

# 黄河口地貌形态演变过程数值模拟

霍浩然, 邹志利, 常承书

(大连理工大学 海岸和近海工程国家重点实验室, 辽宁 大连 116024)

**摘要:**由于黄河口来水来沙量大、变化频繁,黄河河口呈现形态多样和多变的特征。采用数值模拟再现这些特征可以揭示河口地貌形成机理和演化过程。采用计算模拟方法对黄河口动力地貌特征演变过程进行了数值模拟,再现了黄河口的 2 种地貌形态(双槽单浅滩型和单槽双浅滩型)。模拟采用水深平均水平二维水动力模型、泥沙输运模型以及地形演变方程相结合的耦合模型。对耦合模型的求解采用了能够捕捉间断解的高精度的 WENO 差分格式。对黄河口地形演变过程纵向剖面、横向剖面和平面形态的计算结果与实际测量结果进行了比较,讨论了黄河来水来沙、潮流幅值变化对不同地貌形态之间相互转化的影响,并考虑了河口两岸淤长(动边界)对地形计算结果的影响。计算结果表明,可以实现对黄河口地貌演变的模拟预报,且模拟演变趋势与实际观测趋势大致一致,为今后模拟黄河口地貌特征的演变提供计算模型和算例参考。

**关键词:**黄河河口;拦门沙;地形演变;动边界;数值模拟

中图分类号:P737

文献标识码:A

文章编号:1002-3682(2018)02-0001-14

doi:10.3969/j.issn.1002-3682.2018.02.001

河口是径流作用和海洋动力(主要是潮流和波浪)作用相互消长的海陆过渡区域,其地貌形态受这些水动力作用过程的改造而呈现出复杂多变的形态,如河口拦门沙、三角洲以及潮流沟槽和浅滩体系。以往对这些地貌形态的研究多采用现场测量和历史资料收集,从地理和地貌表象特征来描述河口地貌的形成机理和演化特征<sup>[1-2]</sup>。近些年来,随着计算机技术的快速发展,研究人员通过求解描述河口水动力过程和地形演变过程的控制方程,来对河口地貌特征进行数值模拟<sup>[3-4]</sup>。邱立国等<sup>[5]</sup>应用长周期动力形态模型(PRD-LT-MM-10)模拟了磨刀门河口在 1977—1988 年的动力地形演变过程,再现了该河口的典型地貌特征。

以黄河口动力地貌演变为模拟对象,对河口地貌演变的动力过程进行了数值模拟研究,进而分析河口地貌特征(三角洲、拦门沙)的形成机制和河口地貌演化过程的规律,为进一步研究黄河口今后的演化趋势提供动力分析的途径。

## 1 黄河口地貌特征及其计算模拟设计

黄河口属弱潮多沙的强堆积型河口。径流与潮流共同作用导致的盐淡水交汇使来自黄河的大量悬沙因絮凝而沉降,引起黄河口巨大的拦门沙发育<sup>[6]</sup>。这样的拦门沙是河口冲积岛和 underwater 暗沙的混合体,且具有长度短、顶部水深浅和前缘坡度陡三大形态特征<sup>[7]</sup>。

现代黄河口区域主要指 1976 年以来黄河清水沟流路期间形成的亚三角洲叶瓣河口区,即渤海湾与莱州湾之间区域,其范围为  $118^{\circ}10' \sim 119^{\circ}15' E$ ,  $37^{\circ}15' \sim 38^{\circ}10' N$ 。其 1996 年地形形态如图 1 所示<sup>[8]</sup>。

河口地貌形态特征依赖于河口来水来沙、海岸形态、海洋动力条件等因素。黄河河口的径流含沙量高,河

收稿日期:2017-10-11

资助项目:国家自然科学基金项目——马蹄波产生和演化规律及对海上建筑物作用的研究(11272078)和海洋环境灾害作用与结构完全防护(51221961)

作者简介:霍浩然(1989-),男,硕士研究生,主要从事港口、海岸工程方面研究。E-mail: 862129947@mail.dlut.edu.cn

(陈 靖 编辑)

口区潮差小,实测潮流界一般只有 2~6 km(如 1987-09)。黄河口平面地貌特征呈现出 2 种基本形态:单槽双浅滩型和双槽单浅滩型<sup>[9]</sup>(图 2)。对非汛期(特别是枯水期),因河流来水来沙少,潮流上溯至河道内部,落潮时冲刷拦门沙形成沟槽,形成单槽双浅滩型地貌形态,而对汛期,因上游来水来沙量成倍增多,大量泥沙在口门处淤积,使口门水流分汊,行水河槽变成两条,中间泥沙落淤成拦门沙浅滩,形成双槽单浅滩型地貌形态。

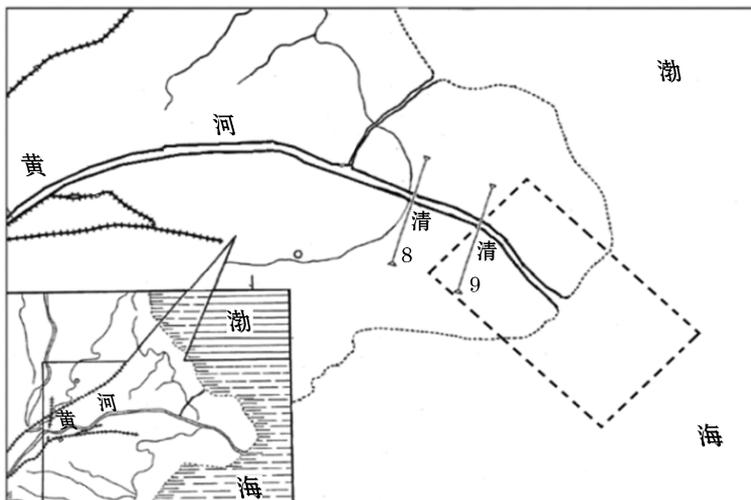
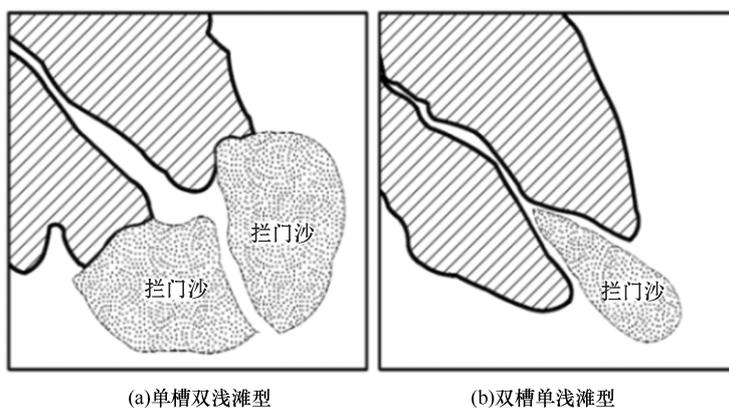


图 1 黄河口地形示意图<sup>[8]</sup>

Fig.1 A sketch map of the topography of the Yellow River estuary<sup>[8]</sup>



(a)单槽双浅滩型

(b)双槽单浅滩型

图 2 黄河口两种地貌形态<sup>[9]</sup>

Fig.2 The two types of geomorphic forms in the Yellow River estuary<sup>[9]</sup>

选取了 1984—1988 年这一时间段作为数值模拟对象,因为在这一时间段黄河径流呈现出由高到低、再由低到高的较大变化,即河口来流经历了丰水期到枯水期,再到丰水期的转换,见图 3 中利津站 1984—1988 年来水来沙量变化过程。如上所述,对应的河口地貌将经历由双槽单浅滩到单槽双浅滩的转换。

选择图 1 中虚线所围区域为计算区域,并把该区域河口近似表达为一理想型河口形态(图 4),其由一个长 3 km、宽 1.2 km 的长条形直河道和其相邻的 3 面开敞海域组成,取清 9 断面为河道起始点,该点也作为坐标原点。河口两侧海岸线用直线代替,这与图 1 中的虚线所围区域中的岸线形态是接近的,所以具有一定的合理性。与此简化相对应,海岸线向离岸方向的水底坡度也取为均匀坡度,坡度按黄河口实际海岸平均水底坡度 1:1 000。整个计算区域长为 15 km、宽为 9 km。根据图 4 中 1984—1988 年黄河口从河道到外海处纵向剖面水底高程,取离岸边界处水深为 12 m,河口口门附近水深为 2.0 m。

