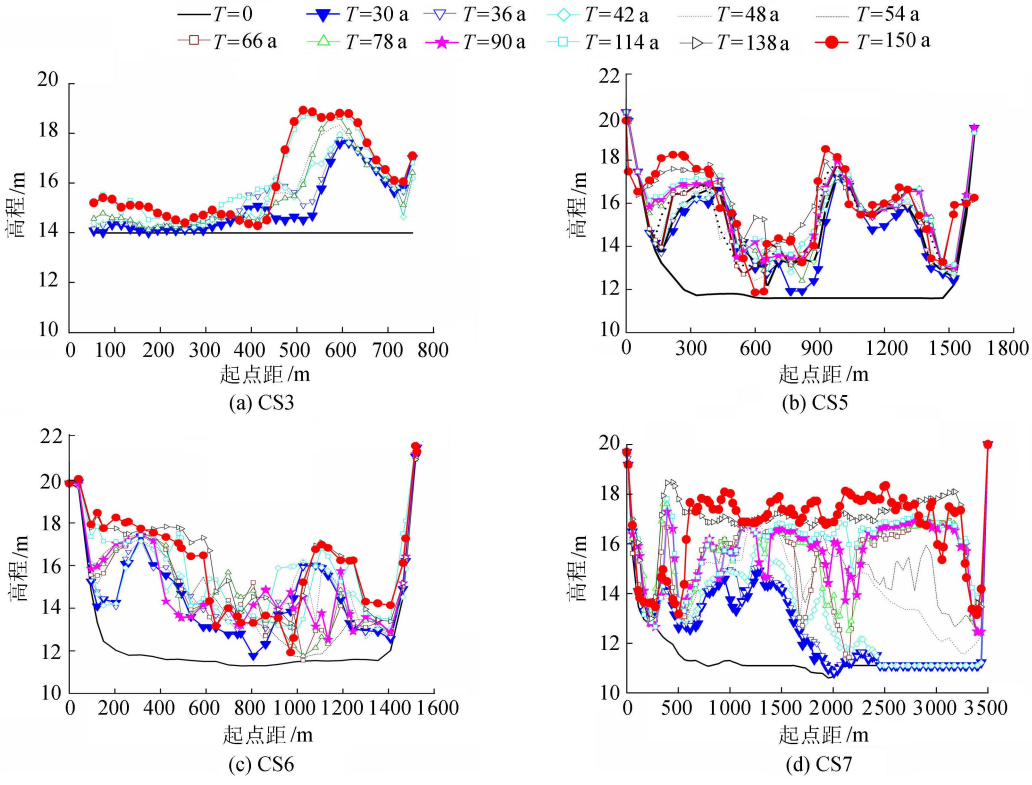


图6 新河道代表断面横断面发展过程

床组成亦粗于下游^[12]。

下段 CS7 断面在试验 150 年内淤积不断发展,主槽处于形成、摆动和消失的不断调整中;在试验 42 年前,仅在左侧(初始主流位置)出现淤积体;而在 48 年和 54 年,淤积开始向右侧发展;90 年时断面两侧和中间均存在河槽,150 年时断面中间河槽被淤积消失,左侧变为主河槽。结合平面发展过程可以得知,河道的形成、摆动调整和消亡与下游淤积体发展密切相关。

从淤积发展过程看,淤积形式沿程呈现明显的空间差异,具体表现为:上段以堤式淤积为主,主流位置不变,随着淤积的发展侧堤不断淤宽和淤高,河槽出现一定缩窄;中段出现拦沙坎、顺坝和点坝淤积,各淤积体随着时间推进,河道出现分汊,河槽相对稳定,但仍受下段河道摆动影响;下段则出现两种不同尺度的游荡式淤积,相对小尺度如随主流摆动形成的位置 6、7 和 8 处的心滩淤积,相对大尺度主要表现为淤积区域的变动(图 4),如 1 区(0 至 48 年)、2 区(66 至 90 年)和 3 区(114 至 150 年),在冲积扇和河口发展研究中亦发现这种现象,被认为是淤积发展的自生性过程^[18]。

