

# 长江口新桥水道动力地貌变化过程研究

陈云<sup>1</sup>, 戴志军<sup>1\*</sup>, 梅雪菲<sup>1</sup>, 魏稳<sup>2</sup>, 章馨谣<sup>1</sup>

(1. 华东师范大学河口海岸学国家重点实验室, 上海 200062;

2. 中山大学海洋工程与技术学院河口海岸研究所, 广东广州 510275)

**摘要:**利用 1958—2020 年实测地形数据与长江入海水沙数据, 分析长江口南支最大的涨潮槽——新桥水道动力地貌变化及其驱动机制。结果表明: 新桥水道在 1958—2020 年间的地貌演变可以分为 3 个阶段: 第一阶段(1958—1997 年)新桥水道受控于径流、潮流的耦合作用而经历“冲刷—淤积”的周期性变化, 其中河槽主要展现上、下游迁移及河槽收缩交替等特征; 第二阶段(1997—2003 年)因 1998 和 1999 年大洪水造成新桥水道冲刷, 新桥水道河槽向上游拓展延伸, 河道拓宽明显; 第三阶段(2003—2020 年)则受人类活动干预和扁担沙北移及径流、潮流耦合作用, 新桥水道向下游迁移束窄, 并逐渐形成以河道上段为淤积中心的地貌演化格局。此外, 随着东风西沙水库构建, 拦蓄了部分应进入新桥水道的水体, 致使河槽上段落潮动力减弱而加剧河槽淤积, 导致新桥水道进一步淤浅。

**关键词:**涨潮槽; 新桥水道; 动力地貌演变; 长江河口; 人类活动

**中图分类号:** P737.1

**文献标志码:** A

**文章编号:** 1671-6647(2022)02-0247-14

**doi:** 10.12362/j.issn.1671-6647.2022.02.008

**引用格式:** 陈云, 戴志军, 梅雪菲, 等. 长江口新桥水道动力地貌变化过程研究[J]. 海洋科学进展, 2022, 40(2): 247-260. CHEN Y, DAI Z J, MEI X F, et al. Morphodynamic evolution of the Xinqiao Channel in the Changjiang River Estuary[J]. Advances in Marine Science, 2022, 40(2): 247-260.

涨潮槽是全球河口普遍存在的地貌单元<sup>[1]</sup>。在涨潮优势动力作用的控制下, 涨潮槽形态通常展现为上窄下宽、等深线闭合端指向上游<sup>[2]</sup>。涨潮槽极易被涨潮动力携带的泥沙充填而处于自然萎缩状态, 故其河槽变化与稳定对河口河势安全和水运资源合理利用颇为重要<sup>[3-5]</sup>。然而, 近期高强度流域—河口人类活动已加速涨潮槽演化和淤积, 由此引起世界大部分涨潮河槽或河口都处于萎缩状态<sup>[6-9]</sup>。显然, 很有必要加强涨潮槽近期响应不同外力驱动的动力地貌演化过程研究, 这不仅能增进河口涨潮槽形成与驱动机制的认识, 也为稳定河口河势及航槽安全提供部分理论支撑。

先前已有不少学者较早地对涨潮槽进行研究, 如 Van Veen<sup>[10]</sup>率先提出西谢尔德河口(Western Scheldt Estuary)存在涨、落潮优势不同的河槽。相关研究亦表明泰晤士河口(Thames Estuary)<sup>[11]</sup>、孔库雷河口(Konkoure Estuary)<sup>[12]</sup>及长江口<sup>[13]</sup>等都存在这种现象。随后较多的研究主要从涨潮槽的地貌演化、形成机制及其对于人类活动响应等方面进行了探讨<sup>[14-24]</sup>, 并指出涨潮槽的地貌演化可能具有阶段性和暂时平衡性, 最终将趋于萎缩<sup>[14-15]</sup>, 其间涨潮流<sup>[16-17]</sup>、河槽宽深比<sup>[18]</sup>、潮滩面积<sup>[19]</sup>、及浅滩位置<sup>[20]</sup>控制或影响其地貌演化<sup>[16-20]</sup>。近百年来, 河口滩涂围垦<sup>[21]</sup>、河道采砂<sup>[22]</sup>, 以及航道工程<sup>[23-24]</sup>的实施又加速了这种变化。虽然

**收稿日期:** 2021-07-13

**资助项目:**国家自然科学基金委-中华人民共和国水利部-中国长江三峡集团有限公司长江水科学研究联合基金项目——长江口潮滩湿地动力地貌演变过程及其受损生态修复研究(U2040202); 上海市国际科技合作基金项目——长江口崇明生态岛滩涂消能机制及其生态堤防安全研究(19230712400); 国家自然科学基金面上项目——长江河口新桥水道动力地貌变化及其对人类活动干扰的响应研究(42076174)

**作者简介:** 陈云(1997—), 男, 硕士研究生, 主要从事河口海岸动力地貌方面研究. E-mail: 51193904003@stu.ecnu.edu.cn

\* **通信作者:** 戴志军(1973—), 男, 教授, 博士生导师, 主要从事陆海相互作用、河口海岸动力沉积与动力地貌方面研究.

E-mail: zjdai@sklec.ecnu.edu.cn

(陈靖 编辑)

已有学者研究了自然与人类活动影响下的涨潮槽地貌演化过程,但较少研究涉及大型河口涨潮槽在流域-河口人类活动影响下的地貌演化,尤其是长江口南支新桥水道。

长江口一级分汊南支河段因扁担沙横亘其间而形成南支主槽和新桥水道。新桥水道位于崇明岛南侧,一般指扁担沙北侧上至庙港,下至堡镇港接北港的区域,其长度大约 40 km,平均宽度为 1~2 km<sup>[25]</sup>(图 1)。新桥水道作为崇明岛的重要航运资源与水源地,其演变过程关系着崇明岛岸滩与岸堤稳定、南支河势稳定及居民取水安全。当前入海泥沙急剧减少、环崇明岛构建绿色海堤及河口涨潮动力增强<sup>[26]</sup>,新桥水道可能会发生较大程度的改变。基于此,本文利用长达 60 a 的地形资料分析了长江口新桥水道动态发展过程,进而揭示新桥水道动力地貌变化规律,为科学综合治理与利用新桥水道提供理论依据。