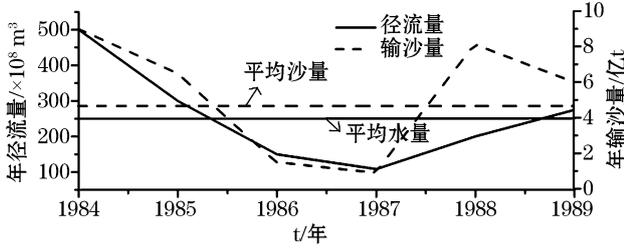


图 3 利津站 1984—1988 年来水来沙量变化曲线<sup>[10]</sup>

Fig.3 The change curves of incoming water and sediment at the Lijin Station from 1984 to 1988<sup>[10]</sup>

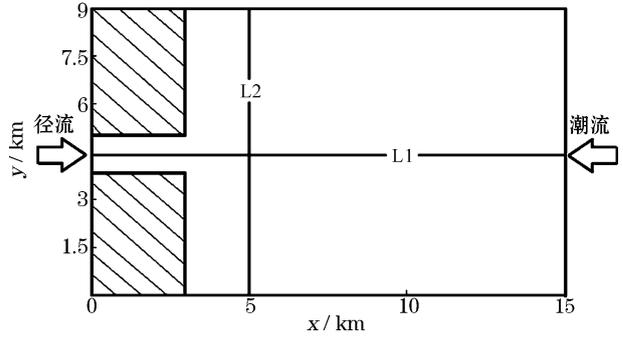


图 4 计算区域设置

Fig.4 Settings for the calculated region

计算模拟的初始地形以 1984-05 的实际地形为准。该地形的代表纵剖面 L1 水底高程和代表横剖面 L2 如图 5 所示,其中纵剖面来自图 6 中 1984-05 水底高程。由于没有 1984-05 黄河口拦门沙横剖面的实测数据,所以这里按照吉祖稳等<sup>[10]</sup>根据 1988—1994 年的实测资料概化后得出沿 L2 的横向剖面图来作为初始横剖面代表地形。

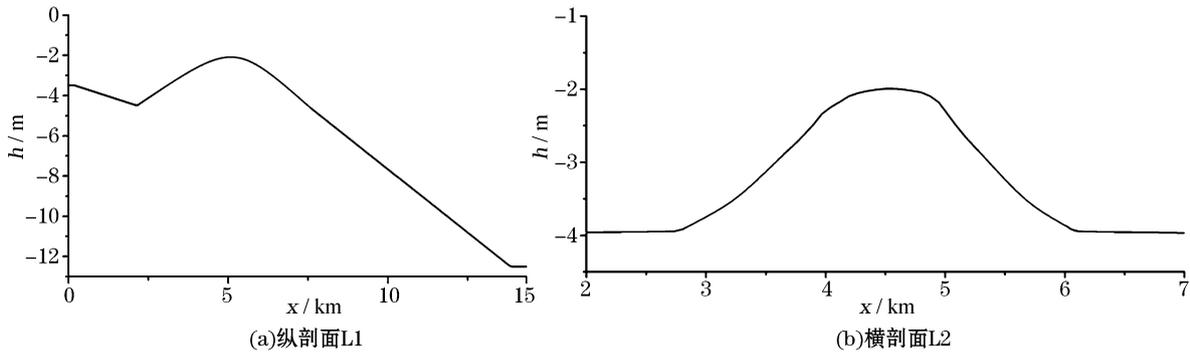


图 5 初始地形剖面

Fig.5 The longitudinal and cross sections of the initial topography

除初始时刻外,计算模拟期间其它年份的纵剖面的实测结果也在图 6 中给出,该图显示了 1984—1988 年河口地形向海推移的过程的纵剖面实测结果<sup>[10]</sup>。由图 6 可见,1984 年拦门沙是位于 8~15 km 的上凸地形,经过 4 a 后,该上凸地形前缘从 15 km 推移到了 22 km,这一长距离的推进是在这 4 a 间由径流和潮流引起的泥沙向海输移并在河口处沉积的动力过程所导致。

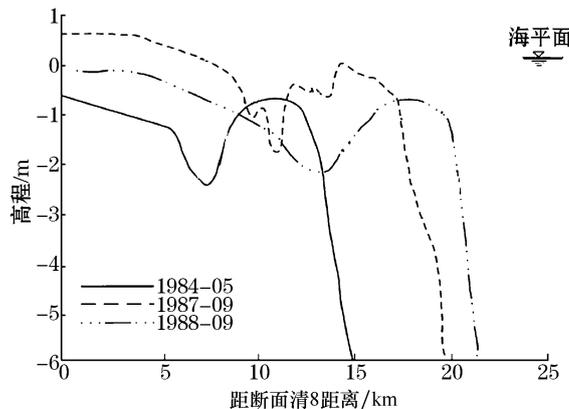


图 6 1984—1988 年黄河口拦门沙纵向面

Fig.6 The longitudinal profiles of the sand bars in the Yellow River estuary from 1984 to 1988

## 2 黄河口水沙特征

河口地貌演变过程依赖于河口径流和潮流以及波浪的水文条件变化,也依赖于河流来沙和潮流输沙,所以下面给出数值模拟所采用的黄河口水沙资料及其计算结果验证。

本文径流和来沙边界条件(图3中河口左边界径流流速)取为1984—1988年利津站实测径流和来沙资料,1976—1992年黄河口水沙控制站利津水文站实测资料。实际计算中需要将图3中每年的来水来沙总量分配到各个月份中去,这一分配是根据20世纪80年代10a的统计资料所得到的利津水文站1—12月各月平均水沙量分配图来确定(图7)<sup>[11]</sup>。本文数值模拟中每一时间步的径流来水、来沙量是根据上述分配,将来水来沙随时间变化通过线性插值来确定的。

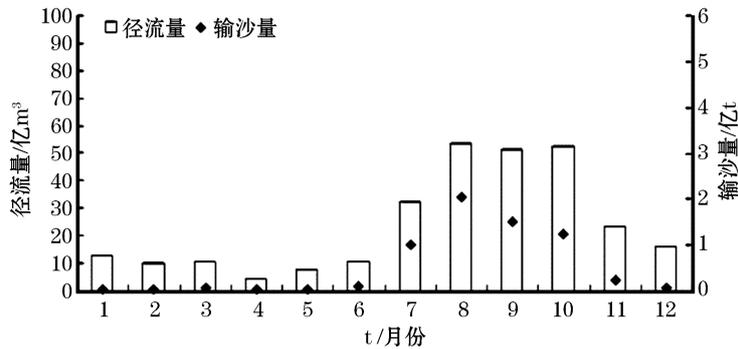


图7 20世纪80年代利津水文站黄河月平均水沙量变化<sup>[11]</sup>

Fig.7 The variations of monthly average water and sediment volume of the Yellow River at the Lijin Hydrological Station in the 1980s<sup>[11]</sup>

计算中潮流条件的设置是通过在图4中开敞海域的上下两侧边界和右侧边界加入潮流水面升高来实现的。黄河三角洲滨海区潮汐属于不规则半日潮,分潮主要包括 $M_2$ 和 $S_2$ 潮,对本研究所考虑的清水沟流路的河口附近海域一般可只考虑 $M_2$ 分潮的作用<sup>[12]</sup>,所以本研究数值模拟也只考虑 $M_2$ 分潮。另外,黄河河口还具有感潮段短、潮差小、河口拦门沙主要受控于河流来水来沙量等特点,潮汐对地形变化的影响相对较小,所以仅取理论潮位 $M_2$ 潮作为代表潮位,而不直接采用实测潮位结果。因此,在设计上述潮流边界时,在计算水域的上下两侧和右侧边界取潮位历程 $\eta$ 为周期 $T=12.5$  h的标准正弦型潮位作为潮汐边界条件:

$$\eta = A \sin \omega t, \quad (1)$$

式中:潮流频率为 $\omega = 2\pi/T$ ,潮位幅值 $A = 0.65$  m,选定该取值是因为该水域潮差平均为1.1~1.5 m<sup>[13]</sup>,所以可取其平均值1.3 m作为计算所用潮差。

