

黄河清 8 出汊河口泥沙异重流特征 及其时空分布*

黄海军¹ 刘艳霞^{1,2}① 樊辉³ 杨晓阳⁴

(1. 中国科学院海洋研究所 青岛 266071; 2. 中国科学院研究生院 北京 100049;
3. 山东省科技发展战略研究所 济南 250014; 4. 黄河水利委员会黄河河口研究所 东营 257091)

提要 选用 1996 年 9 月 5—6 日黄河口新口门水文泥沙同步观测资料, 采用距离倒数加权插值法 (IDW) 生成河口泥沙异重流的含沙海水密度、流速和含沙量随时间变化的等值线图。基于此, 分析了黄河口泥沙异重流发育形成的时空变化特征, 并结合遥感影像和水下地形图进一步探讨了泥沙异重流对河口沉积的影响。研究表明, 黄河口(新口门)泥沙异重流发育频繁, 且其形成时的含沙海水密度与老河口相似; 泥沙异重流的空间分布与水下三角洲泥沙堆积体及河口沙嘴的形态存在明显相关, 泥沙异重流的存在直接影响河口前缘泥沙的沉积, 但对侧缘的影响不大; 泥沙异重流形成初期, 在低高潮涨潮阶段中的一次较小的涨落潮周期内其形成和消亡过程与潮流的涨落潮周期呈正向对应关系, 且在这一时段的涨憩时泥沙异重流的泥沙含量达到最大; 流速垂向分布为泥沙异重流形成初期流速小于上层海水流速, 且层次分明, 随其进一步向深海运动流速呈增大再减小的趋势, 至三角洲前缘陡坡段其底层流速大于中上层海水流速。

关键词 黄河口, 泥沙异重流, 河口沉积, 时空分布, 海水密度

中图分类号 P731

泥沙异重流在河口泥沙输移和三角洲进积演化中扮演着重要角色(Mulder *et al.*, 1995; Thierry *et al.*, 2003), 也是黄河三角洲前缘沉积的主要动力因素(成国栋, 1997)。泥沙异重流所携带的高浓度泥沙在河口沉降淤积促进了黄河三角洲的快速进积, 其也是导致水下三角洲不稳定性的重要原因。通过对实测资料分析和数值模拟等方法, 国内外许多学者对此进行了大量研究(Wright *et al.*, 1986; 1988; 1990; Li *et al.*, 1998; Shi *et al.*, 2003; 庞重光等, 2000; 2001), 但不同学者对泥沙异重流的时空特征描述大相径庭。鉴于此, 本文中作者试选用 1996 年 9 月 5—6 日黄河口(清 8 出汊河口)水文泥沙同步观测资料分析了河口泥沙异重流的时空演变特征及其对河口沉积的影响, 以期对河口三角洲演变规律、河口综合治理以及水下岸坡滑坡等地质灾害防治等方面的进一步研究提供理

论依据。

1 研究区海洋动力概况

1996 年, 黄河经人工改道由清 8(图 1)出汊新口门入海, 尾间河道变为东略偏北走向, 径流入海的水沙和海洋动力环境都相应发生了改变。新口门附近属不正规半日潮区, 潮汐不等现象明显, 即高高潮与低高潮差别大, 而低低潮与高低潮差别小。受径流入海方向和地形效应的影响, 口门前方和南侧的涨潮流速小于落潮流速, 而北侧的涨潮流速大于落潮流速; 河口潮流为平行岸线的往复流, 涨潮历时稍大于落潮历时(程义吉, 2001)。黄河口附近波浪, 受渤海风场作用, 季节变化明显, 强浪向为 NE 向, 次强浪向为 NNW 向, 大浪主要出现在 10 月至次年 4 月(曾庆华等, 1997; 程义吉, 2001; 尹宝树等, 2006)。

* 国家自然科学基金资助项目, 50339050 号; 国家自然科学基金资助项目, 40676037 号。

① 通讯作者: 刘艳霞, 博士研究生, E-mail: liuyanxia@ms.qdio.ac.cn.