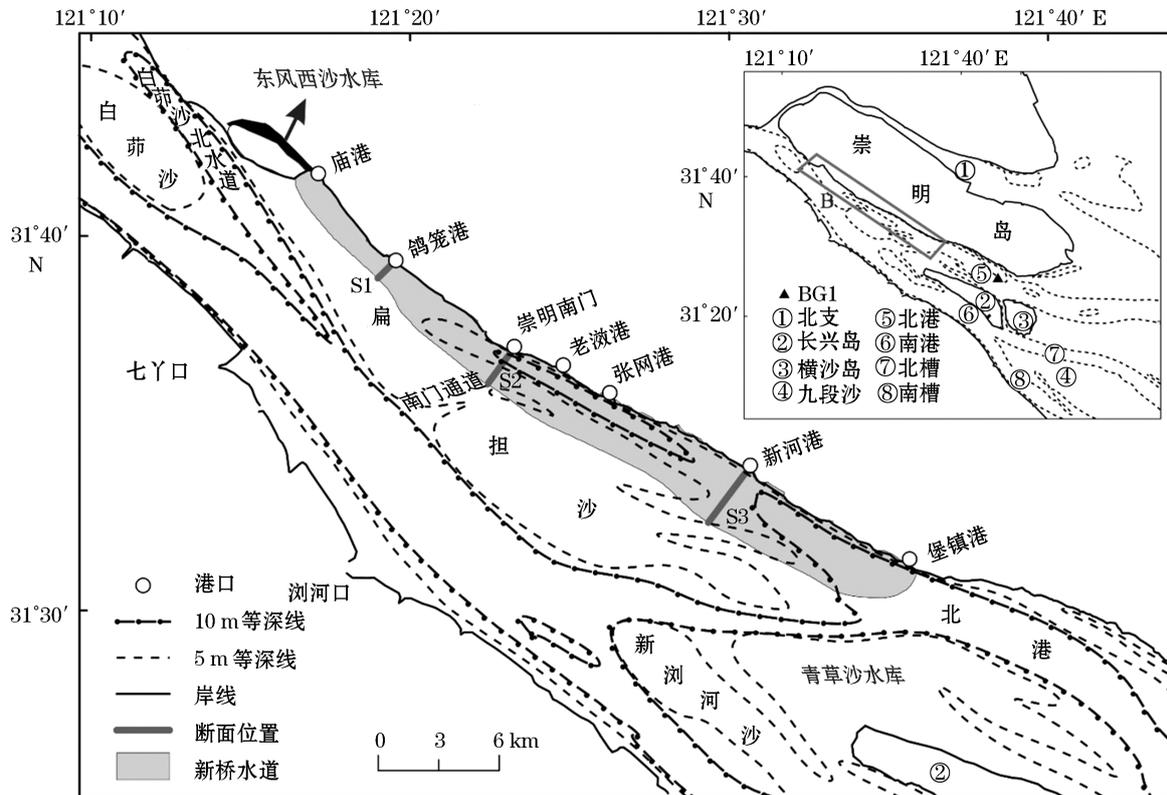


图 1 新桥水道位置

Fig.1 The location of the Xinqiao Channel

## 1 数据来源与研究方法

水深地形数据对河口动力地貌演变的定量化研究具有重要意义<sup>[27-28]</sup>。本文利用多年长江口自庙港到堡镇港的新桥水道水深地形资料,包括 1958 年、1984 年、1987 年、1990 年、1992 年、1997 年、1998 年、2001 年、2003 年、2009 年、2013 年、2016 年及 2020 年共计 13 期实测水深地形资料(表 1)。地形数据原始基面为当地理论最低潮面。因 2020 年长江流域水文数据尚在整编,故收集长江大通站 1958—2019 年连续的水文泥沙数据,以探讨长江入海水沙量对新桥水道地貌演变的影响。其中地形数据来源为交通运输部长江口航道管理局和中华人民共和国海事局,大通站水文泥沙数据来自长江水利委员会。此外,本文使用的是 2020 年 5 月的地形数据(表 1),故没有分析 2020 年 7 月至 8 月长江特大洪水对新桥水道的地貌影响。同时,本文还收集了北港上段测点 BG1(图 1)在 2012 年 8 月和 2015 年 7 月的单宽涨落潮量与悬沙浓度的数据。

表 1 地形数据

Table 1 Bathymetric data

序 号	时 间	比例尺	序 号	时 间	比例尺
1	1958 年	1 : 25 000	8	2001 年	1 : 25 000
2	1984 年	1 : 25 000	9	2003 年	1 : 25 000
3	1987 年	1 : 60 000	10	2009 年	1 : 10 000
4	1990 年	1 : 100 000	11	2013 年	1 : 25 000
5	1992 年	1 : 25 000	12	2016 年	1 : 25 000
6	1997 年	1 : 25 000	13	2020 年 5 月	1 : 25 000
7	1998 年	1 : 25 000			

为系统阐明新桥水道地貌变化过程,首先通过软件 ArcGIS 对地形资料进行数字化,将不同时期的地形资料统一至高斯克吕格投影下北京 1954 坐标系和理论深度基准面上<sup>[25]</sup>。其次利用 Kriging 方法对水深点进行插值构建不同年份新桥水道数字高程模型(Digital Elevation Model, DEM)。随后通过 Cut Fill 工具计算不同年份之间 DEM 的水深变化,并利用工具提取 0 m 等深线以下的体积作为河槽总容积。同时再次利用 Contour 工具提取新桥水道不同年份 5 m 与 10 m 等深线并对其进行空间叠加用以生成不同年份等深线平面变化对比图,由此分析区域地貌的时空变化。根据新桥水道河势变化特征,本文将分为 3 段:庙港至崇明南门(上段 S1),崇明南门至新河港(中段 S2)和新河港至堡镇港(下段 S3)。为详细说明新桥水道所受径、潮流动力的变化情况,本文计算了大通站年内变差系数( $C_v$ )和洪枯季流量比( $D$ )以及测点 BG1 的优势流(优势沙)系数( $R$ ),计算公式:

$$C_v = \sigma / \bar{x} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{12} (x_i - \bar{x})^2}{12}} / \frac{\sum_{i=1}^{12} x_i}{12}, \quad (1)$$

式中: $x_i$  为各月径流量, $\sigma$  为标准差, $\bar{x}$  为年内平均径流量。

$$D = \frac{d_a}{d_b}, \quad (2)$$

式中: $d_a$  为洪季平均流量; $d_b$  为枯季平均流量。

$$R = \frac{Q_e}{Q_e + Q_f}, \quad (3)$$

式中: $Q_e$  为单宽落潮量(单宽落潮悬沙量), $Q_f$  为单宽涨潮量(单宽涨潮悬沙量)。

## 2 结果分析

### 2.1 新桥水道等深线变化

长江流域 1998 年特大洪水与 2003 年三峡大坝修建对河口地貌已产生重要影响<sup>[26,29-30]</sup>。本文以 1997 年、2003 年为界将新桥水道的地貌演化划分为 1958—1997 年、1997—2003 年及 2003—2020 年三个时期。

1)1958—1997 年,新桥水道向上、下游往复迁移发生,河道拓宽、收缩交替。其中,1958—1984 年,河槽两侧 5 m 和 10 m 等深线均向上游迁移,10 m 等深线向上游移动约 19.20 km,在此过程中河槽扩宽(图 2a)。1984—1990 年,新桥水道河道整体向下游迁移且缩窄,其中 5 m 等深线相较于 1984 年向下游迁移约 9.03 km(图 2b 和图 2c)。1990—1992 年,河槽两侧 5 m 和 10 m 等深线再次向上游迁移,其中 5 m 等深线上端重新延伸到河道上段,在此过程中河道加宽(图 2d)。1992—1997 年,河槽两侧 5 m 和 10 m 等深线均向下游迁移,其中 5 m 等深线向下游移动约 6.25 km,在此过程中河道束窄且主要出现在 5 m 等深线之间宽度(图 2e)。

2)1997—2003 年,新桥水道拓宽明显且向上游迁移。其中,1997—1998 年 5 m 等深线向上游迁移 8.20 km,10 m 等深线向上游移动约 1.27 km,在此过程中河道拓宽 200~300 m(图 2f)。至 2003 年,5 m 等深线尖端向北迁移至新桥水道鸽笼港以西,10 m 等深线向上游移动并分为两部分,最北侧较 1998 年移动 6.47 km,同时河道拓宽了 300~400 m(图 2g 和图 2h)。

3)2003 年以后,新桥水道大幅度向下游迁移,河道缩窄显著。2003—2009 年,5 m 等深线向下游移动约 6.68 km,10 m 等深线北侧部分向下游迁移,南侧部分形状发生弯曲,在此过程中河道缩窄 500~700 m 并主要集中在 5 m 等深线宽度(图 2i)。2009—2013 年,5 m 等深线稍微向下游移动,10 m 等深线北侧部分继续向下游迁移,南侧部分重新变顺直,在此过程中河道收缩主要集中在 10 m 等深线之间宽度(图 2j)。2013—2020 年,南北两部分 10 m 等深线重新合并并向下游移动约 3.48 km,在此过程中河道进一步缩窄并向岸移动(图 2k 和图 2l)。

