长江大通至徐六泾水下地形演变的人为驱动效应

郑树伟¹, 程和琴^{1*}, 石盛玉¹, 徐韦¹, 周权平², 姜月华², 周丰年³, 曹民雄⁴

1. 华东师范大学河口海岸国家重点实验室, 上海 200062;

2. 中国地质调查局南京地质调查中心, 南京 210016;

3. 长江水利委员会水文局长江口水文水资源勘测局, 上海 200136;

4. 南京水利科学研究院, 水文水资源与水利工程科学国家重点实验室, 南京 210098

* 通讯作者, E-mail: hqch@sklec.ecnu.edu.cn

收稿日期: 2017-06-06; 收修改稿日期: 2017-12-07; 接受日期: 2018-01-24; 网络版发表日期: 2018-03-28

国家自然科学基金项目(批准号: 51761135023、41476075)和中国地质调查局项目(编号: DD20160246)资助

摘要 近浅海水下地形演变事关堤岸、航运及港口安全, 一直是地理学和工程学界研究的热点. 利用多波束测深系统对长江大通至徐六泾河段水下地形进行了统计, 结合历史资料分析了该河段1998~2013年的冲淤格局. 结果表明: (1) 1998~2013年大通至徐六泾河段总体呈“冲-淤-冲”特征. 其中, 上段冲刷 $700 \times 10^6 \text{m}^3$; 中段淤积 $204 \times 10^6 \text{m}^3$; 下段冲刷 $602 \times 10^6 \text{m}^3$. (2) 沙波是研究河段最常见的床面地形, 约占整个河段的64.3%; 其次为各类冲刷地形(约27.6%); 平床地形约占6.6%. (3) 人类活动可直接影响水下地形形态的自然发育, 如于沙波表面形成直径20~35m, 深3~5m的采砂坑. 分析认为三峡大坝的修建导致了流域来沙量急剧下降, 是研究河段整体上呈冲刷趋势(净冲刷约 $468 \times 10^6 \text{m}^3$)的主要原因, 而其他人类活动, 如岸线利用、航道整治束窄了河道, 制约了河流的横向摆动, 加剧了受冲岸段的岸坡冲刷.

关键词 水下地形, 人类活动, 多波束测深, 高分辨率, 长江

1 引言

水下地形是河流、湖泊和海洋等水体中各类床面地形的总称, 其尺度、形态及演变与沉积环境密切相关(吴自银等, 2014; Schindler等, 2015; 郑树伟等, 2016; Wu等, 2016), 又事关堤岸、航运及港口安全(Knaapen, 2005), 一直是地理学和工程学界关注的热点.

长江复杂的动力沉积环境塑造了种类丰富的水下地形, 前人从野外勘测、GIS技术和资料统计等方面

已做了诸多研究(陈中原等, 1986; 陈卫民等, 1993; Yang等, 2011; 宋城城和王军, 2014). 如利用浅钻、深坑取样和历史资料等方法总结了长江口水下三角洲的发育规律(陈吉余等, 1959); 利用GIS技术研究了河床冲淤演变(屈贵贤, 2014); 利用旁侧声呐、测深仪研究了水下沙波的发育机制等(王哲等, 2007; Wu等, 2009; Chen等, 2012); 或以某一关键河段为主要研究对象, 进行了水沙变化与河势演变的关联分析(黎兵等, 2015). 上述研究极大地加深了我们对不同尺度水下地形演变规律的认识. 但随着观测技术的发展, 小尺度水下地形

中文引用格式: 郑树伟, 程和琴, 石盛玉, 徐韦, 周权平, 姜月华, 周丰年, 曹民雄. 2018. 长江大通至徐六泾水下地形演变的人为驱动效应. 中国科学: 地球科学, 48: 628–638, doi: [10.1360/N072017-00188](https://doi.org/10.1360/N072017-00188)

英文引用格式: Zheng S W, Cheng H Q, Shi S Y, Xu W, Zhou Q P, Jiang Y H, Zhou F N, Cao M X. 2018. Impact of anthropogenic drivers on subaqueous topographical change in the Datong to Xuliujing reach of the Yangtze River. Science China Earth Sciences, 61, <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9169-4>

的精细结构与动力沉积过程日益受到关注(Knaapen等, 2001; Best, 2005; Barnard等, 2011; Franzetti等, 2013; Perillo等, 2014; Schindler等, 2015). 同时, 在人类活动强烈干扰的背景下, 小尺度水下地形与大尺度河床冲淤演变的相互关系也亟待明确.

