

江苏琼港盐沼风车河潮沟地貌与动力演化*

汪亚平 张忍顺

(中国科学院海洋研究所) (南京师范大学)

联合国环境署(1990)在题为“海相环境的状况”的报告中指出,世界人口约一半集中在海岸地区,因而这些地区人口压力巨大,同时受到污染、风暴潮、地面沉降的威胁,以及高地灌溉水资源枯竭的影响;在低地海岸、河滩和湿地,海平面的上升将会给沿岸城市的工农业生产及人民生活带来极其严重的后果。而盐沼-潮沟体系则是淤泥质海岸缓冲、削减波浪-潮流能量的重要地貌系统,对海岸的保护起着至关重要的作用。潮沟常常贯穿盐沼与泥坪(或沙坪),成为沟通盐沼-泥坪体系物质能量交换的纽带;在淤涨型淤泥质海岸上,细颗粒泥沙被涨潮流沿潮沟输送到盐沼上,结果使盐沼不断向海淤进。而当海平面上升时,盐沼-潮沟系统功能又发生改变,成为削减潮汐能量的“装置”。Pethick(1980,1992)研究了英国 Norfolk 盐沼潮沟水流的特征,并提出了流速的预报模型;Healey 等(1981)在观测中发现了一些与模型不符的情况。本文从地貌和动力方面研究了江苏淤泥质海岸琼港盐沼风车河潮沟的地貌演变与动力演化的关系,以及水动力与地貌因素之间的相互响应机制。

一、概况与方法

1. 概况

风车河位于江苏辐射沙洲内缘区的淤泥质潮滩的琼港盐沼上,盐沼东部即为辐射沙洲中心区——条子泥(图 1)。本段海岸属淤涨型淤泥质平原海岸,是淤涨最快、发育最完整的淤泥质海岸之一,潮沟系统十分发育,活动性强。岸段处于两大潮波系统(即南黄海旋转潮波与东海前进潮波)汇合带西端,水文状况复杂。岸外海区属正规半日潮,历史最高潮位 6.54m(文中高程基面均为废黄河零点),平均高潮面 3.50m,平均海平面 1.01m,最大潮差 6.68m,属强潮海岸,潮流作用影响较大。潮滩坡度平缓,表层沉积物以粉沙为主,含

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告 3408 号;中国科学院院长基金资助项目, A10970203 号;萧家仪、陈君、宋平、徐孝彬等同志协助参加野外工作;本项工作得到高抒教授、汪永进教授、王建教授、季子修教授和喻国华教授的帮助,谨此致谢!

收稿日期:1997 年 12 月 22 日。

少量粘土,粒径范围为 0.004—0.023mm。本区海浪受夏季风影响,浪向与风向基本一致。

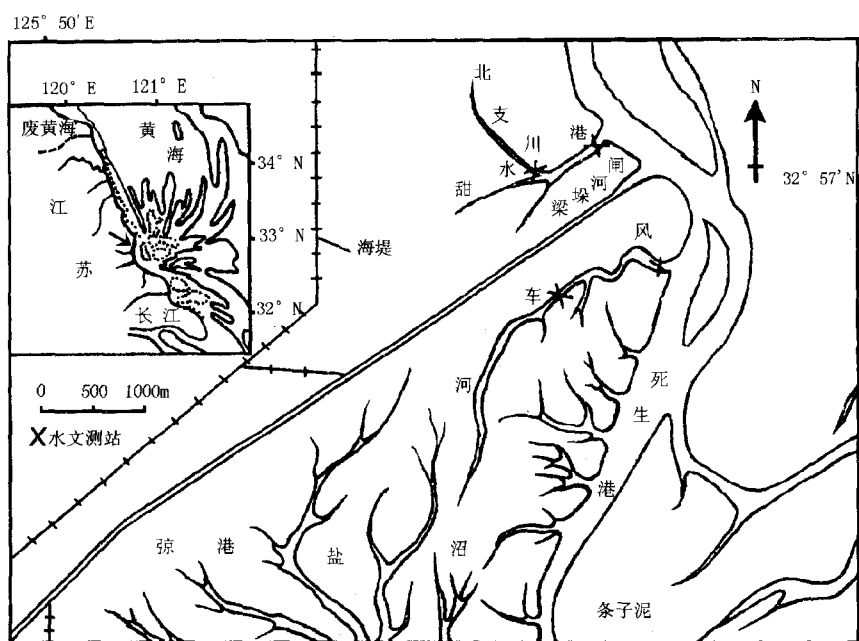


图1 研究区位置(据 Wang 等,1998)

