

黄河入海水、沙通量变化对黄河口及邻近 海域环境资源可持续利用的影响Ⅲ. 黄河入海口的长期稳定对港口 建设的影响*

李 凡 李永植 张秀荣
(中国科学院海洋研究所)

随着我国经济的快速发展,黄河三角洲已经成为重要的石油工业基地和重要的农业开发区,兴建了许多港口和养殖基地。历史证明,由人工控制的黄河尾间段河道已处于相对稳定状态,在三角洲区的经济发展过程中起了重要的作用。1976 年黄河改道由清水沟流路入海以来,该流路已行水 20 多年,为了保障该区的发展,有关部门提出了稳定流路多年不变的方针,并经专家论证,可以继续使用 50—70 年¹⁾。黄河是一条多沙性河流,30 多年平均输沙量 $10.1 \times 10^8 \text{ t}$ (1959—1992 年)。莱州湾是一个极浅的小海湾,水域面积仅 6000 km²,平均水深 8.6 m,水深小于 10 m 的极浅水域约占其总面积的 60%。巨量泥沙入海导致河口及其近海区海岸地貌发生重大变化。1977—1992 年清水沟流路河口沙嘴向海延伸了约 35 km,年均延伸速率为 2.3 km,使原河口区海岸线呈鸟嘴状向海突出,沙嘴南岸形成了一个凹入陆地的次级海湾(图 1)。至 1990 年底,0 m 线以上造陆面积为 453 km² (郭永盛等, 1992),沙嘴向海延伸不但改变了该区海岸的走向轮廓,而且引起了沿岸泥沙运动的变化,影响了邻近港口的建设和发展。

一、河口沙嘴的延伸

郭永盛等(1992)曾经利用 1976—1989 年的卫片资料,用灰色系统的灰色数列预测方法预测了至 2000 年黄河口亚三角洲面积(ΔS)的增长及其演变状态,他们主要根据三角洲面积和形态变化的规律建立数学模式进行预测。其后孙效功等(1995)分别利用

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 4041 号。

中国科学院重点资助项目, KZ952-SI-424 号;山东省软科办重点资助项目, 97-8 号。

1) UNDP, 1997, 支持黄河口三角洲可持续发展报告(内部资料)。

收稿日期: 2000 年 3 月 6 日。

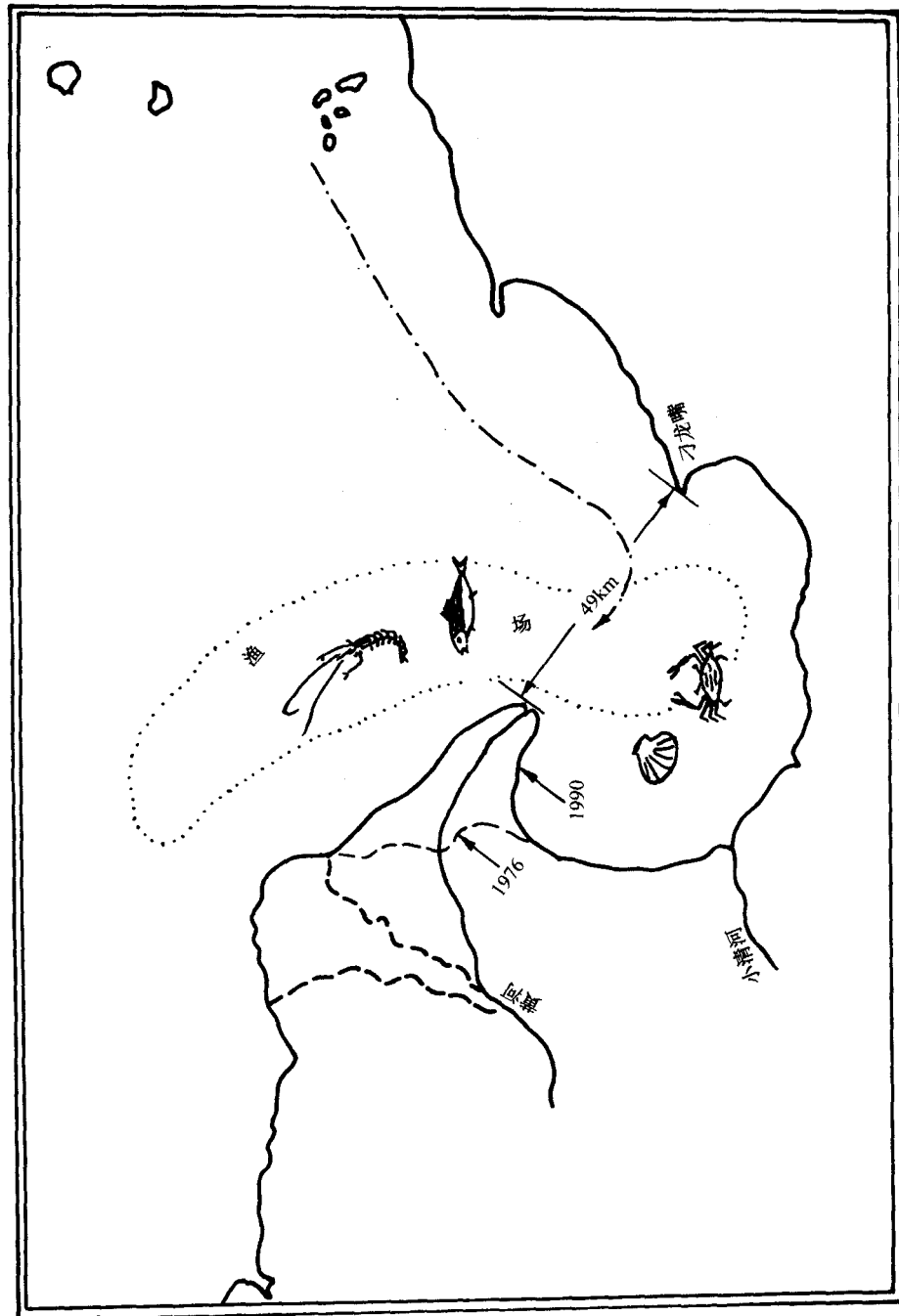


图1 黄河口沙嘴延伸与近海生物资源变化

三角洲面积增长和输沙量之间的关系,建立了单输入和单输出的线性系统模型,对黄河未来亚三角洲面积的增长做了预测,他们认为,影响三角洲面积增长的主要因素是来沙量。最近,李福林等(1999)利用利津站来水、来沙量和三角洲面积的增长变化进行了统计分析,分别建立了亚三角洲增长面积与来沙量的对数模型和增长面积与来沙、来水量之间的二元线性回归模型,他们认为,三角洲的面积变化虽然与来沙量和来水量均有关系,但其中主要还是与来沙量有关。

