

DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2018.03.002

1958—2015 年长江口水下三角洲地形演变特征及趋势¹

陈 勇, 王寒梅, 史玉金, 黎 兵²

(上海市地质调查研究院, 上海 200072)³

摘要: 基于近期流域减沙背景下长江口水下三角洲地形的演变特征与趋势, 选用 1958—2015 年覆盖面积超过 7 000 ⁴ km² 的长江口实测水下地形数据, 在 Surfer 软件支持下开展水下三角洲地形冲淤分析, 探讨了水下地形演变影响因素。结果表明: 1958—2015 年, 长江口水下三角洲经历了淤积—平衡—剧烈波动 3 个阶段; 持续的流域减沙已导致 10 m 等深线以浅区域从 2009 年开始进入净侵蚀状态; 流域来沙锐减与极端气候引发的口岸及邻近海域对河口泥沙的补给是近年长江口水下三角洲冲淤变化剧烈的主要原因; 长江口向外海年均输送泥沙量可能低于 1.20 亿 t, 与近年流域年均来沙量较为接近, 未来长江口水下三角洲有望逐渐进入整体冲淤平衡状态。

关键词: 地形变化; 沉积速率; 冲淤; 长江口水下三角洲⁵

中图分类号: P343.5 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-6791(2018)03-0314-08⁶

河口三角洲以仅占全球陆地面积 5% 的土地, 汇聚了超过 50 亿的人口^[1], 河口三角洲的演化对人类社会⁷ 的发展有着重要影响。最近几十年来, 由于自然环境变化与人类活动的影响, 全球河流入海泥沙锐减^[2-4], 缺少河流物质供应的河口三角洲演化问题成为了学术界研究的热点^[5-8]。

和世界许多大型河流三角洲一样, 长江河口水下三角洲的发育也面临流域输沙量锐减的问题。由于气候变化、水土保持工程、南水北调以及流域水坝的修建^[9-12], 长江流域自 1980 年以来平均输沙量呈明显的减少趋势。三峡工程的实施, 泥沙减少幅度进一步加剧。2003—2015 年长江平均输沙量已低于 1.40 亿 t, 较三峡工程之前减少了近 1/3。如此巨量的泥沙损失, 是否会导致长江口水下三角洲如密西西比河^[6]、科罗拉多河^[7]一样, 因输沙量减少而遭受侵蚀, 学者们开展了大量研究, 但一直难以形成共识。一方观点认为, 长江入海泥沙减少已经引起水下三角洲前缘斜坡的侵蚀^[9,13], 水下三角洲表层沉积物粗化与泥-砂分界线西移^[5], 长江口水下三角洲未来侵蚀不可避免^[14]。但部分学者持不同的认识, 如 Wang 等^[15] 认为长江口水下三角洲正接近于冲淤平衡状态。Dai 等^[16] 发现长江口近年出现大幅淤积, 与泥沙锐减的趋势相反, 提出三峡大坝导致的泥沙锐减是否会长江口水下三角洲侵蚀需重新评估。还有一部分研究成果提出长江口地区的地貌变化与周边的工程活动导致的水动力条件改变密切相关^[17-19]。长江口水下三角洲面积大, 水下地形数据缺乏, 研究范围与时间尺度的不一致是导致前人认识差异的主要原因。大范围、长时间序列的水下地形数据是获得准确认识的关键。

为了客观认识减沙背景下长江口水下三角洲整体的演化特征与趋势, 本文收集了 1958—2015 年覆盖面积超过 7 000 km² 的长江口水下地形实测数据, 开展了冲淤演变与影响因素分析, 以深化对长江口水下三角洲演化的认识, 并为长江口资源开发利用与环境保护提供参考。

收稿日期: 2017-08-30; 网络出版时间: 2018-05-16

网络出版地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/32.1309.P.20180514.1027.004.html>

基金项目: 国土资源部公益性行业科研专项经费资助项目(201211009); 国家自然科学基金资助项目(41706098)