2. 方法

作者于1996年5月3日在风车河进行水文测量,并采水样。观测时,东北风6—7级,中雨,风暴潮增水明显。在风车河沟口及沟中部设两断面,用直读流速仪进行一个潮汐循环的流速、流向测量,同时记录水深。每隔5min测一次流速,10min取一次水样。测速螺旋桨位于水层中部,水样取样位置为中、上层悬浮液。此次测量由于受水深较浅及仪器的限制,只量取了中层流速来代表断面垂线平均流速。1996年9月20日又在风车河进行现场观测,并沿风车河两侧滩面及床底取沉积物样。收集了1979年风车河的水文资料(包括流速、潮位、流向等),分析了风车河历年来的潮沟移动与地貌演化情况,同时还收集了1973—1993年共10个时相的卫星像片、航空像片。

沉积物粒度实验用 H_2O_2 及稀HCl对沙样作预处理,烘干后称重,用 $63\mu m$ 筛筛选。小于 $63\mu m$ 的细粒部分制成悬浮液,用SKC—2000型光透式粒度仪进行测量,大于 $63\mu m$ 的粗粒部分用RPS-75型机械筛分仪进行测量。测量结果用自编程序计算粒度参数(矩法参数),并绘制粒度概率累积曲线。在586PC机上进行计算。

水样用滤纸法测量含沙量(烧失量),并测出所含泥沙(悬移质泥沙)的粒度,测试方法同上。

对于泥沙的动力学特性来说,一个重要的参数是临界起动流速。样品测试表明,悬浮质、床底推移质泥沙中值粒径小于 $170\mu m$,可作为粘性泥沙处理,其临界起动流速可采用如下(1)–(3)式计算(王绍成,1991):

(1)张瑾瑞公式

$$V_c = \left(\frac{h}{D}\right)^{0.14} \left(17.6 \frac{r_s - r}{r} D + 0.000000605 \frac{10 + h}{D^{0.72}}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

式中, V_c 为临界起动流速(m/s); D 为中值粒径(m); h 为水深(m); r_s 为天然沙比重, 取 2.65g/cm^3 ; r 为海水比重, 取 1.02412g/cm^3 。

(2) 宾国仁公式

$$V_c = 0.320 \left[\ln \left(11 - \frac{h}{k_s} \right) \right] \left(\frac{r_s - r}{r} g D + 0.19 \frac{g h \delta + \epsilon_k}{D} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

式中, 参数 $k_s = 0.5\text{mm}$, $\delta = 0.213 \times 10^{-4}\text{cm}$, $\epsilon_k = 2.56\text{cm}^3/\text{s}^2$, $g = 981\text{cm/s}^2$ 。

(3) 沙玉清公式

$$V_c = \left[0.43 D^{\frac{3}{4}} + 1.1 \frac{(0.7 - \epsilon)^4}{D} \right]^{\frac{1}{2}} h^{\frac{1}{5}} \quad (3)$$

式中, 参数 $\epsilon = 0.4$ 。

泥沙的临界止动流速公式(王绍成, 1991)

$$V_H = K V_c \quad (4)$$

沙莫夫和宾国仁认为 $K = 0.83$ (王绍成, 1991)。

泥沙的扬动流速公式(王绍成, 1991)

$$V_f = 16.73 \left(\frac{r_s - r}{r} g D \right)^{\frac{2}{5}} \omega^{\frac{1}{5}} h^{\frac{1}{5}} \quad (5)$$

式中, g 为重力加速度, 取 9810mm/s^2 ; ω 为沉降速度(mm/s)。因本文中样品的粒径均小于 0.1mm , 可取斯托克斯公式计算(王绍成, 1991)

$$\omega = \frac{1}{18} \frac{r_s - r}{r} g \frac{D^2}{\gamma} \quad (6)$$

式中, 粘度系数 γ 取 $0.01\text{cm}^2/\text{s}$ 。

二、结 果

1. 风车河地貌特征

1996年9月的野外考察表明, 风车河潮沟系统及其岸滩大致可分成五段(图2)。

(1) 沟口段: 入死生港的口门向上游约 50m 的沟段, 河道宽而浅, 沟岸滩肩宽约 4.5m , 滩面由中粗粉沙组成, 易陷, 无植被覆盖。只有当死生港接近漫滩时, 潮水才进入沟口段。沟口段在整个风车河潮沟段中坡降最大, 因此, 涨潮时潮锋移动较缓, 涌入的潮水主要用于上涨, 潮水前伸较缓。