实际上,黄河亚三角洲面积的增长和变化是一个受多种因素影响的复杂灰色系统,从陆海相互作用的观点来看,总体上受陆地和海洋两大因素系统的控制,前者主要为河流径流量(Q)和输沙量(Q_s),后者主要为海区的流、浪、潮等各种动力因素,同时水下地形坡度等对其也有明显的影响。关于海洋方面的因素,至今仍缺乏对应的系统观测资料,因此,一些学者目前只能考虑黄河的 Q 和 Q_s 与亚三角洲面积变化的关系。孙效功等(1995)认为黄河亚三角洲面积的增长主要与 Q_s 有关,从这种观点出发,根据上述亚三角洲增长面积和相应时段的利津站年输沙量资料,利用单输入、单输出的线性系统模型,对黄河口亚三角洲面积的增长进行了动态预测研究,其计算结果与郭永盛等(1992)的预测基本一致,年均造陆速率约为23—32 km²/a。李福林等(1999)考虑到了未来15 a内入海径流量和输沙量减少的因素,根据有关河口区来水、来沙量预测的结果,设年均来水量和来沙量分别为 $198.6 \times 10^8 \text{ m}^3$ 和 4.31 m^3 ,预测亚三角洲面积年增长速率为9.2—9.7 km²/a,大约相当于孙效功等(1995)预测的1/3。从直观的理解,黄河亚三角洲面积的变化应当随河流输沙量大小的变化而变化,但是上述预测均没有涉及到径流量的作用。胡春宏等¹⁾研究清水沟流路沙嘴变化时,在注意到 Q 和 Q_s 两种因素影响的同时,还采用了沙、水比(t/m^3)的概念,作出沙嘴变幅(km)与沙水比(t/m^3)之间的相关图,图中表明,当沙、水比约为0.01时,沙嘴大致处于不冲、不淤的动态平衡状态。然而作者没有进一步研究沙、水比与亚三角洲面积 ΔS 之间的相关关系,也没有与其他变量进行比较其对 ΔS 的影响程度。为了研究影响黄河三角洲面积增长的主要因素,作者将年径流量(Q)、年输沙量(Q_s)和沙水比 Q_s/Q (%)等变量与亚三角洲面积的冲淤变化(ΔS)之间的关系进行了对比分析,并用多元回归分析方法描述。但是,由于 Q_s/Q 的比值已经包含了 Q 的动态变化,因此,只需用 Q_s 和 Q_s/Q (%)两个变量对 ΔS 进行二元回归分析即可。为方便计, Q_s/Q 比值(%)可以用“C”代替,C值为输沙量与径流量之比,与河水中的含沙量的概念不同,它反映一年中输沙量与径流量的总体对比关系,可暂称为“年均相对含沙量”。这样,利用郭永盛等(1992)计算的 ΔS 值,并采用利津站相应时段的水沙资料进行统计分析和计算,结果可用下述回归方程表达

$$\Delta S = (-10.499 - 0.259)Q_s + 22.994C$$

全相关系数 $R = 0.81872$,大于其1%水平的检验值0.735,说明相关良好。为了比较 Q_s 和 C 对 ΔS 的相关程度,进行偏回归平方和计算,令 P_1 和 P_2 分别为 Q_s 和 C 对 ΔS 的偏回归平方和,则计算结果为

$$P_2 = 1766.6 \quad P_1 = 2.83$$

1) 胡春宏等, 1997, 黄河口泥沙输移规律研究, UNDP 支持黄河三角洲可持续发展报告(内部资料)。

显然 C 对 ΔS 的影响远大于 Q_s 。为进一步分析 Q_s 对 ΔS 的影响程度, 对 Q_s 进行了 T 值计算, 根据统计学经验, $T > 1.0$ 说明该因素对 ΔS 有一定影响, $T > 2.0$ 为重要影响因素, $T < 1.0$ 则对 ΔS 影响不大 (张小斐等, 1992)。计算结果显示, Q_s 的 T 值为 0.0103, C 的 T 值为 2.570, 进一步说明了 C 为影响 ΔS 的重要因素, Q_s 的影响相对要小得多。以上情况说明, 尽管 Q_s 数量很大, 但是如果没有一定的 Q 配合, 对 ΔS 的增长也影响不大; 或者说, 黄河年均相对含沙量的大小对亚三角洲面积增长的影响是主要的。年输沙量大, 但是由于径流量亦大, 因而减少了其相对含沙量, 增加了其挟沙能力, 所以 ΔS 也不能按较高的速率增长; 相反, 年输沙量虽然不大, 但是由于年径流量较小, 河水年均相对含沙量大, 其挟沙能力减小, 也会导致亚三角洲面积有相对较快的增长速度, 这种现象常表现在“洪淤枯冲”方面 (陈樟榕, 1997)。可以设想, 如果能够设法控制黄河的年均相对含沙量, 使其保持适当的比例, 便有可能控制亚三角洲向海扩展的速度, 甚至使其保持动态平衡, 这样对于该区海岸带环境的可持续发展是十分有利的。作者为进一步研究 C 和 ΔS 之间的关系, 进行了一元线性回归计算, 可用下述方程表示

$$\Delta S = -10.683 + 22.275C$$

相关系数 $r = 0.8175$, 大于 1% 水平的检验值 $r = 0.735$, 剩余标准离差 $S = 15.41$ 。

上述结果表明, 尽管 C 和 ΔS 间相关良好, 但是回归线精度并不理想, 这是由于一系列海洋动力未知因素的影响, 以及计算 ΔS 的误差造成的。

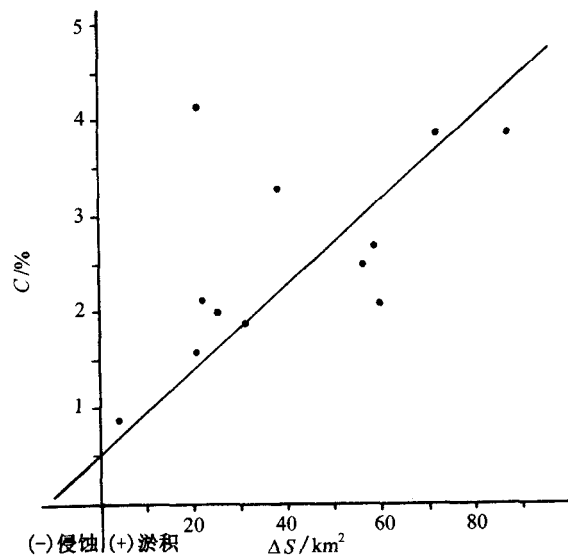


图2 黄河口亚三角洲面积变化 (ΔS) 与沙水比 (C) 的关系

根据上述回归方程, 可以据不同的 C 值对 ΔS 的冲淤数量进行预估 (图2), 用这种预估方法得出的结果可能有较大的误差, 但可以得出一个基本概念, 即黄河口亚三角洲面积的增长速率将随其年均沙、水比, 或者其年均相对含沙量浓度的增大而增加。当 $C < 0.5\%$ 时, 亚三角洲将遭到侵蚀, $C > 0.5\%$ 时则会发生淤积, 0.5% 为其冲淤之临界