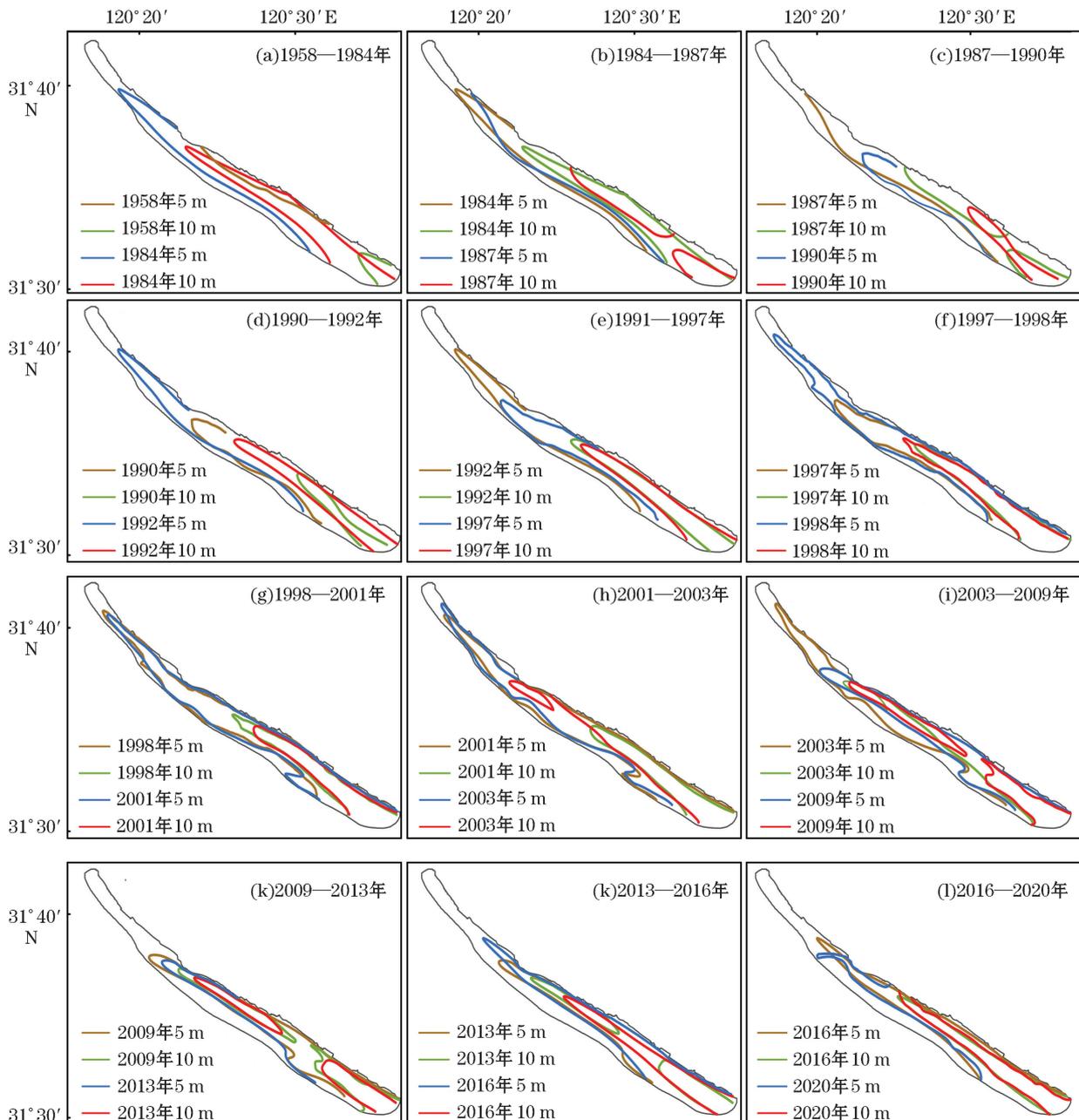


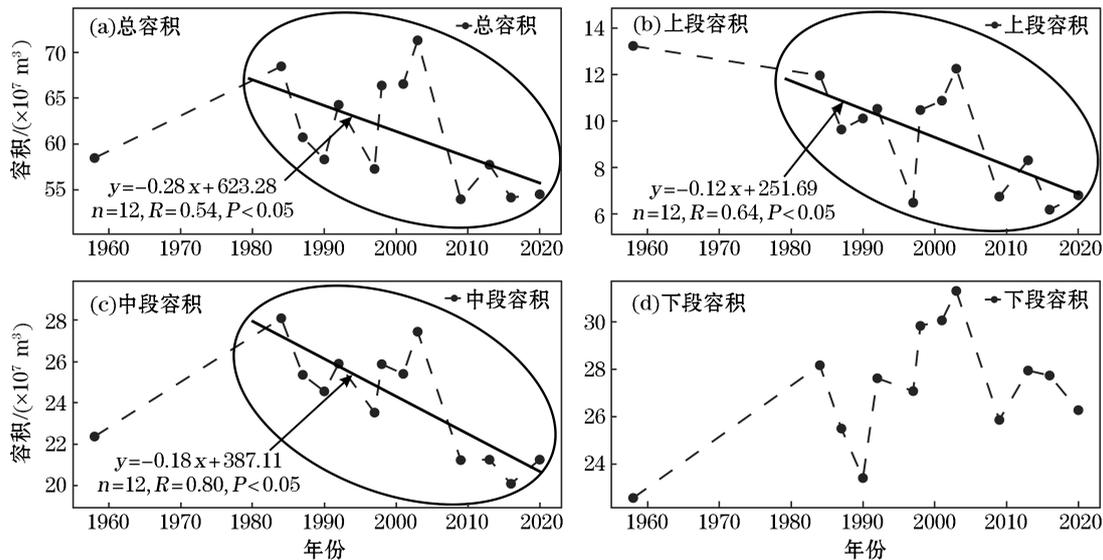
图 2 1958—2020 年期间 5 m 与 10 m 等深线形态变化

Fig.2 Variations at 5 m and 10 m isobaths of the Xinqiao Channel from 1958 to 2020

## 2.2 新桥水道河槽容积变化

过去的 62 a 中,新桥水道河槽容积增减交替,总体呈现出下降趋势。1958—1997 年,新桥水道河槽容积反复增减变化,但总容积变化不大。其中,1958—1990 年河槽容积先由  $58.49 \times 10^7 \text{ m}^3$  增加至  $68.47 \times 10^7 \text{ m}^3$ ,再减少至  $58.33 \times 10^7 \text{ m}^3$ 。类似地,1990—1997 年河槽容积再次增加至  $64.28 \times 10^7 \text{ m}^3$ ,又减少至  $57.30 \times 10^7 \text{ m}^3$ 。1997—2003 年,容积显著增加至  $71.30 \times 10^7 \text{ m}^3$ ,为近 50 a 来最大值,容积年均增加  $2.33 \times 10^7 \text{ m}^3$ 。2003—2020 年,河槽容积从急剧减少到缓慢减少,容积降至  $54.50 \times 10^7 \text{ m}^3$ ,容积年均减少速率由 2003—2013 年间的  $1.35 \times 10^7 \text{ m}^3$  减缓至 2013—2020 年间的  $0.46 \times 10^7 \text{ m}^3$ (图 3a)。

新桥水道各分段河槽容积变化虽与总体趋势相同,但又存在差异,其中以上段变化最为显著(图 3b~图 3d)。1958—1997 年,虽然各段容积均表现出“增加-减少”的巡回式变化,但相对于 1958 年,仅有上段河槽容积减少,中、下段容积反而还有所增加。1997—2003 年,各段容积均快速增加,然而上段容积增加速率最快,容积年均增加  $0.96 \times 10^7 \text{ m}^3$ ;2003—2020 年,各段容积均在减少,相对于 2003 年上段容积减少了 44%,中段容积减少了 22%,下段容积减少了 16%,由此可以看出新桥水道上段容积降低速率比中、下段快且变幅大。



注:拟合式中, $x$  代表年份, $y$  代表容积。

图 3 1958—2020 年新桥水道容积变化

Fig.3 Yearly variations in volume of the Xinqiao Channel from 1958 to 2020

## 2.3 新桥水道冲淤特征

1958—2020 年,新桥水道经历显著冲淤变化,但总体处于净淤积状态。淤积过程可分为 3 个阶段。

1) 1958—1997 年,新桥水道“冲深-淤浅”交替变化。① 1958—1984 年,新桥水道整体冲刷,水道各段形成冲刷厚度超过 3 m 的冲刷区(图 4a)。② 1984—1990 年,新桥水道由冲刷转淤积,原先的冲刷区域都出现淤积(图 4b 和图 4c)。③ 1990—1992 年,新桥水道区域以冲刷为主,但各段内同时形成多个淤积厚度为 1~3 m 的淤积体,呈散珠式分布(图 4d)。④ 1992—1997 年期间,原先的淤积体不断扩大并向上游移动,造成上段淤积严重,淤厚超过 3 m(图 4e)。

2) 1997—2003 年,新桥水道冲刷严重(图 5),沿崇明岛岸滩形成冲刷带。① 1997—1998 年新桥水道整体冲刷,且以上段冲刷最为严重,冲刷厚度可达 3~5 m。此外,河道中段近岸区域零星分布着淤积厚度超过 2 m 的淤积体(图 4f)。② 1998—2003 年新桥水道再次侵蚀,沿岸形成冲刷带(图 4g 和图 4h)。其中,1998—2001 年新桥水道的上、中、下段各自初步形成多个冲刷体(图 4g)。此后,冲刷体不断向岸迁移,于 2003 年连