## 3 计算模型介绍

计算过程中,根据研究区域水深较浅的特点将水动力和含沙量过程视为二维平面运动。控制方程包括水动力方程、悬沙输移方程、推移质输沙方程和地形演变方程。

1)水动力方程为

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(Hu)}{\partial x} + \frac{\partial(Hv)}{\partial y} = 0, \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = fv - g \frac{u \sqrt{u^2 + v^2}}{C_s^2 H}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} = -fu - g \frac{v \sqrt{u^2 + v^2}}{C_z^2 H}, \quad (4)$$

式中:  $\eta$  为水面升高,即自由水面与基准面之间的距离;  $u$  和  $v$  分别为  $x$  和  $y$  方向的水平速度分量;  $H$  为地形上总水深,  $H = \eta + h - z_b$ ,  $h$  为静水深;  $f$  为科氏力系数,由于计算区域较小,科氏力比较小,所以取  $f = 0$ ;  $g$  为重力加速度;  $C_z$  为谢才系数,  $C_z = \frac{1}{n} H^{1/6}$ ,  $n$  为曼宁系数。

2) 悬移质输移方程为

$$\frac{\partial HC}{\partial t} + u \frac{\partial HC}{\partial x} + v \frac{\partial HC}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial x} (\epsilon_x \frac{\partial HC}{\partial x}) - \frac{\partial}{\partial y} (\epsilon_y \frac{\partial HC}{\partial y}) = F_s, \quad (5)$$

式中:  $C$  为水深平均含沙量,  $\epsilon_x$  和  $\epsilon_y$  分别为  $x$ 、 $y$  方向泥沙扩散系数,  $F_s$  为床面上泥沙冲淤函数:

$$F_s = \alpha_3 \omega_s (C_* - C), \quad (6)$$

式中: 悬移质泥沙恢复饱和系数  $\alpha_3 = 0.15$ ;  $C_*$  为水流挟沙力,  $C_* = K \left[ \frac{(u^2 + v^2)^{3/2}}{gH\omega} \right]^m$ ; 挟沙能力系数  $K = 0.035$ , 挟沙能力指数  $m = 0.92^{[14]}$ 。

$\omega_s$  为泥沙平均沉降速度,根据张瑞瑾<sup>[15]</sup>公式计算:

$$\omega_s = \sqrt{\left( 13.95 \frac{\nu}{d_{50}} \right)^2 + 1.09 \frac{\rho_s - \rho_0}{\rho_0} g d_{50}} - 13.95 \frac{\nu}{d_{50}}, \quad (7)$$

式中: 运动黏滞系数取  $\nu = 1.007 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ ; 水体密度  $\rho_0 = 1000 \text{ kg/m}^3$ ; 泥沙中值粒径  $d_{50} = 0.03 \text{ mm}$ 。

3) 推移质输移方程为

$$q = A |u|^2 u, \quad (8)$$

式中:  $q = (q_x, q_y)$  为推移质体积输沙率;  $u = (u, v)$  为水平速度矢量;  $A = 0.001 \text{ s}^2/\text{m}^{[16]}$  为推移质输沙系数。

4) 地形演变方程:

$$(1 - n_p) \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = -\frac{1}{\rho_s} F_s, \quad (9)$$

式中:  $z_b$  为水底床面高程; 泥沙孔隙率  $n_p = 0.4$ ; 泥沙干密度  $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$ 。采用 Roelvink 提出的地貌因子 (morphological factor)  $n$  来加速海底地形变化,即模拟一个潮周期相当于实际模拟  $n$  个潮周期来提高模型效率。计算中取  $n = 5$ 。

下面介绍方程的数值求解方法。模型采用等步长矩形网格,网格空间步长为  $\Delta x = \Delta y = 75 \text{ m}$ ,时间步长为  $\Delta t = 8 \text{ s}$ ,水动力方程和悬移质输移方程采用 ADI 法(交替方向隐式差分格式)进行离散,地形演变方程采用 FTCS(时间上向前差分,空间上中心差分)离散格式,并采用 WENO 格式来克服该模式的数值振荡现象。WENO 格式是在 ENO 格式<sup>[17]</sup>基础上提出加权基本无振荡格式,该格式在间断区分辨率高,可以捕捉地形演变方程的非线性所导致的间断解<sup>[18]</sup>。该数值格式的验证可见文献<sup>[14]</sup>。以上水动力、泥沙和地形三方程在求解中是相互耦合的。

随着河口向海不断输运泥沙,使得泥沙在海岸上不断淤积,这导致海岸边界不断向海延伸,所以在求解以上方程时需要将这些海岸边界设置为向海移动的。根据历年黄河口地区海岸线变化和遥感影像综合分析<sup>[20]</sup>,1981-11—1992-04 约 11 a 间黄河河口岸线向海延伸了约 15 km,河口两侧的岸线边界向海移动的平均速度为 100 m/月。数值模拟中这一移动是通过对应岸线以该速度向海移动来实现的,即将岸线对应的边界设为不断向海移动的固壁边界。

计算所采用的初始条件包括地形、流速  $u_0 = 1.0 \text{ m/s}$  和含沙量初始值  $C_0 = 8 \text{ kg/m}^3$ 。

## 4 计算结果

### 4.1 纵剖面

图 8 给出了图 4 中 L1 纵向水底升高在不同时刻(1984-10—1988-09)的计算模拟结果,由图中结果可以了解到黄河口拦门沙随时间的演化过程。黄河口拦门沙(图中凸起部分)总体演化趋势是随时间不断向海淤进延伸,沙体前缘逐渐变陡。在 1984-10—1985-10 期间,黄河的来水来沙量丰富,沙体主要以淤高并向海淤进为主,期间拦门沙体向海淤进约 1.5 km,淤高约 1 m。由于在 1986-04—1988-04 期间,黄河的来水来沙量大量减小,除了 1986 年汛期和 1987 年汛期外,其余时间段黄河处于长期的枯水少沙状态,所以拦门沙体发生了不同程度的侵蚀,1986-04 的拦门沙体高度上冲刷了近 1.5 km,1987-04 和 1988-04 的沙体前缘陡坡发生了蚀退现象,而在此期间沙体向海延伸主要发生在 1986 年和 1987 年的汛期,拦门沙前缘向海延伸约 1 km。在 1988 年汛期由于黄河的含沙量成倍增大,拦门沙体又大幅向海淤进约 2 km,沙体高度抬高近 1 m。总之,在汛期,河口拦门沙会发生不同程度的向海淤进和高度的抬高,而在非汛期,河口拦门沙前缘发生冲刷蚀退。由此可见,拦门沙全年处于洪进枯退的动态变化中。由于黄河口地形演变过程还受到如盐水楔<sup>[21]</sup>、余流、波浪、河口形态等因素的影响,所以模拟结果与实测结果(图 6)存在一些局部偏差,但模拟得到的河口拦门沙演变趋势符合实际的黄河口拦门沙地形演变过程。

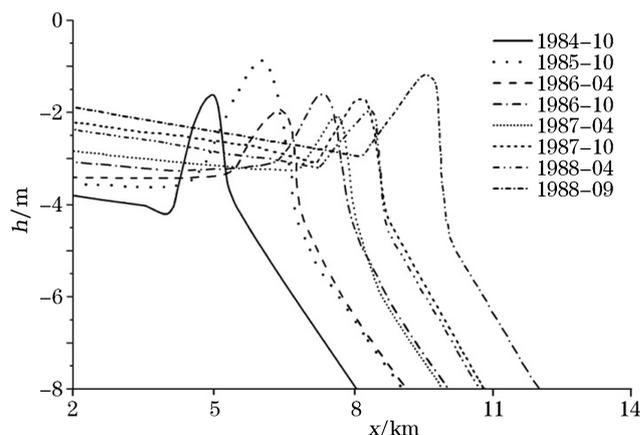


图 8 1984-05—1988-09 河口纵剖面演变模拟结果

Fig.8 The simulations of the evolution of estuarine longitudinal sections in May 1984 and September 1988