(2) 宽河曲段: 距沟口约 $50-300\text{m}$ 的沟段, 为泥滩, 无植被覆盖。该沟段发育了两个弯道, 一处已有裁弯的迹象。宽约 3.5m , 深 $1-1.5\text{m}$, 具二元的物质组成。值得注意的是, 在潮沟中央还发育有心滩。

(3) 矩形沟岸段: 距沟口约 $300-450\text{m}$ 的岸段, 为泥滩, 沟槽呈近矩形。下游有支沟汇入。

(4) 狭长沟岸段: 距河口约 $450-1200\text{m}$ 的岸段, 宽约 1.5m , 深 $0.2-0.5\text{m}$, 沟边坡度较缓, 基本呈上凹形。有盐蒿覆盖, 沟缘距盐蒿滩约 $10-50\text{m}$ 。沟段下游亦有支沟汇入。

(5) 尾稍段: 沟深 $< 0.1\text{m}$, 沟宽 $< 1\text{m}$, 沟段下游端发育有许多汇流的小沟、毛沟, 伸入

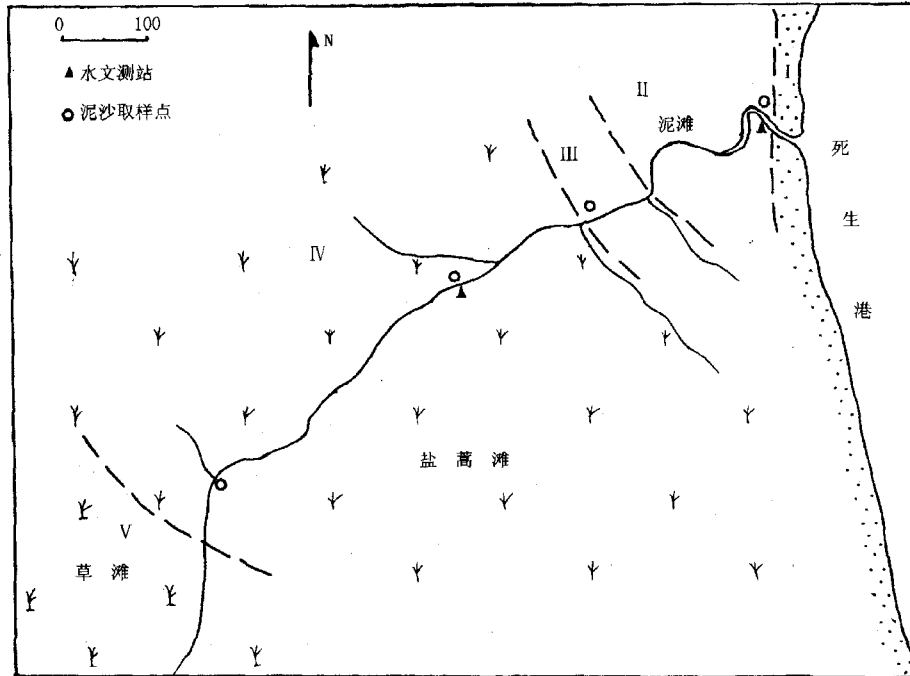


图2 风车河地貌特征

盐蒿滩的支沟、毛沟末端有高约5—10cm的垂直陡坎。此沟段主要由盐蒿滩、草滩组成，分叉较多，沟系复杂。

2. 风车河中水流流速脉冲特征

在江苏东台淤泥质海岸风车河、北支川、甜水港、死生港等潮沟中，均普遍观察到2—3次显著的流速突变，分别发生在涨潮初期、涨潮末期和落潮末期。在一个潮汐循环中，涨落潮阶段的各次流速脉冲明显受到高程的控制(图3)。

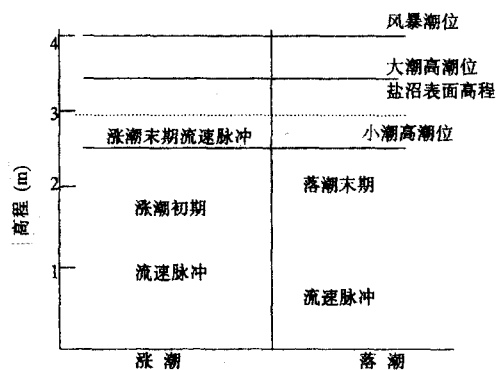


图3 潮沟水流流速脉冲的高程分布

潮沟中水流流速由数学推导(Wang *et al.*, 1999)得到

$$V = \frac{1}{\tan \alpha} \frac{dh}{dt} \quad (7)$$

式中, V 为潮沟水流流速; $\operatorname{tg} \alpha$ 为床底坡度; dh/dt 为潮位变化率。(7)式表明潮沟水流流速与床底坡度成反比, 与潮位变化率成正比。在涨潮初期, 潮位变化率急剧增大并达到峰值, 形成涨潮初期流速脉冲。而在潮水漫漫盐沼表面时, 由于水流从相对陡峭的沟壁向坡度极缓的盐沼表面漫溢, 便形成了水流从潮沟中漫出时的流速脉冲(常发生在涨潮末期)。当落潮归槽水从盐沼表面汇入潮沟时, 由于盐沼表面向床底的坡度突变及水量的增加, 往往形成落潮末期的流速突变。