收稿日期: 2006-01-09, 收修改稿日期: 2007-07-15

2 数据来源及处理方法

本文中所选水文泥沙数据为黄河口治理研究所于 1996 年 9 月 5—6 日在黄河清 8 出汉河口开展现场同步水文泥沙观测所获得, 观测历时 2 个潮周期 (25h)。垂直于等深线布置 3 条测线, 测线间距分别为 4.8km 和 3.2km, 每条测线设置 3 个站点(分别位于约 2m、6m 和 10m 等深线附近), 站点间距约为 0.9—1.8km(图 1), 采用三点法观测不同相对水深的流速、流向、含沙量和盐度。观测期间, 黄河口丁字路日流量为 1560—1670m³/s, 含沙量为 21.7—20.5kg/m³(程义吉, 2001)。

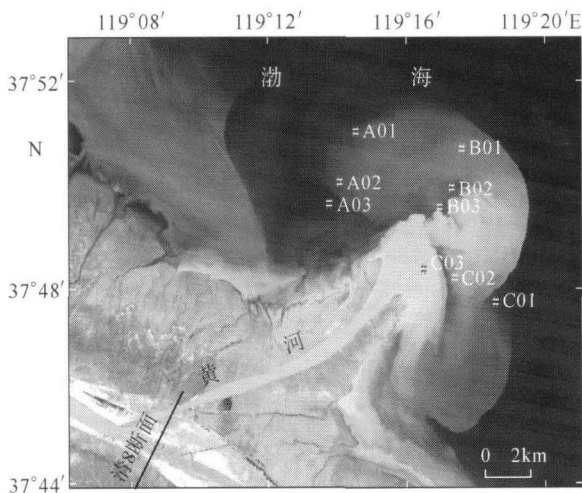


图 1 新口门水文观测站位图

Fig. 1 Locations of hydrometric stations in current Huanghe (Yellow) River mouth

为确定黄河口泥沙异重流形成的密度条件, 本文中作者依据 1980 年国际海水状态方程和含沙海水密度方程, 利用所测温度、盐度和含沙量数据分别计算了不同相对水深的海水密度和考虑含沙量的海水密度。含沙海水密度与海水的温度、盐度和含沙量关系为:

$$\sigma = \sigma_t + \left(1 - \frac{\sigma_t}{\sigma_s}\right) C_s \quad (1)$$

其中: σ 为含沙海水密度, σ_t 为海水密度, σ_s 为沙的密度, C_s 为含沙量。

受潮流、波浪及沿岸流等海洋动力因素的影响, 黄河口径流入海的紊动泥沙水体, 其涡体除总体向外海运动外, 还在各个方向有不规则的运动。根据 Wright 等(2001)提出的原理, 对流体的瞬时速度 U 进

行分解:

$$U = U_w^2 + U_p^2 + U_c^2 \quad (2)$$

其中: U_w 为波浪的轨迹速度; U_p 为厚度 h 的异重流的顶部流速; U_c 为沿岸流的流速。依据泥沙异重流运动的力学平衡方程得到泥沙水体所受的底床拖曳系数 C_d 就为:

$$C_d = \frac{B \sin \theta}{U_p U} \quad (3)$$

θ 为水下斜坡坡度, $B = g s \int_0^h c' dz$ 为浮力异常, $s \approx 1.65$, c' 为泥沙体积含量, 表征流体流动时惯性力和内摩擦力关系的 $Ri = \frac{B}{U}$ 。

本文中作者还借助 GIS 软件, 对 1:100 000 的黄河口滨海区水深图¹⁾进行数字化处理, 生成水下三角洲的 DEM(数字高程模型), 从而分析黄河口水下三角洲泥沙冲淤变化及其与河口泥沙异重流之间的关系。

3 结果分析与讨论

3.1 新口门泥沙异重流形成密度分析

泥沙异重流的发生和维持受流体密度差异、水下斜坡坡度和潮汐等多种因素影响(Wright *et al.*, 1990)。由于黄河口水下三角洲前缘斜坡较大的纵比降和强大的海洋动力条件, 黄河所携带的高含沙水体与周围海水之间的密度差异就成为河口泥沙异重流产生和存在的根本原因。促使河口流体密度发生变化的主要因素包括海水温度、盐度和泥沙含量。新口门现场观测结果显示, 研究区域内温度最低为 20.3℃, 多数介于 20.3—24℃之间, 盐度最高为 29.5, 则新口门附近水体的温、盐密度最大为 20.5kg/m³[密度超量(冯士筭等, 1999)], 各测站温、盐密度变化范围如图 2 所示。因此, 当考虑了含沙量的海水密度约大于 21kg/m³ 时, 盐、淡混合水体就会下潜到海底斜坡形成泥沙异重流。此条件与老河口的 18—20 kg/m³ (Wright *et al.*, 1986, 1988, 1990; Li *et al.*, 1998; 庞重光等, 2001)相差不大。

海水密度是温度、盐度和压力的函数。由于黄河新、老口门附近水深均较浅, 所处纬度相同温度相近, 因此河口海水密度主要取决于盐度的变化, 即在河口影响海水盐度的水量收支情况就是海水密度存在