值。

此外,还应当考虑河口区岸线的冲淤要在一定输沙量基础上进行。根据李福林等(1999)和作者的计算,冲淤输沙量临界值大约应当为 $2.8 \times 10^8 \text{t}$ 。综合上述计算结果,当黄河年输沙量大于 $2.8 \times 10^8 \text{t}$, C 值大于 0.5 时,河口区岸线则发生淤积,否则,便遭受侵蚀。

二、河口区推移质泥沙输运趋势

河口沙嘴冲淤变化改变了海岸线的走向,因此影响沿岸泥沙运动的输运过程。黄河输入海中之泥沙按其沉积动力学特征可分为推移质、跃移质和悬移质 3 个组。推移质泥沙一般为粒径大于 0.063 mm 的沙粒级,悬移质泥沙一般粒径为小于 0.016 mm 的细粉沙和黏土粒级;而跃移质粒径介于两者之间,为一过渡类型,其波场条件下的动力学特征近于推移质,因此本文将其暂归为推移质范畴,推移质泥沙运动主要受海浪控制。

1. 沿岸输沙率和输沙方向的计算方法

沿岸泥沙运动系指在波浪作用下泥沙在总体上平行于海岸线发生的输运现象,输运之泥沙主要为推移质部分,其输运方向取决于研究区波能流 (P) 的大小和波峰线与岸线法向交角 (α) 的组合特征。沿岸输沙率系指给定波向条件下一定时段内泥沙沿海岸朝某一方向输运的数量,计算沿岸输沙率多采用波能流法,沿岸输沙率的大小取决于波能流的沿岸分量 (Pl)。在浅水区, Pl 值可以根据能量守恒定律,用微小振幅波理论和线性波理论用下式计算 (CERC, 1975)

$$Pl = 1/16 \rho g H_b^2 C \sin 2\alpha_b$$

式中, ρ 为海水密度, g 为重力加速度, H_b 为破碎波高, C 为波速, $C = \sqrt{gH_b}$, α_b 为破碎波点处波峰线与岸线的交角。为方便计,可用波向线与岸线法向的交角计算,也用 α_b 表示。

判断给定波向条件下的泥沙运动方向主要根据 α_b 角的特征,因此可以根据该区实测海浪资料,分析河口区不同方向海浪作用条件下河口区不同地点的泥沙运动方向。为了得到本区全年净输沙方向的基本概念,作者根据该区的波能合成方向,计算了波能合成方向在河口区不同测点上的 α_b 角。

2. 河口区推移质泥沙运动趋势分析

受渤海海峡阻挡,本区海浪主要为风浪,具有成长快、周期短、季节性变化明显等特点。黄河口区由于其风区长度的差异,海浪出现的频率和强度对该区沿岸沙运动的影响也有很大差异。调查区冬半年以北向浪为主,夏半年以南向浪为主,强浪向为 NNE-ENE,其次为 NNW 和 NW。对于清水沟流路河口区来说,NNW 和 NW 向的海浪均为离岸浪,对其泥沙运动的影响很小;NNE-ENE 向岸海浪的波向线与海岸线法向均能形成一定的交角,对本区沿岸泥沙运动影响较大。据 1984 年 8 月至 1986 年 10 月的实测资料统计, $H_{\max} \geq 3.6 \text{ m}$, $T \geq 5.3$ 的大浪共出现 9 次,其中 NNE-ENE 向 7 次、占大浪过程的 78%,本区年波能合成方向为 46.7° (李平等, 1997)。令波能流合成方向 ΣE 与岸线法向的交角 α_b 向左为 “+”,向右为 “-”, “+” 表示输沙方向向 SE, “-” 向 NW。用 1985 年的水下地形图计算,沙嘴北部 $37^\circ 50' \text{N}$ 附近,岸线走向为 NNW-SSE ($N330^\circ \text{W}$),

-2m 和 -5m 等深线基本上与岸线平行，海浪破碎水深为 -2—-5m。据上述海浪资料计算，河口区年波能合成方向 ΣE 与岸线法向的夹角 α_b 为 $+17^\circ$ ，输沙方向为 SE；强波向 NNE 的波能流 $E_{\max}$ 的 α_b 角为 $+40^\circ$ ，输沙方向为 SE；次强波向 ENE 波能流 E_{ENE} 的 α_b 角为 -7° 输沙方向为 NW。

上述结果表明，虽然在 ENE 方向大浪的作用下，沿岸泥沙向 NW 方向输运，但是全年波能流合成方向所产生的净输沙方向为 SE，特别是在 NNE 强浪作用下， α_b 角已接近 45° ，输沙力明显超过 ENE 向海浪，因此，该区沿岸泥沙总体输运方向是向东南方向