长江大通至徐六泾河段作为长江水运及岸线资源高度利用的河段, 深受人类活动的影响, 但受水下地形数据分辨率的限制, 对该河段多尺度水下地形演变规律的认识亟需进一步加强. 因此, 利用高分辨率多波束测深数据和GIS技术对长江大通至徐六泾河段多尺度水下地形进行了研究, 以期回答以下问题: (1) 在自然和人类活动影响下, 1998~2013年长江大通至徐六泾河段河床的冲淤格局; (2) 三峡大坝、岸线利用、航道整治等水利工程对多尺度水下地形发育演变的影响. 本研究对河道开发与治理具有重要参考价值.

2 研究区与方法

2.1 研究区概况

长江是中国第一大河, 全长约6300km, 流域面积约 $1.81 \times 10^6 \text{ km}^2$. 流域内降水充沛, 5~10月为汛期, 又以7~8月最为集中(王建等, 2007). 大通实测资料显示, 径流量最大为 $92600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1954年8月), 最小为 $4620 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1979年1月). 三峡大坝蓄水之前(1990~2002年)大通站多年平均输沙量为 $327 \times 10^6 \text{ t}$, 悬浮泥沙中值粒径为 0.009 mm (许全喜, 2013). 而三峡大坝蓄水之后的拦沙效应导致流域来沙量持续减少(黎兵等, 2015; Yang等, 2014). 据统计, 2006~2010年大通水文站年平均输沙量仅为 $130 \times 10^6 \text{ t}$ (<http://www.cjw.gov.cn>); 同时, 长江中下游河道原有的冲淤状态也发生了改变, 全程冲刷现象已经发展至大通河段(许全喜, 2013). 近年来, 长江大通至徐六泾河段修建了大量的水利工程(如双涧沙整治), 这些水利工程不仅改变了局部河段的水边界条件, 而且对其下游水下地形的演变过程具有深远影响.

2.2 研究方法

收集了大通至徐六泾1998年和2013年水下地形资料(比例尺1:40000). 利用ArcGIS 10进行配准, 利用Kriging法构建DEM(Digital Elevation Model), 并计算冲淤量.

2014年10月及2015年7~8月, 利用Reson Sea-

bat7125型多波束测深系统对大通至长江口主航道水下地形进行了调查. 该仪器作业频率为200或400kHz(双频可选), 最大频率可达 $(50 \pm 1) \text{ Hz}$, 理论测深分辨率为6mm. 选择400kHz模式时, 中央波束角为 0.5° , 共512个波束. 多波束扫测覆盖宽度随水深及仪器设定而变化, 如等距模式的最大扫测宽度约为水深的5~6倍, 即水深20m时, 扫测宽度约100m. 利用天宝差分系统进行定位. 原始数据经横摇、纵摇、艏摇校正及异常波束剔除后, 生成网格模型. 本文主要对大通以下河段(约560km)的下行主航道进行统计, 其中, 长约68km河段因测线偏离主航道, 不参与计算.

利用Rowe Technologies Inc(RTI)公司生产的双频ADCP采集流速数据, 工作频率为300或600kHz(双频可选), 理论流速量程为 $\pm 5 \text{ m s}^{-1}$. 测量时, 利用钢制固定架将仪器固定于船体. 共在5个测点分别进行了10、9、17、11和23h的定点流速观测(图1).

沿航道每隔10km利用帽式采泥器采集河床表层沉积物样品, 该仪器可采集床面厚约3~10cm的沉积物(Zheng等, 2017). 本河段共采集河床沉积物样品21个(图1). 对沉积物样品进行了粒度测试, 步骤如下: 取适量样品放入烧杯中, 依次加入10mL浓度为10%的 H_2O_2 和HCL去除有机质和钙质碎屑, 静置24h后, 再加入六偏磷酸钠分散后, 利用Mastersize-2000激光粒度仪测试; 含有砾石的粗质样品用多功能粒径粒形分析仪(Camsizer XT)测试, 该仪器为德国莱驰科技公司生产, 可利用基准镜头(B-CCD)和聚焦镜头(Z-CCD)同时记录大、小颗粒的粒度和形态, 其量程为 $1 \mu\text{m}$ ~ 30 mm (罗章等, 2016). 本次测量采用干法模块(X-FALL).

3 结果

3.1 河床表层沉积物特征

大通至徐六泾河段航道中河床表层沉积物大部分为砂质($>63 \mu\text{m}$), 中值粒径介于 $68.2 \sim 273.0 \mu\text{m}$ (表1). 仪征水道与口岸直水道段河床上覆有一层1~3cm厚的泥层(中值粒径介于 $11.2 \sim 13.2 \mu\text{m}$), 泥层下覆沉积物中值粒径为 $253.7 \sim 270.0 \mu\text{m}$.