作者简介: 陈勇(1982—), 男, 湖北松滋人, 高级工程师, 博士, 主要从事海岸带地貌演化研究。

E-mail: chenyongcugb@126.com

1 研究区概况¹

现代长江河口是第四纪末次盛冰期以来从河口湾形态, 受长江流域入海泥沙的充填, 发育为河口沙岛和河口潮滩组合而成的多汊型中等潮汐河口。河口发育规模宏大的水下三角洲, 面积约 $10\,000\text{ km}^2$ 。水下三角洲分为三部分: 水深低于5 m的潮下带部分、介于5~10 m到15~30 m的三角洲前缘以及水深大于30 m前三角洲^[20]。自徐六泾以下, 河槽呈现三级分汊、四口入海、拦门沙浅滩发育的地貌格局。长江径流出口门后, 形成冲淡水向ENE方向扩散偏转, 因其密度比海水密度小而漂浮在海水上层, 与外海高温、高盐、高密度水体之间形成羽状峰面, 峰面位置在东经 $122^{\circ}30'$ 附近, 在峰区内发生强烈的动力沉积过程, 峰区的存在阻挡了长江入海悬沙的扩散东移。长江来沙一部分在河口沉积, 其余随浙-闽沿岸流向南输运^[19]。长江口表层沉积物类型主要为黏土、黏土质粉砂、粉砂这些细颗粒物质, 一定的水动力条件下易再悬浮。



图1 研究区位置⁴

Fig. 1 Location of the study area⁵

2 数据与技术方法⁶

本文使用水下地形数据包括1958年、1983年、1997年、2002年、2009年、2011年、2013年和2015⁷年8个年份, 最长时间跨度近60年, 所选择数据年份兼顾了流域输沙变化的一些重要的时间节点。为了弥补水下前三角洲部分区域无数据覆盖的问题, 进一步了解深水区水深变化信息, 在九段沙滩涂的伸展方向布设了一条实测剖面A-A'(图1), 2012—2015年每年汛前监测一次水深数据。

所有水深数据均利用单波束测深技术获取(图2, 表1), 并经多站潮位矫正。数据坐标为北京54坐标, 数据基面为理论最低潮面。除2009年数据测量时间在汛后(10—11月), 其他年份数据均为汛前测量数据(5—6月)。1958年与1983年定位误差约50 m, 其他年份测量数据的定位误差小于3 m, 测量精度 $\pm 0.2\text{ m}$, 数据点分布与详细信息分别见图2和表1。从上海市水务局收集了1958—2015年每个年份上海滩涂围垦的面积数据(图3), 用以计算不同时间段成陆泥沙淤积量。长江来沙资料采用大通站输沙数据, 来源于水利部长江水利委员会。⁸

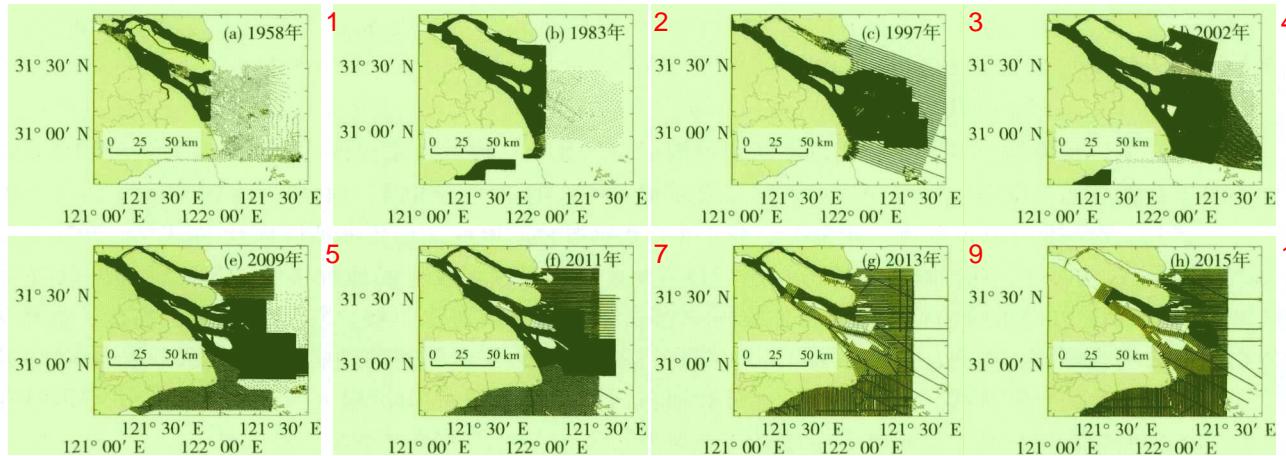


图2 不同年份水下地形测量数据点分布 8

Fig. 2 Measure points distribution in the charts of different years 6

表1 用于计算沉积通量与沉积速率的水下地形数据 11

Table 1 Bathymetric charts used for sediment volume and sediment rate calculations 12