潮沟中流速脉冲的存在对潮沟发育、潮沟系统演化有着重要的意义。流速脉冲过程是水流挟沙能力突然增大、短时间内水沙大量运移的过程。徐元等(1994)在上海潮滩的野外观测发现, 涨潮前锋水层厚度小于 30—40cm 的水流存在着比随后水流平均流速高 1—3 倍的流速, 与此同时水体含沙量大大高于随后的水体。潮流掀沙具有明显的作用, 涨潮初期潮锋带水体对沉积物的扰动深度可达 5cm 左右, 甚至达到 8cm。

涨潮流速脉冲在短时间内将大量泥沙输送到滩面及高潮线附近淤积下来, 使高潮线附近的滩面、床底不断淤高, 坡度亦不断增大。当潮位变化率为常数时, 坡度的增大将导致流速的减小, 淤积减缓, 这是一个负反馈的过程。初期淤高较快, 后期淤积速度减慢, 直到无限接近某一个上限(大潮高潮线位置)为止, 即大潮高潮线位置是淤积曲线的渐近线(图 4)。以风车河为例, 1979 年沟口高程为 1.19m, 1996 年为 2.50m, 17 年共淤涨了 1.31m, 平均淤涨速率达到约 0.077m/a。以此速率推算, 在正常天气条件下, 高程为 1.19m 的床底要达到淤积上限(大潮高潮线)约需 30 年(图 4)。

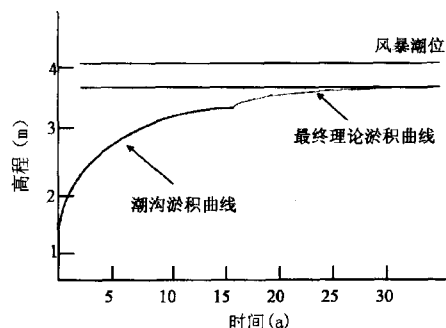


图 4 潮沟床底淤积曲线示意图

潮沟的淤涨是有一定限度的, 它总要适应并完成其特定的功能。潮沟的沉积动力学功能之一是渲泄落潮后期滞留于滩面的归槽水量。这一功能要求在发育比较成熟的潮滩上, 潮沟应具有一定密度和分布比较均匀的格局。因此, 潮沟的淤高将出现两种情况: (1) 潮沟横向移动; (2) 老潮沟萎缩, 新潮沟在潮盆其他区域产生(张忍顺等, 1991)。

涨潮末期潮流漫滩时形成的流速脉冲也有重要的地貌意义, 高流速将潮沟中输送来的大量泥沙带到潮滩上, 使整个潮滩不断淤高。落潮末期(归槽)的流速脉冲具有较强的侵蚀能力, 使滩面刷低, 床底刷深。涨潮阶段流速脉冲与落潮阶段流速脉冲的“相互斗争”使潮沟、潮滩发生淤积或侵蚀, 前者占优势时, 潮滩向海淤进, 潮沟亦向海衰退, 潮沟淤高幅度的上限是高潮线位置; 后者占优势时, 潮沟向岸发展, 潮滩向岸蚀退, 蚀低的下限是当地的侵蚀基准面。

3. 潮沟水流悬沙含量及粒度特征

1996年5月3日在风车河口门与中部布设断面取水样,经室内分析获得水体含沙量及悬沙粒径(表1)。

表1 风车河含沙量及悬沙粒径

站 位	含沙量(g/L)		悬沙粒径(μm)	
	平均含沙量	最大含沙量	平均粒径	最小粒径
潮沟口门	2.101	6.970	11.76	11.0
潮沟中部	0.889	1.388	11.23	10.3

从表1可以看出,风车河潮沟沟口段的含沙量和悬沙粒径都大于潮沟中部。沟口段的含沙量较潮沟中部的含沙量大得多;两者悬沙均属细粉沙。

4. 潮床底部及岸滩沉积物特征

1996年9月在风车河床底及岸滩表面沉积物采样,泥沙粒度分析结果显示,在距风车河口门约70m处,无论是床底还是岸滩,表层沉积物的中值粒径、峰态、偏态、分选系数均发生突变(图5)。床底、岸滩沉积物的中值粒径分别由 5.1Φ 、 5.5Φ 跃变为 6.3Φ 、 6.2Φ ;而在距风车河口门70m至潮沟源头,沉积物的中值粒径却变化不大,但潮床底沉积物的