3.2 短期测站流速特征

在典型沙波发育区的5个测点中, 有4个测点为径流作用为主, 实测平均流速介于 $0.67 \sim 0.99 \text{ m s}^{-1}$; 1个测

图1 研究区域示意图
(a) 研究区域示意图; (b) 研究区域采样点及短期测站分布图

点为双向流, 涨、落涨潮最大流速分别为 0.88 和 1.03m s^{-1} (表2).

3.3 长江大通至徐六泾段河势演变格局

1998~2013年大通至徐六泾河段整体冲刷约 $468 \times 10^6 \text{m}^3$, 但自大通向下游表现为“冲-淤-冲”特征. 因此, 将大通至徐六泾河段分为大通-芜湖段、芜湖-五峰段、五峰至徐六泾段分别进行分析. 其中, 大通至芜湖河段冲刷约 $70 \times 10^6 \text{m}^3$; 芜湖至五峰河段淤积约 $204 \times 10^6 \text{m}^3$; 五峰至徐六泾河段冲刷约 $602 \times 10^6 \text{m}^3$ (表3). 各河段具体冲淤特征如下:

(1) 大通至芜湖河段以冲刷为主, 年均冲刷强度为 $38.9 \times 10^3 \text{m}^3 \text{km}^{-1}$, 整体上又以-2~-10m河槽为主要冲刷水域, 0~-2m水域轻微淤积及-10m以深水水域相对稳定(表3), 说明该河段以-2~-10m水域为现阶段响应的敏感水域. 分析河床冲淤资料还发现, 虽然大部分河段以冲刷为主, 但天然洲头至芜湖河段左右两岸表现出“此冲彼淤”现象(图2b). 因此, 分析认为该河段目前

正处于对流域来沙减少的自适应调整过程中.

(2) 芜湖至五峰河段河床冲淤变化十分复杂, 整体上呈淤积态势. 其中, 南京水道至仪征水道河段冲淤近似平衡; 八卦洲、世业洲及和畅洲的洲头冲刷明显; 其余河段则以淤积为主, 如焦山水道(图2c). 此外, 值得注意的是, 部分河段河床沉积物表层有1~3cm厚的泥层, 下覆为砂质, 这种“上细下粗”现象可能与季节性洪水携带细质泥沙沉积有关.

(3) 五峰至徐六泾河段整体呈冲刷态势, 年均冲刷强度为 $223 \times 10^3 \text{m}^3 \text{km}^{-1}$, 如南通水道至通州沙东水道(图2d). 其中, 0~-5及-10m以深均表现为强烈冲刷, 而-5~-10m河槽表现为淤积, 说明该河段现阶段主要以0~-5及-10m以深河槽为适应调整流域来沙减少的主要水域.

3.4 小尺度水下地形的精细结构与形态参数

统计表明, 沙波是大通以下河段航道中最常见的一种床面地形, 约占整个河段的64.3%; 其次为各类冲

表 1 长江大通至徐六泾河段河床表层沉积物粒度参数特征^{a)}

位置	距大通水文站距离(km)	峰态(Φ)	分选(Φ)	偏度(Φ)	峰数	中值粒径(μm)	水深(m)
大通水道	0	3.23	0.34	0.51	单	249.0	—
土桥水道	10	3.07	1.97	0.79	单	121.8	13
土桥水道	40	3.39	1.32	0.48	单	211.1	25
黑沙洲南水道	70	3.59	1.28	0.50	单	245.7	10
白茆水道	100	0.98	2.18	0.70	单	95.3	19
西华水道	120	3.94	1.59	0.71	单	273.4	11
江心洲水道	130	3.47	1.96	0.78	单	152.7	13
凡家咀水道	160	3.48	1.37	0.55	单	233.9	11
龙潭水道	220	3.456	1.23	0.49	单	193.7	14
龙潭水道	230	3.04	1.87	0.73	单	159.8	30
仪征水道*	270	1.28	2.23	0.01	单	13.2	14
仪征水道**	270	—	—	—	单	269.9	14
口岸直水道*	320	1.02	1.67	0.26	单	11.2	20
口岸直水道**	320	—	—	—	单	253.7	20
口岸直水道	340	3.40	1.48	0.64	单	170.1	22
泰兴水道	357	2.35	1.64	0.55	双	261.0	19
江阴水道	380	3.65	1.68	0.62	双	261.6	14
江阴水道	405	2.57	1.76	0.19	双	235.8	—
福姜沙北水道	410	0.98	2.09	0.72	单	182.3	7
福姜沙南水道	420	3.62	1.76	0.73	单	136.8	—
南通水道	450	3.64	1.24	0.57	单	68.2	—
白茆沙水道	480	0.99	2.50	0.09	双	18.5	—

a) 距大通水文站距离向下游为正; “—”表示无数据, 其中仪征水道及口岸直水道底层样品为多功能粒径粒形分析仪测量, 未统计峰态、分选系数及偏度; 水深为采样时实测水深值; *, 为河床样品表层1~3cm厚的细粒沉积; **, 指细粒沉积层下覆的粗质沉积