测量年份	数据覆盖面积/km ²	数据点密度/(点·km ⁻²)	比例尺	来源
1958	7 133	5.5	河道内部1:2.5万,河道外部1:10万	上海海事局
1983	6 211	7.0	河道内部1:2.5万,河道外部1:12万	上海海事局
1997	8 302	4.3	1:2万	上海航务局
2002	8 716	7.2	1:2.5万	上海航务局
2009	9 541	18.3	1:12万~1:15万	上海市地质调查研究院
2011	9 417	30.7	1:12万~1:15万	上海市地质调查研究院
2013	8 468	17.4	1:12万~1:15万	上海市地质调查研究院
2015	8 794	22.9	1:12万~1:15万	上海市地质调查研究院

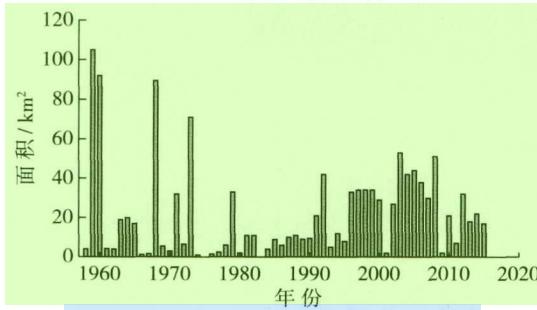


图3 1958—2015年上海滩涂围垦数据 15

Fig. 3 Reclamation area of tidal flat in 16
Shanghai during 1958—2015

算这个时间段的水下地形冲淤变化。成陆部分沉积泥沙体积采用每个年份的造地面积数据与淤积高度的乘积。考虑到上海地面高程3~4 m,假定由水下三角洲转为陆地平均淤高3 m。泥沙体积转为重量时,由于泥沙容重与泥沙的含水量和粒度有密切关系,长江口沉积物容重介于0.9~1.6 t/m³[21],本文水下沉积物泥沙容重采用1.25 t/m³[9],考虑到围垦吹填已成陆沉积物粒度相对较粗、含水量低,容重取1.6 t/m³。

3 结果分析 20

3.1 冲淤变化 21

1958—2015年长江口水下三角洲地形冲淤变化呈现明显的时空差异性(图4)。1958—1983年,77%的区 22

14 将所有的水下地形数据转换到统一的北京54坐标系, 17
高斯克吕格投影和理论深度基面后,在Surfer10软件的支持
下,利用Kriging方法按照100 m×100 m网格进行插值。本
文各年份数据点密度>4.3点/km²,一般1~2点/km²能反映
水下地形总体特征^[15]。长江口地区水下地形起伏较小,且
水深点分布较密,由插值导致的误差小于1%^[5]。

18 在计算不同时段河口水下三角洲沉积通量时,考虑了
同时期水下三角洲沉积通量与成陆部分的沉积量,水下三
角洲冲淤量与该时间段成陆泥沙淤积量之和得到沉积通量
的变化。水下三角洲沉积通量利用两个年份的水深差值计

域处于淤积状态, 区内平均垂向淤积速率达 4.72 cm/a 。高速沉积区位于南槽口门拦门沙及前三角洲一带, 沉积速率达到 $14\sim18\text{ cm/a}$ 。1983—1997年, 淤积区域比例下降至46%, 平均垂向沉积速率降至 1.22 cm/a , 相比1958—1983年下降了近75%。空间分布上呈现“近淤远冲”的格局, 高速沉积区转移至北槽口门拦门沙一带, 沉积速率达 $10\sim17\text{ cm/a}$, 但北港口门外的前三角洲地区出现大片侵蚀区, 侵蚀速率达 $10\sim15\text{ cm/a}$ 。1997—2002年与2002—2009年, 淤积比例均保持在56%左右, 但冲淤格局差异迥异, 1997—2002年沉积中心位于南槽拦门沙, 横沙东滩东侧, 北港口门外的前三角洲及内陆架地区由上一个时间段的强侵蚀转为强淤积, 最大淤积速率达到 $17\sim20\text{ cm/a}$ 。2002—2009年, 北港口门外的前三角洲及内陆架地区的沉积中心南移至南槽与北槽口外区域。横沙东滩东南缘与九段沙东侧淤积明显, 北支口门转为淤积, 但北支口水下三角洲边缘出现侵蚀。2009—2011年, 淤积比例降至46%, 淤积区主要位于横沙东滩、九段沙以及南汇边滩等拦门沙浅滩地区, $-5\sim-10\text{ m}$ 等深线之间区域则出现南北向的侵蚀条带。2011—2013年, 长江口水下三角洲侵蚀显著加剧, 淤积比例达过去60年的最小值36%。除南汇边滩以及南槽口外局部地区外, 大部分地区处于侵蚀状态, 最大侵蚀速率达到 $0.5\sim0.7\text{ m/a}$ 。2013—2015年, 经过前一个时段的强侵蚀后, 反转为以淤积为主, 淤积比例反弹50%以上, 北港口门、南汇边滩以及南槽口外都出现了快速淤积。