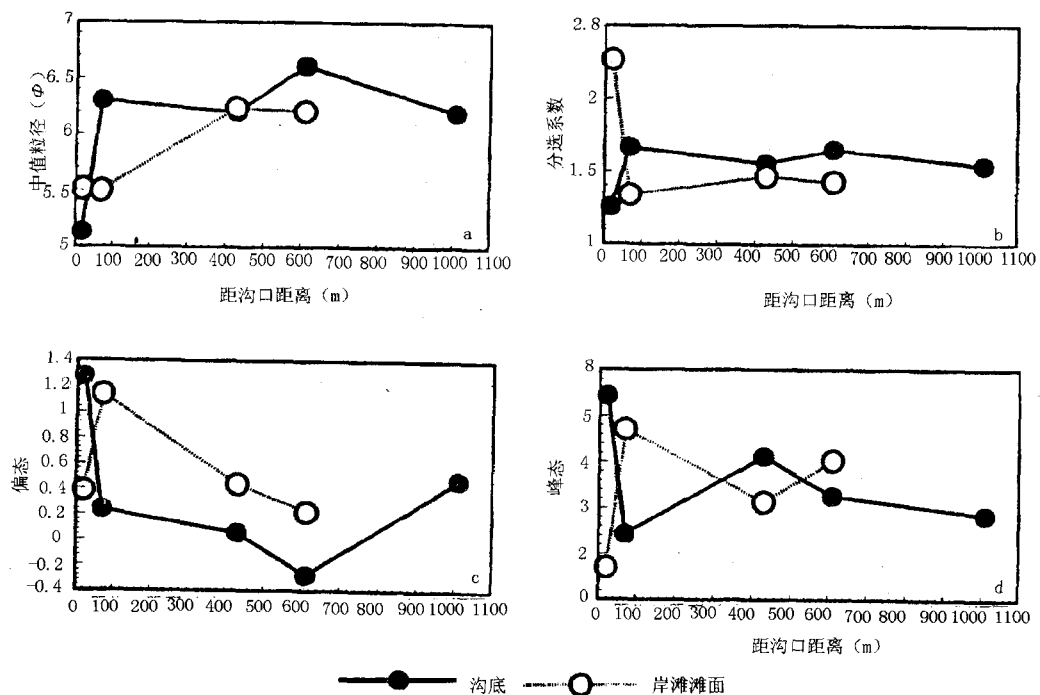


图5 风车河床底、岸滩表层沉积物粒度参数的空间分布特征

a. 中值粒径; b. 偏态; c. 分选系数; d. 峰态

中值粒径变化幅度较滩面大。床底、岸滩沉积物偏态分别由 1.277, 0.385 跃变为 0.237, 1.139; 分选系数分别由 1.255, 2.765 跃变为 1.663, 1.339; 峰态分别由 5.443, 1.689 跃变为 2.436, 4.714。值得注意的是, 在跃变区域床底、岸滩沉积物的中值粒径均由粗变细, 而两者在偏态、分选系数、峰态等方面则不是同向跃变的, 床底沉积物的偏态、分选系数、峰态由小(或大)变大(或小)时, 岸滩沉积物的偏态、分选系数、峰态则相反。

在风车河口门 70m 处, 由于水动力条件发生显著变化, 所以形成沉积物粒度参数跃变。其主要原因如下: (1) 沟口段(包括两侧岸滩)基本上是光滩, 滩面较为平坦, 对水流的摩阻力较小, 水动力条件较强, 潮锋最早到达, 口门段高程较低, 落潮归槽水作用时间最长; (2) 风车河沟口段在死生港浸滩时, 明显受到死生港南、北向强潮流的影响, 加强了沟口段的水动力; (3) 沟口段是受浸淹时间最长的动力“筛选”作用的区域, 较细颗粒被带走, 从而留下与沟口段动力相适应的粗颗粒。而沟口段以外的其余沟段、岸滩有植被覆盖, 浸淹时间短, 水动力条件较弱。

风车河沟口段床底表层沉积物的中值粒径为 0.028mm, 属含细沙的粗粉沙; 其余沟段床底表层沉积物中值粒径在 0.010—0.014mm 范围内, 变化不大, 可取算术平均值 0.012mm 作为沟口以外沟段床底表层沉积物的中值粒径。