### 4.2 横剖面

程义吉<sup>[22]</sup>根据多年的实测资料给出了黄河口拦门沙横剖面分布特征和演变模式(图 9),该图为 1988-09 沿北京 54 坐标  $y = 20\ 702\ 500$  的黄河口拦门沙实测横剖面,为了研究数值计算结果所给出的拦门沙横向变化的可靠性,这里给出了计算结果与文献[22]结果的对比。

图 10 为  $y = 9.0$  km 的黄河口拦门沙前部一个代表断面的横剖面高程数值模拟结果。该图河口拦门沙横剖面呈倒“U”型分布,这与图 9 所示的横剖面图所呈现的拦门沙特征形态是基本吻合的。此外,拦门沙两侧坡度基本是对称的,这与图 9 中有所不同,但是这种两侧坡度是基本对称的情况也是可能出现的,如吉祖稳<sup>[10]</sup>根据多年的实测结果表明,黄河口拦门沙南北两侧的坡度是基本接近的。

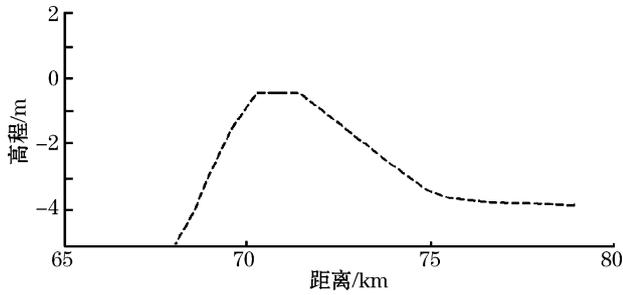


图9 1988-09 黄河口拦门沙实测横剖面<sup>[22]</sup>  
Fig.9 The measured cross section of the sand bar in the Yellow River estuary in September 1988<sup>[22]</sup>

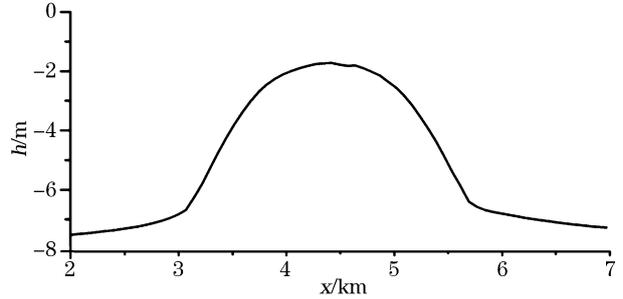


图10 1988-09 黄河口拦门沙横剖面模拟结果  
Fig.10 The simulated cross section of the sand bar in the Yellow River estuary in September 1988

为了显示拦门沙横剖面的演化特征,图 11 给出了拦门沙上一固定横剖面  $x=8.3$  km 在不同时刻( $t=7\ 000\sim 8\ 500$  h)的计算模拟结果(图 11a)和在固定时刻  $t=8\ 500$  h 拦门沙不同横剖面( $x=8.4\sim 9.6$  km)的计算模拟结果(图 11b)。拦门沙的横向剖面随时间呈现出不断向左右扩张且整体抬高的演变趋势(图 11a),这说明拦门沙在此期间是不断淤高且范围向外扩大的,这一趋势与程义吉<sup>[22]</sup>对黄河口拦门沙横剖面实测结果的演变趋势是基本一致的。不同位置的横剖面呈现不同的形态(图 11b),即拦门沙的高度与离岸线的距离成反比,反映出泥沙落淤强度沿径流向海流动方向逐渐减小,这是由于口门水域扩张,水流流速降低,水流挟沙能力下降所导致。上述拦门沙剖面演变趋势与吉祖稳等<sup>[10]</sup>根据多年实测资料得出的黄河口拦门沙横剖面演变特征是一致的。

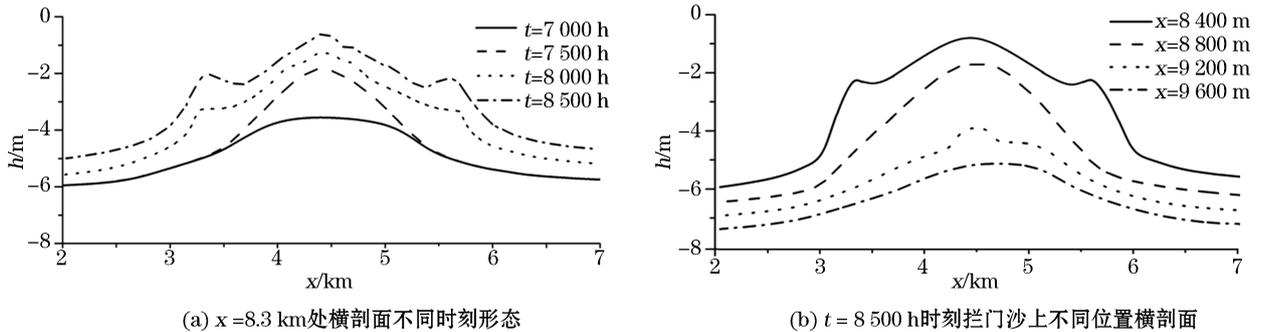


图 11 拦门沙横剖面随时间和空间演变模拟结果  
Fig.11 The simulations of the cross section evolution of the sand bar with time (above) and space (below)

### 4.3 平 面

拦门沙整体的演化特征更能显示黄河河口的特殊的地貌形态。为此,我们分析了 1984-05—1988-09 黄河口拦门沙整体平面地形的演变过程的数值模拟结果(图 12)。

图 12a 为 1984-05 的黄河口水深分布,详细数据见图 5,并以此作为初始地形进行数值模拟。在汛期,河流来水来沙量充足,由于涨潮流推动入海干流向左右侧偏移,在河口口门右侧形成涡流,使得干流一分为二,导致了黄河口口门附近形成扇状分布的拦门浅滩,在 1984 年汛期结束后(图 12b),最小水深为 1.5 m,呈现出双槽单浅滩型地貌形态。1984-11—1985-06 非汛期内的地形如图 12c 所示,沙体发生了明显的冲刷,中间浅滩刷深了 0.5 m,2 m 等水深区域面积明显缩小,这是由于非汛期径流量和输沙量大幅度减少,不足以维持原有的拦门沙形态,潮流将泥沙向水深更深的海域搬运所致。1985 年汛期结束时,口门的拦门沙范围又迅速扩大,以 2 m 等深线为例,沙体纵向向海延伸近 1.5 km,横向延伸近 1.5 km(图 12d)。虽然 1984—1986