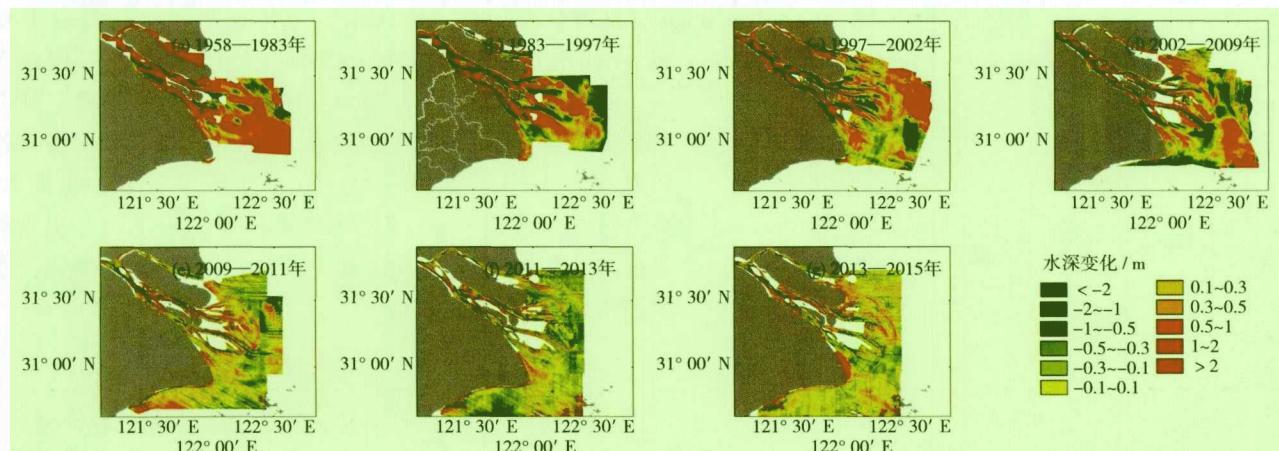


图4 不同时段长江口水下三角洲地形变化 3

Fig. 4 Bathymetric changes during different periods in the Yangtze subaqueous delta 8

3.2 泥沙沉积通量变化 4

1958—1983年, 长江口水下三角洲地区净淤积量为113亿t, 年均淤积量为 4.52亿t 。⁵1983年之后的两个统计时间段, 年均淤积量逐渐下降。⁶1983—1997年与1997—2002年年均淤积量分别为 0.070亿t 与 0.050亿t , 表明该阶段统计区基本处于冲淤平衡状态。⁷2002年之后, 由平衡转为淤积,⁸2002—2009年, 出现了年均 3.57亿t 的强淤积。⁹2009—2011年, 淤积速率降至 1.18亿t 。¹⁰2009年之后, 冲淤波动幅度加剧,¹¹2011—2013年, 年均侵蚀 6.90亿t , 但2013—2015年出现反转, 年均净淤积量为 3.04亿t 。

考虑到不同年份数据覆盖范围存在一定差异, 为了便于各时间段对比, 圈定了数据重叠区(图1)。重叠区绝大部分区域位于 10 m 等深线以浅的区域, 重叠区面积约 6000 km^2 。对重叠区各年份数据与1958年进行年冲淤计算(图5), 值得注意的是, 因数据的限制, 1983年数

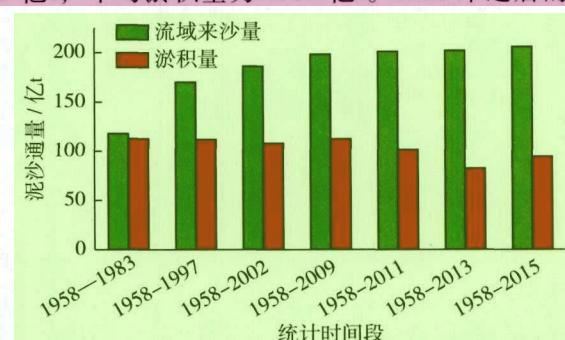


图5 不同时段大通站泥沙通量与长江口水下三角洲泥沙通量统计曲线 10

Fig. 5 Sediment discharges at Datong and sediments accumulation in the Yangtze subaqueous delta during different periods 11