接形成一条沿崇明岛岸滩的冲刷带(图 4h)。

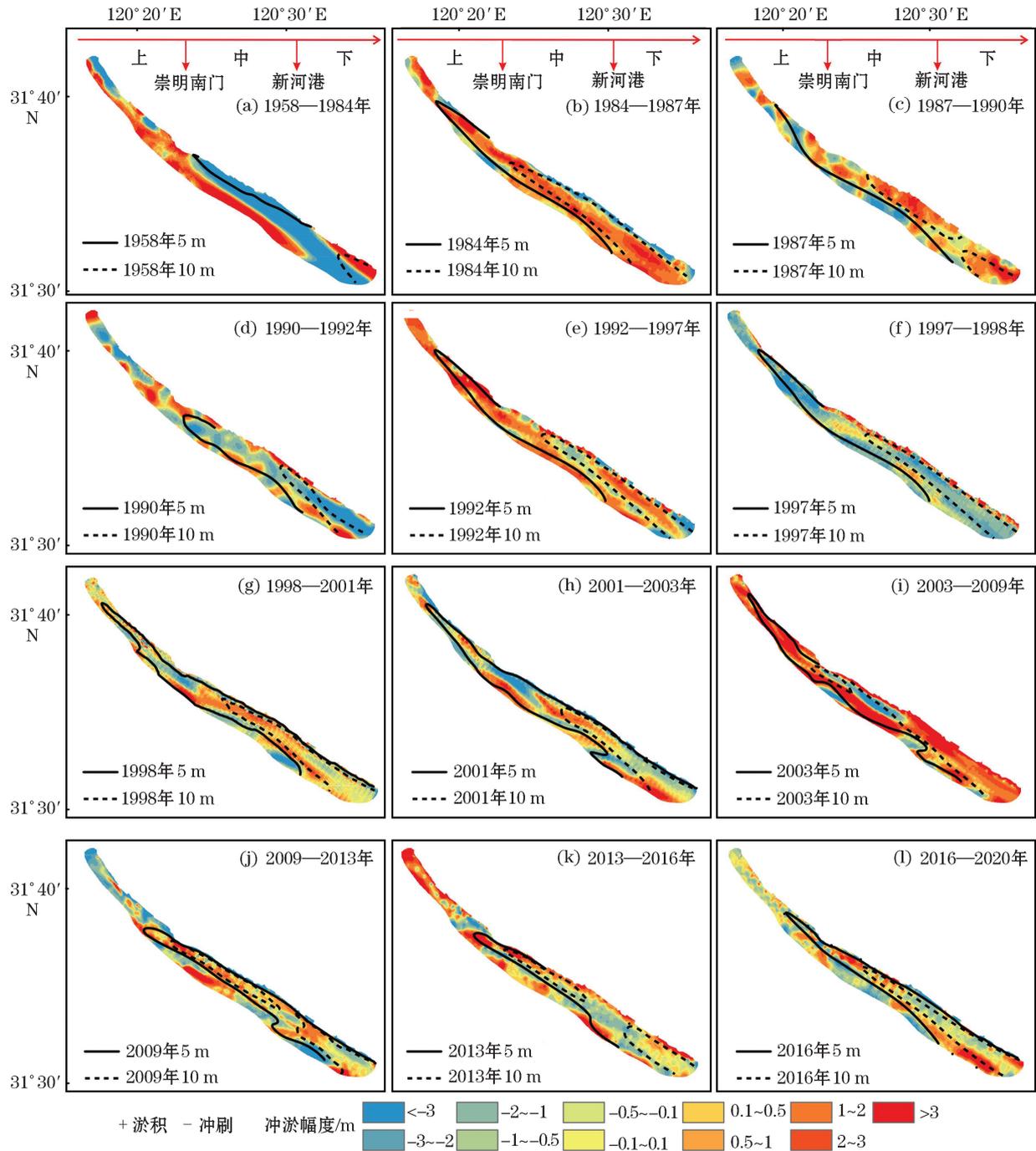
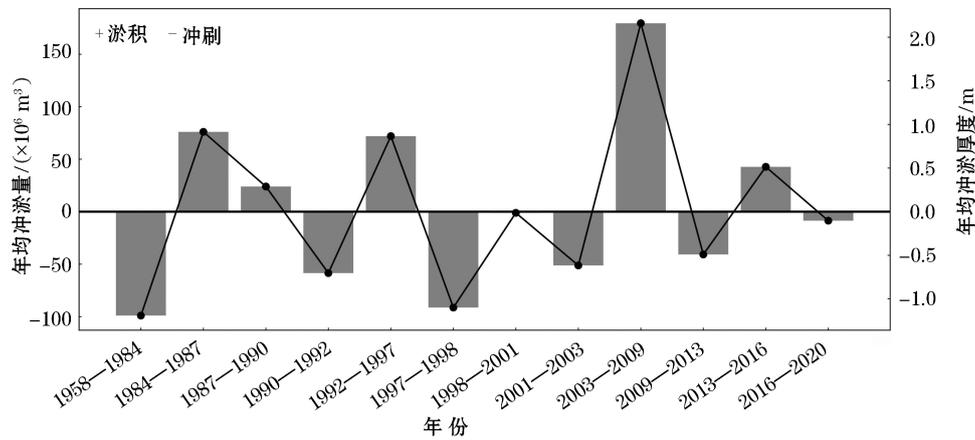


图 4 1958—2020 年新桥水道冲淤变化

Fig.4 Bathymetric changes of the Xinqiao channel from 1958 to 2020

3)2003—2020 年,新桥水道淤积严重,逐渐形成以河道上段为淤积中心的格局。①2003—2009 年,新桥水道全面淤积,初步形成以上段为淤积中心的格局,各段均出现淤积厚度超过 3 m 的区域,但中段河槽中央形成冲刷厚度为 1~3 m 的冲刷体(图 4i)。②2009—2013 年,原先中段的冲刷体向上、下游以及向岸移动,造成上段淤积减弱,下段西侧逐渐形成冲刷厚度超过 3 m 的冲刷区以及中段岸滩轻微冲刷区(图 4j)。

③2013—2016年,新桥水道上段再次成为淤积中心,平均淤厚超过2 m,同时中、下段形成多个淤积厚度超过3 m的淤积体(图4k)。④2016—2020年,淤积体下移,导致新桥水道上段淤积减弱,中段分布有少量淤积体且淤积强度削弱,下段则进一步淤积(图4l)。



注:拟合式中, $x$ 代表年份, $y$ 代表容积。

图5 1958—2020年新桥水道年平均冲淤变化

Fig.5 The yearly changes in accretion/erosion of the Xinqiao Channel from 1958 to 2020

### 3 讨 论

#### 3.1 长江入海水沙的影响

长江入海水沙的变化对长江口河槽地貌演化具有重要影响<sup>[29,31-32]</sup>。根据大通站近60a的水沙资料(图6和图7)可知,在1958—2019年期间,长江入海径流量有小幅波动。同时,由于三峡水库对长江径流的调控作用,自2003年以来枯季月均流量增加,洪季月均流量降低(图6)。此外,相对于1958—1997年与1997—2003年,2003—2019年洪枯季之比和年内变差系数呈现下降趋势,这表明长江径流量的季节

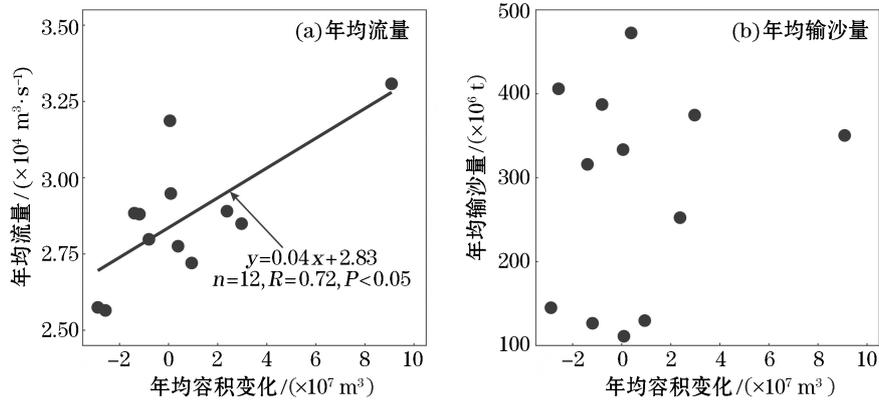
性差异减弱,尤其是洪季高径流减弱(表2)。相反,长江入海泥沙量呈现急剧减少的趋势,从1958—2003年间的年均输沙量 $433 \times 10^6$  t逐渐减少至目前约 $105 \times 10^6$  t,减少了约70%(图7)。