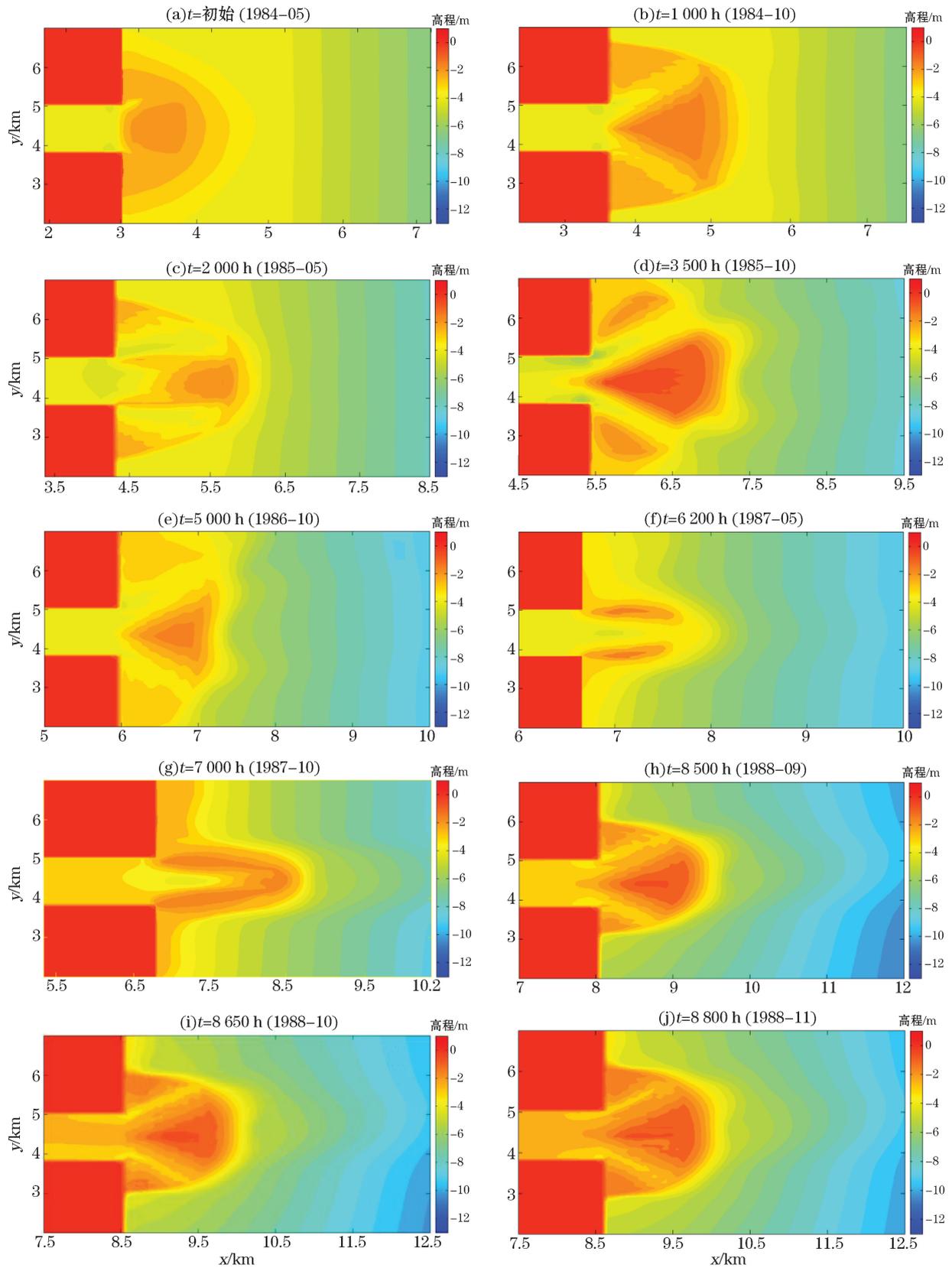


图 12 1984-05—1988-11 地形等深线的数值模拟过程

Fig.12 Numerical simulation processes of the water depth isobaths from May 1984 to November 1988

年的黄河径流量和输沙量处于逐年递减的趋势,但是 1984 年和 1985 年黄河径流量和输沙量均高于多年平均值(图 3),在这样丰水多沙的条件下,有利于河口拦门沙快速发育。图 3 中从 1986—1987 年黄河径流量和输沙量减小,低于多年平均值,径流量和输沙量分别为 1984 年的 3/10 和 1/4,在此期间,黄河口长期处于枯水期,在 1986-10(图 12e)汛期结束时,河口的拦门沙沙体范围比 1984 与 1985 年汛期结束时的拦门沙体范围明显缩小,高度明显降低,在此期间拦门沙主要以单一的凸前沙体沿河道向海延伸为主,到 1987-06(图 12f)拦门沙体在纵向和横向上均缩短约 1 km,河口口门行水沟槽逐渐变成了从沙体中间穿过的单一水槽,形成了两边高中间低的半椭圆形沙体,即单槽双浅滩型地貌形态。1987 年汛期结束,拦门沙体高度有所升高,最小水深变为 1 m,随着拦门沙淤积向海延伸,其横断面宽度变得越来越窄(图 12g),这与吉祖稳<sup>[10]</sup>实测的黄河拦门沙横断面的演变趋势相一致。由图 3 可知,在 1988 年间黄河的径流量和输沙量增长,但径流量仍处于较低水平,而输沙量增长到多年平均值以上,这导致 1988 年黄河水体含沙量大幅增大,到 1988-09 拦门沙纵向延伸近 2 km,横向延伸约 1 km,地形重新生成两条沟槽及其中间的扇形拦门沙浅滩,即双槽单浅滩型地貌形态初形(图 12h)。之后到 1988-11 汛期结束拦门沙形成稳定的双槽单浅滩型地貌形态(图 12i 和图 12j)。图中最终的地貌形态与现存的黄河口双槽单浅滩型地貌格局一致。综上所述,模拟结果中随着来水来沙量的变化,黄河口拦门沙是在单槽双浅滩型地貌形态和双槽单浅滩型地貌形态<sup>[23]</sup>之间交替演变的,这符合黄河口拦门沙的实际演变规律。

图 13a 为由图 12 h 中 1988-09 模拟地形得到的黄河口拦门沙 2.5 m 等深线平面轮廓图,图 13b 为文献<sup>[24]</sup>中同一时期的实测黄河口拦门沙等深线平面轮廓,二者都是呈舌状向海延伸的平面分布形态。这一结果也可由图 8 和图 6 的模拟的和实测的 1988-09 的拦门沙纵剖面的形态看出,这两图的拦门沙纵剖面都呈现前部凸起的形态,这反映出数值模拟结果可以定性地再现河口拦门沙的形成过程和平面形态。

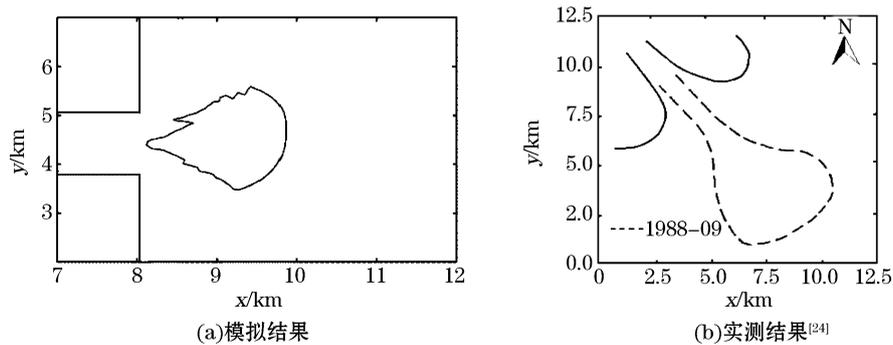


图 13 1988-09 黄河口拦门沙 2.5 m 等深线轮廓计算结果

Fig.13 The calculated and measured results of the outline of 2.5 m isobath of the sand bar in the Yellow River estuary in September 1988

## 5 讨 论

### 5.1 地貌类型转变的过程特征

从丰水期到枯水期期间,黄河口的地貌演变特征为从双槽单浅滩型地貌转换成单槽双浅滩型地貌。对这一转换的临界状态进行更为细致的讨论,即给出从一种地貌形态到另一种地貌形态转换的过程中地形变化特征。

选取 1986-12—1987-04 期间河口地貌演化作为讨论对象,图 14 给出了这一期间河口地貌转换过程,图 14a 中显示了河口处于双槽单浅滩型地貌形态,图 14f 显示了河口处于单槽双浅滩型地貌形态,图 14b 到图 14e 显示了河口从双槽单浅滩型地貌向单槽双浅滩型地貌转换的细节过程。图 14b 为图 14a 经过 1 个月后的地形,显示了河口处浅滩受冲刷而体积缩小,高度降低,位于其两侧的沟槽因冲刷而变宽,这是由于这一期