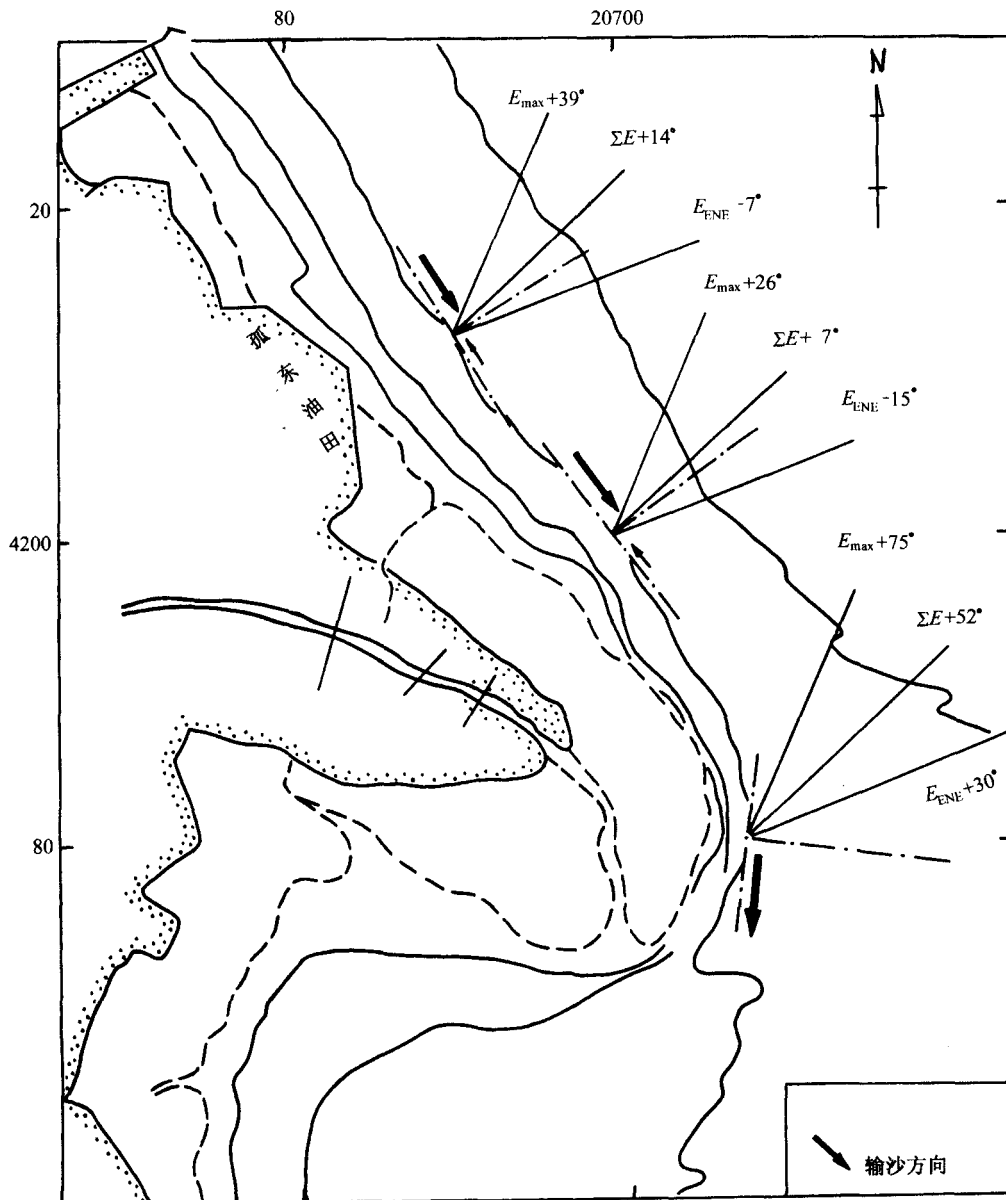


图3 黄河口区 A, B, C 点波能流输沙方向

推移。在 NE 向和 NNE 向海浪的作用下,不但能够使黄河入海泥沙向东南方向运移,而且能使河口北岸发生侵蚀,侵蚀下来的泥沙不断向河口东南方向搬运。从 1992 年实测水下地形图上可看出,河口沙嘴向东南方向延伸,证明了上述分析结果是正确的。从图 3 可以看出,黄河口区海岸线的总体走向为 S135°E,至沙嘴前缘折向南,0 m 和 -1 m 等深线形成的水下河道的主轴走向已经近于 180°,在主流线的东面和北面形成了宽约 4 km 高出 0 m 的宽阔浅滩。从孤东油田向南至河口沙嘴前缘,在 -5 m 等深线附近波能在 A, B, C 各点的 α_b 角的计算结果列于下表。

表 1 不同测点上波能流的 α_b 角分布

计算点	ΣE	$E_{\max}$	E_{ENE}
A	+14°	+39°	-7°
B	+7°	+26°	-15°
C	+52°	+75°	+30°

从以上计算结果可以看出,除了在 ENE 方向次强波浪作用下, A、B 两点的沿岸输沙力指向北以外,其余均指南,说明河口区沿岸推移质泥沙的主要输运方向和全年净输沙方向均指向东南。

三、三角洲近海区悬移质泥沙输运趋势

悬移质泥沙输运趋势是通过海水中悬浮体含量 (TSM) 的空间分布变化和现场的流场测量资料计算分析得出的,也可通过卫片解译定性分析出悬移质泥沙输运的总趋势。

目前国内、外在技术上还难以做到直接从卫片提取 TSM 的定量分布信息,特别是难以分层表达海水中 TSM 的分布特征,卫片上反映出的只是在光透射深度水层中 TSM 的累积数量。但是由于卫片覆盖面积大,可以反映出在一定范围内同步的 TSM 分布状况,特别是能够研究较恶劣天气条件下 TSM 的二维分布状况,因此仍然是现在进行 TSM 研究的重要手段。

为了定性地表达黄河三角洲近海区 TSM 的二维分布,暂时将 TSM 值分为 3 个等级,1 级为 TSM 高值区,代表卫星测量时段 TSM 最高值的分布,和有关实测 TSM 资料对比,大约 $\geq 100 \text{ mg/L}$; 2 级为过渡区; 3 级为 TSM 低值区, TSM 值大约 $\leq 20-30 \text{ mg/L}$ (图 4)。

1. 1975 年 5 月 21 日 (图 4a), 枯水期, 从图中可看出, 当时黄河由三角洲北部入海。卫片成像于开始涨潮约 1 h, 高浓度浑水舌由河口向西延伸, 显示了黄河入海之悬移泥沙受涨潮流影响向西输运。2 级浑水向河口两侧扩散, 并转向孤东油田一带, 宽度不大。甜水沟口外受沿岸输沙影响形成局部的 2 级浑水区, 与北部 2 级浑水相隔, 说明两地浑水的成因不同。总体看来入海泥沙主要向西扩散, 对河口东部的莱州湾影响较小。

2. 1976 年 12 月 27 日 (图 4b), 此图为黄河改道由清水沟流路入海初期, 时为枯水期。卫片成像为涨潮 2h。1 级高浓度浑水舌向河口两侧扩散, 其范围南大于北。2 级浑水区北抵孤东油田一带, 南达小清河口, 三级浑水舌沿莱州湾西岸向南扩展。上述情况

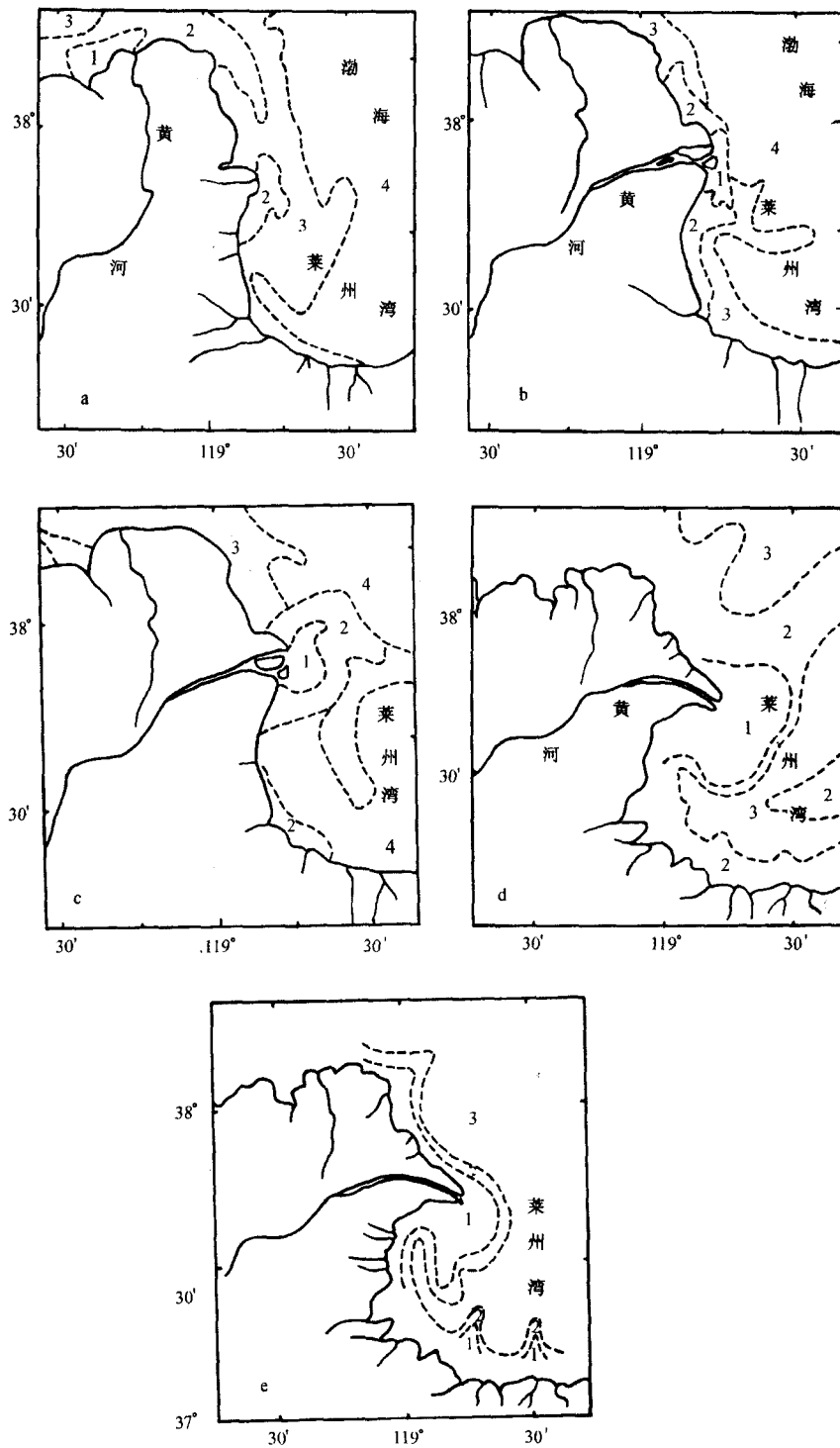


图4 悬浮泥沙分布卫片解译 (图中数字为 TSM 等级)

a. 1975 年 5 月 21 日; b. 1976 年 2 月 27 日; c. 1979 年 9 月 29 日; d. 1989 年 5 月 28 日; e. 1989 年 8 月 16 日

表明,受涨潮流和北向风影响,黄河入海泥沙主要向莱州湾西南部运移。

3. 1979年9月29日(图4c),丰水期,河口区落潮5h。1级高浓度悬沙集中在河口附近,2级浑水受落潮流和南向风作用向东北方向偏转,河口两侧影响范围不大。

从图4b和4c中可以看出,清水沟流路前期河口沙嘴突出尚不明显,枯水期1级和2级浑水区主要在河口附近扩散,丰水期其扩散范围较大,涨潮期间,2级浑水沿岸主要向南扩散,落潮时朝东北方向延伸。

4. 1989年5月28日(图4d),枯水期,河口区落潮5h,近于平潮。当时河口沙嘴已经明显地向东南方向延伸,可以看出,1级高浓度浑水区向东南延伸约20—25 km,2级浑水区分别向莱州湾西南岸和河口东北和西北方向延伸,说明黄河入海泥沙的扩散方向分别为:(1)向东南并沿岸向南扩散;(2)向西北和东北方向扩散。

5. 1989年8月16日(图4e),丰水期,河口区涨潮2h。1级高浓度浑水区主要向东南-南方向扩散,其势可达永丰河口附近。向北2级浑水区沿岸可达三角洲北岸。此外还可以看出,莱州湾西南部有羽状浑水向北和东北方向延伸,说明陆地径流对莱州湾西南部有一定的影响。莱州湾南部深水区为3级相对清水区。

6. 图5分别为1992年9月9日,1994年2月19日,1995年4月10日的卫片解译图,反映了夏、冬、春季的不同情况。从图中可以明显的看出,1级高浓度浑水主要分布在河口沙嘴的东南部和南部,在冬、春季北向风影响下,其范围可达永丰河口至小清河口附近,浑水向西北方向延伸较少。2级次浑水范围覆盖了莱州湾西南海域的大部,向北则可顺岸延伸到三角洲北部。距岸10—20 km以外的海区,浑水程度明显减少,海水相对清澈。

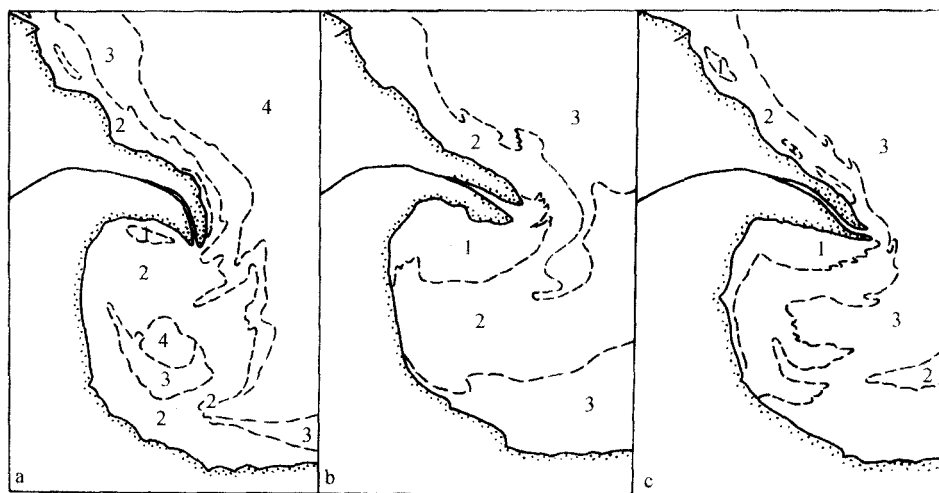


图5 黄河口及其附近海区 TSM 的卫片解译 (图中数字为 TSM 等级)

a. 1992年9月9日; b. 1994年2月19日; c. 1995年4月10日

在不同时段的图像中均存在着2级次浑水区呈羽状向东扩散后转向北的延伸,大致形成逆时针方向的悬沙输运。有的学者曾经论证或模拟过这里存在着顺时针环流(侯国本等,1993)。但是为什么在河口沙嘴以南的大片海域会出现以上的反常现象呢?从大