表 2 长江大通至徐六泾河段短期测站流速参数^{a)}

位置	平均流速(m s^{-1})	起始日期	起始时间	观测时长(h)	当日大通流量($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	佛劳德数	平均水深(m)
D-1	0.99	2015-08-03	19:30	10	41500	0.07	17.6
D-2	0.91	2015-08-10	19:00	9	33500	0.09	10.4
D-3	0.78	2015-08-11	14:00	17	32500	0.08	10
D-4	0.67	2015-08-12	19:00	11	31800	0.07	11
D-5	$V_1=1.03; V_2=0.88$	2015-08-13	19:00	23	31200	0.05	14.9

a) V_1 , 落潮最大流速; V_2 , 涨潮最大流速

刷地形(约27.6%, 如冲刷深槽、冲刷坑); 平床地形约占6.6%; 复合(杂)地形约占1.5%. 具体统计结果如下:

(1) 根据波长(Ashley, 1990)可将沙波分为小型(波长<5m)、中型(波长5~10m)、大型(波长10~100m)和巨型(波长>100m). 研究河段小型和中型沙波所占航道

长度约占沙波发育区总长度的71.5%, 而大型和巨型沙波约占28.5%(图3a和b).

(2) 复合地形在长江大通以下河段也较常见, 其形态复杂, 表现为两种或多种底形的叠加, 往往发生于水下地形快速过渡区, 如季节性沙波叠加于河床冲刷坑

表 3 长江大通至徐六泾河段河槽统计参数及冲淤概况(1998~2013年)^{a)}

河段	年份	岸线包络 面积($\times 10^6 \text{m}^2$)	总河槽 体积($\times 10^6 \text{m}^3$)	0~2m河槽 体积($\times 10^6 \text{m}^3$)	2~5m河槽 体积($\times 10^6 \text{m}^3$)	5~10m河槽 体积($\times 10^6 \text{m}^3$)	10m以深河槽 体积($\times 10^6 \text{m}^3$)
大通-芜湖 (120km)	1998	252	1360	416	452	420	72
	2013	220	1430	403	489	468	69
	差值	32	70	-13	37	48	-2
芜湖-五峰 (200km)	1998	480	3228	801	986	531	910
	2013	450	3025	775	975	1072	202
	差值	30	-204	-25	-11	540	-708
五峰-徐六泾 (180km)	1998	1096	5652	1233	1546	1984	889
	2013	818	6254	1471	1754	1760	1269
	差值	278	602	239	207	-224	380

a) 差值中正值均为冲刷或减少, 负值代表淤积或增加

图 2 长江大通至徐六泾河段冲淤格局(1998~2013年)

(a) 大通至徐六泾河段冲淤格局示意图与图3和4中多波束图像采集位置; (b) 白茆水道左右两岸表现出“此冲彼淤”现象; (c) 焦山水道整体淤积现象; (d) 南通水道至通州沙东水道河床整体冲刷现象

图 3 长江大通至徐六泾河段中、小尺度水下地形示意图

(a) 大型沙波; (b) 巨型沙波; (c) 复杂地形; (d) 复合地形. 格网分辨率 $0.5\text{m}\times 0.5\text{m}$

内(图3d); 人类活动也可形成复合地形, 如在典型沙波发育区采砂遗留的采砂坑(图4d).

(3) 一般而言, 单个采砂坑的直径介于 $20\sim 50\text{m}$, 平均深度约 $1.9\sim 2.2\text{m}$, 采砂体积约5沉船体 $10^3\sim 19$ 沉船体 10^3m^3 (表4). 该类地形主要是非法采砂造成, 常见于航道两侧(图4d), 部分采砂坑离岸坡脚仅 50m . 平床是表面形态近光滑平坦, 或略有起伏的一类地形, 江阴以上航道内很少发现, 而在江阴以下比较常见.

(4) 冲刷槽横断面形态近“V”型, 纵向延伸呈长条状, 多发生于河道束窄或河流主流近岸冲刷的凹岸一侧(图4c), 以仪征水道为例, 该水道下行主航道内发育了一条宽约 230m 左右的冲刷槽, 对其长约 282m 的部分进行统计(限于航行条件, 未能对整条冲刷槽观测)发现, 在 $3.5\times 10^4\text{m}^2$ 的面积内, 其平均冲刷深度约 3.8m , 冲刷体积约 $131\times 10^3\text{m}^3$ (表4); 部分岸段因主流贴岸冲刷还可形成坡比超过 $1:2$ 的水下岸坡, 该类地形在航道靠近岸边的河段比较常见(图4b). 而冲刷坑为小范围内地形陡然变深, 形态呈椭圆形或不规则凹陷, 也是该

河段常见的小尺度地形之一(图4a), 以仪征水道为例, 该水道内发育了直径约 $226\times 112\text{m}$ 的冲刷坑, 其较周围河床平均冲刷了 2.9m , 冲刷体积约 $112\times 10^3\text{m}^3$ (表4).

