

# 中国主要河口拦门沙的研究进展\*

## RESEARCH ADVANCE IN THE MOUTH BARS, CHINA

张莉莉 李九发 沈焕庭

(华东师范大学河口海岸国家重点实验室 上海 200062)

河口拦门沙常处在河流入海的咽喉部位,是海陆相互作用的产物,也是河口水沙与河床作用最剧烈的地带,曾经引起众多学者的广泛关注。由于河道突变,拦门沙因水浅给河流水运和海运事业的发展以及通海航槽建设带来了极大的影响;此外,由于拦门沙水域特殊的理化性质,使得其在河口地球化学过程和河口生态系统中起着不可替代的作用。所以,对于河口拦门沙的研究受到了广泛的重视,取得了很大的进展,本文对于国内在河口拦门沙研究方面所取得的进展进行评述。

### 1 拦门沙发育演变及形态特征

拦门沙是河口中主要的地貌单元,从60年代以来,我国许多地理和水利工程方面的学者对拦门沙的发育演变及地貌形态进行研究,取得了很重要的成果,现分别对国内几条大河河口的研究成果加以总结评述。

---

\* 国家自然科学基金重点资助项目 49736220 号。

收稿日期:2000-09-04;修回日期:2000-09-30

### 1.1 长江河口

1842年,英国海军绘制了长江河口第一张航道图,从此以后判读河口地形的发展演变无时不受到人们广泛的关注,尤其是解放后近几十年来更取得了很大的进展。陈吉余等1988年根据长江口拦门沙的发育历史,结合对长江口100多年以来水下地形演变和钻孔岩性资料的分析,论述了长江口拦门沙的水下地形特征及其演变,指出它是长江三角洲前缘斜坡的组成部分,拦门沙浅滩构成了水下三角洲的顶部。从形态上看,在纵向上长江口拦门沙呈现为上凸的隆起,横向上则为滩槽相间、高低起伏的形态。此外,对钻孔岩性资料的分析显示,在三角洲向海伸展过程中,拦门沙地区沉积序列由前三角洲海相、三角洲前缘相、拦门沙滩顶相和三角洲平原相组成。

长江河口拦门沙的发育演变与河口的演变关系密切,自18世纪以来,长江河口经历了3次大的改道,20世纪形成了第三级分汉,北槽被冲开,南港泄流由南北槽入海。100多年以来,尽管拦门沙的形态有所变化,但其最小水深变化甚小,拦门沙地区的滩顶水深基本维持在6m左右。一般而言,航道拦门沙,冲淤幅度为0.2~0.7m,北槽自形成以来,其断面积不断扩大,呈现发展趋势,南槽断面积则略有减小,谷值出现在70年代后期至80年代前期,此后又略有增大。南港口呈淤积状态,自60年代以来,河槽恶化,由单河槽演变为复式河槽。

通过长江口水流和泥沙运动特性的分析,论述长江口拦门沙演变的过程也是众家研究的一个主要方面。陈吉余等1995年指出,各个入海汉道拦门沙水深与它的分水分沙条件有密切的关系,一般情况下,长江主流入海的水道分水多,滩顶水深就较好,而且主泓的摆动,会引起南北港河床的剧烈变化。黄胜1986年在研究长江河口泥沙及水动力特性的基础上,提出了长江口南支南北港稳定的必要条件有:(1)南北港分水分沙要基本平衡,防止落潮主泓的偏移。(2)固定分汉口不使其继续后退。(3)稳住扁担沙,防止滩槽的剧烈变动和大量泥沙下移。这些条件的改变将会直接影响到拦门沙的演变。此外,李九发等利用长江口水文泥沙和地形等资料进行计算分析后指出<sup>[11]</sup>,在涨急、落急时,拦门沙河床淤积层泥沙再次起动悬浮,憩流时又重新淤积河床,在一个潮周期中含沙量出现两高两低。大潮时河床泥沙普遍扬起,小潮汛期间再次淤积,河床冲淤层变幅为0.2~0.4m左右。同时,还阐述了长江口拦门沙洪枯季冲淤变化过程。

以上关于长江口拦门沙的形态及演变都是利用传统方法完成的。而黄卫凯等1995年则应用经验特征函数分析和现代控制理论方法对长江口拦门沙地形变化进行了系统辨识和预报。预报结果和实际结果在变化趋势上是完全一致的,但在变化量方面仍存在不同程度的误差。这一方面是由于其地形的复杂性所致,另一方面也说明本研究受长江口拦门沙动态系统输入、输出时间序列的维数和长度的局限性所影响。

### 1.2 黄河河口

黄河每年带入口口的泥沙为 $10 \times 10^8$  t左右,是世界上输沙量最多的河口,其拦门沙的形态与国内外其他河口相比,具有3个突出的特点<sup>[3]</sup>:长度短,顶部水深浅以及前缘坡度陡,整个拦门沙紧堵着河口口门,象一个滚水坝,对泄洪排沙具有很大的阻碍作用。

黄河口拦门沙在纵向上呈缩短的趋势,但变化甚微,与河口口门总是保持动态平衡。叶青超1996年研究认为,拦门沙在横向上由于含沙径流出口门入海时成为辐射状态。拦门沙发育扩展,其扩展宽度主要与水沙摆幅大小有关,近几年小水小沙的情况下,摆幅在4~10 km之间。在垂向上,就整个河口而言,拦门沙是有升有降,以升为主的交替状态,在各种因素作用下,上升的幅度受到一定的抑制。

据王涛等1995年研究,黄河口拦门沙堆积体上部在每年洪水期延伸扩大,在枯水期则退缩减小,其变化强度因年而异,且随洪水来沙量及海洋动力条件发生的频率和强度变化而变化。黄河口拦门沙每年都向海淤进,而且在延伸-摆动过程中淤造新的陆地和潮滩<sup>[2]</sup>。

很多学者都是从定性的角度研究拦门沙的演变,对于拦门沙冲淤量的定量计算,考虑得较少,而陈彰榕等<sup>[7]</sup>在全面地分析黄河口拦门沙特征的基础上,利用计算机技术定量计算了拦门沙的冲淤量,并指出拦门沙前沿底坡的滑坡运动是拦门沙蚀退、黄河泥沙输送到深水海域的重要途径。

### 1.3 珠江河口

珠江在我国的大河中属于来沙量较小的。珠江由8个口门入海,这8个口门分别构成伶仃洋河口、磨刀门河口以及崖门河口,每个河口外都有拦门沙堆积体<sup>[5]</sup>。据统计,珠江每年60%的洪水和50%的径流量以及大量泥沙在伶仃洋落淤,加上复杂的地形及水动力条件,逐渐形成了三滩两槽的地形骨架。

根据沉积物<sup>14</sup>C测年和环境分析,拦门沙的形成经历了4个阶段:海侵前期、海侵初期、海侵盛期、拦

门沙形成期,随着珠江三角洲向海加积,崖门和虎跳门外河口湾淤积日盛,由此奠定了现代拦门沙发育的基础。对新会崖门港外航道拦门沙的研究得出,拦门沙通过内坡的侵蚀和外坡的淤积而不断向海迁移,其顶部深度的变化远较水平变化小。此外,其演变过程中还有两种新的动向值得注意和研究,即波成沙脊和拦门沙顶部物质粗化现象。

珠江口拦门沙总的来看,是向外海推移的,主要是由于径潮流相互作用的地区不断外移,导致拦门沙的顶点逐渐下移。但由于大嶼岛以外即进入南海,珠江口拦门沙的推移速度可能会减缓并逐渐接近平衡状态。

王礼育等<sup>[4]</sup>通过遥感图片和数据,分析了伶仃洋拦门沙地区的地形结构,径潮流、沿岸流等动力机制及其泥沙来源,提出东西部动力区具有相对分界线的新观点,并在此基础上提出规划治理方案。

#### 1.4 钱塘江河口

钱塘江河口是一个典型的强潮型漏斗状河口,在纵剖面上存在着具有独特性质的沙坎,该沙坎长达130 km,最高点高出基线约10 m,沙坎的体积非常巨大,全部为分选良好的粉沙组成,小于0.005 mm的粘土含量<3%<sup>[6]</sup>。

钱塘江河口沙坎的形成与杭州湾和钱塘江河口的成长发育之间存在着不可分割的唇齿关系<sup>[6]</sup>;根据研究河口平面外形与径潮流比值间的关系,结合杭州湾的发育过程,钱宁,李光炳等对钱塘江河口沙坎的形成进行了分析。而陈吉余等亦研究了钱塘江河口沙坎的形成及其历史演变,指出:在历史上沙坎的下界较稳定,上界向下移动,当潮流从南大门进出时沙坎成鞍形,经北大门以后,沙坎滩顶河段潮势较南门为弱,江流作用增强,滩顶有下移之势。

此外,从工程观点来看,钱塘江河口沙坎基本上处于平衡状态,但泥沙不断上下来回搬运,河床极不稳定,洪水季节河床发生冲刷,沙坎顶高降低,部位外移;潮流控制季节,河床回淤,沙坎顶高抬升,部位向上推移。

## 2 形成机理

关于拦门沙形成的机理,我国学者从很多方面进行了论述,归纳起来大致有以下5方面:

### 2.1 山潮水比值

入海河流的河口段,受河水( $Q_1$ )和潮流( $Q_2$ )两种不同方向的水流作用,所以河口拦门沙的沉积部

位,决定于这两股力量对比消长的结果。钱宁,李光炳等<sup>[6]</sup>根据对国内外22处河口的资料统计分析,得出不同类型河口沉积体的 $Q_1/Q_2$ 值,认为当 $Q_1/Q_2 < 0.02$ 时,该成型沉积体沉积在河口口门之内,称之为沙坎,如钱塘江河口; $Q_1/Q_2 > 0.1$ 时,沉积部位在口门之外,即称之为拦门沙,如珠江口,长江口等。

### 2.2 滞流点和滞流区

河床演变是携沙水流与河床相互作用的结果<sup>[3]</sup>。在潮汐河口,存在周期性的往复流,又由于盐淡水交会作用,产生密度坡降,改变了底层的水流形态,使底层出现滞流点和滞流区,在滞流点的下游,絮凝沉降使得底层含沙量增大,并在上溯流的作用下,不断汇集,在滞流点附近成为高含沙量区,从而又加速了絮凝沉降,这无疑会导致拦门沙的形成,关于这一点,李泽刚也有论述<sup>[3]</sup>。

### 2.3 河口环流作用

由于盐水入侵产生盐淡水异重流,在部分混合型河口存在着底层流向陆,表层流向海的余环流,余环流对泥沙输移的影响同航道拦门沙的形成密切相关。在其作用下泥沙在底层被带向上游,在表层被带向下游,而在余流为零的地方,泥沙作垂向运动,不断富集,促进了航道拦门沙的形成。

### 2.4 最大浑浊带

从最大浑浊带的研究以达到对拦门沙成因的进一步了解一直受到人们的重视<sup>[8,9]</sup>。浑浊带内所包含的泥沙总量可以超过河口在一个潮周期内的泥沙净输移量。沈焕庭、郭成涛等提出:对最大浑浊带的研究,有助于阐明拦门沙的成因和冲淤规律。以长江口南槽的拦门沙——铜沙浅滩为例,其形成主要受悬沙落淤的作用,洪季,最大浑浊带含沙浓度高,且其位置正好也在铜沙浅滩滩顶附近,这是洪淤的重要原因;枯季,最大浑浊带发育不佳,位置也偏上,铜沙浅滩就呈现冲刷状态。

最大浑浊带与拦门沙之间不仅存在着成因联系,而且有互补关系。浑浊带水体的悬沙沉降是航槽拦门沙浅滩淤积的重要原因,而拦门沙浅滩物质的再悬浮则是浑浊带得以维持高含沙量状态的重要因素。

### 2.5 絮凝作用

在拦门沙的形成过程中,絮凝作用是很重要的原因之一。杨美卿1986年对细颗粒泥沙絮凝的微观结构进行研究,得出粘土颗粒在细颗粒泥沙絮凝中起了重要作用。到目前为止,我国学者对于拦门沙地区细颗粒泥沙絮凝作用的研究主要有以下几点:首先是

河口区盐淡水混合对细颗粒泥沙絮凝的影响。在盐水入侵界,由于颗粒表面的电化作用而产生絮凝,加速了泥沙的沉降。对长江口的研究表明,当盐度为13时,絮凝作用较快。其次,水流的紊动情况也是影响拦门沙地区细颗粒泥沙絮凝的一个重要因素,根据张志忠、阮文杰等1983年的试验,细颗粒泥沙的沉降受动水絮凝临界流速的控制,当流速小于该临界值时,拦门沙地区的细颗粒泥沙发生絮凝沉降。第三,介质特性,特别是水体所含离子的浓度和类型,对于细颗粒泥沙的絮凝影响至巨,随着离子浓度的时空变化,絮凝沉积强度和沉积部位也随之不同,根据对长江口拦门沙的研究证实,该地区絮凝最佳阳离子浓度出现在拦门沙滩顶,这说明絮凝作用对于拦门沙的发育及冲淤变化具有重要的影响。

目前国内各河口的絮凝研究主要集中在无机离子上。夏福兴等1991年利用带电子探针的扫描电子显微镜分析和测定了长江口悬浮颗粒样品,首次发现了大小、形状、组成各不同的有机絮凝体,探讨了有机絮凝体的形成机理,认为有机絮凝作用对于拦门沙的形成也具有一定的贡献。

林以安等<sup>[10]</sup>通过研究长江口生源元素的生物地球化学特征论述其与絮凝沉降的关系,说明生物地球化学作用是控制长江口区颗粒物絮凝的重要因素和主要机制之一;张经1994年总结了我国一些大的河口(黄河、长江、珠江等)体系中化学要素的行为特点;而傅瑞标、孙振斌等则对长江口某些重金属元素的现状进行了分析。这些都为进一步探讨拦门沙地区的地球化学作用打下了很好的基础。

### 3 数学模型

近年来,在河口海岸研究领域,数学模型发展很快,我国在这一领域的研究也已达相当水平,为拦门沙的研究提供了有利的工具。姚运达和沈焕庭等1993年运用垂向二维数模对理想、没有净沉积的部分混合型河口的深度、宽度、拦门沙地形变化以及悬沙浓度对最大浑浊带的环流结构、盐度和悬沙含量的分布进行了探讨,结果表明:河口拦门沙对盐水上溯有阻碍作用,它使滞流点的最大悬沙浓度有所下降,且中心向海推移。魏守林、郑漓、杨作升等1990年利用二维数模验证了河口重力环流是最大浑浊带形成的

重要动力条件之一。窦国仁等1995年通过对风浪和潮流共同作用下携沙能力和输沙方程式的研究,建立了河口海岸平面二维泥沙数学模型,该模型可以较好地模拟风浪和潮流作用下河口海岸区含沙量分步场和海底冲淤变化,为研究和解决河口海岸工程中的泥沙问题提供了新手段。

黄卫凯1993年作了长江口拦门沙变化的经验特征函数模型,从整体上揭示了长江口拦门沙变化的时间和空间结构,但是,考虑到河口拦门沙的影响因素多且变化复杂,进一步的研究需采取统计分析和动力机理分析相结合的方法。朱慧芳等1993年应用数理统计理论和方法,对长江口南槽航道拦门沙的冲淤变化进行了数学模拟,证明多元回归数学模式能够客观地反映拦门沙变化的内在规律,因此对于三峡工程和上游调水后,因水沙改变而引起的拦门沙的变化趋势能够进行预测,且拟合计算值与实测值基本相符。

目前在研究拦门沙的问题上,国内许多研究机构大多采用物模与数模相结合的方法,以扬长避短。在数学模型方面,由于三维模型的应用仍存在如计算量大、复杂的边界地形难以处理等等一系列困难,因此运用最广的还是二维模型。随着计算机的不断发展,人们对河口拦门沙的认识水平和数学表达能力的不断提高,三维数模的应用将更加普遍。

#### 主要参考文献

- 1 李九发、何青、张琛. 海洋与湖沼, 2000, 1: 101 ~ 109
- 2 陈彰榕. 青岛海洋大学学报, 1997, 10: 539 ~ 545
- 3 李泽刚. 地理学报, 1997, 1: 54 ~ 62
- 4 王礼育、罗丹. 人民珠江, 2000, 2: 39 ~ 41
- 5 黄镇国. 珠江三角洲, 广州: 科学普及出版社广州分社, 1982. 245 ~ 272
- 6 钱宁. 河床演变学. 北京: 科学出版社, 1987. 283 ~ 308
- 7 陈彰榕、杨作升、赵晓燕. 青岛海洋大学学报, 1998, 1: 149 ~ 155
- 8 时钟、陈伟民. 泥沙研究, 2000, 2: 28 ~ 39
- 9 潘定安、沈焕庭、茅志昌. 海洋学报, 1999, 7: 62 ~ 69
- 10 林以安、李炎、唐仁友. 泥沙研究, 1997, 3: 42 ~ 48
- 11 Li Jiufa, Zhang Chen. *International journal of marine geology, geochemistry and geophysics*. 1998, 148: 117 ~ 124

( 本文编辑: 李本川)