3 水沙动力条件沿程变化

3.1 流速特征分析

李家渡站多年平均径流量为 127.5 亿 m^3 ,多年平均年均流量为 404.3 m^3/s 。年际径流量变化较大,极值比可达 28 之多;年内径流量主要集中在主汛期 4—6 月,约占全年径流的 53.8%,径流年内分配极不均匀。根据抚河李家渡站实测径流量资料(1953—2012 年)统计分析,抚河下游 2 年一遇洪水流量约为 4980 m^3/s ,常遇洪水约为 1030 m^3/s ;在常遇洪水条件下,水位基本平滩,而 2 年一遇洪水条件下则漫过滩地。

根据 2006、2008—2012 年期间的日平均输沙率 G_s 和日平均流量 Q 资料,可求得流量保证率 P ,采用类似马卡维也夫的方法,利用 G_s 取代 $Q^m J$ 进行造床流量的分析^[19],其中 m 为系数, J 为水面比降。由图 7 可以看出,在流量约 800 ~ 1200 m^3/s ($P=6\% \sim 13\%$) 时 $G_s P$ 达到峰值;同一流量下 $G_s P$ 值变化较大与青岚湖水位受鄱阳湖水位顶托影响有关。考虑到常遇洪水(流量约为 1000 m^3/s)条件下,水位基本平滩,2 年一遇洪水则漫过滩地,可以初步判断常遇洪水流量为造床流量。

图 8 为新河道上段(CL1)、中段(CL2)和下段(CL3)在常遇洪水和 2 年一遇洪水条件下淤积前后流速分布对比,其中常遇洪水条件下由于水深较浅

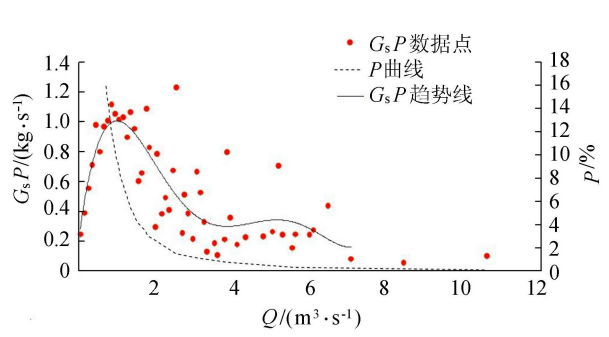
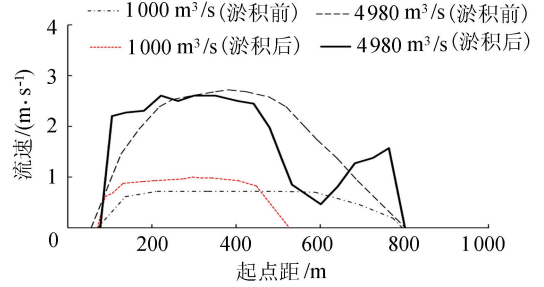
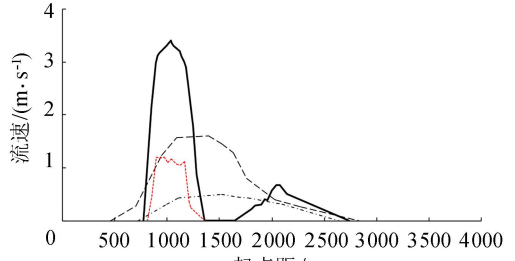


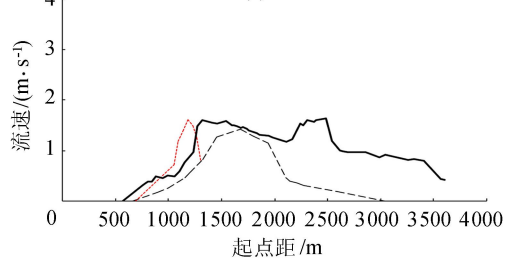
图 7 抚河下游造床流量分析示意图



(a) CL1



(b) CL2



(c) CL3

图 8 新河道代表断面淤积前后流速分布对比

仅在垂线上测了 1 个点流速,2 年一遇洪水条件下所测为表面流速(经测定表面流速与垂线平均流速差值在 0.2 m/s 范围内)。

淤积前,新河道主流区流速明显小于原河道,且沿程减小。上段常遇洪水条件下主流区流速在 0.6 ~ 0.7 m/s 之间,2 年一遇洪水流速超过 2 m/s ;中段常遇洪水条件下主流区流速在 0.45 ~ 0.50 m/s 之间,两年一遇洪水流速超过 1.5 m/s ;下段常遇洪水条件下主流区流速小于 0.2 m/s ,没有进行测量,2 年一遇洪水流速接近 1.5 m/s 。