1) 黄河水利委员会 1976、1992 和 2000 年实测

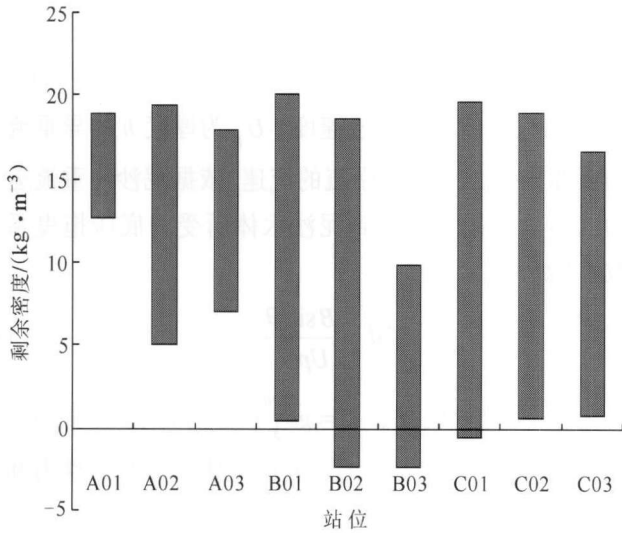


图2 各站位海水温盐密度变化范围图

Fig. 2 Changes in the density of seawater in nine stations

差异的主要原因。由于黄河入海水沙量逐年递减, 含沙量和来沙系数反而增大, 各观测时期的来水来沙量不尽相同, 造成河口海水密度也出现了量级上的微小差异, 但总体上相似。另外, 由于黄河自70年代

以来入海径流量逐年递减, 含沙量却在增加(Li *et al.*, 1998), 使得河口泥沙异重流的底层最高泥沙含量呈增加趋势, 1988年老河口在流量为1880—5100m³/s和含沙量为80—90kg/m³的水沙条件下, 异重流底层含沙量最高为177kg/m³(成国栋, 1991); 本次新河口观测流量与1988年较为接近, 而异重流底层含沙量最高达182kg/m³; 1999年观测时高达226 kg/m³(1999年7月24—25日观测期间利津站黄河平均流量为696m³/s, 最大流量为730m³/s, 平均含沙量为88.2kg/m³)¹⁾, 即河口泥沙异重流发生的频率和强度也具有了相应的改变。

3.2 泥沙异重流的空间分布

B03和A03站在高高潮和低高潮的涨落潮阶段底层含沙海水密度都满足泥沙异重流存在条件; 在B02的低高潮落潮阶段底层海水密度大于21kg/m³(图3)。表明在三角洲前缘的B02、B03测站和北侧缘的A03站均有泥沙异重流发生。这是由于B01测站位于口门外侧, 水深较深, 水体泥沙含量相对较小, 发生