据较重叠区约小6%，依据1958—1983年整体淤积的特征，估算该时段的冲淤量比实际值略小，但不影响对整个冲淤趋势的分析。1958—2009年，长江口水下三角洲泥沙净淤积量基本维持在110亿t左右，但从2009年开始，净淤积量开始下降，最低下降至2013年的82.5亿t，2013年之后，有一个弱反弹。

3.3 10 m 等深线变化 2

10 m 等深线位于长江口水下三角洲前缘，是径流、潮流交互作用比较强烈的地区，对外界条件的变化响应敏感^[9]。10 m 等深线摆动显示（图6），各年份等深线在北港口外有一个明显的交汇点，交汇点以北以北支口外为代表的区域大幅向陆侧蚀退，蚀退速率达到70~140 m/a，平均移动距离约2 km。交汇点以南总体呈现出先淤后冲的态势，且越向南部，进入蚀退的时间越晚。横沙东滩东侧10 m 等深线1958—1997年向海推展，区域持续向海推展，年推展速度约35 m。横沙东滩东南侧口外区域，1958—1997年向海淤进，1997年之后则向陆退蚀。南槽口外区域是10 m 等深线变化最为剧烈的区域，该段1958—2009年保持较为快速的淤涨，2009年至今，则进入侵蚀阶段，侵蚀速率达到400 m/a。南汇嘴以南的口外区域，1958—2009年向海扩展，2009—2013年则开始向陆侧蚀退，2013年10 m 等深线已蚀退至1983年附近。

3.4 典型断面水深变化 4

A—A'剖面水深变化剖面显示（图7），14 m 水深左右是个转折点，在这个点上各年水深变化趋向于0。⁵

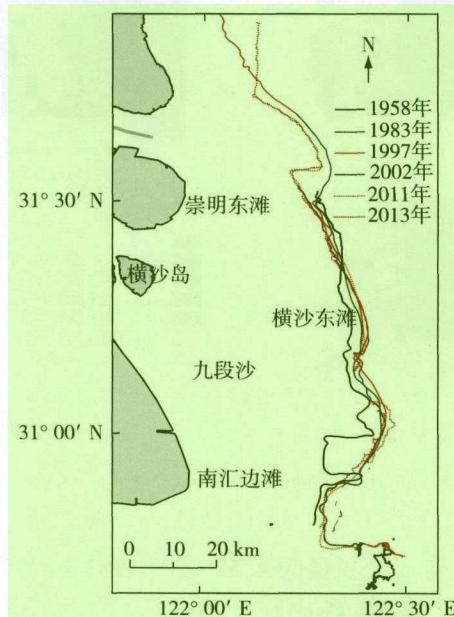


图6 1958—2013年长江口10 m 等深线空间移动特征 7

Fig. 6 Shifts of the 10 m isobaths in the Yangtze subaqueous delta during 1958—2013 9

6

在14 m 水深以浅的区域，2012—2015年间，以侵蚀为主，最大侵蚀幅度约0.75 m。14 m 水深以深区域，则先淤积后侵蚀，且波动幅度加大，2012—2013年，最大淤积厚度为0.6 m，2013—2014年，淤积厚度进一步加大，最大淤积厚度近1 m。但2015年趋势出现反转，出现明显侵蚀，侵蚀厚度最大达到1.6 m。与2013年相比，最大侵蚀厚度也达0.6 m。⁸

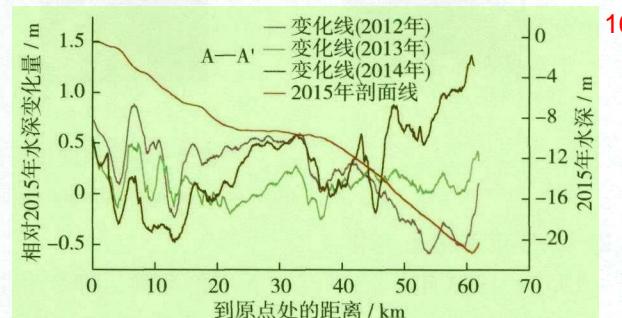


图7 典型断面水深变化 11

Fig. 7 Bathymetric changes in the profile 12

4 讨论 13

4.1 流域减沙的影响 14

流域来沙是河口三角洲发育的物质基础，流域减沙势必对河口发育产生重要影响。前人就长江口水下三角洲是否因流域来沙量减少出现侵蚀进行过大量的讨论。从研究结果来看，2009年之后数据重叠区累计泥沙沉积通量进入负增长阶段（图5），表明经过前期数年的低流域输沙量之后，负面效应开始显现，长江口10 m 以浅的区域开始进入整体侵蚀阶段。10 m 等深线则由北向南在1997年、2009年先后向陆蚀退，这与长江流域来沙自20世纪80年代开始减少，1997年三峡大坝截流、2010年蓄水等导致的泥沙锐减在时间上吻合。