潮床底部的泥沙在潮流作用下, 受到与潮流同方向的推移力与向上拖曳力的作用。当流速增大到一定程度, 即达到临界起动流速时, 床底表层沉积物开始起动。粒度分析表明, 风车河床底表层泥沙的中值粒径小于 0.17mm, 粘结力的作用超过重力作用。起动流速与扬动流速的计算结果见表 2。

表 2 风车河床底泥沙临界起动流速与临界扬动流速

项 目	沟口段(0—50m)	其他沟段(50—3 500m)
中值粒径(mm)	0.028	0.012
沉降速度(mm/s)	0.678	0.125
临界起动流速(cm/s) 据式(1)	31.66	47.16
临界起动流速(cm/s) 据式(2)	30.49	46.13
临界起动流速(cm/s) 据式(3)	32.39	47.82
临界扬动流速 (cm/s)	153.23	77.86

从表 2 不难看出, 尽管使用的公式不同, 但计算结果很接近。沟口段床底表层沉积物的临界起动流速较其余沟段小, 这是由于沟口段泥沙颗粒较粗, 其粘结力较小, 所需临界起动流速也较小的缘故。

在风车河潮沟口门处, 涨潮 30min 以后潮流就能达到临界起动流速, 从而可使床底表层的泥沙起动, 形成“潮流掀沙”。床底被起动的泥沙起初大多以推移质的形式随着潮流跃移, 随着流速的增大, 水体的紊动作用加强, 使一部分泥沙由推移状态进入悬浮状态。但 1996 年的水文测量资料表明, 潮沟在一个潮汐循环中, 潮流流速不能达到扬动流速, 但仍有大量悬浮泥沙运移, 这主要是因为相当一部分更细的泥沙是由外海运来的, 挟带泥沙的水流具有更大的挟沙能力。

5. 风车河的地貌及动力演化

风车河的发育与死生港的摆动有着密切的关系,可划分为4个发育阶段。

(1)幼年期(1977年以前):1972年建梁垛河挡潮闸时,取大丫子港潮沟的中段作为梁垛河口门,风车河是大丫子港的一条支沟。1973年,梁垛河闸四周均是草滩,滩面高程为4.0—4.2m。闸下引河外草滩也向东伸展到2.5km处,向外还有大片盐蒿滩。风车河潮沟规模较小,活动性很弱。

(2)青年期(1978—1984年):1979年死生港中、下段因西移而全面逼近大丫子港,闸口东南大片草滩被侵蚀,形成低滩。它首先袭夺了风车河,使风车河始涨潮头高达1.19m,断面涨、落潮最大流速分别达到1.05m/s及0.48m/s,潮浸时间长达6h以上(表3)。1980年5月,袭夺进一步发展,死生港成为梁垛河的入海口门。死生港的底部高程要比大丫子港低得多,口门槽底高程的大幅降低使风车河发生溯源侵蚀,并发育成为一条较深大的潮沟,其干流平均宽度约5.0m,长度达到5.5km左右。

(3)壮年期(1984—1988年):1984年后动力环境又发生了明显变化,这一带潮滩向均衡态转化。一方面,袭夺使归槽水排泄通畅,死生港成为滩面归槽的主要潮沟系统,它不再西移,滩面也不再蚀低,而是逐渐淤高。尤其是梁垛河南堤与风车河之间的围垦,使北部归槽水趋于减少,垦区外滩面迅速淤高,风车河小潮沟系统不断萎缩,风车河尾梢逐渐向南摆动,使风车河呈现弓形的平面形态。1978—1988年包括死生港潮盆在内的条子泥西部滩面经历了约十年左右的非均衡期与恢复期(张忍顺,1995)。

(4)衰亡期(1988年以后):1988年以后,由于死生港潮流变弱并外移,风车河也随之而逐渐淤积。至1993年,风车河已成为一条小潮沟,其干流平均宽度约1.5m,长度仅3.5km。涨潮流及其流速脉冲效应,再加上风车河东侧沙洲有着丰富的泥沙源等因素,使大量泥沙由风车河沟系输送到风车河潮盆中,导致整个风车河潮盆不断淤高,最终使风车河潮盆及潮沟的坡降增大。地面坡度的增大将对流速起抑制作用,使潮流流速减弱。另外,由于高程增大,潮流水层厚度较小,受底部摩阻较大,因此,1996年测得的流速较以前要小得多,涨潮实测最大流速仅为1979年的1/2左右,潮浸时间缩短了近1小时(表3)。目前风车河仍呈淤积趋势,尾梢萎缩,长度较1979年缩短了2km,沟口也淤高了1.31m。风车河潮盆除沟沿外,基本都已成为草滩和盐蒿滩。