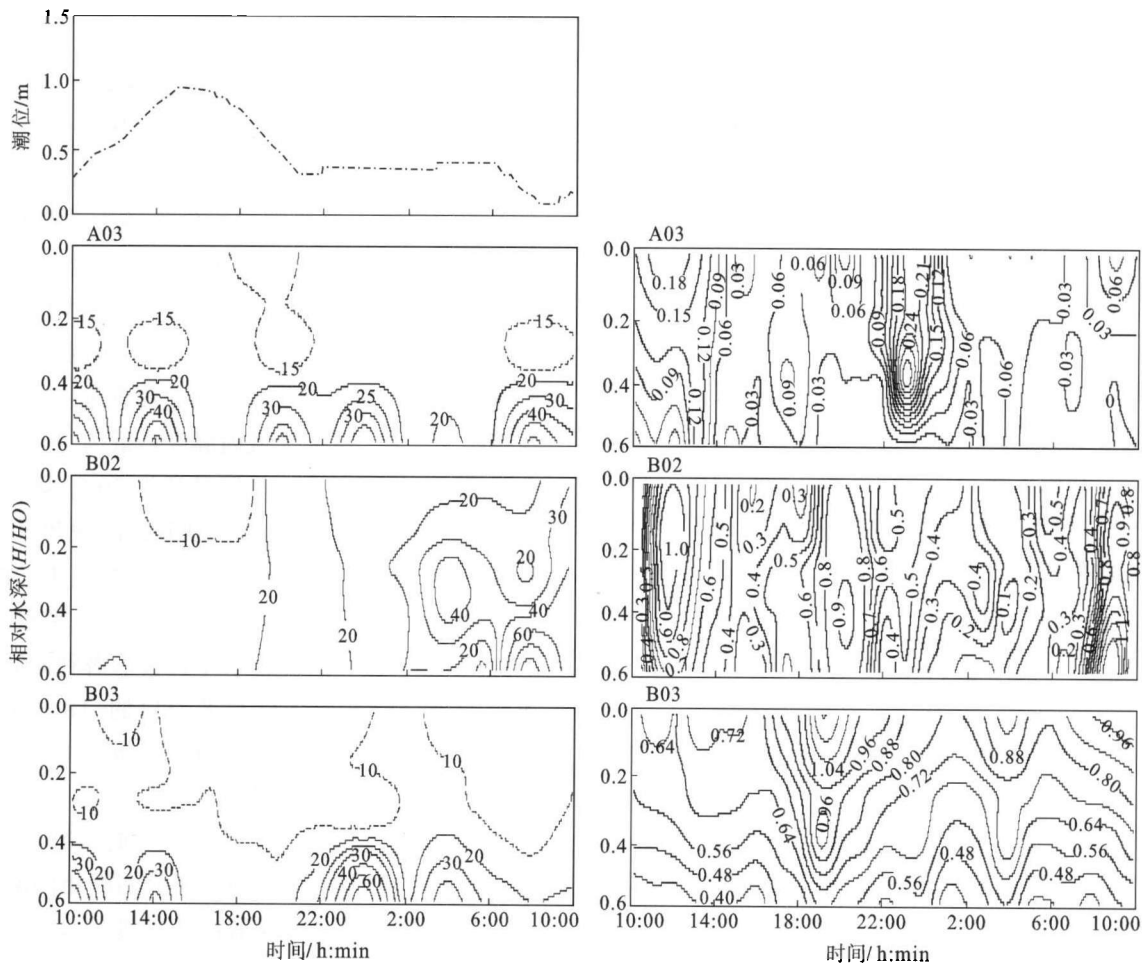


图3 河口潮位、含沙海水密度与流速(A03、B02和B03测站)随时间变化等值线图

Fig. 3 Vertical and temporal variations in tidal elevation, excess density, and current speed at Sta. A03, B02, and B03

1) 数据由黄河水利委员会提供

泥沙异重流的几率也很小。入海泥沙在涨落潮流作用下向河口两侧运移, 实测资料表明, 南侧缘测站的泥沙含量均在 $1.12\text{--}8.87\text{kg/m}^3$ 之间, 而北侧缘未发生泥沙异重流测站均小于 10kg/m^3 , 在泥沙含量上与泥沙异重流形成的条件(约 30kg/m^3)相差甚远。

由于河口泥沙向北侧输移量大于南侧缘, 泥沙异重流在北侧缘的发生能携带大量泥沙进入较远海域, 缓解口门的泥沙淤积, 而河口沙嘴在行河多年后, 其河道两侧的泥沙淤积出现“北肥南瘦”现象(图4b), 形象地表明新口门入海泥沙整体扩散沉积趋势是北侧优于南侧。说明侧缘发生的泥沙异重流在频率和强度上对河口泥沙沉积和扩散的影响都是很小的, 但其存在和发生对水下堆积体的形态影响是很明显的。从图5b也可看出, 在口门北侧缘水下三角洲堆积体等厚度线间隔较为密集, 3m等厚线(可量测的最边线)距口门8km左右, 平均淤积厚度为5.5m, 在本次观测站位附近斜坡坡度约为 1×10^{-3} ; 而南侧缘等厚线较稀疏, 3m等厚线距口门约10km, 形态较细长, 平均淤积厚度为2.7m, 坡度变化范围在 $0.62\text{--}0.75\times 10^{-3}$ 之间, 表明南侧缘较北侧斜坡坡度较缓, 泥沙淤积量少, 输送距离远。由Wright的力学平衡式(Wright等, 1990)可知, 河口泥沙异重流的发生发展受多种因素影响, 其中水下斜坡坡度是重要的动力原因, 其与泥沙异重流的发育和强度成正比关系, 即前缘坡度最陡也最易有异重流发生, 且强度也最大。另外, 又由于泥沙异重流流动过程中与海底间的切应力大于漂浮泥沙与扩散液面间的切应力, 使其能量消耗大, 速度降低快, 沉积速率高, 造成斜坡坡度相对较大, 因而正如图5所反应的那样, 泥沙异重流较表层悬浮泥沙输

送距离短造成北侧缘坡度较陡, 形态短宽, 形成的近似椭圆形的长半轴长约6.8km, 扁率约0.456(南侧缘的扁率约0.554), 此条件更利于泥沙异重流的发生; 而三角洲前缘斜坡坡度约为 4×10^{-3} , 形成的近似椭圆形的短半轴长约3.7km, 泥沙补给充足, 泥沙异重流发育频繁, 且强度大, 是整个水下三角洲堆积体呈椭圆形的短宽形态的重要原因之一。