合。从而证明从长时间尺度来看, 流域减沙对长江口水下三角洲发育的影响显著。¹

但单从来沙量的变化很难解释不同时段沉积通量的变化。Yang 等^[9]与黎兵等^[22]研究了流域输沙率与长江口泥沙沉积通量之间的关系, 发现了很好的相关性。但 Yang 等^[9]数据范围仅 2 000 km²左右, 无法代表整个长江口水下三角洲。黎兵等^[22]则因统计 4 个时间段, 存在一定的偶然性。本文统计了图 2 中 7 个时段沉积通量与流域来沙量之间的关系, 没有发现两者之间的统计相关性($R^2 < 0.7$)。有些年份出现一些异常的现象, 如 1983—1997 年与 1997—2002 年来沙量年均分别达 3.73 亿 t 与 3.21 亿 t, 长江口水下三角洲基本维持冲淤平衡, 2002 年之后, 输沙量大幅度下降, 2006 年更是低至 0.840 亿 t, 考虑到长江口水下地貌对来沙量有 3~6 年响应的滞后性^[17], 2002—2009 年应由平衡转为侵蚀, 却出现了 3.57 亿 t 的强淤积。此外, 2011—2013 年年均净淤积量为 3.04 亿 t, 大于该时段来沙量, 表明存在来自其他地区泥沙的补给。其次, 近 60 年来, 冲淤图上的沉积中心仅空间位置发生变动, 但沉积速率不下降; 口外深水区域与口门区冲淤不一致的现象(图 4), 也进一步凸显了水下三角洲沉积过程的复杂性, 流域来沙不是控制水下三角洲发育的唯一因素。

4.2 口外泥沙的补给作用 ³

从长江口输出的大部分悬浮泥沙首先在长江口南槽口外的泥质区沉积, 该区充当了长江泥沙沉积的“仓库”。一般情况下, 夏季冲淡水流量和悬沙浓度均较高, 导致沉积物在库区快速淤积, 冬季在潮流、风浪、陆架环流的共同作用下, 库区物质发生高强度的再悬浮和输运^[20]。⁴

由于长江口水下三角洲沉积物粒度较细, 潮流的作用下很容易被掀动悬扬, 在极端天气如风暴潮的作用下, 水动力可以影响到 40 m 水深的区域^[16], 口外的泥沙可以在极端风暴潮影响下由深水区向 10 m 以浅区域搬运。1983—1997 年北港口外深水区的强烈侵蚀就与 0711 号台风作用有关^[16]。同样, 2013—2015 年, 长江口水下三角洲淤积量超过了来沙量, 则也可能是 2015 年系列风暴潮作用下, 口外泥沙向陆侧搬运所致, 监测剖面也监测到了在该时期内, 在浅水区淤积量达到 2.37 亿 t 的情况下, 在 14 m 水深以深的泥质沉积中心反而出现侵蚀, 这种深、浅水区冲淤格局相反的现象有可能是在风暴潮作用下, 深水区沉积物再悬浮对浅水区的补给造成。从而也表明了口外泥沙对长江口水下三角洲冲淤的调节作用是不容忽视的, 从计算出的冲淤量波动的幅度看, 这种调节作用在短时间内的影响可能超过流域来沙的影响。⁵

4.3 长江口水下三角洲的整体冲淤趋势 ⁶

自 2010 年长江三峡大坝蓄水至正常水位后, 长江年均来沙量已低于 1.30 亿 t, 世界第三大水电站溪洛渡水电站的运营, “南水北调”重大战略工程的实施和长江流域生态环境保护, 长江流域来沙量很可能将低于 1.00 亿 t^[9]。来沙量临界值到多少会导致长江口水下三角洲整体进入侵蚀状态是大家非常关注的问题。常用的方法是建立一个特定区域、特定年份的来沙量与沉积速率之间的关系曲线, 将曲线延伸至平均沉积速率为 0 处, 即为长江口水下三角洲冲淤转换的临界值^[9,22]。由前文可知, 长江口水下三角洲冲淤存在显著的时空差异性, 因而学者们基于局部区域数据得出的临界值差异很大。⁷