此外, 人工建筑物造成的局部河段冲刷或者淤积也较常见, 如沉船及桥墩形成的局部水下地形演变(图4e和f). 以西华水道为例, 该水道内因一条长约 $20\sim 40\text{m}$ 的船体搁浅, 造成其下游约 $48\times 10^3\text{m}^3$ 的床面泥沙被冲刷, 其平均冲刷深度可达约 2.8m , 冲刷长度约 287m (图4e); 对长江大通以下河段多座跨江大桥的部分桥墩进行了统计, 如南京长江二桥、大胜关大桥及铜陵长江大桥桥墩均造成附近河床冲刷, 冲刷体积介于 $66\times 10^3\sim 181\times 10^3\text{m}^3$ (表4).

4 讨论

4.1 三峡大坝建设对大通至徐六泾河段冲淤格局的影响

河道冲淤变化是水流、泥沙和河床地形之间相互

图4 长江大通至徐六泾河段小尺度水下冲刷地形示意图

(a) 冲刷坑; (b) 冲刷岸坡; (c) 冲刷槽; (d) 采砂坑; (e) 疑似“沉船体”形成的局部冲刷地形; (f) 芜湖长江大桥桥墩冲刷坑. 格网分辨率 $0.5\text{m}\times 0.5\text{m}$

作用的结果, 因此, 河道冲淤变化与上游来水来沙的变化关系密切(许全喜, 2013; Yang等, 2015). 三峡大坝蓄水以来, 大通以下河段来沙量呈持续减少趋势(图5). 统计表明, 1950~2000年间大通水文站实测年输沙量和悬浮泥沙浓度分别为 $4.33\times 10^9\text{t}$ 和 0.486kg m^{-3} , 而2003~2015年间年输沙量和悬浮泥沙浓度分别下降至 $1.39\times 10^9\text{t}$ 和 0.162kg m^{-3} (<http://www.cjw.gov.cn>). 河流上游来沙量以及悬浮泥沙含量大幅度持续减少将导致水

流挟沙能力增强, 进而导致水流冲刷河床泥沙的能力也将增强(钱宁和万兆惠, 2003). 因此, 由于长江流域大坝与上游水库群的运行, 大量泥沙落淤大坝与水库中, 导致研究河段来沙量与悬浮泥沙浓度减少, 其也是研究河段整体冲刷 $468\times 10^6\text{m}^3$ 的主要原因. 这与许多学者研究结果一致, 自2003年三峡大坝蓄水之后, 长江中下游河道冲淤发生了重大调整, 由于上游来沙量减少, 多河段发生了强烈冲刷现象(Yang等, 2011; 许全

表 4 长江大通至徐六泾河段小尺度水下地形统计参数

水下地形	冲刷面积($\times 10^3 \text{m}^2$)	冲刷体积($\times 10^3 \text{m}^3$)	冲刷深度(m)	长度(m)	宽度(m)
南京长江二桥主墩	59	181	59	390	169
大胜关大桥南主墩	44	108	44	256	95
铜陵长江大桥南主墩	43	66	43	196	306
仪征水道典型冲刷坑	39	112	39	226	112
仪征水道典型冲刷槽	35	131	35	282	232
西华水道沉船	17	48	17	287	60
仪征水道9个典型采砂坑	3~8	5~19	19~22	20~50	16~20

图 5 长江大通测站年输沙量与年均含沙量变化(2000~2015)

喜, 2013; 黎兵等, 2015; Xia等, 2016). 如Xia等(2016)认为三峡大坝运行是导致荆江河段来沙量大幅度降低的直接原因, 同时年平均悬浮泥沙浓度也由1956~2002年的 1.35kg m^{-3} 下降至 0.28kg m^{-3} (2002~2013), 而三峡大坝蓄水之后, 来沙量与悬浮泥沙含量的变化导致了该河段累积冲刷 $700 \times 10^6 \text{t}$. Luo等(2017)也认为由于三峡大坝等人类活动导致长江三角洲泥沙供应量急剧减少, 尽管尚有部分水下地形表现为淤积, 但就整个三角洲整体来说, 近年来其正经历全面的净冲刷与河床泥沙粗化的过程.