间黄河径流量和输沙量减少(图 3),浅滩和沟槽处泥沙供应量减小,因而形成地形冲刷。图 14c 为图 14b 地形经过 1 个月之后的地形,显示了浅滩中间部分开始冲刷成槽,整体向海移动延伸,浅滩高度进一步冲刷降低,两条行水沟槽受冲刷和淤积而基本消失不见,双槽单浅滩地貌开始消失,此时河口地形处于两种地貌分界的临界状态。图 14d 是图 14c 地形演变趋势的延续,显示了沙体中间沟槽进一步向海延伸,单槽双浅滩形态开始形成。图 14e 为图 14d 地形经过 1 个月后的地形,新的行水沟槽贯穿整个浅滩,并且泥沙开始在沟槽两侧沉积形成新的浅滩,趋于形成单槽双浅滩型地貌。以上向单槽双浅滩型转换在图 14f 中得到充分实现。之后在此种地貌形态下两侧浅滩范围继续扩大,高度淤高,直至图 14f 所示,沟槽两侧浅滩最小水深达到 2 m,反映出两个浅滩已经发展的较为完整。

以上结果展示了河口地形从双槽单浅滩型地貌向单槽双浅滩型地貌转变的详细过程,特别是给出了临界状态(图 14c)发生时刻和地形变化状态。前者出现在 1987-02,后者表现为两条行水沟槽冲刷消失,浅滩基本消失,新的行水沟槽开始形成。以上转换时间段总共经历了大约 5 个月的时间。这一结果显示了数值模拟的优越性,因实测观测不可能得到这样详细的结果。

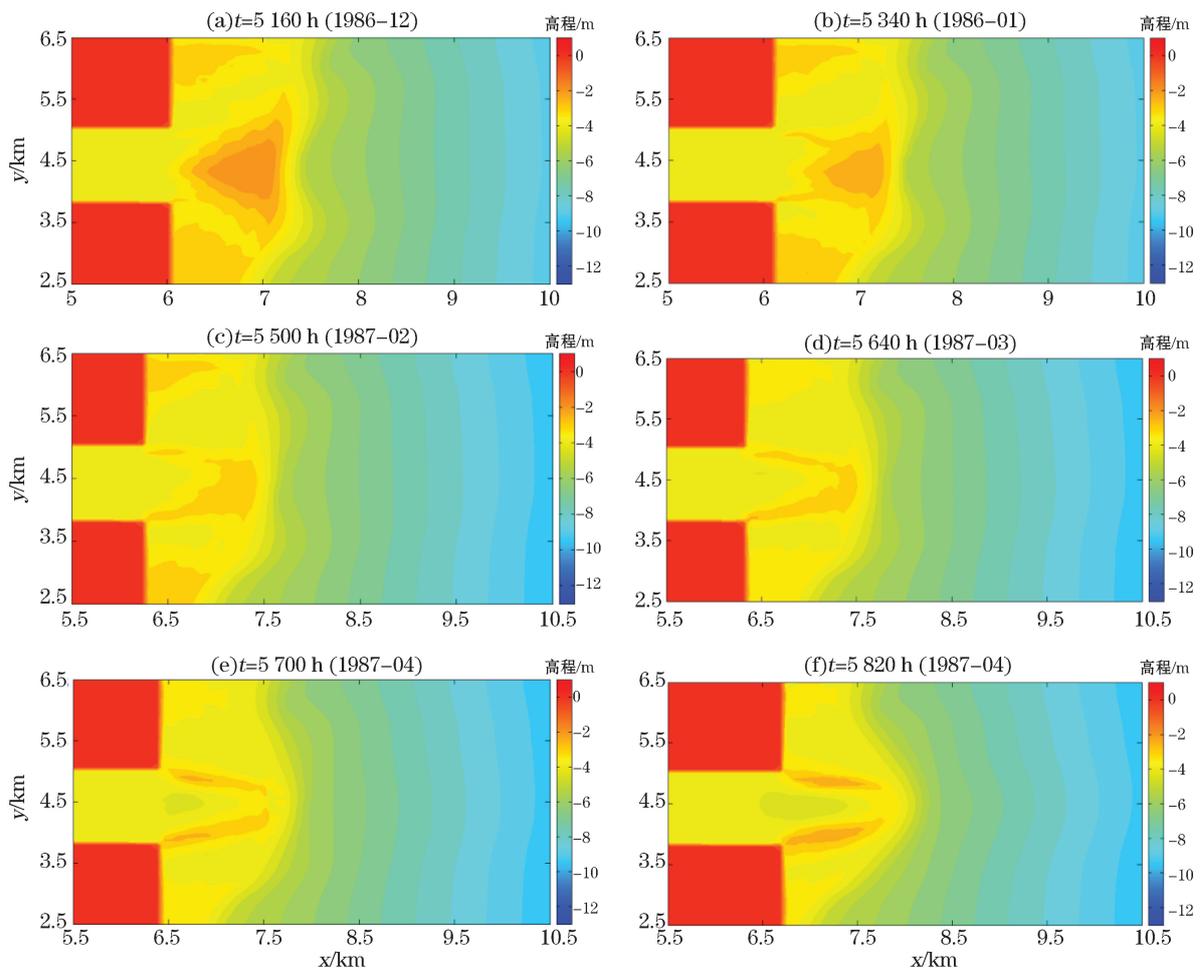


图 14 黄河口拦门沙从双槽单浅滩型地貌向单槽双浅滩型地貌转变过程

Fig.14 Geomorphic transformation processes of the sand bar from the double-channel and single-lobe type to the double-lobe and single-channel type in the Yellow River estuary

## 5.2 潮位对地貌形态转换的影响

为了说明潮位变化对河口地形演变的影响,我们分析了 2 个不同潮位的模拟结果,分别选取了黄河口处

最小潮位和最大潮位两种情况,潮位幅值分别为 0.35 m 和 0.9 m。

图 15 为幅值为 0.35 m 的小潮位情况黄河口地貌形态转变过程的地形形态计算结果。图 15a 对应于图 14a 地形转换开始时双槽单浅滩型地貌形态,图 15c 对应于图 14f 地形转换成为单槽双浅滩型地貌形态,图 14b 对应于图 14c 两种地貌形态分界的临界状态。对比以上图 14 与图 15 结果可知,图 15 较小潮位情况的浅滩要比图 14 中等潮位情况的浅滩面积明显增大、浅滩上水深更浅(相对于静水水深),两种地貌形态的临界状态的地形形态(图 14c,图 15b)也是类似的。另外,从以上比较中看出:河口地形向海延伸的速度明显减慢,图 14 中地形在 5 个月内向海延伸约 400 m,图 15 中地形在 6 个月内向海延伸约 350 m。

图 16 给出了幅值为 0.9 m 的较大潮位情况黄河口地貌形态转变过程的地形形态计算结果。图 16a 对应于图 14a 地形转换开始时双槽单浅滩型地貌形态,图 16c 对应于图 14f 地形转换成为单槽双浅滩型地貌形态,图 16b 对应于图 14c 两种地貌形态分界的临界状态。对比以上图 14 与图 16 结果可知,图 16 较大潮位情况的浅滩要比图 14 中等潮位情况的浅滩面积明显减小,浅滩上水深更深。连同上面图 15 中结果可知,三个图结果显示,随着潮位幅值增大,双槽单浅滩型地貌浅滩是缩小的。图 16b 较大潮位情况的地形临界状态与图 14c 和图 15b 的地形形态也是类似的。另外,从以上比较中看出:河口地形向海延伸的速度明显加快,图 14 中地形在 5 个月内向海延伸约 400 m,图 16 中地形在 4 个月内向海延伸约 450 m。

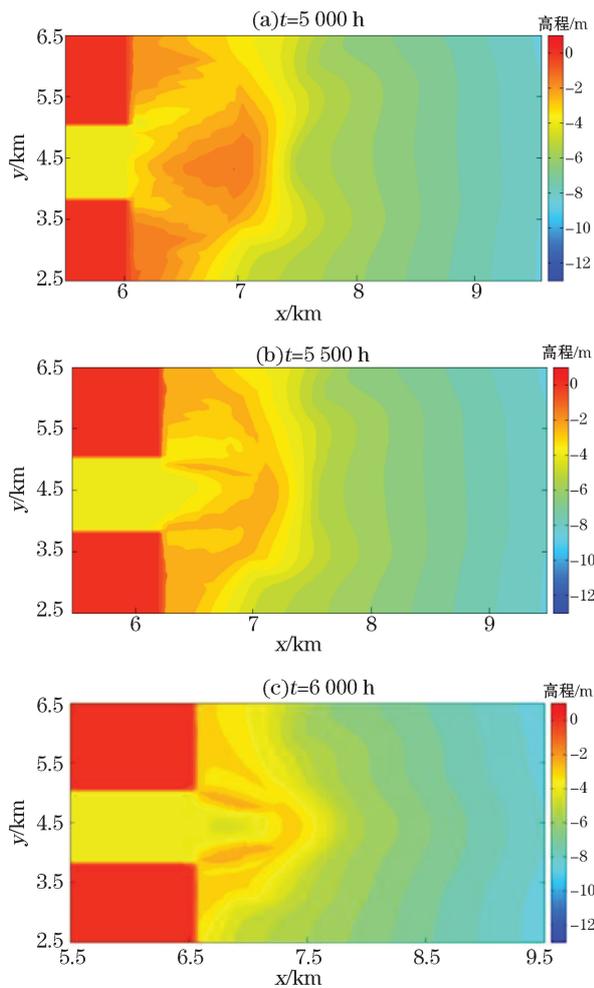


图 15 0.35 m 潮位下对应的黄河口地形等深线随时间的演变过程

Fig.15 Evolution processes of the water depth isobaths with time at 0.35 m tide level in the Yellow River estuary

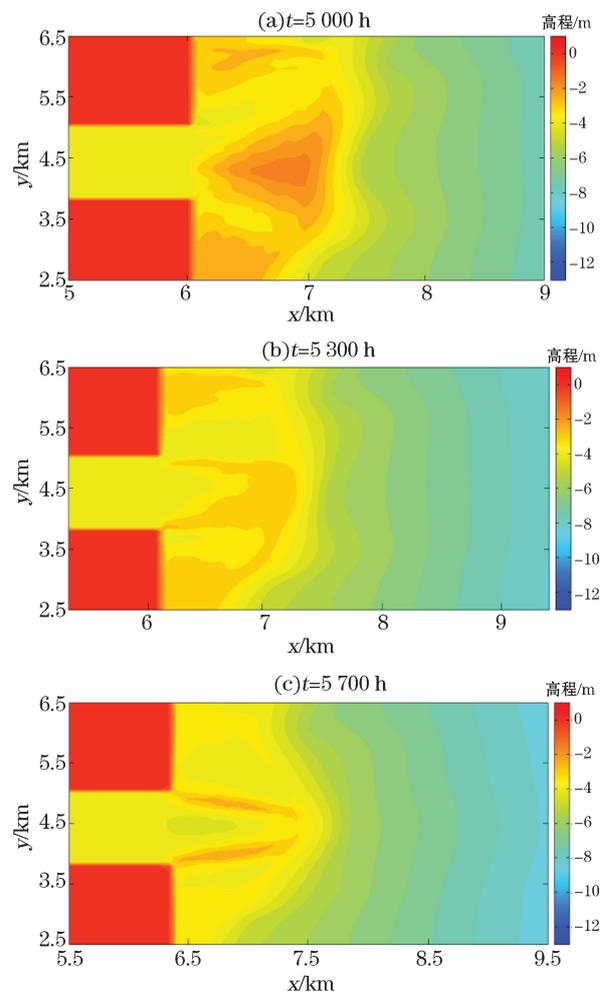


图 16 0.9 m 潮位下对应的黄河口地形等深线随时间的演变过程

Fig.16 Evolution processes of the water depth isobaths with time at 0.9 m tide level in the Yellow River estuary

### 5.3 动边界条件对河口地形演变的影响

为了模拟在黄河口地形演变的过程中相邻海岸线向海淤进的现象,我们对河口两侧边界采用了动边界即两侧海岸边界随时间向海推移。计算结果表明采用这一动边界比采用固定边界能够更好的再现了河口整体地形向海不断淤长的过程,图 17 显示了这一结果。该图显示了沿河口河道中心线纵剖面上水底升高剖面线随时间向海推进的过程,图中同时给出了对河口两侧海岸采用固定边界条件和动边界条件的结果对比。由图可见,采用固定边界条件所得到的不同时刻地形高程剖面线向海推进速度很小,不符合黄河口的实际情况,而采用动边界条件的结果可以给出地形高程剖面线向海推进的过程,所得结果与黄河口的实际情况是符合的,这可由剖面平均移动速度接近实测的剖面移动速度 1.5 km/a 看出。

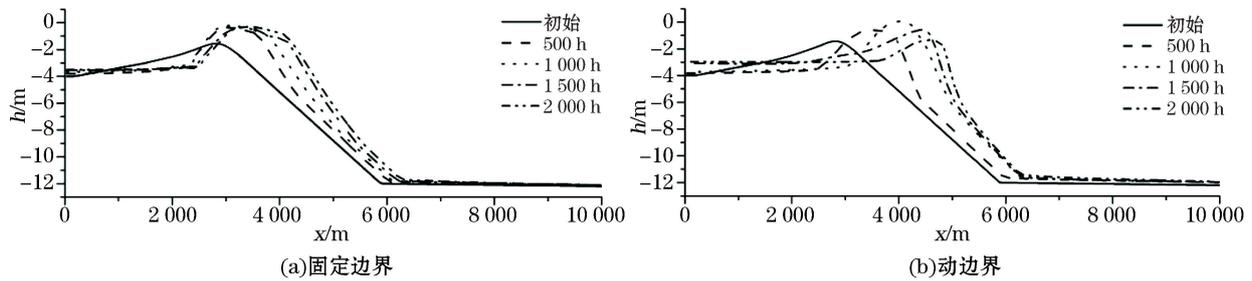


图 17 海岸固定边界和动边界对应的河道纵剖面数值模拟结果对比

Fig.17 Comparison of numerical simulations between the longitudinal sections of the channels corresponding to the fixed and moving boundaries of the coast

## 6 结 论

采用数值模拟方法分析了黄河口的 2 种地貌形态(双槽单浅滩型和单槽双浅滩型)和河口地貌形态随时间的演化过程。计算针对 1984-05—1988-09 黄河口来水来沙条件进行,该条件中的径流表现为丰水—枯水—丰水变化趋势,其所产生的河口地形变化即为从双槽单浅滩型到单槽双浅滩型再到双槽单浅滩型的一个循环过程。所得研究结果如下:

1)模拟再现了黄河口地貌特征随着来水来沙量的变化在单槽双浅滩型地貌形态和双槽单浅滩型地貌形态之间交替转化的地貌演变特征(图 12)。

2)再现了黄河口拦门沙的分布特征。计算表明,河口纵剖面地形约以 1.4 km/a 的平均速度整体向海淤长延伸,河口横剖面呈倒“U”字型分布,拦门沙的高程高度与离岸线的距离成反比,拦门沙横向剖面随时间呈现出不断向左右扩张且整体抬高的演变趋势,以上河口地形变化特征都与实测结果趋势一致。对于河口平面形态,计算结果也显示了与实际情况相符的舌状形态分布特征。

3)为了模拟河口两侧海岸边界不断向海淤长的情况,计算模型中,将河口两岸设置为动边界,计算结果表明,这样的动边界设置比采用固定边界所得结果不仅能反映黄河口两侧海岸不断向海淤长的过程,而且也使得计算所得河口拦门沙也具有明显的向海淤长的趋势(图 17),这与实际黄河口拦门沙的演变相一致。

4)模拟结果的最终的地貌形态与现存的黄河口双槽单浅滩型地貌格局一致,见图 12i 和图 12j。

以上黄河口地形演变的数值模拟结果表明,适当设计计算模拟模型,可以实现对河口地貌形态演化的成功计算及数值模拟。但本文模拟没有考虑人类活动的影响,在今后的研究中可以考虑这一影响,这样可以考虑更长时间的黄河地貌演变的计算模拟。如 1989 年黄河口的河道进行了人工疏浚,若能考虑这一人工疏浚的作用,则可以将本文的模拟时间延长到包括这一时段。