淤积后(试验 150 年后),常遇洪水条件下 CS8 至 CS3 断面之间河道水位在 17 ~ 18.6 m 之间,与淤积形成的滩地高程基本一致,亦即常遇洪水流量条

件下水位基本平滩,说明之前对造床流量的判断基本准确。2年一遇洪水条件下CS8至CS3断面之间河道水位在18.5~20.4m之间,高于滩地。表3为原河道主流流速和新展宽河道淤积前后主流流速对比,可以看出,淤积后常遇洪水条件下主流流速普遍大于1m/s,在下段甚至达到1.7m/s;在2年一遇洪水条件下,上段和下段流速增加不大,而中段增加明显,主流在左汊。

表3 新河道主流流速对比								m/s
工况	改道前 (CS1~CS2)	上段(CLI1)		中段(CLI2)		下段(CLI3)		
		淤积前	淤积后	淤积前	淤积后	淤积前	淤积后	
常遇洪水	1.5~1.6	0.6~0.7	1	0.45~0.5	>1	<0.2	1.7	
2年一遇洪水	2.5~3	>2	>2	>1.5	3	1.5	1.5~1.7	

3.2 泥沙起动流速分析

采用式(1)和式(2)计算塑料沙($d<0.25\text{ mm}$)的起动流速^[20],采用张瑞瑾起动流速公式(式(3))计算天然沙的起动流速^[21],可分别得到模型沙和原型沙起动流速,见表4。

$$v_0 = K\left(\frac{h}{d}\right)^{\frac{1}{6}} \sqrt{\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma}gd} \tag{1}$$

$$K = 1.95lg^2d - 0.17lgd + 0.72 \tag{2}$$

$$v_{cp} = \left(\frac{h}{d}\right)^{0.14} \sqrt{17.6 \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma}d + 6.05 \times 10^{-7} \frac{10 + h}{d^{0.72}}} \tag{3}$$

式中: K 为包括黏聚力作用在内的系数; h 为水深; d 为粒径; γ_s 和 γ 分别为泥沙和水的容重; g 为重力加速度。

表 4 原型床沙质及模型沙起动流速										
原型 水深/m	$U_{d90}/$ ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)		$U_{d75}/$ ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)		$U_{d50}/$ ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)		$U_{d25}/$ ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)		$U_{d10}/$ ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	
	原型	模型	原型	模型	原型	模型	原型	模型	原型	模型
3	0.38	0.037	0.41	0.043	0.46	0.049	0.57	0.058	0.70	0.065
4	0.40	0.038	0.44	0.045	0.50	0.052	0.61	0.061	0.75	0.068
5	0.42	0.04	0.47	0.047	0.53	0.054	0.65	0.063	0.80	0.070
7	0.46	0.042	0.51	0.05	0.58	0.057	0.72	0.067	0.89	0.075

根据模型试验成果,在造床流量条件下,水位在淤积前约为16.5m,在淤积后约为18m,即新河道水深约在2.5~6m之间。因此,在造床流量条件下,悬移质泥沙中值粒径起动流速 U_{d50} 在0.5m/s左右。因此,淤积前,逐渐展宽边界导致主流流速不断减小,在造床流量条件下主流流速 U_z 经历了大于、接近和显著小于 U_{d50} 3个阶段;淤积后, U_z 明显都大于 U_{d10} 。

U_z 与 U_{d50} 的强弱关系是决定河床冲淤调整的重要指标,这亦可能是造成逐渐展宽河道初期淤积

方式沿程变化的重要因素:当 U_z 大于 U_{d50} 时,淤积发生在非主流位置,形成自然堤,减小过水断面面积并增加主流流速,促使河道达到新的平衡;在此淤积调整过程中,上游河道水流惯性作用对河床冲淤调整方向、主河槽位置起控制作用,堤式淤积体的发展有助于加强水流惯性。自然堤往往发生在河控条件下形成的鸟足型三角洲或牵引流条件下形成的鸟足型三角洲内,这亦说明自然堤的形成需要较强的水流惯性^[5, 22]。当 U_z 接近 U_{d50} 时,主流处出现的初始淤积将改变淤积体附近的水沙动力条件,从而促成顺坝的形成和发展,而顺坝的发展亦通过减小过水断面面积促使河道形成稳定分汊;在此条件下,河道形态在上游水流惯性作用和淤积体阻碍作用彼此牵制和协调下达到新的平衡。当 U_z 小于 U_{d50} 时,主流位置的持续淤积将促使主流摆动调整,淤积区域也不断游荡;在此条件下,主流位置淤积体发展阻碍水流甚至造成回淤,是不同尺度淤积游荡的内在动力,类似于冲积扇或三角洲拓展过程中的自生性过程^[23-25]。

4 结 语

试验进行到150年时,青岚湖基本被淤满,泥沙开始大量向青岚湖下游输送,但这并不代表新河道达到了平衡状态,因此本文仅是对改道后的新河道初期淤积调整规律进行了分析。新河道逐渐展宽边界内在改道初期淤积方式沿程出现变化:上段出现堤式淤积,形成稳定单一河道;中段出现拦门沙、点坝和顺坝淤积,形成相对稳定的分汊河道;下段出现不同尺度的淤积体及淤积位置的调整,伴随着水流切滩和改道现象。造床流量条件下主流流速 U_z 与泥沙中值粒径起动流速 U_{d50} 的大小关系是决定河床冲淤调整的重要指标,在逐渐展宽河道中 U_z 经历了大于、接近和显著小于 U_{d50} 3个阶段,分析认为这两者间大小关系的沿程变化可能是造成逐渐展宽河道初期淤积方式沿程变化的重要原因。

致谢:特别感谢长江科学院魏国远教授和林木松教授对试验的指导,感谢江西省水利科学研究院河湖所课题组在试验开展中付出的艰辛努力,以及武汉大学郑珊副教授对本文写作的建议。

参考文献:

[1] 李泽刚. 黄河口拦门沙的形成和演变[J]. 地理学报, 1997, 52(1): 54-62. (LI Zegang. Formation and evolution of the bar on Yellow River Estuary[J]. Acta Geographica Sinica, 1997, 52(1): 54-62. (in Chinese))
[2] 陈吉余, 蒋雪中, 何青. 长江河口发育的新阶段、上海城

- 市发展的新空间[J]. 中国工程科学,2013,15(6): 20-24. (CHEN Jieyu, JIANG Xuezhong, HE Qing. The new space of Shanghai City development and the new evolution stage of the Yangtze Estuary [J]. Chinese Journal of Engineering Science,2013,15(6): 20-24. (in Chinese))
- [3] 和玉芳,程和琴,陈吉余. 近百年来长江河口航道拦门沙的形态演变特征[J]. 地理学报,2011,66(3): 305-312. (HE Yufang, CHENG Heqing, CHEN Jieyu. Morphological evolution of mouth bars of the Yangtze Estuarine Waterways in the last 100 years [J]. Acta Geographica Sinica, 2011, 66 (3): 305-312. (in Chinese))
- [4] 陈吉余,恽才兴,徐海根,等. 两千年来长江河口发育的模式[J]. 海洋学报,1979,1(1): 105-113. (CHEN Jieyu, YUN Caihui, XU Haigen, et al. The development model of the Yangtze Estuary during last 2000 years[J]. Acta Oceanologia Sinica, 1979, 1(1): 105-113. (in Chinese))
- [5] 马逸麟,危泉香. 赣江三角洲的沉积机制及生长模式[J]. 中国地质灾害与防治学报,2002,13(4): 33-38. (MA Yilin, WEI Quanxiang. The sedimentation mechanism and development model of the Ganjiang Delta [J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control,2002,13(4): 33-38. (in Chinese))
- [6] 陆婷婷. 导堤型河口航道淤积方式及长江口深水航道回淤研究[D]. 天津:天津大学,2014.
- [7] ROWLAND J C, DIETRICH W E, STACEY M T. Morphodynamics of subaqueous levee formation: Insights into river mouth morphologies arising from experiments [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres,2010, 115(4): 1489-1500.
- [8] KIM W, DAI A, MUTO T, et al. Delta progradation driven by an advancing sediment source: coupled theory and experiment describing the evolution of elongated deltas [J]. Water Resources Research,2009,45(6): 495-512.
- [9] EDMONDS D A, SLINGERL R L. Mechanics of river mouth bar formation: implications for the morphodynamics of delta distributary networks [J]. Journal of Geophysical Research Earth Surface,2007,112(3): 237-254.
- [10] 吴保生,夏军强,王兆印. 三门峡水库淤积及潼关高程的滞后响应[J]. 泥沙研究,2006,31(1): 9-16. (WU Baosheng, XIA Junqiang, WANG Zaoying. Delayed response of Tongguan's elevation to the sedimentation in Sanmenxia Reservoir [J]. Journal of Sediment Research, 2006,31(1): 9-16. (in Chinese))
- [11] 陈吉余. 长江口拦门沙及水下三角洲的动力沉积和演变[J]. 长江流域资源与环境,1995,4(4): 348-355. (CHEN Jieyu. Sediment dynamics and evolution of the mouthbar and subaqueous delta in the Yangtze Estuary [J]. Resources and Environment in the Yangtze Valley, 1995,4(4): 348-355. (in Chinese))
- [12] SMITH N D. Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream [J]. The Journal of Geology,1974,82(2): 205-223.
- [13] NIJHUIS A G, EDMONDS D A, CALDWELL R L, et al. Fluvio-deltaic avulsions during relative sea-level fall [J]. Geology,2015,43(8): 719-722.
- [14] 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 Suzhen, ZHAO Peicai, et al. Relationship between changes of Dongping Lake and shifting of the Yellow River in Shandong Province [J]. Journal of Palaeography, 2004, 6 (4): 469-479. (in Chinese))
- [15] ADAMS P N, SLINGERLAND R L, SMITH N D. Variations in natural levee morphology in anastomosed channel flood plain complexes [J]. Geomorphology,2004, 61(1/2): 127-142.
- [16] FILGUEIRA-RIVERA M, SMITH N D, SLINGERLAND R L. Controls on natural levée development in the Columbia River, British Columbia, Canada [J]. Sedimentology, 2007,54(4): 905-919.
- [17] DAN C, SMITH N D. A study of morphology and texture of natural levees: Cumberland Marshes, Saskatchewan, Canada [J]. Geomorphology,1998,25(1/2): 43-55.
- [18] CLARKE L, QUINE T A, NICHOLAS A. An experimental investigation of autogenic behaviour during alluvial fan evolution [J]. Geomorphology,2010,115(3): 278-285.
- [19] 谢鉴衡. 河床演变及整治 [M]. 北京: 中国水利水电出版社,1996.
- [20] 陈稚聪,王光谦,詹秀玲. 细颗粒塑料沙的群体沉速及起动流速试验研究 [J]. 水利学报,1996(2): 24-28. (CHEN Zhicong, WANG Guangqian, ZHAN Xiuling. Experiment study of settling velocity and incipient velocity of fine plastic particles [J]. Journal of Hydraulic Engineering,1996(2): 24-28. (in Chinese))
- [21] 张瑞瑾. 河流泥沙动力学 [M]. 北京: 中国水利水电出版社,1998.
- [22] ROWLAND J C, DIETRICH W E, DAY G, et al. Formation and maintenance of single-thread tie channels entering floodplain lakes: observations from three diverse river systems [J]. Journal of Geophysical Research,2009, 114(2): 363-374.
- [23] GOEDHART M L, SMITH N D. Braided stream aggradation on an alluvial fan margin: Emerald Lake fan [J]. Canadian Journal of Earth Sciences,1998,35(5): 534-545.
- [24] WHIPPLE K X, MOHRIG D. Channel dynamics, sediment transport, and the slope of alluvial fans: experimental study [J]. Journal of Geology,1998,106(6): 677-693.
- [25] STEEL R J, MUTO T. Autogenic response of fluvial deltas to steady sea-level fall: implications from flume-tank experiments [J]. Geology,2004,32(5): 401-404.

(收稿日期:2017-04-12 编辑:骆超)