4.2 其他人类活动对水下地形发育的影响

4.2.1 采砂活动对水下地形的影响

长江主河道自2000年以来全面禁采江砂, 虽然改

变了以往无序、混乱的江砂开采局面, 但盗采现象尚时有发生. 如长江徐六泾河段的狼山沙沙体, 仅2011~2012年盗采江砂达 $7.8 \times 10^6 \text{m}^3$ (刘桂平等, 2014). 多波束数据显示, 盗采江砂遗留的采砂坑多呈单个或连续椭圆形凹坑散布于航道边缘, 有的采砂坑离岸坡仅50m, 其直径可达50m, 最大体积可达 $19 \times 10^3 \text{m}^3$ (图4d). 采砂不仅阻断了泥沙的输运, 改变了小范围河床形态, 而且采砂坑附近的动力条件也发生了改变, 其进一步发展则可引起局部河床变形, 因此, 采砂的数量与部位对河势稳定极为重要. 研究表明, 2003~2010年间, 徐六泾附近河段规划采砂量达 $120 \times 10^6 \text{m}^3$ (刘桂平等, 2014), 而江阴至徐六泾河段1998~2013年总冲刷量仅为 $322.5 \times 10^6 \text{m}^3$. 因此, 人类活动(采砂)的多年累积效应对河床冲淤的影响也不容忽视.

4.2.2 桥墩对中、小尺度水下地形发育的影响

涉水人工建筑物(如桥墩)可改变河流水动力条件,引起局部河床冲淤演变。长江大通至徐六泾河段自1964年以来修建了多座跨江大桥,虽然桥墩形态、类型、大小以及所处沉积环境等参数各异,但多波束数据结果均表明,桥墩所在河段整体上经历了不同程度的冲刷(表4)。如南京长江二桥主墩可造成桥墩下游长约390m的冲刷坑,冲刷体积约 $181 \times 10^3 \text{ m}^3$ 。前人研究认为,桥墩不仅会造成局部河床的剧烈冲刷,其桥墩群同时也束窄河道,引起局部河床整体冲刷,造成床沙粗化,小尺度水下地形的对称性较其他区域差(陆雪骏, 2016; 郭兴杰等, 2015)。而在大通至江阴河段的多波束测深数据显示,桥墩附近的水下地形响应多以冲刷地形为主。如芜湖长江大桥桥墩附近的水域,形成近似“C”冲刷地形,影响下游范围超过100m,冲刷深度超过10m。

4.2.3 河道整治对局部河段水下地形发育的影响

河床或岸坡冲刷在冲积河流中十分常见,而河道整治等人类活动可影响冲刷地形的发育(钟德钰等, 2005; 吴帅虎等, 2016)。以五峰至徐六泾河段为例,该河段于1998~2013年间,受河道整治工程、岸线利用、促淤、沙洲人为加速兼并等原因导致岸线包络面积减少约 $278 \times 10^6 \text{ m}^2$,减少量占1998年该河段河道岸线包络面积的25.4%(表3)。整治工程不仅束窄了河道、固定了河流边界;同时,制约了河流的横向摆动,也加剧了受冲岸段的岸坡冲刷,如浏海沙水道及通州沙水道中河流整治工程河段出现长达数千米的冲刷深槽(图2d)。多波束测深资料也表明,长江大通至徐六泾的部分河段,不仅在纵向上形成深度>10m,长度>100m冲刷坑(图4a)或冲刷槽(图4c),也可能在横向上形成了10m范围内,冲刷深度超过5m的水下陡坡(图4b)。因此,岸线利用、河道整治等工程是其下游河段河势演变不可忽视的影响因素。

4.3 大通至徐六泾河段河势演变格局与中、小尺度水下地形发育的关系

中、小尺度水下地形的发育演变与大尺度水下地形形成过程息息相关,如分析小尺度沙波活动可预测大尺度河床的稳定性(王伟伟等, 2007);而大尺度水下

地形格局演变对中、小尺度水下地形的发育也具有重要影响,如长江口北港因青草沙水库的建设,河槽束窄,2002~2012年北港河段河势演变格局以冲刷为主,导致推移质运动增强,利于小尺度地形(沙波)的发育(吴帅虎等, 2016)。在自然和人类活动影响下,1998~2013年长江大通至徐六泾河段的演变格局为:上段冲刷、中段淤积和下段强烈冲刷。除中段淤积河段沉积物上层出现细质(中值粒径 $11.2 \sim 13.2 \mu\text{m}$)沉积外,其余河段实测河床沉积物中值粒径介于 $68.2 \sim 273.0 \mu\text{m}$,这与前人研究认为的沙波发育必需的沉积物粒径相近(庄振业等, 2004);同时,径流作用为主的河段实测平均流速介于 $0.67 \sim 0.99 \text{ m s}^{-1}$;双向流作用为主的河段,涨、落涨潮最大流速分别为0.88和 1.03 m s^{-1} (表2),上述流速也符合沙波发育的动力条件(程和琴等, 2002)。因此,就目前而言,长江大通至徐六泾河段的动力沉积环境十分有利于沙波地形发育。