比例地形图上可以看出,由于河口沙嘴向东南方向延伸,在沙嘴以南的莱州湾西南部形成了一个凹向陆地的次级海湾,暂称东营湾,其湾口朝东,东营湾沿岸有永丰河、广利河、小清河,东有淄河、弥河等河流注入湾内,其中小清河和广利河的年径流量之和可达 $10 \times 10^8 \text{ m}^3$,大量的淡水入海和涨潮时湾外的高盐水向东营湾入侵,均可使湾内近岸水位上升,产生垂向环流,促使表层水向东流出东营湾,继而汇入莱州湾内大的顺时针环流系统,折而转向东北,因此在东营湾内形成了类似于逆时针方向的泥沙向湾外输送。羽状浑水呈逆时针方向向外扩散,说明清水沟流路河口沙嘴南岸的顺时针环流并不稳定,或尺度较小,仅对沙嘴南部的烂泥湾等小尺度沉积过程的形成起一定作用,而对于莱州湾西部大部分海域影响较小。

综上所述,不同时期的卫片解译资料表明了近岸浑水扩散的基本规律,这些规律除了在总体上与实测表层海水中 TSM 的平面分布具有相同的特征外,更进一步显示出悬移质输运与潮流、风以及河流径流之间的关系,即现清水沟流路河口区附近,在涨潮流和北向风作用下,入海泥沙向东南偏南方向扩散,丰水期浑水向东南方向扩散面积大于枯水期;在落潮流作用下,入海泥沙向 N 和 NE 方向输运。此外,还有一个值得注意的现象是,1980 年以后由于清水沟流路河口沙嘴向 SE 方向延伸,使不同时段内浑水区向 S 和 SE 方向扩散的面积均较河口沙嘴延长以前为大,这种情况说明,河口沙嘴向 SE 方向的延伸促进了黄河入海悬浮泥沙向 S 和 SE 方向的输运,增大了对莱州湾西南岸的影响,因而也增加了黄河泥沙对广利河口、小清河河口等港口淤积的威胁。

四、黄河入海泥沙运动对邻近港口回淤的影响

1. 河口区泥沙输运模式

(1) 悬移质输运模式 从图 6 中可以看出,黄河入海泥沙中的悬移组分,一部分向东南方向输运,后在沙嘴南侧顺时针向环流的携带下转向西、北向运移,在沙嘴南面的极浅水区沉积,其中包括形成烂泥湾;另一部分向东南方向输运至较远的距离,然后转向西南,受西岸入海径流和垂直环流等因素的影响,以逆时针方向输运的形式,由东营湾中部和南部向东排出湾外,汇入莱州湾顺时针向环流中;还有一部分由河口入海后,在落潮流和西北方向余流的影响下向西北方向输运,其中包括形成河口沙嘴北面的烂泥湾。由于没有实测资料,无法计算和对比由河口向南和向北方向的输送数量,但是,据黄河走清水沟流路以来的部分 TSM 分布和卫片解译资料推测,黄河入海之悬移泥沙主要向莱州湾西南岸(包括东营湾等浅水海域)输运。

(2) 推移质输运模式 从图 6 可以看出,黄河口沙嘴北岸的推移质泥沙,虽有少量沿岸向 NW 方向运移,但是年均净输沙方向是沿海岸指向东南。河口沙嘴前缘主流线以南可能有一部分转向西,沉积在河口沙嘴南缘,使河口沙嘴形成北冲南淤之势,并逐步南移。上述悬移质和推移质的输运过程均是通过搬运、沉积、再搬运、再沉积的循环过程实现的。

2. 清水沟流路继续使用多年不变将导致小清河、广利河港口淤积

从 1992 年海底地形图可以看出,清水沟流路河口沙嘴前缘 0 m 等深线距小清河河口和广利河口分别为 35 km 和 40 km。历史上黄河入海泥沙对两岸的直接影响范围约为 30

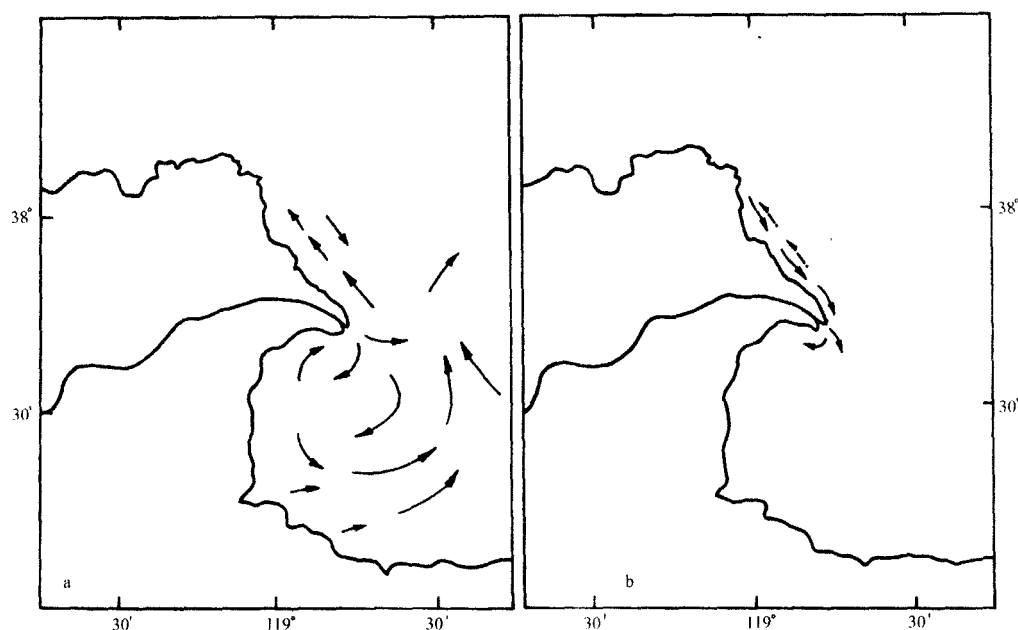


图6 黄河入海泥沙输运模式

a. 悬移质; b. 推移质

km, 细粒物质扩散范围更大。从上述三角洲区悬浮泥沙和推移泥沙的运移规律可知, 黄河入海泥沙在南向输沙力的作用下, 全年平均有向东南和南净运移的趋势, 随着河口沙嘴向东南方向的不断延伸, 其影响范围逐年增加, 悬浮泥沙向南的扩散范围可达莱州湾西南部和小清河口。虽然莱州湾南部有类似于逆时针方向的浑水向湾外扩散, 但是河口沙嘴已经形成了有利于黄河入海泥沙向东南输运的地貌特征, 因此, 如果黄河不断有大量泥沙沿清水沟流路继续向海排放, 促使河口沙嘴进一步向 SE 方向延伸, 则入海泥沙便可能逐渐南移, 威胁小清河口及广利河口, 造成港口淤积。

3. 清水沟流路继续使用多年不变将使莱州湾西南部的一部分演变成潟湖

从 1992 年海岸地貌图可以看出, 清水沟流路沙嘴前缘 0 m 等深线已经向海突出 30 余公里, 距莱州湾东面的刁龙嘴仅约 49 km (图 1)。如上所述, 清水沟流路河口沙嘴随着该流路的行水排沙, 有可能继续向海延伸, 其延伸方向取决于该区海浪沿岸输沙力、河流径流的动力和柯氏力等作用力的合力。如上文所述, 该区之沿岸输沙力指向东南方向, 河流径流的动力方向取决于其入海口的方向, 由地形图上可以看出其主轴方向仍指向东南, 加上柯氏力影响, 河口沙嘴未来延伸方向应是东南, 与郭永盛等 (1992) 根据马尔可夫链概率预测模型的预测和卫片资料分析结果基本吻合。1976—1989 年, 清水沟流路河口沙嘴以 2.34 km/a 的速度向莱州湾东南方向延伸, 如果今后继续使用清水沟流路, 50—70 a 不变¹⁾, 则即使河口沙嘴延伸速率减至 1 km/a, 30 a 后, 河口沙嘴仍将会

1) 黄河三角洲保护与发展研究中心, 1997, UNDP 支持黄河三角洲可持续发展研究报告 (内部资料)。

像大坝一样横亘于莱州湾西部，迫使湾口缩小，莱州湾西南的一部分也有可能退化为潟湖，届时河口区海岸线将发生重大变化，从而改变湾内的环流结构，破坏湾内的生态环境，同时影响莱州湾西部和西南部的港口发展。

4. 北汊人工调控小改道后黄河入海泥沙输运对黄河海港的影响

1996年8月，在清8附近施行了人工调控小改道，黄河由“清8出汊”（暂称）入海，河长缩短了16 km，加大了尾闾河床比降，使洪水顺利排入海中，保障了两岸人民的生命财产安全，减少了三角洲区经济损失，并淤出一部分土地，有利于滨海油田勘探，这一措施确实是治河成功、变害为利的范例。但是从三角洲和邻近海域可持续发展的长远观点考虑，尚需进一步分析小改道后黄河入海泥沙对海洋环境的影响。遗憾的是目前缺少该区的现场实测资料，只能从少数卫片资料进行粗略预估，详细情况需要进一步研究。

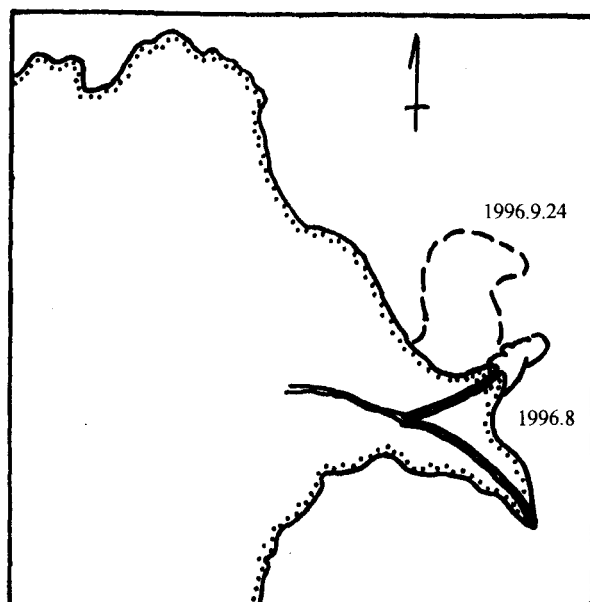


图7 北汊1改道后泥沙运动方向对比

清8出汊改道时，入海口的主轴线约为 $81^{\circ}30'N^{1)}$ ，1996年9月20日卫片上河口沙嘴及其前部浑水的走向约为 $N20^{\circ}-30^{\circ}E$ ，1996年9月24日的走向已为正北 0° 左右（图6），其浑水前缘已达 $38^{\circ}10'N$ ，接近黄河海港和东营海港。此外，尾部还出现了一个2级浑水带，呈羽状，偏向E和SE方向。上述卫片图像对比说明，自1996年8月人工改道以来至1996年9月24日，“清8出汊”的黄河河口沙嘴及其高浓度浑水舌在南向风浪和NW余流的作用下，已经明显向NW方向偏转延伸，其势向北可能影响黄河海港和东营港等港口。9月24日卫片上出现的二级浑水向东伸展的现象，可能为局部受偏北风或南向流的影响，但总体上泥沙仍是向NW方向扩散。

由于卫片比例尺较小，因而分辨不出沙嘴和高浓度浑水的界限，但是按一般河口地貌发育规律分析，9月份在河口区已经形成了一个沿河流主轴线向前延伸的河口沙嘴。

据此推断, 1996年9月24日河口沙嘴的走向也应向北偏转, 这样便形成了泥沙向西北方向输运的有利海岸地貌形势, 促使河口区推移质泥沙沿岸向西北方向输运, 汛期尤为明显。

目前尚缺少近期的卫片资料, 特别是缺少改道后河口地形和海浪等实测资料, 难以定量预估未来清8出汉河口前泥沙输运形势及其对东营港等港口的影响, 但是从上述卫片资料推测, 如果黄河继续由该出汉方向入海, 河口前形成的沙嘴可能继续向偏北方向延伸, 形成新的岸线, 从而改变原清水沟河口沙嘴北面沿岸泥沙运动的规律, 增强了黄河泥沙向偏北方向的移动。清8出汉入海口较清水沟入海口向北移动了约15 km, 距东营港仅约30 km。据历史资料记载, 黄河入海泥沙对河口两侧直接影响的范围约为30 km, 如果长期使用该出汉入海, 原清水沟流路河口沙嘴北部的岸线将不断向北扩展。由于在莱州湾西岸底层水中常年存在着向西北方向的余流, 因而更加有利于黄河入海泥沙向西北方向的输运, 这一切对北面的黄河海港和东营港的发展均是极其不利的, 根据庞家珍等人的预测¹⁾, 至2012年该河口沙嘴的0 m等深线的北缘可达到黄河海港附近。

上文中叙述的清水沟流路入海口黄河泥沙可能对南部的小清河、广利河等河口港造成的影响, 甚至有可能使莱州湾西南部的部分海域演变成潟湖, 改变海水生态环境, 这种形势使我们认识到, 科学地规划和选择黄河入海口, 合理地规划其行水使用年限, 进一步对该区进行调查研究, 对于黄河三角洲的港口发展是十分必要的。

五、延缓河口沙嘴淤积速度的措施

黄河每年有数亿吨的巨量泥沙输送到莱州湾, 导致河口区地貌不断发生变化, 甚至影响港口淤积和海洋生态环境。对黄河这种多沙性河流和莱州湾水深浅、河口区容沙量小的状况, 用人工控制的办法使入海口长期稳定在一条流路上的做法对于保护海洋生态环境平衡和港口发展等均是不利的。为了减少黄河输沙对河口及其邻近海域的负面影响, 在大幅度减少黄河向海输沙之前可以考虑采取以下两点措施:

1. 多个出海口轮流排沙, 使岸线呈扇形向海推进。根据历史时期海岸线变迁的资料统计, 1855—1954年, 河口三角洲年均造陆速率为 $23 \text{ km}^2/\text{a}$, 岸线向海延伸速率为 0.15 km/a , 1954—1972年, 造陆速率为 $23.5 \text{ km}^2/\text{a}$, 岸线延伸速率则为 0.42 km/a , 为前者的3倍。造成以上状况的原因是1954年以后三角洲顶点下移, 摆动范围缩小, 即河口段河道摆动幅度小, 海岸线向海延伸速度快, 反之则慢。原清水沟流路受人工控制已经行水20余年, 河口沙嘴向海延伸30余公里, 其向海延伸速度高达 2.34 km/a , 如果继续人工控制尾间河道“稳定流路”、“定向入海”多年不变(李殿魁, 1992), 则在黄河输沙量没有大幅度减少之前, 河口沙嘴仍会以较高速度向海延伸。在清8出汉流路若采取“稳定流路, 多年不变”的办法, 则河口区岸线也会以较大的速度向海延伸, 威胁邻近港口及海区的生态环境。

为了延缓海岸线向海的延伸速率, 建议根据三角洲区的经济建设和油田开发计划, 规划出几条备用流路, 按照尾间摆动范围大、岸线向海延伸速度慢的规律, 采用人工调

1) 庞家珍等, 1999, 黄河三角洲海岸线变化及其发展趋势(内部资料)。

控的办法, 依次有规律的使用, 适当扩大尾间摆动的幅度, 以减缓岸线向海推进的速度。

2. 如上文所述, 黄河入海年均相对含沙量 $C \approx 0.5\%$ 时, 则河口区处于冲淤动态平衡状态。如果按 2010 年河口段来水量和来沙量分别为 $198 \times 10^8 \text{ m}^3$ 和 $4.3 \times 10^8 \text{ t}$ 计算 (李福林等, 1999), 其 C 值为 2.2% , 淤积速度较大, 为了减小岸线向海的淤积速度, 建议实行南水北调, 增加黄河入海生态水量, 可以减小 C 值。1976—1989 年, 河口三角洲面积增长 (ΔS) 速率为 $42 \text{ km}^2/\text{a}$, 据估算, 如果 ΔS 降至 $10 \text{ km}^2/\text{a}$, 则其 C 值为 0.9% , 其入海径流量要求约为 $470 \times 10^8 \text{ m}^3$, 即在 90 年代平均径流量为 $174 \times 10^8 \text{ m}^3$ 的基础上, 通过南水北调使其再增加 $270 \times 10^8 \text{ m}^3$, 则河口区三角洲面积增长速度可减少 $3/4$ 。海岸线向海增长速度一般不大于 0.5 km/a , 河口三角洲地貌变化相对稳定, 而且由于增加了入海生态水量, 也有利于河口区及其邻近海域海洋生态环境平衡。

参 考 文 献

- 孙效功、杨作升, 1995, 利用输沙量预测现代黄河三角洲的面积增长, 海洋与湖沼, 26 (1): 75—82。
李平、朱大奎, 1997, 波浪在黄河三角洲形成中的作用, 海洋地质与第四纪地质, 17 (2): 39—46。
李福林、姜明星, 1999, 黄河清水沟流路河口三角洲增长面积预测, 海洋湖沼通报, 3: 14—22。
李殿魁, 1992, 积极探索治理河口, 根治黄河水患的成功之路, 黄河三角洲研究, 2: 1—7。
张小斐、刘杨, 1992, 统计学, 电子工业出版社, 162—213。
陈章榕, 1997, 现行黄河口拱门沙的形态与演化, 青岛海洋大学学报, 4: 539—545。
庞家珍、司书亨, 1979, 黄河河口演变 I. 近代历史演变, 海洋与湖沼, 10 (2) 136—141。
侯国本等, 1993, 东营港, 海洋出版社, 74—87。
郭永盛、许学工, 1992, 黄河口区域演变的预测研究, 海洋学报, 14 (3): 95—104。
CERC., U.S., 1975, Shore Protection Manual, U.S. ARMY COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTRE, 1:4—88。

IMPACT OF VARIATION OF WATER AND SEDIMENT FLUXES ON SUSTAINABLE USE OF MARINE ENVIRONMENT AND RESOURCES IN THE HUANGHE RIVER ESTUARY AND ADJACENT SEA III. IMPACT OF LONG-TERM STABILIZATION OF THE LOWER COURSE OF THE HUANGHE RIVER ON THE CONSTRUCTION OF COASTAL PORT*

Li Fan, Li Yongzhi Zhang Xiurong

(Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences)

ABSTRACT

Input of huge quantities of sediment discharged to the sea and change of the lower course of the Huanghe River cause great changes in coastal and submarine geomorphology and sand movement. The sand

* Contribution No.4041 from the Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences.

spit on the Huanghe River mouth extended 40 km to seaward from 1976—1996. The sand spits extending velocity is 2.1 km/a at present, and its front is less than 50 km from the east and south coast of the Laizhou Bay. If it continuously extend for some ten years, this part of Laizhou bay will become a lagoon. By that time, the marine ecology environment will change largely and the Xiaoqinghe River mouth and adjacent harbor will be silted. Many ports have been built on the Huanghe River delta coast and adjacent areas. The continued extension of the river mouth spit, wrong choose of inlet position, untimely use of the rivers lower course, any and all of these will affect to construction of ports there. The Huanghe River changed its lower course and emptied into Laizhou Bay from the Qing 8 branch in Aug. 1996. When the lower course started to change, the inlets direction of the main axis was $N81^{\circ}30'E$. However two months later, it extended NW. Sandy sediment discharged from the Huanghe River transported along shore to NW and turbidity water with fine sediment reached the vicinity of Dongying Harbor. In order to decrease the influence of sediment discharged from the Huanghe River on coastal ports in the adjacent coast, it is necessary to scientifically choose the position of the inlet, correctly control the use time of the rivers lower course, and change the direction of inlet in due course.