新桥水道河槽年均容积变化和大通站的年均流量、年均输沙量的关系表明,新桥水道河槽容积变化与长江入海流量之间的关系更密切(图6a),若高径流,则容积增大,反之则减少。极端事件(洪水、枯水)可能会对河道地貌演变产生重要的影响<sup>[32-35]</sup>。受洪水高径流影响,河槽容积增加、河道拓宽<sup>[29]</sup>,这在新桥水道地貌演变过程中亦有反映,如1998年洪水后,河道拓宽明显且向北迁移(图2a)。其次,受到洪水影响,长江口各汉道分流分沙比发生变化<sup>[36]</sup>,进入新桥水道的流量增加,径流作用增强,新桥水道发生冲刷,河槽容积持续增加直至达到峰值(图3a)。2003—2009年长江年均入海流量为8210亿 $m^3$ ,占多年平均来水量的92%,尤其在2006年长江出现特枯年,长江入海径流仅占多年平均来水量的76%,洪季月均流量较多年月均流量平均减少29.9%<sup>[37]</sup>,枯季月均流量较多年月均流量平均减少6.7%,进入新桥水道流量减少,径流作用减弱,从而对新桥水道河槽的冲刷能力减弱,故此期间河槽因涨潮优势流作用而持续诱发自海向陆输沙强度增加<sup>[17]</sup>,从而导致新桥水道发生淤积(图4i)。

表2 大通站阶段性径流量年内变化特征

Table 2 Variational characteristics of the monthly water discharge at the Datong Station during different periods

时 间	$C_v$	洪枯季流量比(D)
1958—1997年	0.48	2.40
1997—2003年	0.48	2.34
2003—2019年	0.42	2.05



注:拟合式中,  $x$  代表年份,  $y$  代表容积。

图 6 新桥水道河槽年均容积变化与大通站年均流量以及输沙量之间的关系

Fig.6 Relationship between the yearly volume change of the Xinqiao Channel and the water discharge and sediment discharges at the Datong Station

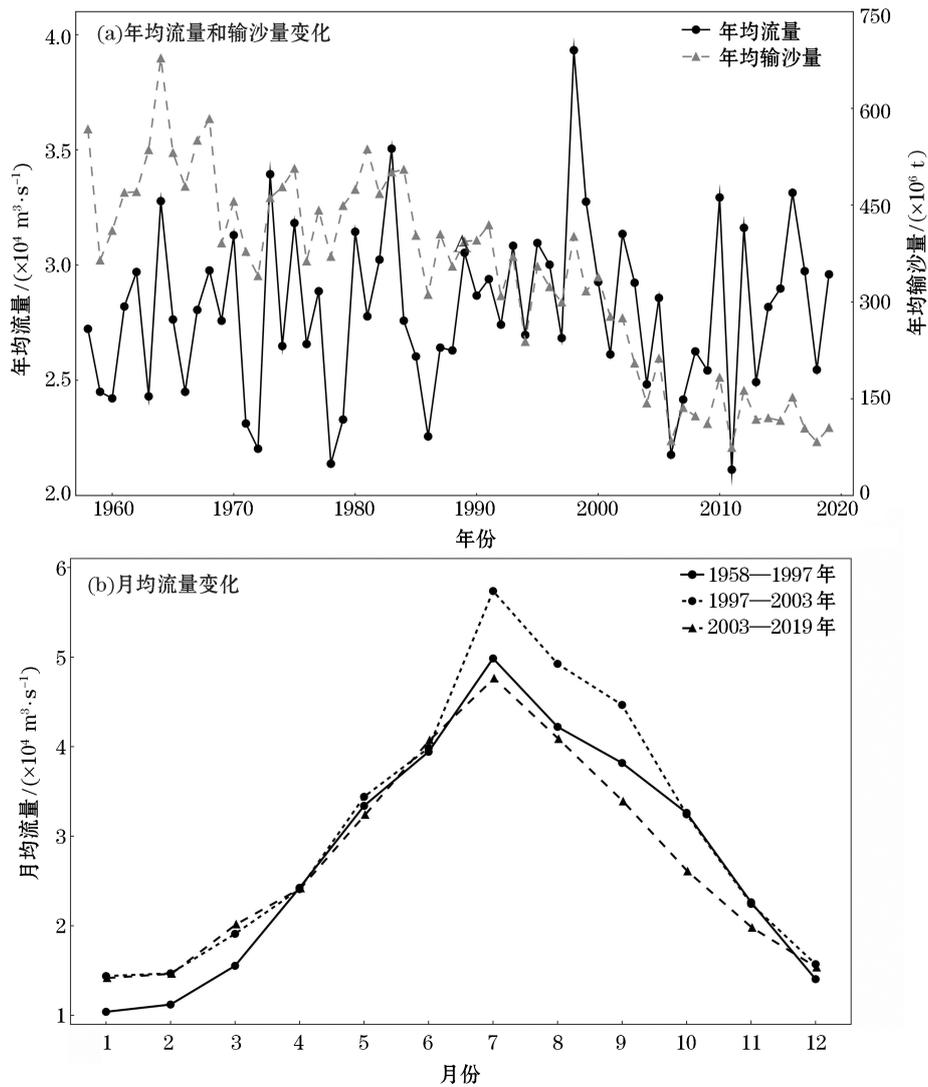


图 7 大通站流量与输沙量变化

Fig.7 Variations of water and sediment discharges at the Datong Station

然而,新桥水道年均容积变化与长江年均输沙量之间没有明显的关系(图 6b)。即使长江年均输沙量急剧减少(图 7a),新桥水道河槽容积年均减少 $0.58 \times 10^7 \text{ m}^3$ (图 3),这说明仍有大量泥沙进入新桥水道,这可能与新桥水道净输沙向陆有关<sup>[38]</sup>。尤其在 2003—2009 年,入海泥沙年均减少约 0.93 亿 t,新桥水道容积年均减少  $2.88 \times 10^7 \text{ m}^3$ (图 3a)。因此,新桥水道河槽容积的变化并非直接受控于长江入海泥沙的增减,而很可能是上游入海径流受三峡大坝调控影响导致洪季高径流减弱(图 7b),相应地引起涨潮动力增强<sup>[26, 39-41]</sup>。新桥水道下游的北港内 BG1 测点的优势流与优势沙系数的变化也表明了 this 趋势,即落潮优势流系数和优势沙系数( $R$ )从 2012 年到 2015 年分别下降约 8% 和 5%(图 8)。因受涨潮动力增强影响,沉积物向海运输减少,并且加强潮泵输沙致使更多的海域泥沙进入河槽<sup>[21]</sup>。同时,泥沙淤积引起河槽平均深度减小,还增加了潮汐不对称性,会进一步导致将海域泥沙向陆的净输运<sup>[42]</sup>。

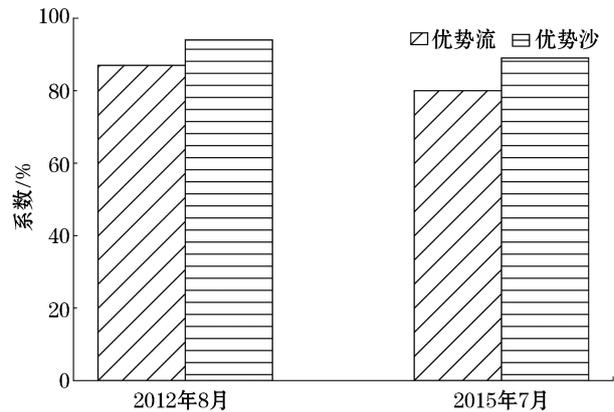


图 8 汛期 BG1 优势流(优势沙)系数

Fig.8 The coefficients of dominant flow and sediment during the flood season at the BG1 station

### 3.2 扁担沙浅滩发育的影响

扁担沙浅滩位于南支主槽和新桥水道之间,为一 5 m 闭合等深线所包络的区域,是长江口典型的河道-浅滩系统<sup>[12]</sup>。扁担沙和新桥水道关系密切,一方面扁担沙冲刷或水流切滩而剥离的泥沙成为新桥水道的主要泥沙来源之一<sup>[25]</sup>,另一方面在科氏力作用下,涨潮流北偏,新桥水道北侧边坡坡度明显大于南侧边坡坡度<sup>[43]</sup>,导致扁担沙整体向北迁移,易引起新桥水道收缩<sup>[44]</sup>,如在 2009—2016 年间,因下扁担沙淤涨与北移<sup>[45]</sup>,新桥水道 -10 m 等深线向南迁移,在此过程中河道束狭(图 2j 和图 2k)。此外,受洪水影响,扁担沙发生冲刷的同时形成滩面窄沟和潮汐通道<sup>[25, 44]</sup>,为切滩水流进入新桥水道提供了有利条件。

根据选取的新桥水道上段(S1)、中段(S2)及下段(S3)断面变化(图 1 和图 9)可知,自 1958 年以来,扁担沙北坡不断向崇明岛淤涨造成新桥水道深泓线不断向岸移动,相较于 1958 年向岸移动 500~600 m,在此过程中新桥水道深度不断减小。其次,扁担沙的北移造成新桥水道的断面形态自上游向下游从宽浅“U”形向深窄“V”形转变,这增强了涨潮动力强度<sup>[26, 46-47]</sup>,进而对南支主槽与新桥水道之间的水面横比造成影响<sup>[48]</sup>,从而波及通过扁担沙进入新桥水道的漫滩流,最终可能加速新桥水道淤积。同时,随着南门通道的淤积萎缩和上扁担沙滩面老窄沟的淤浅消失以及下扁担沙滩面的淤高<sup>[44-45]</sup>,进入新桥水道上段的水流减少,加速了新桥水道的淤积。新桥水道上段不断地淤浅与束狭,影响了新桥水道内的径流、潮流动力格局,导致新桥水道整体淤积。

### 3.3 河口局部工程的影响

新桥水道的地貌演变一方面是长期自然演变的结果,另一方面也受到河口局部工程的影响。东风西沙水库的建设与投入使用对新桥水道地貌演变造成了一定影响。水库修建于崇明岛西南角新桥水道上段庙港附近河段(图 1),其总有效库容达到  $890 \times 10^3 \text{ m}^3$ ,于 2014 年投入使用<sup>[49]</sup>。东风西沙水库投入使用拦截了原本由东风西沙北侧潮汐汊道进入新桥水道的水流,加速上扁担沙北移,改变新桥水道上段的水动力条件,可能导致新桥水道头部淤积(图 4h 和 4i)。水库构建后也引起东风西沙和扁担沙之间的汊道不断淤浅,进一步减少径流进入新桥水道,改变新桥水道内的径、潮流动力格局,因此会加剧新桥水道上段淤积(图 4i 和图 4l)。此外,由 2010 年、2014 年、2017 年和 2018 年的低潮遥感图(图 10)可知,上扁担沙头部在不断向新桥水道方向淤展,汊道在不断淤浅,从而导致新桥水道上段淤积。基于新桥水道涨潮槽属性,如果上段继续淤积

且水动力条件不发生明显改变,将会导致整个水道淤浅<sup>[50]</sup>。此外,考虑到无云且处于低潮的新桥水道区域连续遥感影像获取存在较大难度。今后可利用浅地层探测以获取地层中所蕴含丰富的沉积环境变迁信息和地层构造信息<sup>[51]</sup>,进一步探究新桥水道地貌的变化特征。

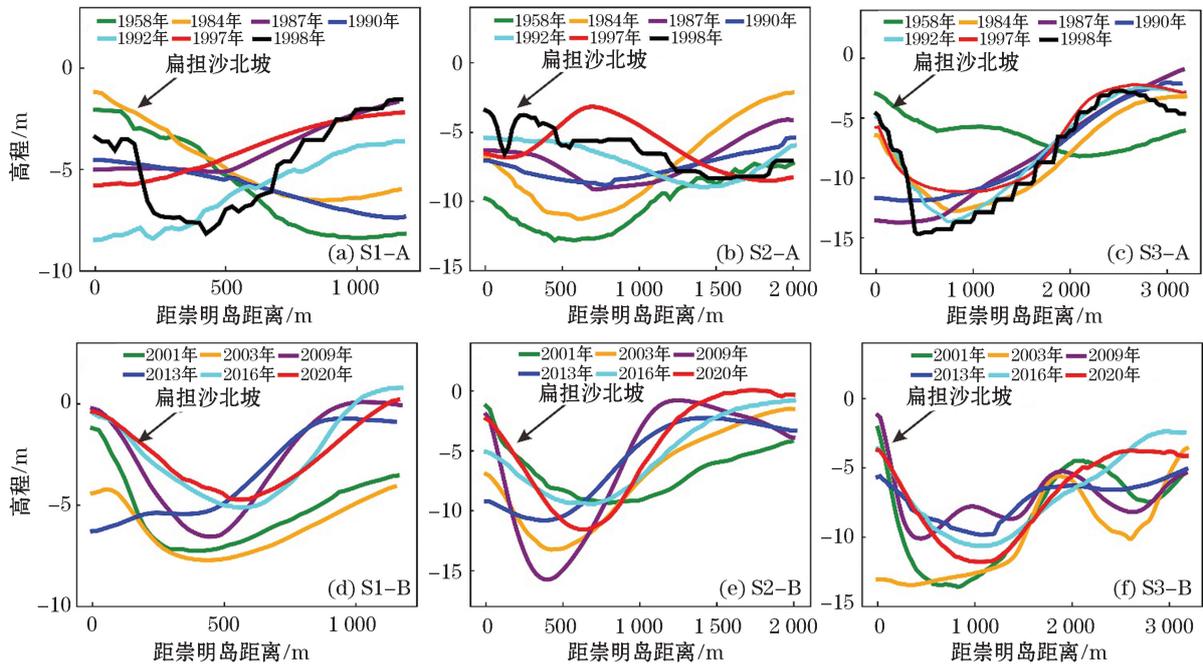
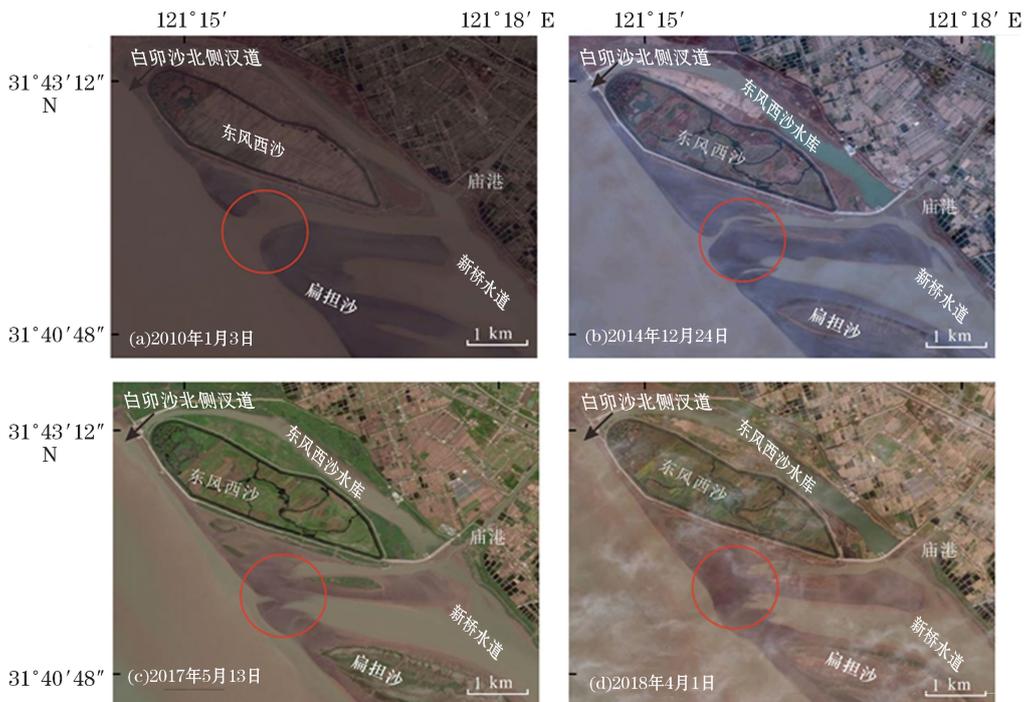


图9 新桥水道断面水深变化

Fig.9 Bathymetric variations along the Xinqiao Channel



注:资料来源为 Maxar 高分辨率影像,崇明南门参考水位为 0.5~1.0 m,水位参考基面为上海吴淞城建基面。

图 10 东风西沙水库构建前后扁担沙-新桥水道 Maxar 高分辨率遥感影像对比

Fig.10 Maxar remote sensing images showing the influences from the project of Dongfeng Xisha Reservoir

## 4 结 论

基于 1958—2020 年 62 a 的实测的地形数据和长江入海水沙通量,分析新桥水道不同阶段地貌变化的特征及其影响因素与机制、河槽容积演变与冲淤演变,得出以下结论:

1)新桥水道在 1958—2020 年期间的地貌演变可以分为 3 个阶段:第一阶段(1958—1997 年)新桥水道反复经历“冲刷-淤积”,水道向上、下游迁移往复,河道拓宽、收缩交替发生;第二阶段(1997—2003 年)洪水造成新桥水道冲刷,新桥水道向上游迁移,河道拓宽明显;第三阶段(2003—2020 年)新桥水道淤积并逐渐形成以河道上段为淤积中心的格局,水道向下游迁移并束窄。

2)新桥水道地貌演变受扁担沙的发育影响显著:一方面扁担沙切滩的泥沙成为了新桥水道的主要泥沙来源之一,导致新桥水道的淤积;另一方面,受扁担沙的淤涨与北移影响,新桥水道日益缩窄淤浅,深泓线不断向岸移动,断面形态逐渐由宽浅“U”型转为深窄“V”型。

3)新桥水道在不同阶段的冲淤演化受到各种因素的影响:第一阶段主要受控于径流与潮流的耦合的影响,即主要由自然驱动作用所致;第二阶段主要受到洪水的影响,如 1998 年、1999 年洪水;第三阶段则主要受到人类活动干预和扁担沙北移以及径、潮流耦合作用的影响。人类活动减弱洪枯季差异进而削弱径流作用,扁担沙北移通过改变新桥水道断面形态来增强涨潮动力,进一步改变径、潮流耦合作用。此外,在本阶段随着东风西沙水库的建立,拦蓄了部分原本进入新桥水道的水体,加剧河槽上段淤积,导致新桥水道进一步淤浅。

### 参考文献(References):

- [1] BARUA D K. Suspended sediment movement in the estuary of the Ganges-Brahmaputra-Meghna river system[J]. *Marine Geology*, 1990, 91(3): 243-253.
- [2] 陈吉余, 恽才兴, 徐海根等. 两千年来长江河口发育模式[J]. *海洋学报*, 1979, 1(1): 103-111. CHEN J Y, YN C X, XU H G et al. The developmental model of the Changjiang River Estuary during last 2000 years[J]. *Haiyang Xuebao*, 1979, 1(1): 103-111.
- [3] SCHUTTELAARS H M, DE SWART H E. Initial formation of channels and shoals in a short tidal embayment[J]. *Journal of fluid Mechanics*, 1997, 386: 15-42.
- [4] TER BRAKE M C, SCHUTTELAARS H M. Channel and shoal development in a short tidal embayment: an idealized model study[J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 2011, 677: 503.
- [5] CHANSON H. Current knowledge in tidal bores and their environmental, ecological and cultural impacts[J]. *Environmental Fluid Mechanics*, 2011, 11(1): 77-98.
- [6] WOLANSKI E, MOORE K, SPAGNOL S, et al. Rapid, human-induced siltation of the macro-tidal Ord River Estuary, Western Australia[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2001, 53(5): 717-732.
- [7] XIE D, WANG Z, GAO S, et al. Modeling the tidal channel morphodynamics in a macro-tidal embayment, Hangzhou Bay, China[J]. *Continental Shelf Research*, 2009, 29(15): 1757-1767.
- [8] HOITINK A J F, WANG Z B, VERMEULEN B, et al. Tidal controls on river delta morphology[J]. *Nature Geoscience*, 2017, 10(9): 637-645.
- [9] NIENHUIS J H, ASHTON A D, EDMONDS D A, et al. Global-scale human impact on delta morphology has led to net land area gain [J]. *Nature*, 2020, 577(7791): 514-518.
- [10] VAN VEEN J, VAN DER SPEK A J F, STIVE M J F, et al. Ebb and flood channel systems in the Netherlands tidal waters[J]. *Journal of Coastal Research*,
- [11] ROBINSON A H W. Ebb-flood channel systems in sandy bays and estuaries[J]. *Geography*, 1960, 45(3): 183-199.
- [12] CHEN J Y, XU H. Developmental processes of South Branch channel of Yangtze Estuary[J]. *Journal of East China Normal University (Natural Science Edition)*, 1981, 2: 93-108.
- [13] CAPO S, SOTTOLICCHIO A, BRENON I, et al. Morphology, hydrography and sediment dynamics in a mangrove estuary: the Konkoure Estuary, Guinea[J]. *Marine Geology*, 2006, 230(3/4): 199-215.

- [14] 沈焕庭, 李九发, 金元欢. 河口涨潮槽的演变及治理[J]. 海洋与湖沼, 1995, 26(1): 83-89. SHEN H T, LI J F, JIN Y H. Evolution and regulation of flood channels in estuaries[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 1995, 26(1): 83-89.
- [15] WANG Y H, RIDD P V, WU H L, et al. Long-term morphodynamic evolution and the equilibrium mechanism of a flood channel in the Yangtze Estuary (China)[J]. *Geomorphology*, 2008, 99(1/4): 130-138.
- [16] DYER K R. The balance of suspended sediment in the Gironde and Thames estuaries[J]. *Estuarine Transport Processes*, 1978(7): 331.
- [17] 刘高峰, 朱建荣, 沈焕庭, 等. 河口涨落潮槽水沙输运机制研究[J]. 泥沙研究, 2005(5): 51-57. LIU G F, ZHU J R, SHEN H T, et al. Study on mechanism of water and suspended sediment transport in flood and ebb channels[J]. *Journal of Sediment Research*, 2005(5): 51-57.
- [18] HIBMA A, DE VRIEND H J, STIVE M J F. Numerical modelling of shoal pattern formation in well-mixed elongated estuaries[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2003, 57(5/6): 981-991.
- [19] MOORE R D, WOLF J, SOUZA A J, et al. Morphological evolution of the Dee Estuary, Eastern Irish Sea, UK: a tidal asymmetry approach[J]. *Geomorphology*, 2009, 103(4): 588-596.
- [20] LEUVEN J, KLEINHANS M G. Incipient tidal bar and sill formation[J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2019, 124(7): 1762-1781.
- [21] DAI Z J, FAGHERAZZI S, MEI X F, et al. Linking the infilling of the North Branch in the Changjiang (Yangtze) estuary to anthropogenic activities from 1958 to 2013[J]. *Marine Geology*, 2016(379): 1-12.
- [22] MONGE-GANUZAS M, CEARRETA A, EVANS G. Morphodynamic consequences of dredging and dumping activities along the lower Oka estuary (Urdaibai Biosphere Reserve, southeastern Bay of Biscay, Spain)[J]. *Ocean & Coastal Management*, 2013, 77: 40-49.
- [23] JEUKEN M, WANG Z B. Impact of dredging and dumping on the stability of ebb-flood channel systems[J]. *Coastal Engineering*, 2010, 57(6): 553-566.
- [24] CHERNETSKY A S, SCHUTTELAARS H M, TALKE S A. The effect of tidal asymmetry and temporal settling lag on sediment trapping in tidal estuaries[J]. *Ocean Dynamics*, 2010, 60(5): 1219-1241.
- [25] LOU Y Y, DAI Z J, HE Y Y, et al. Morphodynamic couplings between the Biandan Shoal and Xinqiao Channel, Changjiang (Yangtze) Estuary[J]. *Ocean & Coastal Management*, 2020, 183: 105036.
- [26] DAI Z J, MEI X F, DARBY S E, et al. Fluvial sediment transfer in the Changjiang (Yangtze) River-Estuary depositional system[J]. *Journal of Hydrology*, 2018, 566: 719-734.
- [27] VAN DER WEGEN M, JAFFE B E, ROELVINK J A. Processbased, morphodynamic hindcast of decadal deposition patterns in San Pablo Bay, California[J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2011, 116(F2).
- [28] DAI Z J, LIU J T, WEI W, et al. Detection of the Three Gorges Dam influence on the Changjiang (Yangtze River) submerged delta[J]. *Scientific Reports*, 2014(4): 6600.
- [29] MEI X F, DAI Z J, WEI W, et al. Secular bathymetric variations of the North Channel in the Changjiang (Yangtze) Estuary, China, 1880-2013: causes and effects[J]. *Geomorphology*, 2018, 303: 30-40.
- [30] 恽才兴. 长江河口近期演变基本规律[M]. 北京: 海洋出版社, 2004. YUN C X. Recent developments of the Changjiang Estuary[M]. Beijing: China Ocean Press, 2004.
- [31] DAI Z J, LIU J T, WEN W. Morphological evolution of the south passage in the Changjiang (Yangtze River) Estuary, China[J]. *Quaternary International*, 2015, 380: 314-326.
- [32] CHEN Z, WANG Z, FINLAYSON B, et al. Implications of flow control by the Three Gorges Dam on sediment and channel dynamics of the middle Yangtze (Changjiang) River, China[J]. *Geology*, 2010, 38(11): 1043-1046.
- [33] SWANSON B J. The impact of dams, droughts, and tributary drainages on channel form and process: Rio Grande and Rio Chama, NM [D]. Albuquerque: The University of New Mexico, 2012.
- [34] NARDI L, RINALDI M. Spatiotemporal patterns of channel changes in response to a major flood event: the case of the Magra River (centralnorthern Italy)[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2015, 40(3): 326-339.
- [35] DE MUSSO N M, CAPOLONGO D, CALDARA M, et al. Channel Changes and Controlling Factors over the Past 150 Years in the Basento River (Southern Italy)[J]. *Water*, 2020, 12(1): 307.
- [36] HU H, ZHAN Y. Analysis of the evolutionary characteristics for a century of South Branch of Changjiang Estuary supported by GIS [J]. *Advances in Intelligent & Soft Computing*, 2011(112): 331-337.
- [37] 戴志军, 李为华, 李九发, 等. 特枯水文年长江河口汛期盐水入侵观测分析[J]. 水科学进展, 2008, 19(6): 835-840. DAI Z J, LI W H, LI J F, et al. Analysis of the saltwater intrusion in the Changjiang Estuary during the flood season in extreme drought year[J]. *Advances in Water Science*, 2008, 19(6): 835-840.
- [38] 李九发, 沈焕庭, 万新宁, 等. 长江河口涨潮槽泥沙运动规律[J]. 泥沙研究, 2004(5): 34-40. LI J F, SHEN H T, WAN X N, et al.