长江口水下三角洲冲淤转换的来沙量临界值即长江河口向外海输送的泥沙量^[20]。计算这个临界值的有效方法是计算长时间尺度的沉积通量, 用来沙量减去沉积通量, 即可得到向外海扩散的泥沙量。这种方法的关键是不但要有覆盖整个长江口地区的水下地形, 还有陆上三角洲面积泥沙体积变化量以及相对海平面升降。本研究收集数据覆盖面积超过 7 000 km², 收集了历年上海滩涂围垦数据, 为估算泥沙外海输出量提供了可能。⁸

假设沉积物压实沉降为 3 mm/a^[23], 长江口过去几十年海平面平均上升速率 3 mm/a^[5], 因此, 相对海平面变化影响为 6 mm/a。1958—2015 年, 为抵消相对海面上升影响, 10 000 km²的水下三角洲需消耗泥沙 42.8 亿 t; 而该时段内累计来沙量为 206 亿 t, 水下三角洲淤积量为 35.0 亿 t, 成陆泥沙量为 59.7 亿 t, 则每年由沿岸流向口外输出泥沙量为 1.20 亿 t。考虑到本文数据并没有完全覆盖南槽口外泥质沉积区, 会导致累计水下三角洲沉积量一定的低估, 因此, 向外海输出的泥沙量很可能低于 1.20 亿 t。由于外海泥沙输出主要受控于潮汐、风浪等水动力条件, 过去几十年来, 长江口风速和波浪仅增加了 2%~4%^[5], 因此, 这个值会基本保持稳定。1.20 亿 t 向外海的输沙量与近年长江流域年均来沙量较为接近, 从而表明长江口水下三角洲

将来整体上有望接近于冲淤平衡，发生大规模侵蚀的风险可能性不大。¹

5 结 论²

- (1) 1958年至今，长江口水下三角洲经历了淤积—平衡—剧烈波动3个阶段。10 m等深线以浅的河内口地区自2009年开始进入净侵蚀状态，数年的流域低输沙量对该区的影响开始显现。
- (2) 流域输沙量的持续减少以及口外沉积物在极端天气气候作用下对浅水区的输沙作用是导致近期长江口冲淤剧烈波动的主要原因。
- (3) 近60年来，长江河口向外海年均输送泥沙量可能低于1.20亿t，该量与近年流域来沙量相当，通过河口和邻近海域再悬浮泥沙的补给作用，河口会出现新的冲淤平衡，长江口水下三角洲未来发生大规模侵蚀的可能性不大。

参考文献：⁴

- [1] OVEREEM I, SYVITSKI J P M. Dynamics and vulnerability of delta systems [M]. Geesthacht: GKSS Research Center, 2009.
- [2] MILLIMAN J D, FAMSWORTH K L, JONES P D, et al. Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951—2000 [J]. Global and Planetary Change, 2008, 62(3): 187-194.
- [3] SYVITSKI J P M, KETTNER A J, QVEREEM I, et al. Sinking deltas due to human activities [J]. Nature Geoscience, 2009, 2(10): 681.
- [4] NITTROUER J A, VIPARELLI E. Sand as a stable and sustainable resource for nourishing the Mississippi River delta [J]. Nature Geoscience, 2014, 7(5): 350-354.
- [5] LUO X X, YANG S L, WANG R S, et al. New evidence of Yangtze delta recession after closing of the Three Gorges Dam [J]. Scientific Reports, 2017. [doi: 10.1038/srep41735]
- [6] BLUM M D, ROBERTS H H. Drowning of the Mississippi Delta due to insufficient sediment supply and global sea-level rise [J]. Nature Geoscience, 2009, 2(7): 488-491.
- [7] CARRIQUIY J D, SANCHEZ A. Sedimentation in the Colorado River delta and Upper Gulf of California after nearly a century of discharge loss [J]. Marine Geology, 1999, 158(1): 125-145.
- [8] KONG D, MIAO C, BORTHWICK A G L, et al. Evolution of the Yellow River Delta and its relationship with runoff and sediment load from 1983 to 2011 [J]. Journal of Hydrology, 2015, 520: 157-167.
- [9] YANG S L, MILLIMAN J D, LI P, et al. 50 000 dams later: erosion of the Yangtze River and its delta [J]. Global and Planetary Change, 2011, 75(1): 14-20.
- [10] ZHAO Y, ZOU X, GAO J, et al. Quantifying the anthropogenic and climatic contributions to changes in water discharge and sediment load into the sea: a case study of the Yangtze River, China [J]. Science of the Total Environment, 2015, 536: 803-812.
- [11] YANG S L, XU K H, MILLIMAN J D, et al. Decline of Yangtze River water and sediment discharge: impact from natural and anthropogenic changes [J]. Scientific Reports, 2015. [doi: 10.1038/srep12581]
- [12] DU J L, YANG S L, FENG H. Recent human impacts on the morphological evolution of the Yangtze River delta foreland: a review and new perspectives [J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 2016, 181: 160-169.
- [13] 刘杰, 程海峰, 韩露, 等. 流域减沙对长江口典型河槽及邻近海域演变的影响 [J]. 水科学进展, 2017, 28(2): 249-256.
(LIU J, CHENG H F, HAN L, et al. Influence of fluvial sediment decline on the morphodynamics of the Yangtze River Estuary and adjacent seas [J]. Advances in Water Science, 2017, 28(2): 249-256. (in Chinese))
- [14] YANG S L, MILLIMAN J D, XU K H, et al. Downstream sedimentary and geomorphic impacts of the Three Gorges Dam on the Yangtze River [J]. Earth-Science Reviews, 2014, 138: 469-486.
- [15] WANG Y H, RIDDI 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): 130-138.
- [16] DAI Z, 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. [doi: 10.1038/srep06600]

- [17] LUAN H L, DING P X, WANG Z B, et al. Decadal morphological evolution of the Yangtze Estuary in response to river input changes and estuarine engineering projects [J]. *Geomorphology*, 2016, 265: 12-23.
- [18] WEI W, DAI Z, MEI X, et al. Shoal morphodynamics of the Changjiang (Yangtze) Estuary: influences from river damming, estuarine hydraulic engineering and reclamation projects [J]. *Marine Geology*, 2017, 386: 32-43.
- [19] 杨程生, 高正荣, 俞竹青. 长江口北支河槽容积变化特征的定量分析[J]. 水科学进展, 2016, 27(3): 392-402. (YANG C S, GAO Z R, YU Z Q. Quantitative analysis of the characteristics of channel storage changes in the North Branch of the Yangtze River Estuary [J]. *Advances in Water Science*, 2016, 27(3): 392-402. (in Chinese))
- [20] GAO S, WANG Y P, GAO J. Sediment retention at the Changjiang sub-aqueous delta over a 57 year period, in response to catchment changes [J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2011, 95(1): 29-38.
- [21] KELLER G H, YE Y C. Geotechnical properties of surface and near-surface deposits in the East China Sea [J]. *Continental Shelf Research*, 1985, 4(1/2): 159-174.
- [22] 黎兵, 严学新, 何中发, 等. 长江口水下地形演变对三峡水库蓄水的响应[J]. 科学通报, 2015, 60(18): 1735-1744. (LI B, YAN X X, HE Z F, et al. Impacts of the Three Gorges Dam on the bathymetric evolution of the Yangtze River Estuary [J]. *Chinese Science Bull*, 2015, 60(18): 1735-1744.
- [23] GONG S L, LI C, YANG S L. The microscopic characteristics of Shanghai soft clay and its effect on soil body deformation and land subsidence [J]. *Environmental Geology*, 2009, 56(6): 1051-1056.

Characteristics and trends of morphological evolution of² the Yangtze subaqueous delta during 1958—2015*

CHEN Yong, WANG Hanmei, SHI Yujin, LI Bing³

(Shanghai Institute of Geological Survey, Shanghai 200072, China)⁴

Abstract: How the topography of the Yangtze subaqueous delta has evolved in response to sediment decline has aroused wide attention. In order to examine the Yangtze subaqueous delta evolution and influencing factors during the past six decades, bathymetric data surveyed in eight different years during the period of 1958—2015 covering more than 7 000 km² of the subaqueous delta in the Yangtze River Estuary were analyzed together with the river sediment dataset of the same period using Surfer software. The results show that the overall morphological evolution of subaqueous delta in the Yangtze River Estuary went through three phases: sedimentation, equilibrium, and intense fluctuation. The decline in sediment had led to net erosion in areas with depth less than 10 m since 2009. Sharp decline in sediment supply and sediments transported from the outer estuary induced by extreme weather are the two important reasons for the dramatic change in the erosion and deposition of the subaqueous delta in the Yangtze River Estuary in recent years. The annual sediment delivered from the Yangtze River Estuary to the open seas is likely to be less than 120 million tons in the past decades, which is almost equivalent to the sediment load in recent years, indicating that the entire subaqueous delta in the Yangtze River Estuary may gradually reach equilibrium state through internal adjustment in the future.⁵

Key words: bathymetric change; deposition rate; accretion and erosion; Yangtze subaqueous delta⁶

* The study is financially supported by the National Natural Science Foundation of China (No. 41706098).