5 结论

利用高分辨率多波束测深系统和GIS技术研究了近期长江大通至徐六泾河段水下地形特征与变化,主要获得以下认识:

(1) 1998~2013年大通至徐六泾河段水下地形总体呈“冲-淤-冲”的特征。其中,大通至芜湖河段冲刷约 $70 \times 10^6 \text{ m}^3$;芜湖至五峰河段淤积约 $204 \times 10^6 \text{ m}^3$;五峰至徐六泾河段冲刷约 $602 \times 10^6 \text{ m}^3$;净冲刷总量约 $468 \times 10^6 \text{ m}^3$ 。

(2) 沙波是大通以下河段航道中最常见的一种地形,约占整个河段的64.3%;其次为各类冲刷地形(约27.6%,如冲刷深槽、冲刷坑);平床地形约占6.6%。其中,小型和中型沙波发育区约占总沙波发育区长度的71.5%,而大型和巨型沙波仅占28.5%。

(3) 人类活动可直接影响水下地形形态的自然发育,如于沙波表面形成直径20~35m,深3~5m的采砂坑。桥墩可造成纵向长度超过100m范围的河床冲刷,局部冲刷体积可达 $60 \times 10^3 \sim 181 \times 10^3 \text{ m}^3$ 。三峡大坝的修建导致了流域来沙量急剧下降,是大通至徐六泾河段整体上呈冲刷趋势的主要原因,而其他人类活动,如岸线利用、航道整治束窄了河道,制约了河流的横向摆动,加剧了受冲岸段的岸坡冲刷。

致谢 感谢两位审稿专家提出的建设性意见. 感谢吴帅虎博士、陆雪骏硕士在野外工作中的帮助, 感谢罗章硕士、蔡斌工程师、罗志发博士、占建工程师及董威力工程师、许厚永工程师对野外数据采集与处理过程中的帮助.