与此类似, 泥沙异重流在清水沟老河口的前缘和南侧缘均有过发生(Wright *et al*, 1988; 庞重光等, 2001; 成国栋, 1991)。老河口1976—2000年的冲淤变化图5显示, 虽然河道已不行河多年, 水下三角洲堆积体受强烈的海洋动力侵蚀严重, 但其河口南侧缘的等厚度线间距表现仍较为密集, 形态短宽, 3m等厚线以内的淤积面积约为 48km^2 , 而北侧缘呈锥形的堆积体其面积(3m等厚线)仅为南侧的三分之一, 前缘等厚线最为密集, 表现为斜坡坡度更陡, 约在 $3\text{--}4\times 10^{-3}$ 之间变化, 整个堆积体也呈长轴与海岸线平行的椭圆形态(近似椭圆形的南侧缘长半轴约为7.2km, 扁率约0.403; 南侧缘扁率约为0.547; 前缘短半轴约为4.3km)。由此表明, 老河口入海泥沙除大部分堆积在口门前缘外, 向南侧输移的泥沙量大于北侧缘, 进一步造成河口淤积沙嘴在河道两侧出现“南肥北瘦”现象(图4a)。因此, 新老河口在泥沙异重流的空间分布和与其存在有关的三角洲水下堆积体形态、水下地形的坡度和河口沙嘴的泥沙沉积位置等方面存在相似性。

在流速垂向分布上, 位于三角洲前缘2m等深线附近的B03测站, 下层流体流速高于上层海水, 且层次分明, 底层平均流速约为 0.44m/s , 最大流速约为

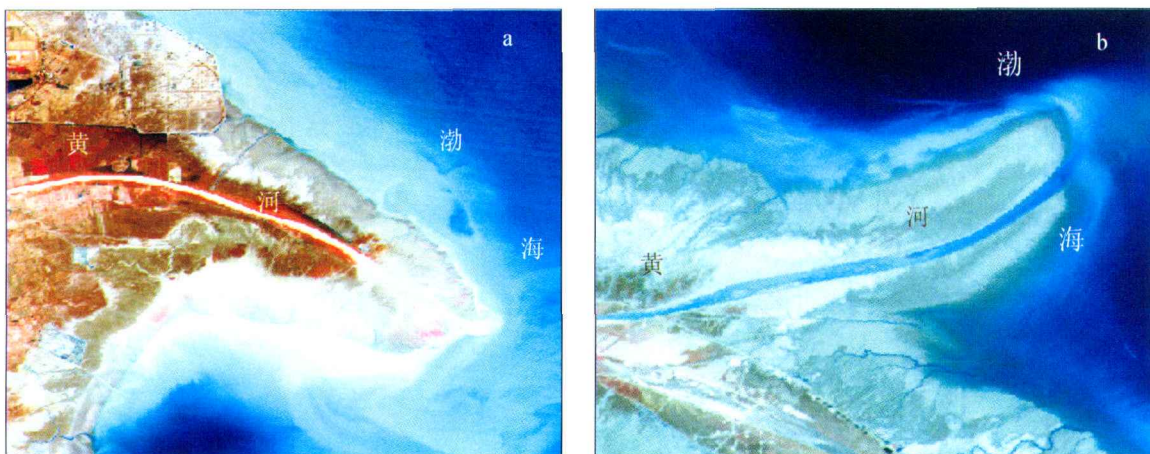


图4 黄河口沙嘴形态变化图

(a: 1993年10月; b: 2000年5月)

Fig. 4 Morphological change of the spit of the Huanghe River(a: Oct, 1993; b: May, 2000)

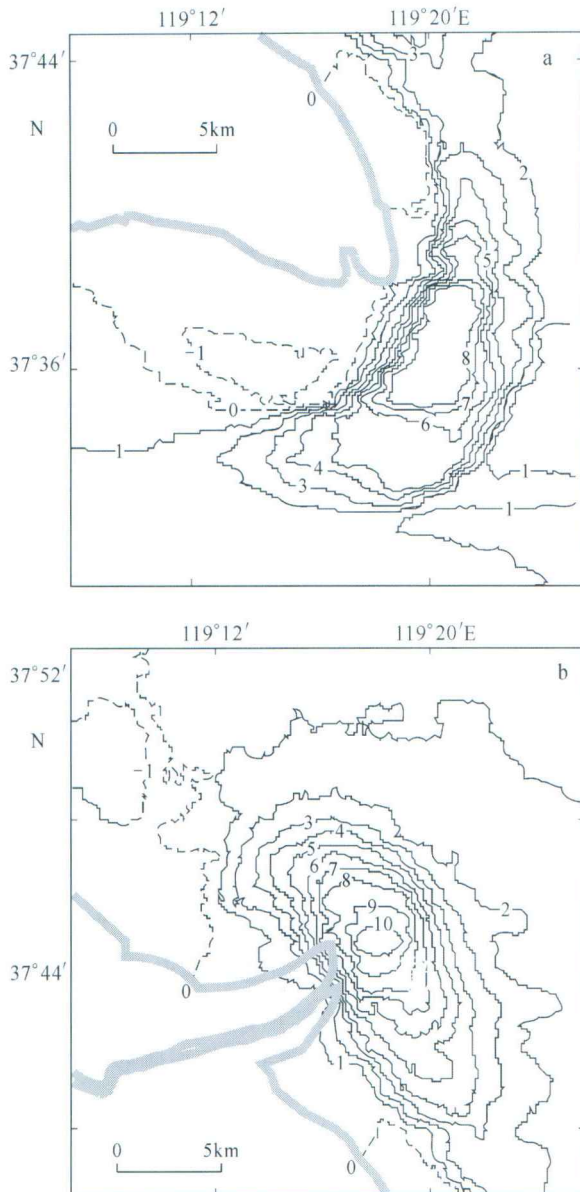


图5 黄河口水下三角洲堆积体形态变化图

(a: 1976—1996年(2000年的数据), b: 1996—2000年)

Fig. 5 Morphological evolution of the sedimentary body in the Huanghe River estuary

(a: From 1976 to 1996(data of 2000), b: From 1996 to 2000)

0.56m/s; A03 站垂向流速无明显变化规律, 但各泥沙异重流发生时段底层流速相对较低; B02 测站在泥沙异重流存在的低高潮落潮时段, 流速显著增大, 底层流体平均流速约为 0.98m/s, 最大流速约为 1.40m/s(图 3)。由此可以看出, 位于近岸约 2m 等深线附近泥沙异重流发生时段底层流速小于中上层, 到达 6m 等深线附近时则大于中上层流速。这主要是由于 6m 等深线附近为水下三角洲前缘陡坡段, 携带大量泥沙的异重流在陡坡段运动速度快, 再加上受潮流影响小, 其流速明显高于中上层海水流速, 同时也大于 2m 等深线附近底层流体流速。此外影响泥沙运

动的另一个重要的动力因素就是波浪, 波浪自深水向海岸传播时, 随水深减小会出现不同形式的波浪破碎(孙群等, 2006), 破浪产生的较大瞬时速度将携带泥沙, 形成沿岸流输沙。由于黄河口除寒潮、台风和气旋外, 一般情况下, 波浪不超过 1.5m(曾庆华, 1997), 所以 B02 测站位于破浪带以外, 底部泥沙受波浪扰动较小, 形成的沿岸流输沙也相对较弱。由(2)式知, 底层流体的瞬时流速的增加主要是由泥沙异重流流动在陡坡段加快造成的。

3.3 泥沙异重流的时间变化特征

由于受黄河口潮位、来水来沙量及海洋动力等变化因素的影响, 泥沙异重流在一个潮汐的日周期内经历了多次形成和消亡过程。在距口门较近的 A03 和 B03 测站泥沙异重流形成和消亡异常频繁, 最多达 6 个发育期, 随着泥沙的沿程落淤和深度的增加, 至 6m 等深线附近的异重流发生明显减少(图 3), 仅在低高潮落潮时段(6:00—10:00)有泥沙异重流存在。上述现象的出现主要是由于 A03 和 B03 测站距口门较近, 泥沙含量相对较大, 河水入海的惯性易于克服海水顶托和强大的潮流作用而形成异重流; 而在 6m 等深线附近径流入海泥沙已沿程大部分落淤, 泥沙含量相对较小, 在低高潮落潮时段潮位逐渐达到最低值, 海水和潮流阻力对泥沙流体的作用也越来越小, 因此满足泥沙含量条件的盐、淡水混合体就会潜入海底斜坡形成泥沙异重流。另外, 在三角洲北侧缘的 A03 站和前缘的 B02 站, 异重流在低高潮落憩时达到最强, 而 B03 站在低高潮涨憩时段泥沙含量达到最大值(图 3)。为此, 这里选取了低高潮涨潮阶段的一个异重流发育全程(B03 测站)来分析其动力过程。

计算时速度和泥沙含量的值依据 IDW 差值法生成的流速(图 3B03)和含沙量(图 6)随时间变化的等值线图来确定, 考虑黄河水下三角洲斜坡纵横比降, 取 $\sin \theta = 0.004$, 得到异重流发育全程(22:00—2:00)的三个典型时刻的动力特征如表 1 所示。

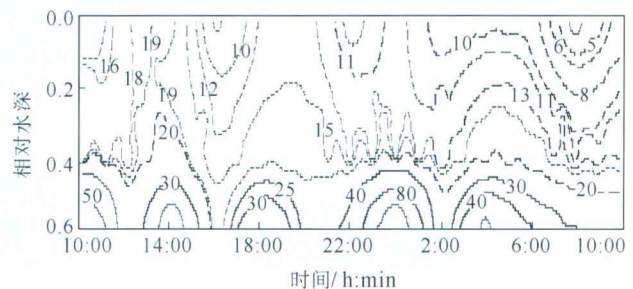


图6 B03 测站含沙量随时间变化等值线图

Fig. 6 Vertical and temporal variations in suspended sediment concentration at Sta. B03

表 1 泥沙异重流发育全程典型时刻的动力特征(B03 测站)

Tab.1 Dynamics characteristics of Huanghe estuarine sediment density current at Sta.B03

项目	$h(m)$	$C(kg/m^3)$	$U_p(m/s)$	$U_c(m/s)$	$U_w(m/s)$	$U(m/s)$	C_d	B	Ri
始涨	0.65	40	0.58	0.08	0	0.59	0.0018	0.15	0.43
最大潮	0.69	106	0.62	0.13	0	0.64	0.0043	0.43	1.04
落憩	0.6	34	0.45	0.1	0	0.46	0.0024	0.12	0.57

注: C 为 h 厚度的泥沙异重流的平均含沙量

从 21:30—8:40 为黄河口外不正规半日潮中低高潮的涨潮阶段(图 3 潮位), 但在这个过程中又经历了一次波动较小的涨落潮周期(22:00—2:00)。在这个周期内同时伴有异重流的形成至消亡的过程, 其动力过程为: 在最高潮时刻较大的沿岸流流速使泥沙流体处于高度紊动状态, 异重流总体流速较大(图 3), 泥沙水体所受的底床拖曳系数较大约为 0.0043($C_d < 0.005$ 据 Wright *et al.*, 2001)(表 1)。反过来, 这些动力因素的增大, 会对异重流体造成强的二次拖曳作用, 使其沿斜坡向下的运动减缓。至落憩时段, 环境水流速度迅速变弱, 径流入海的惯性力增强, 减缓了泥沙流体的紊动, 其与底床面的拖曳系数也减小至 0.0024。这一过程的突出表现为, 在黄河口不正规半日潮的低高潮涨潮阶段中的波动较小的涨落潮周期内, 由于其整体潮位较低, 潮差较小, 异重流的发生在潮流始涨时开始形成, 涨急时最强, 始落时开始出现消亡。而在高高潮落潮阶段和低高潮落潮阶段, 出现泥沙异重流的发生在潮流始落时开始形成, 落急时达到最强, 始涨时出现消亡, 已有研究成果已说明了这一点(Wright *et al.*, 1990, 2001; 庞重光, 2001)。由于上述各种动力因素的影响, 使得泥沙异重流的形成和消亡过程频繁交替出现, 并且在低高潮涨潮阶段内的一次波动较小的涨落潮周期内, 始涨时开始形成, 最高潮时(0:00 附近)最强, 落憩时消亡, 其形成和消亡过程与潮流的涨落潮周期呈较好的正向对应关系。

4 结论

结合黄河口同步水文泥沙观测数据、遥感影像和 水下地形图, 分析了新口门泥沙异重流的时空变化特征及其对河口沉积的影响, 可初步得出以下结论:

(1) 在新口门水沙动力条件发生变化的情况下, 其泥沙异重流发育频繁, 且向深海输送泥沙量大, 其形成时的含沙海水密度与老河口差异不大。

(2) 在三角洲前缘和北侧缘均发现有泥沙异重流存在, 其发生直接影响了水下三角洲泥沙堆积体

的形态, 且侧缘泥沙异重流的发生对泥沙的沉积影响不大。

(3) 河口泥沙异重流形成初期, 在低高潮涨潮阶段的一次较小波动的潮流周期内, 经历了开始形成-最强-出现消亡发育过程, 在涨憩时异重流含沙量达到最大, 说明此时泥沙异重流的形成消亡过程与潮流的涨落潮周期呈较好的正向对应关系。

(4) 在流速垂向分布上, 泥沙异重流形成初期流速为表层海水高于下层, 且层次分明, 随其进一步向深海运动流速呈先增大再减小的趋势, 且其存在导致海水底层流体流速大于中上层流速。

致谢 本文在数据处理过程中得到中国科学院海洋研究所乐肯堂、庞重光和张启龙三位研究员的悉心指导, 谨致谢忱。

参 考 文 献

- 尹宝树, 徐艳青, 任鲁川等, 2006. 黄河三角洲沿岸海浪风暴潮耦合作用漫堤风险评估研究. 海洋与湖沼, 37(5): 457—463
- 冯士筌, 李凤岐, 李少菁主编, 1999. 海洋科学导论. 北京: 高等教育出版社, 66—67
- 孙群, 管长龙, 宋金宝, 2006. 海浪破碎对海洋上混合层中湍能量收支的影响. 海洋与湖沼, 37(1): 65—74
- 成国栋, 1991. 黄河三角洲现代沉积作用及模式. 北京: 地质出版社, 30—37
- 薛春汀著, 1997. 黄河三角洲沉积地质学. 北京: 地质出版社, 25—39
- 庞重光, 杨作升, 1999. 黄河口泥沙异重流的数值模拟. 青岛海洋大学学报, 31(5): 762—768
- 庞重光, 杨作升, 2000. 黄河口泥沙异重流基本控制参数的数值试验. 泥沙研究, 5: 68—72
- 庞重光, 杨作升, 张军, 2001. 黄河口汛期泥沙分布特征及其对水流结构的影响. 泥沙研究, 4: 47—52
- 曾庆华, 张世奇, 胡春宏等编著, 1997. 黄河口演变规律及整治. 郑州: 黄河水利出版社, 9—11
- 程义吉, 2001. 黄河河口研究与治理实践. 郑州: 黄河水利出版社, 9—12, 205
- Li Guangxue, Wei Helong, Yue Shuhong *et al.*, 1998. Sedimentation in the Yellow River delta, part II: suspended sediment

- dispersal and deposition on the subaqueous delta. *Marine Geology*, 149:113—131
- Mulder T, Syvitski J P, 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, 103:285—299
- Shi Changxing, David Dian Zhang, Lianyuan You, 2003. Sediment budget of the Yellow River delta, China: the importance of dry bulk density and implications to understanding of sediment dispersal. *Marine Geology*, 199:13—25
- Thierry Muldera, James P M Syvitski, Sebastien Migeonc *et al*, 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits, a review. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 861—882
- Wright L D, Friedrichs C T, Kim S C *et al*, 2001. Effects of ambient currents and waves on gravity-driven sediment transport on continental shelves. *Marine Geology*, 175: 25—45
- Wright L D, Wiseman W J Jr, Yang Z S *et al*, 1990. Processes of marine dispersal and deposition of suspended silts of the modern mouth of the Huanghe (Yellow River). *Continental Shelf Research*, 10(1):1—40
- Wright L D, Wiseman W J, Bornhold B D *et al*, 1988. Marine dispersal and deposition of Yellow River silts by gravity-driven underflows. *Nature*, 332(14): 629—632
- Wright L D, Yang Z S, Bornhold B D *et al*, 1986. Hyperpycnal plumes and plume fronts over the Huanghe (Yellow River) delta front. *Marine Geology*, 6: 97—105

SPATIAL-TEMPORAL CHANGE OF DENSITY CURRENT AT NEW OUTLET OF THE HUANGHE (YELLOW) RIVER

HUANG Hai-Jun¹, LIU Yan-Xia^{1,2}, FAN Hui³, YANG Xiao-Yang⁴

(1. *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071*; 2. *Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100049*; 3. *Institute for Development Strategy of Science and Technology, Shandong Academy of Sciences, Jinan, 250014*; 4. *Institute of Yellow River Estuary, Yellow River Conservancy Commission of the Ministry of Water Resources, Dongying, 257091*)

Abstract The dynamics in the Huanghe (Yellow) River estuary have changed greatly since it was artificially diverted in July 1996 near Qing 8. Remote sensing and water depth data of the area surveyed in 1976, 1992, and 2000 were processed. Results show that hyperpycnal plumes were the main form of rapid sedimentation in the delta front. Hydrological measurement showed that critical density of the density current in the area was more than 21kg/m^3 different from that of the old estuary before the artificial re-routing. Continuous decrease in precipitation in the river's middle-upper course in recent years resulted in the reduction in water/sediment discharge. Current speed of suspended sediment concentration in spatial and temporal dimensions was measured and analyzed with the Inverse Distance Weighted (IDW) approach. The results show that sediment liquid was very turbulent caused by strong along-shelf currents. The speed of hyperpycnal flows and bottom drag coefficient were high enough to cause large quadratic dragging of sediment. Rapid deposition of sediments at the mouth by gravity-driven underflows controlled the morphology of sedimentary systems. Changes in thickness show that sedimentation took place mainly in the northern flank of the estuary up to 5.5m, indicating that the hyperpycnal plumes developed at the southern side of the main river course and at the delta front of previous Huanghe River course.

Key words Huanghe (Yellow) River estuary, Sediment hyperpycnal plumes, Estuarine sediment, Spatial-temporal distribution, Seawater density