值得注意的是,与1979年相反,1996年5月测得的涨潮流速小于落潮流速(表3),这意味着将有更多的泥沙被带到风车河潮盆外。这主要是由于此次测量是风暴潮期间的水文状况,且处于这个月中的最大潮。

表3 风车河的动力及地貌变化

测量日期 (年、月、日)	最大流速(m/s)		潮浸时间 (时:分)	始涨潮高 (m)	最大潮高 (m)	床底高程 (m)	潮沟长度 (km)
	涨潮	落潮					
1979.9.11	1.05	0.48	6:17	1.19	3.18	1.19	5.5
1996.5.3	0.57	0.58	5:20	\	3.30	2.50	3.5

三、讨 论

在海洋与陆地交汇处形成复杂的、高度开放的海岸系统,潮沟系统受陆、海相互作用的影响,是海岸系统的一个子系统。通过对江苏淤积型淤泥质海岸潮沟的研究,作者认为影响潮沟系统的主要因素可以归纳为五个方面(图6)。

1. 潮汐、波浪

研究区的潮流格局是形成潮滩-沙洲区潮沟系统的动力背景,是潮沟发育的动力基础。潮沟系统既是“动脉”,也是“静脉”,它使盐沼、沙坪及潮沟系统本身与外界系统不断进行着物质、能量和信息的交换。潮沟将外海传来的泥沙、潮能、波能向海岸传输,同时通过底蚀、侧蚀、溯源侵蚀、挟带泥沙而产生消能作用。

2. 盐沼、沙坪

盐沼、沙坪本身的特性,尤其是其物质组成对潮沟系统具有很大的影响。对上海、苏、浙、闽等省淤泥质海岸物质组成与潮沟发育状况的研究发现,粉沙级物质最有利于潮沟发育,当沉积物中含泥量 $>20\%$ 或含沙量 $>40\%$ 时,潮沟的发育就会受到限制。另外,当盐沼、沙坪上有植物生长时,潮沟的发育也要受到限制。辐射沙洲巨大的泥沙来源是潮滩得以向海淤进的物质基础。盐沼、沙坪的坡度对潮沟发育、流速脉冲有着直接影响。

3. 气象、气候

降雨使潮沟汇水量增加,加剧了潮沟的溯源侵蚀。风暴潮天气对淤泥质海岸的演变和发育有巨大的影响。一次强台风造成的结果往往超过正常潮汛下整个季节所产生的变化,而其中的一些突出后果在以后的若干年内仍会显示它的影响,如鱼舍垦区的决堤使垦区内已死亡的潮沟重新复活等。风暴潮加强了波浪、潮流,尤其是涨潮流的作用,从而加剧了潮滩上潮流作用的不对称性。风暴潮期间,潮滩或沙洲上的水道连通关系发生了局部变化。海平面下降使侵蚀基准面下降,也使潮沟溯源侵蚀加剧。气候干旱时,在盐沼上形成六边形龟裂,盐蒿种子随潮流运移而滞留在裂缝里,当盐蒿生长起来后,常常形成六边形的“盐蒿环”,这种盐蒿环覆盖的盐沼对减弱溯源侵蚀是有利的。

4. 天文因素

天文因素,如由引潮力的大、小产生的年、月、日潮周期变化直接影响海岸潮差、潮位的大小,从而影响潮沟发育。研究表明,潮沟系统的几何尺度与当地潮差有着明显的线性相关关系。天文大潮和台风结合形成的特大高潮位和罕见的大浪使淤泥质海岸动力大大增强,并使潮沟系统发生激烈变化。

5. 人类活动

人为的工程建设对潮沟系统的发育产生不可忽视的影响。围垦截断潮沟,使围入垦区的潮沟直接进入消亡期,破坏了潮沟系统的整体性。野外观察发现,人们在盐沼上行走将植被踩死,形成人工道路,这种道路由于压实作用较周围滩面低些,并由于缺乏植被保护,积水成河,往往产生溯源侵蚀,最终形成盐沼型潮沟。