- Sediment transport in flood channels of the Changjiang Estuary[J]. *Journal of Sediment Research*, 2004(5): 34-40.
- [39] MEI X F, DAI Z J, WEI W, et al. Dams induced stage-discharge relationship variations in the upper Yangtze River basin[J]. *Hydrology Research*, 2016, 47(1): 157-170.
- [40] ZHOU X Y, DAI Z J, MEI X F. The multi-decadal morphodynamic changes of the mouth bar in a mixed fluvial-tidal estuarine channel [J]. *Marine Geology*, 2020, 429: 106311.
- [41] ZHU B Y, LI Y T, YUE Y P, et al. Aggravation of north channels' shrinkage and south channels' development in the Yangtze Estuary under dam-induced runoff discharge flattening[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2017, 187: 178-192.
- [42] CHU A, WANG Z, DE VRIEND H J. Analysis on residual coarse sediment transport in estuaries[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2015, 163: 194-205.
- [43] 王永红. 长江河口涨潮槽的形成机理与动力沉积特征[D]. 上海: 华东师范大学, 2003. WANG Y Y. Reformation mechanism and features of dynamic sediment in flood channels of the Changjiang Estuary[D]. Shanghai: East China Normal University, 2003.
- [44] 何钰滢, 戴志军, 楼亚颖, 等. 长江口扁担沙动力地貌变化过程研究[J]. *海洋学报*, 2020, 42(5): 104-116. HE Y Y, DAI Z J, LOU Y Y, et al. Morphodynamic evolution of the Biandan Shoal in the Changjiang River Estuary[J]. *Haiyang Xuebao*, 2020, 42(5): 104-116.
- [45] 何钰滢. 环崇明岛岸滩变化过程研究[D]. 上海: 华东师范大学, 2020. HE Y Y. Geomorphological evolution of tidal flat around Chongming Island[D]. Shanghai: East China Normal University, 2020.
- [46] HAIGH I D, PICKERING M D, GREEN J A M, et al. The tides they are a changin': a comprehensive review of past and future nonastronomical changes in tides, their driving mechanisms, and future implications[J]. *Reviews of Geophysics*, 2020, 58(1): e2018 RG000636.
- [47] DU J, SHEN J, ZHANG Y J, et al. Tidal response to sealevel rise in different types of estuaries: the importance of length, bathymetry, and geometry[J]. *Geophysical Research Letters*, 2018, 45(1): 227-235.
- [48] 沈焕庭, 潘定安. 长江河口潮流特性及其对河槽演变的影响[J]. *华东师范大学学报(自然科学版)*, 1979, 1: 131-144. SHEN H T, PAN D A The tidal wave propagation and its effect on the channel evolution in the Changjiang Estuary[J]. *Journal of East China Normal University (Natural Science)*, 1979, 1: 131-144.
- [49] 关许为, 刘晓敏. 东风西沙水库工程施工期主要风险因素及对策探析[J]. *水利科技*, 2012 (4): 30-33. GUAN X W, LIU X M. Analysis of main risk factors and countermeasures during construction of Dongfengxisha Reservoir[J]. *Hydraulic Science and Technology*, 2012 (4): 30-33.
- [50] MATIAS A, FERREIRA O, MENDES I, et al. Artificial construction of dunes in the south of Portugal[J]. *Journal of Coastal Research*, 2005, 21(3): 472-481.
- [51] 杨国明, 朱俊江, 赵冬冬, 等. 浅地层剖面探测技术及应用[J]. *海洋科学*, 2021, 45(6): 147-162. YANG G M, ZHU J H, ZHAO D D, et al. Development and application of sub-bottom profiler technologies[J]. *Ocean Science*, 2021, 45(6): 147-162.

## Morphodynamic Evolution of the Xinqiao Channel in the Changjiang River Estuary

CHEN Yun<sup>1</sup>, DAI Zhi-jun<sup>1</sup>, MEI Xue-fei<sup>1</sup>, WEI Wen<sup>2</sup>, ZHANG Xin-yao<sup>1</sup>

(1. *State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200062, China;*

2. *Institute of Estuarine and Coastal Research, School of Marine Engineering and Technology, Guangzhou 510275, China*)

**Abstract:** Flood channel is one of the important geomorphological types that exists in the estuaries worldwide. However, due to runoff–tide interaction and intensive human activities, the geomorphology of flood channel has undergone rapid variation, which is directly related to the port site selection, channel management and river regime stability. Based on the bathymetric data, hydrology and sediment records over the past 62 years, this study analyzed the morphodynamic evolution processes of the Xinqiao Channel, the largest flood channel in the South Branch of Changjiang Estuary, and its driving mechanism. The results show that the development of the Xinqiao Channel during 1958–2020 can be divided into the following three stages. In the first stage (1958–1997), the channel experienced cycle of “erosion–deposition” with upstream and downstream movement, and exhibited wideness and shrinkage characteristics, controlled by the coupling effect of runoff and tide. In the second stage (1997–2003), the channel was further suffered from erosion, extended upstream and got widely due to the impacts from the 1998 flood and 1999 flood. In the third stage (2003–2020), due to human intervention, the northward movement of the Biandan Shoal, and runoff–tide interaction, the Xinqiao Channel moved downstream and presented shrinkage with the sedimentation center located at the upper section. In addition, the construction of the Dongfengxisha Reservoir intercepted part of the water that previously entered into Xinqiao Channel and thereby weakened the ebb tide and accelerated channel accretion, resulting in the further shallowing of the Xinqiao Channel.

**Key words:** flood channel; Xinqiao Channel; morphodynamic evolution; Changjiang River Estuary; human activities

**Received:** July 13, 2021