**参考文献 (References):**

- [1] WANG L Y, LUO D. Results of outlet improvement viewed from remote sensing photos[J]. Pearl River, 2000, 21(2):39-41. 王礼育, 罗丹. 从遥感图像看口门规划治理效果-珠江口伶仃洋和东四口门治理的遥感分析[J]. 人民珠江, 2000, 21(2):39-41.
- [2] JAFFE B E, SMITH R E, FOXGROVER A C. Anthropogenic influence on sedimentation and intertidal mudflat change in San Pablo Bay, California; 1856-1983[J]. Estuarine Coastal & Shelf Science, 2007, 73(1-2): 175-187.
- [3] DOU G R, DONG F W, DOU X P. Study on mathematical model of sediment in estuary coast[J]. Science in China (Series A), 1995(9): 995-1001. 窦国仁, 董凤舞, 窦希萍, 等. 河口海岸泥沙数学模型研究[J]. 中国科学(A辑), 1995(9): 995-1001.
- [4] WU C Y, BAO Y, REN J, et al. Numerical simulation and morphodynamic analysis on the evolution of the Zhujiang River Delta in China: 6 000~2 500a BP[J]. Haiyang Xuebao, 2006, 28(4): 64-80. 吴超羽, 包芸, 任杰, 等. 珠江三角洲及河网形成演变的数值模拟和地貌动力学分析: 距今 6 000~2 500a[J]. 海洋学报, 2006, 28(4): 64-80.
- [5] QIU L G, WEI X, M W Y, et al. A long-term numerical model of morphodynamic evolution and its application to Modaomen estuary[J]. Haiyang Xuebao, 2012, 34(4): 135-146. 邱立国, 韦榘, 莫文渊, 等. 十到百年尺度动力形态模型在珠江磨刀门河口的应用[J]. 海洋学报, 2012, 34(4): 135-146.
- [6] XUE J B. The mouth bars' evolution in the Yangtze Estuary and its impact on estuarine deep-water port planning[D]. Shanghai: East China Normal University, 2014. 薛靖波. 长江口拦门沙系近期变化与河口深水港开发前景探讨[D]. 上海: 华东师范大学, 2014.
- [7] LI Z G. Formation and evolution of the bar on Yellow River Estuary[J]. Acta Geographica Sinica, 1997, 52(1): 54-62. 李泽刚. 黄河口拦门沙的形成和演变[J]. 地理学报, 1997, 52(1): 54-62.
- [8] YE Q C. Dynamic state of the bar at the Yellow River Mouth [J]. Geographical research, 1996(1): 48-55. 叶青超. 黄河河口拦门沙发育动态[J]. 地理研究, 1996, 15(1): 58-65.
- [9] LI G, WEI H, YUE S, et al. Sedimentation in the Yellow River delta, part II: suspended sediment dispersal and deposition on the subaqueous delta[J]. Marine Geology, 1998, 149(1-4): 113-131.
- [10] JI Z W, HU C H. Recent variation of the sediment bar at the Yellow River Mouth and the study of a generalized model[J]. Yellow River, 1995(8): 1-5. 吉祖稳, 胡春宏. 黄河口拦门沙近期演变及模式探讨[J]. 人民黄河, 1995(8): 1-5.
- [11] FAN H. Sediment transport in the Huanghe river mouth and the recent deltaic evolution[D]. Institute of Oceanology of the Chinese Academy of Science, 2005. 樊辉. 黄河口泥沙输移及三角洲的近期演变[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2005.
- [12] WANG C H, CAO W H, ZHANG S Q. Tidal current and its sediment transport capacity in Yellow River Estuary[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2008, 39(10): 1256-1263. 王崇浩, 曹文洪, 张世奇. 黄河口潮流与泥沙输移过程的数值研究[J]. 水利学报, 2008, 39(10): 1256-1263.
- [13] CHENG Y J. Research and management practice of the Yellow River estuary[M]. Zhengzhou: The Yellow River Water Conservancy Press, 2001. 程义吉. 黄河河口研究与治理实践[M]. 郑州: 黄河水利出版社, 2001.
- [14] GUO Q C, HAN Q W, HE M M. Two dimensional tidal current and sedimentation mathematical model[J]. Journal of Sediment, 1996(1): 48-55. 郭庆超, 韩其为, 何明民. 二维潮流及泥沙数学模型[J]. 泥沙研究, 1996(1): 48-55.
- [15] ZHANG R J. River sediment dynamics[M]. Beijing: Water Resources and Electric Power Press, 1988. 张瑞瑾. 河流泥沙动力学[M]. 北京: 水利电力出版社, 1988.
- [16] GRASS A J. Sediment Transport by Waves and Currents[M]. FLI9, SERC London Cent for Marine Technology, 1981.
- [17] HARTEN A. High resolution schemes for hyperbolic conservation laws[J]. Journal of Computational Physics, 1983, 49(3): 357-393.
- [18] LIU X D, OSHER S, CHAN T. Weighted essentially non-oscillatory schemes[J]. Journal of Computational Physics, 1994, 115(1): 200-212.
- [19] PAN Y N. Numerical simulation of evolution of estuary sand bar[D]. Dalian: Dalian University of Technology, 2012. 潘祎男. 河口拦门沙演变数值模拟[D]. 大连: 大连理工大学, 2012.
- [20] CHANG J, LIU G H, LIU Q S. Dynamic monitoring coastline in the Yellow River Delta by remote sensing[J]. Geo-information Science, 2004, 6(1): 94-98. 常军, 刘高焕, 刘庆生. 黄河三角洲海岸线遥感动态监测[J]. 地球信息科学学报, 2004, 6(1): 94-98.
- [21] LIU F Y. Topographic features of sand bars near mouth of Yellow River[J]. Marine Science Bulletin, 1990, 9(5): 72-76. 刘凤岳. 黄河口拦门沙地貌特征[J]. 海洋通报, 1990, 9(5): 72-76.
- [22] CHENG Y J. Evolution and control measures of the Yellow River estuary[C]//Symposium on the Yellow River Estuary and its countermeasures in 2003, 2003. 程义吉. 黄河河口演变与治理对策[C]//中国水利学会 2003 年黄河河口问题及治理对策研讨会. 2003.
- [23] LI Y, HUANG W, FANG M. An algorithm for the retrieval of suspended sediment in coastal waters of China from AVHRR data[J].

Continental Shelf Research, 1998, 18(5): 487-500.

- [24] CHEN Z R. Characteristics of the Modern Huanghe River Mouth bar[J]. Journal of Ocean University of Qingdao(Natural Sciences), 1997, 27(4):539-545. 陈彰榕. 现行黄河口拦门沙的形态和演化[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 1997, 27(4): 539-545.

## Numerical Simulation of Geomorphic Evolution Process in the Yellow River Estuary

HUO Hao-ran, ZOU Zhi-li, CHANG Cheng-shu

(State Key Laboratory of Coastal and Offshore Engineering, Dalian University of Technology, Dalian 116024, China)

**Abstract:** Because the incoming water and sediment from the Yellow River are large in volume and change frequently, the geomorphic form in the Yellow River estuary is diverse and variable. By using numerical simulation to reproduce geomorphic features, the formation mechanism and evolution process of the geomorphology in the estuary can be revealed. In this paper, the dynamic geomorphic features and evolution processes in the Yellow River estuary are simulated by means of computer simulation method and two types of geomorphic forms (a double-channel and single-lobe type and a double-lobe and single-channel type) are reproduced. The horizontal two-dimensional hydrodynamic model and the sediment transport model, which are coupled with the topographic evolution equation, are used for the simulation. For the solution of the topographic evolution equation, the high precision WENO difference scheme which can capture discontinuous solutions is applied. The calculated and measured results of the topographic evolution processes in the Yellow River estuary (including longitudinal sections, cross sections and flat forms) are compared. The influences of the incoming water and sediment from the Yellow River and the tidal current amplitude variations on the reciprocal transformation between the two types of geomorphic forms are discussed. The effects of the silting-up at the estuarine banks (moving boundary) on the results of topographic calculations are also considered. It has been shown that the forecast trends simulated for the geomorphic evolution in the Yellow River estuary are basically consistent with the actual observations.

**Key words:** Yellow River mouth; sand bar; topographic evolution; moving boundary; numerical simulation

**Received:** October 11, 2017