参考文献

- 陈吉余, 虞志英, 恽才兴. 1959. 长江三角洲的地貌发育. 地理学报, 3: 201–220
- 程和琴, 李茂田, 周天瑜, 薛元忠. 2002. 长江口现代微地貌及其运动特征. 海洋工程, 20: 91–95
- 陈卫民, 杨作升, 曹立华, 郭志刚, 刘浩, 杜静萍. 1993. 现代长江口水下底坡上的微地貌类型及分区. 青岛海洋大学学报, S1: 45–51
- 陈中原, 周长振, 杨文达, 吴志国. 1986. 长江口外现代水下地貌与沉积. 东海海洋, 2: 28–37
- 郭兴杰, 程和琴, 莫若瑜, 杨忠勇. 2015. 长江口沙波统计特征及输移规律. 海洋学报, 37: 148–158
- 黎兵, 严学新, 何中发, 陈勇, 张金华. 2015. 长江口水下地形演变对三峡水库蓄水的响应. 科学通报, 18: 1736–1745
- 刘桂平, 徐华, 毕军芳. 2014. 长江口江苏段江砂开采及对河道影响分析. 人民长江, S2: 193–196
- 陆雪骏. 2016. 长江感潮河段桥墩冲刷研究. 博士学位论文. 上海: 华东师范大学. 73
- 罗章, 蔡斌, 陈沈良. 2016. 动态图像法应用于海滩沉积物粒度粒形测试及其与筛析法的比较. 沉积学报, 34: 881–891
- 钱宁, 万兆惠. 2003. 泥沙运动力学. 北京: 科学出版社. 145–188
- 屈贵贤. 2014. 长江下游大通——江阴段近五十年河床演变特征及其原因分析. 博士学位论文. 南京: 南京师范大学. 113
- 宋城城, 王军. 2014. 近30年来长江口水下三角洲地形演变与受控因素分析. 地理学报, 11: 1683–1696
- 王建, 刘平, 高正荣, 白世彪, 曹光杰, 屈贵贤. 2007. 长江干流江苏段44年来河道冲淤变化的时空特征. 地理学报, 11: 1185–1193
- 王伟伟, 范奉鑫, 李成钢, 闫军. 2007. 海南岛西南海底沙波活动及底床冲淤变化. 海洋地质与第四纪地质, 27: 23–28
- 王哲, 陈中原, 施雅风, 李茂田, 张强, 韦桃源. 2007. 长江中下游(武汉-河口段)底床沙波型态及其动力机制. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 1223–1234
- 吴帅虎, 程和琴, 李九发, 郑树伟. 2016. 近期长江口北港冲淤变化与微地貌特征. 泥沙研究, 2: 26–32
- 吴自银, 李家彪, 金翔龙, 尚继宏, 李守军, 金肖兵. 2014. 冲绳海槽海底地形地貌界限特征及影响因素. 中国科学: 地球科学, 44: 1477–1487
- 许全喜. 2013. 三峡工程蓄水运用前后长江中下游干流河道冲淤规律研究. 水力发电学报, 2: 146–154
- 钟德钰, 王勤香, 丁贇. 2005. 沙波运动对冲积河流悬移质冲刷不平衡输沙的影响. 水利学报, 36: 1432–1438
- 郑树伟, 程和琴, 吴帅虎, 刘高伟, 陆雪骏, 徐文晓. 2016. 链珠状沙波的发现及意义. 中国科学: 地球科学, 46: 18–26
- 庄振业, 林振宏, 周江, 刘志杰, 刘毅飞. 2004. 陆架沙丘(波)形成发育的环境条件. 海洋地质动态, 20: 5–10
- Ashley G. M. 1990. Classification of large-scale subaqueous bed forms: A new look at an old problem. J Sediment Petrol, 1: 160–172
- Best J. 2005. The fluid dynamics of river dunes: A review and some future research directions. J Geophys Res, 110: F04S02
- Barnard P L, Erikson L H, Kvitek R G. 2011. Small-scale sediment transport patterns and bedform morphodynamics: New insights from high-resolution multibeam bathymetry. Geo-Mar Lett, 31: 227–236
- Chen J, Wang Z B, Li M T, Wei T Y, Chen Z Y. 2012. Bedform characteristics during falling flood stage and morphodynamic interpretation of the middle-lower Changjiang (Yangtze) River channel, China. Geomorphology, 147–148: 18–26
- Franzetti M, Le Roy P, Delacourt C, Garlan T, Cancouët R, Sukhovich A, Deschamps A. 2013. Giant dune morphologies and dynamics in a deep continental shelf environment: Example of the banc du four (Western Brittany, France). Mar Geol, 346: 17–30
- Knaapen M A F. 2005. Sandwave migration predictor based on shape information. J Geophys Res, 110: F04S11
- Knaapen M A F, Hulscher S J M H, de Vriend H J, Stolk A. 2001. A new type of sea bed waves. Geophys Res Lett, 28: 1323–1326
- Luo X X, Yang S L, Wang R S, Zhang C Y, Li P. 2017. New evidence of Yangtze delta recession after closing of the Three Gorges Dam. Sci Rep, 7: 41735
- Perillo M M, Best J L, Garcia M H. 2014. A new phase diagram for combined-flow bedforms. J Sediment Res, 84: 301–313
- Schindler R J, Parsons D R, Ye L, Hope J A, Baas J H, Peakall J, Manning A J, Aspden R J, Malarkey J, Simmons S, Paterson D M, Lichtman I D, Davies A G, Thorne P D, Bass S J. 2015. Sticky stuff: Redefining bedform prediction in modern and ancient environments. Geology, 43: 399–402
- Wu J, Wang Y, Cheng H. 2009. Bedforms and bed material transport pathways in the Changjiang (Yangtze) Estuary. Geomorphology, 104: 175–184
- Wu Z Y, Saito Y, Zhao D N, Zhou J Q, Cao Z Y, Li S J, Shang J H, Liang Y Y. 2016. Impact of human activities on subaqueous topographic change in Lingding Bay of the Pearl River estuary, China, during 1955–2013. Sci Rep, 6: 37742
- Xia J Q, Deng S S, Lu J Y, Xu Q X, Zong Q L, Tan G M. 2016. Dynamic channel adjustments in the Jingjiang Reach of the Middle Yangtze River. Sci Rep, 6: 22802
- Yang S L, Milliman J D, Li P, Xu K. 2011. 50000 dams later: Erosion of the Yangtze River and its delta. Glob Planet Change, 75: 14–20

Yang S L, Milliman J D, Xu K H, Deng B, Zhang X Y, Luo X X. 2014. Downstream sedimentary and geomorphic impacts of the Three Gorges Dam on the Yangtze River. [Earth-Sci Rev](#), 138: 469–486

Yang S L, Xu K H, Milliman J D, Yang H F, Wu C S. 2015. Decline of Yangtze River water and sediment discharge: Impact from natural

and anthropogenic changes. [Sci Rep](#), 5: 12581

Zheng S W, Cheng H Q, Wu S H, Shi S Y, Xu W, Zhou Q P, Jiang Y H. 2017. Morphology and mechanism of the very large dunes in the tidal reach of the Yangtze River, China. [Cont Shelf Res](#), 139: 54–61

(责任编辑: 贺缠生)