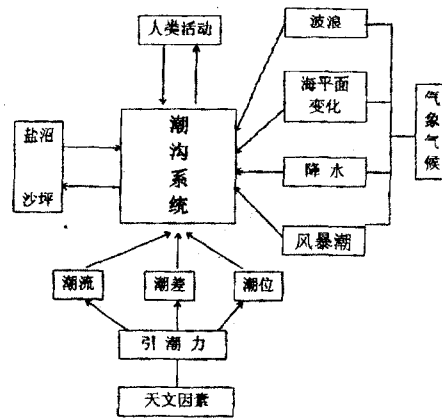


图6 潮沟系统的动力响应概念模式

四、结 论

(1)潮沟的地貌与其水动力之间存在着负反馈的机制。一定的水动力条件塑造了特定的潮沟地貌；而潮沟地貌条件(如床底坡度、高程等)反过来又影响着水动力过程，可在一个潮汐循环中形成多次流速脉冲，而流速脉冲可在短时间内将大量的水、沙向盐沼上输送，对盐沼地貌演化产生重要影响。

(2)动力因素在时间上的演化使潮沟具有不同的发育阶段。1978年以来，水动力条件由强到弱，造成风车河潮沟从侵蚀扩张到淤积萎缩，其中，死生港潮沟的外移及潮流减弱对风车河的淤积起着不可忽视的作用。

(3)动力因素在空间尺度上分布的不均一性形成风车河潮沟不同沟段具有不同的地貌和沉积特征。从风车河口门到源头，床底表层沉积物由粗变细，悬沙含量由高变低。

参 考 文 献

- 王绍成,1991,河流动力学,人民交通出版社,5—34。
- 任美镔,1986,江苏海岸带和海涂资源综合调查报告,海洋出版社,66—134。
- 任美镔,张忍顺,杨巨海,1983,风暴潮对淤泥质海岸的影响,海洋地质与第四纪地质,3(4):1—24。
- 张忍顺,1986,江苏淤泥质潮滩的潮流特征及悬移质沉积过程,海洋与湖沼,17(3):235—245。
- 张忍顺,1987,潮滩沉积动力学研究概况,黄渤海海洋,5(2):71—79。
- 张忍顺,1995,淤泥质潮滩均衡态—以江苏辐射沙洲内缘区为例,科学通报,40(4):347—350。
- 张忍顺,王雪瑜,1988,潮流作用下的水道与岸滩演变—东台县死生港的岸滩冲刷问题,海洋工程,4(4):84—94。
- 张忍顺,王雪瑜,1991,江苏省淤泥质海岸潮沟系统,地理学报,46(2):195—206。
- 徐元,王宝灿,章可奇,1994,上海淤泥质潮滩潮峰作用及其形成机制初步探讨,地理研究,13(3):60—68。
- Allen R. L., Pye K., 1992, Saltmarshes—Morphodynamics, Conversation and Engineering Significance, Preface, Cambridge University Press, 1.
- Healy R. G., Pye K. et al., 1981, Velocity variations in salt marsh creeks, Norfolk, England. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 13:535—545.
- Pethick J. S., 1980, Velocity surges and asymmetry in tidal channels, *Estuarine and Coastal Marine Science*, 11:331—345.

- Pethick J. S. , 1992, Saltmarshes—Morphodynamics, Conversation and Engineering Significance: Saltmarsh geomorphology, (J. R. L. Allen and K. Pye eds.), Cambridge University Press, 41—62.
- Tooley M. J. , 1992, Saltmarshes—Morphodynamics, Conversation and Engineering Significance (J. R. L. Allen and K. Pye eds), Recent sea-level changes, Cambridge University Press, 19—40.
- Wang Ya Ping, Zhang Renshun and Gao Shu, 1999, Velocity Variations in Salt Marsh Creeks, Jiangsu, China. *Journal of Coastal Research*. (in press).

EVOLUTION OF GEOMORPHOLOGY AND HYDRODYNAMICS IN FENGCHE CREEK AT JIANGGANG SALTMARSH, JIANGSU, CHINA*

Wang Yaping

(*Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences*)

Zhang Renshun

(*Nanjing Normal University*)

ABSTRACT

This study on the evolution of geomorphology and hydrodynamics in Fengche Creek at Jianggang Saltmarsh, Jiangsu showed that the geomorphologic development of Fengche Creek was mainly controlled by the hydrodynamics. The measured tidal current velocity in the creek in 1996 was only half of that in 1979. The creek bottom has silted up 1.31 m due to deposition after the hydrodynamics weakened. An obvious feedback mechanism existed between the creek geomorphology and the hydrodynamics. The geomorphology factors, i. e. , the slope of the creek bottom and the elevation, had impact on the hydrodynamics processes. For example, several velocity surges were observed in the tidal creek. These velocity surges can bring a mass of tidal water and sediment onto the saltmarsh surface, and strongly influence the evolution of the tidal creek and the upper saltmarsh. The grain size of surfacial sediments in the creek becomes finer from its mouth to the headwater; and the suspended sediment concentration at the mouth was higher.

* Contribution No. 3408 from the Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences.