

东海沿岸潮流峡道海岸剖面发育及其动力机制*

夏小明¹⁾ 李炎¹⁾ 李伯根 谢钦春

(国家海洋局第二海洋研究所 杭州 310012)

提要 根据实测资料分析东海沿岸典型潮流峡道海岸剖面的发育条件、沉积地貌相带特征和冲淤演变规律,并对海岸剖面形成的动力机制进行探讨。分析研究结果表明,峡道海岸剖面的流速切变锋、高含沙量带、沉积速率相关峰值、坡折带和双“S”型剖面,是一组直接相关的沉积动力学现象。

关键词 潮流峡道 海岸剖面 沉积动力学

学科分类号 P736

海岸剖面的研究对港口工程的选址与设计、海岸防护及资源的开发利用等具有实际意义。过去的工作主要集中于砂质海岸和开敞平缓淤泥质海岸,已建立起较成熟的海滩、潮滩均衡剖面塑造与循环理论(Komar, 1976; 李炎等, 1987; 高抒等, 1988; 曹沛奎等, 1989; Gao *et al.*, 1998; 夏小明等, 1997)。东海沿岸岛屿之间或岛屿和大陆之间,峡道纵横交错。受峡道地形及其效应的影响,其岸坡剖面的发育不同于上述两种类型而具有独特性,目前已在平衡边坡剖面、岸弧的数值拟合和潮滩动力沉积研究等方面取得进展(邱建立, 1991)。本文选择了两个典型峡道海区,根据实测资料对海岸剖面的塑造及其动力机制作进一步的分析。

1 方法

1.1 现场调查

研究区域为舟山定海螺头门水道和三门湾中部猫头水道(图 1)。螺头门水道的现场工作于 1993 年 10 月进行,25 h 大、小潮连续站的测流与采水按每小时六层法,分别使用直读式流速仪和横式采水器,底质表层样与柱状样分别使用蚌式采泥器和直径为 75mm 的重力取样器采集,定位采用 DGPS 系统。在猫头水道,连续站观测有 1994 年 2 月和 7 月二个航次,底质采样于 1995 年 5 月完成,方法与上相同。此外,还收集了最新的螺头门水道 1:1000 和猫头水道 1:10000 地形图,以及附近海洋站潮位波浪的长期观测资料。

* 国家自然科学基金资助项目,49606075 号、国家海洋局青年科学基金资助项目,95208 号、华东师范大学河口海岸国家重点实验室开放课题基金项目,9507 号。夏小明,男,出生于 1965 年 10 月,副研究员,E-mail: xiaxm@mail.hz.zu.cn

1) 现为上海华东师范大学博士生

收稿日期:1999-03-28,收修改稿日期:2000-02-20

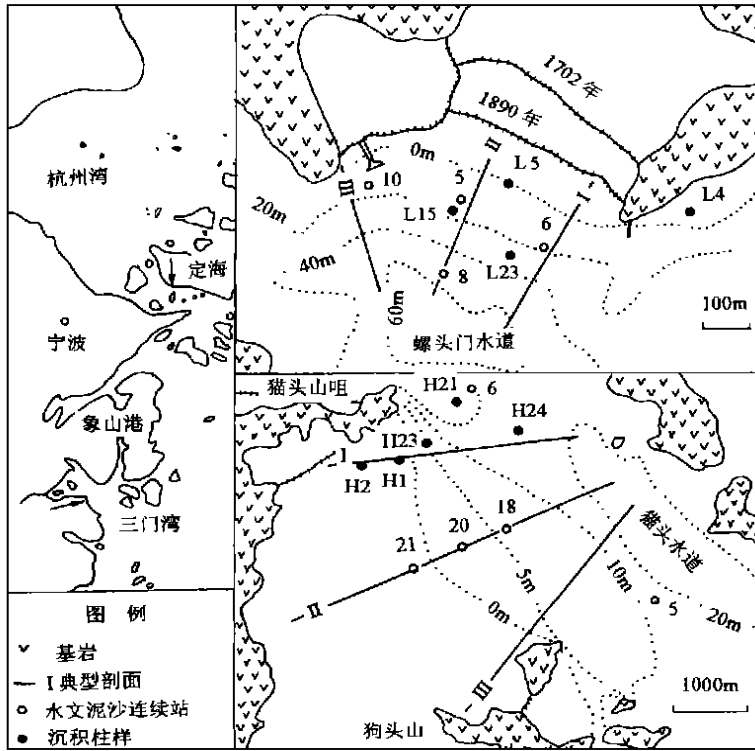


图1 研究区形势与站位图

Fig. 1 Location and survey stations of the study area

1.2 样品分析

所采水样经现场过滤、室内烘干称重后得出悬沙含量。底质样的含水量、容重与粒度分析分别用环刀法与吸管法。现场采集的柱状样被密封保存,在室内解剖并按一定层位分割采样。分别采用 Po- α 法、 γ 能谱法测试各层样品的 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 放射性比度。

2 结果与讨论

2.1 峡道剖面发育的环境条件

2.1.1 地质地貌边界条件

螺头门水道 东西走向,两端与其它水道贯通,北侧海岸两基岩岬角间距约为650m,并向水下延伸。岬角间形成半封闭袋状海湾,泥沙逐渐淤积充填,弧形岸滩缓慢向海推移。围垦活动加快了这一过程,定海县志记载,沿岸两条海塘分别建于1700年和1890年。目前塘外潮滩宽度不足100m。在海岸淤积的同时,受峡道地形约束及强劲潮动力作用,岸外不远处海底持续冲刷形成水深达70m的深槽,50m等深线距滩地0m线仅200m左右。

猫头水道 三门湾的口门汊道之一,东南与外海贯通,向西北连接三门湾的纳潮内海湾。其西岸为基岩海岸,北端的猫头山咀与南端的狗头山两个基岩岬角间构成半封闭湾岬和泥沙充填淤积发育宽广的弧形潮滩。水道中部形成深槽,虽然由于上游内海湾大

面积围涂堵港, 近代冲刷深槽已转为淤积(夏小明等, 1996), 但深槽地形仍然保存, 最大水深有 50m, 其中 20m 等深线距滩地 0m 线约为 1 500—2 250m。

综上所述, 两个典型峡道海岸剖面均受到基岩岬角与海底冲刷深槽的控制。

2.1.2 水动力条件

螺头门水道 属不正规半日潮区, 据邻近的定海水文站的长期观测, 多年平均潮差为 1.90m, 最大潮差为 3.6m。据 1993 年 10 月连续站资料(表 1), 海区潮流为往复流形式, 基本平行于等深线。流速随水深而增大, 最大实测流速为 166cm/s, 出现在深潭部位; 受岬角地形影响, 涨、落潮流明显不对称, 靠近东岬角的 6 号测站落潮流大于涨潮流, 靠近西岬角的 10 号测站涨潮流大于落潮流, 两站之间的 5 号站, 涨、落潮流大致相当; 由于岸坡陡, 流态混乱, 横向湍流掺混效应造成边坡区垂向最大流速出现在近中底层(蒋建华等, 1996)。与潮流作用相比, 以风浪为主的波浪作用要小得多, 该海区年平均波高仅为 0.2m, 各向平均波高为 0.1—0.4m, 波高大于 1.0m 的风浪出现机率极少, 仅产生于台风期间。

表 1 实测大潮最大涨、落潮流速 V (cm/s) 和流向 D ($^{\circ}$)

Tab. 1 Observed maximum flood and ebb current velocities (cm/s) and directions($^{\circ}$)

螺头门水道							猫头水道						
站号	水深 (m)	层次	涨潮		落潮		站号	水深 (m)	层次	涨潮		落潮	
			V	D	V	D				V	D	V	D
5	13	表	78	320	101	119	5	12	表	130	328	173	145
		底	83	328	83	121			底	81	332	114	148
6	18	表	55	280	119	107	18	6	表	108	315	146	151
		底	74	291	104	101			底	77	327	79	150
8	50	表	133	307	166	131	20	2	表	99	317	131	154
		底	131	314	72	110			底	67	328	74	143
10	10	表	85	276	46	103							
		底	90	269	52	102							

猫头水道 属正规半日潮海区, 据位于猫头山咀的海洋站的长期观测, 多年平均潮差为 4.25m, 实测最大潮差达 7.52m。据 1994 年 7 月连续站资料(表 1), 往复潮流平行于等深线, 水深愈大流速愈强; 垂向上, 自表向底流速逐渐减少。由于上游内海湾滩涂发育宽广, 浅潮分潮极为发育, 导致显著的落潮优势流(Speer *et al.*, 1985)。该区年平均波高仅为 0.2—0.3m, 秋冬季以偏 NNW 向为主, 虽然寒潮大风能产生大浪, 但受岬角的屏蔽, 春、夏季以偏 SE 向为主, 正对岸坡, 仅在台风影响期间持续产生大于 1.0m 的大浪, 引起强烈的滩槽泥沙交换与冲淤调整(夏小明等, 1997)。因此, 与潮流作用相比, 台风浪为主波浪作用处于次要地位。由此可见, 平行于等深线的往复潮流为峡道边坡剖面塑造的主要动力因子。

2.1.3 泥沙条件

两海区悬浮泥沙均主要以长江入海泥沙随浙闽沿岸流南下时通过水道或汉道进入的细颗粒悬浮物质为主, 具有明显的冬高夏低的季节变化。其中, 螺头门水道 1993 年 10 月

各连续站大潮垂线平均含沙量为 $0.5-0.6\text{kg}/\text{m}^3$, 小潮为 $0.4-0.5\text{kg}/\text{m}^3$; 猫头水道夏季 (1994年7月) 大潮为 $0.2-0.4\text{kg}/\text{m}^3$, 小潮仅为 $0.05-0.14\text{kg}/\text{m}^3$; 冬季 (1994年2月) 大潮为 $0.6-0.8\text{kg}/\text{m}^3$, 小潮为 $0.06-0.20\text{kg}/\text{m}^3$ 。

2.2 峡道海岸剖面地貌形态与沉积特征

海岸剖面由滩地、水下边坡、深槽三个地貌单元构成 (图 2), 相邻单元之间为坡折带与平缓带相互衔接而呈双“S”型。

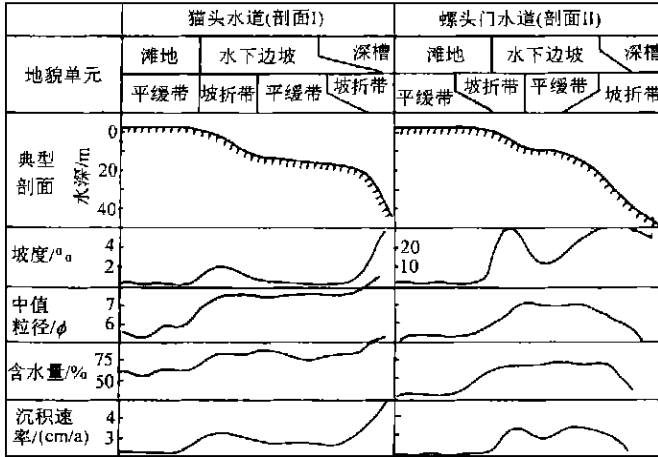


图 2 潮流峡道海岸剖面沉积地貌相带

Fig. 2 Sedimentary facies and geomorphologic zones of the coastal profiles

螺头门水道 深槽近岸, 边坡发育窄且陡。以剖面 II 为例 (图 2), 潮滩平均坡度为 2.22×10^{-2} , 以 0m 水深处为转折, 向外坡度逐渐变陡进入上坡折带; 5m 水深处达 33×10^{-2} ; 在 10m 水深处剖面稍变缓, 坡度约为 10×10^{-2} , 向外又进入下坡折带; 15—30m 水深坡度大致为 $30 \times 10^{-2} - 35 \times 10^{-2}$, 然后边坡向深槽平缓过渡。靠近岬角的剖面 I 和剖面 II 与剖面 II 形态基本相同, 但 10m 水深附近的平缓带不明显, 可能与深槽冲刷效应在岬角更加近岸而导致两个坡折带重叠有关。海岸剖面沉积分异明显, 自岸向外呈“粗—细—粗”趋势。其中, 滩地为粘土质粉砂, 中值粒径约为 5.9ϕ , 粘土含量为 20%—30%, 近表层沉积物含水量为 30%—40%; 0—25m 水深段边坡沉积物中值粒径约为 $6.5-7.0\phi$, 粘土含量为 30%—40%, 含水量为 45%—60%; 25—40m 水深段沉积物又稍变粗, 中值粒径为 $6.0-6.5\phi$, 粘土含量为 25%—30%; 水深大于 40m 的深槽区, 海底沉积物多为混杂的含贝壳砂硬粘土砾石或碎石, 局部出露已经过脱水压实的青灰或灰绿色硬泥, 为坡残积物或老的陆相沉积层, 受侵蚀而暴露于海底。

猫头水道 深槽离岸, 岸坡发育宽且缓。以剖面 I 为例 (图 2), 0m 以上滩地宽广平缓, 平均坡度仅为 0.19×10^{-2} , 向外坡度变陡; 5m 水深处为 1.81×10^{-2} , 向下又逐渐变缓; 15m 水深处为 0.6×10^{-2} , 然后坡度又突然变陡进入深槽; 20m 水深处达 4.6×10^{-2} 。剖面 II、II 形态基本相似, 岸坡沉积物几乎均为粘土质粉砂, 分异不明显, 但自岸向外仍具“粗—细—更细”趋势。滩地沉积物中值粒径为 $5.0-7.5\phi$, 粘土含量为 30%—40%, 近表

层沉积物含水量为 55%—70%; 0—20m 水深段沉积物中值粒径为 7.0—8.0 ϕ , 粘土含量为 40%—50%, 含水量为 65%—90%; 水深大于 20m 的深槽沉积与螺头门水道截然不同, 沉积物以高含水量的粉砂质粘土为主, 中值粒径为 8.0—8.4 ϕ , 粘土含量为 50%—55%, 近表层含水量高达 90%—110%。

由上可知, 两峡道海岸剖面沉积分异特征, 尤以深槽差别明显, 反映了不同的沉积动力条件。波、流侵蚀海岸, 滩地物质粗化; 水下边坡受潮流悬沙输运作用控制, 物质细化, 此为两海岸剖面沉积的共同之处。控制螺头门水道发育的动力始终未变, 深槽一直处于冲刷状态, 物质粗化。然而, 猫头水道深槽自 60 年代内海湾大规模围涂以来, 已从冲刷转为淤积, 且以风暴骤淤残留沉积为主, 风暴期间, 内海湾宽广滩地及浅水区的粉砂质粘土沉积物被冲刷掀起搬运, 并快速淤积在深槽部位形成稀软沉积物, 物质明显细化。

2.3 峡道海岸剖面的冲淤演变规律

通常海岸冲淤演变研究需依据多时相高精度的历史水下地形测图, 但峡道地区往极为缺乏。而沉积地层同位素 (^{210}Pb 、 ^{137}Cs 等) 测年技术, 通过海底沉积地层中赋存的年代信息, 能快速且较精确地反映近代沉积过程。其中, 柱样各层的 ^{210}Pb 总值扣除 ^{210}Pb 本底值后, 得到 ^{210}Pb 过剩值的柱样剖面分布, 依据 C. I. C 模式可求出近几十年来的平均沉积速率 (Robbins, 1975)。利用大气层核试验产生的 ^{137}Cs 散落蓄积在地层中的浓度特征值所对应的年代 (如 1954 年起

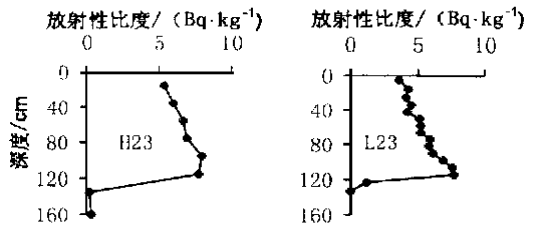


图 3 沉积柱样 ^{137}Cs 剖面

Fig. 3 ^{137}Cs core profiles

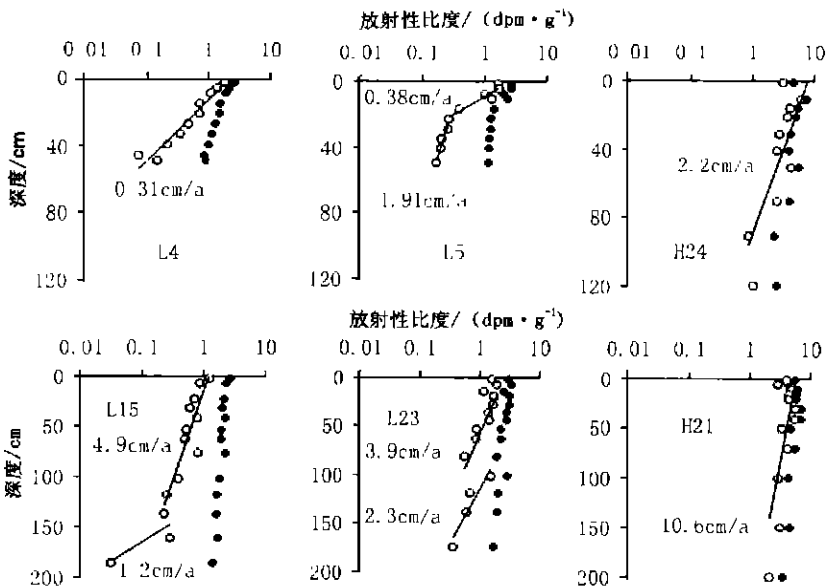


图 4 沉积柱样 ^{210}Pb 剖面 (●: 总值; ○: 过剩值)

Fig. 4 ^{210}Pb core profiles and the sedimentation rates (●: total; ○: excess)

始值, 1964 年最大峰值) 作为时间标记, 可求出 1954 年以来不同时段内的平均沉积速率 (Milan *et al.*, 1995), 结果如图 3、图 4 所示。

螺头门水道 自岸向外剖面淤积呈“慢—快—慢”趋势(图 2、图 3、图 4), 深槽冲刷。L4 柱样位于平缓中潮流, ^{210}Pb 长期平均沉积速率仅为 0.31cm/a ; L5 柱样位于低潮流滩下部向坡折带过渡的地形转折处, ^{210}Pb 剖面明显分为二段, 近表层的 $0-20\text{cm}$ 层代表滩地缓慢淤积状况, 平均沉积速率为 0.38cm/a ; 而 20cm 以下层代表坡折点以外较快的淤积状况, 平均沉积速率达 1.91cm/a 。L15 柱样水深为 15m , $0-135\text{cm}$ 层段 ^{210}Pb 正常平均沉积速率高达 4.9cm/a ; 而 135cm 层位以下, 骤减为 1.2cm/a 。L23 柱样, 水深 30m , $0-115\text{cm}$ 层段 ^{210}Pb 法沉积速率高达 3.9cm/a , 而 115cm 层位以下骤减为 2.3cm/a 。对比 L23 柱样 ^{137}Cs 剖面, 发现 ^{137}Cs 最大值(1964 年) 位于 $110-118\text{cm}$ 层位, 对应的平均沉积速率为 $(3.93 \pm 0.14)\text{cm/a}$, 与 ^{210}Pb 法结果一致。但是 ^{137}Cs 起始值仅位于 $118-128\text{cm}$ 层位, 如果该层位年代定为 1954 年, 则 1954—1964 年间沉积速率仅为 $(0.9 \pm 0.9)\text{cm/a}$ 。因为除表层外, 上下层柱样几乎均匀分布的含水量, 说明因地层压实引起的沉积速率减小趋势并不明显, 柱样中几乎均匀分布的中值粒径, 也说明动力沉积环境亦比较稳定, 沉积地层所反映的这种沉积速率突变, 极可能与局部地层的滑塌流失有关。这种现象在其它峡道边坡区也曾有发现 (Smith *et al.*, 1980; 夏小明等, 1999)。在 40m 水深以外海底被冲刷侵蚀的情况下, 坡度达 30×10^{-2} 的陡坡要一直保持 $3.9-4.9\text{cm/a}$ 的高沉积速率是不可能的, 只有通过不定期的减载(如滑坡、滑塌、风暴冲刷流失等) 来维持水深条件和边坡的均衡。事实上, 在舟山群岛海区水道边坡经常可以探测到滑坡、滑塌等不良工程地质现象 (叶银灿等, 1996)。

猫头水道 自岸向外剖面淤积也呈“慢—快—慢”趋势(图 2), 深槽却淤积更快。平缓潮流沉积速率较小, H1 和 H2 柱样仅为 $0.5-0.8\text{cm/a}$ 。在水深 5m 的边坡上的 H23 柱样, ^{210}Pb 法与 ^{137}Cs 法测定的长期平均沉积速率均达 3.1cm/a (夏小明等, 1999); 而在水深为 16m 的平缓带的 H24 柱样, 长期平均沉积速率减小为 2.2cm/a (图 4)。该处深槽与螺头门水道截然不同, 已从冲刷状态转为淤积。位于水深 45m 深槽部位的 H21 柱样, ^{210}Pb 法近期平均淤积速率高达 10cm/a 以上。近代猫头水道上游纳潮内海湾的大规模围涂堵港, 造成纳潮量锐减, 落潮优势流削弱。风暴期间, 浅水区及滩地沉积物中的细颗粒被冲刷掀起悬浮搬运, 并快速淤积在深槽部位形成稀软沉积物, 风暴后, 滩淤槽冲, 滩地及浅水区经过数月基本上可恢复原状, 而深槽却由于潮流的削弱难以恢复原貌 (夏小明等, 1997)。

2.4 峡道海岸剖面形成的动力机制

在泥沙来源确定的情况下, 沉积速率的空间变化与峡道系统控制下的潮流挟沙能力的空间变化有关。以猫头水道为例, 据冬夏季连续站资料(图 5) 发现, 受岬角屏蔽的滩地水与边坡水之间存在流场切变现象, 以 5m 水深附近最为明显, 在野外工作现场肉眼可见两股不同性质的水体在此汇合, 锋面两侧潮流变化较大, 界线附近水色浑浊且泡沫、污物、杂草碎屑聚集。由于水流的挟沙力与垂线平均流速的高次方成正比, 因此自切变锋外侧向内, 潮流挟沙能力突减。另一方面, 由流速切变锋衍生的螺旋形余流与泥沙环流结构(表 2) 十分发育, 使悬沙在此富集, 形成高含沙量带(图 4)。潮流挟沙

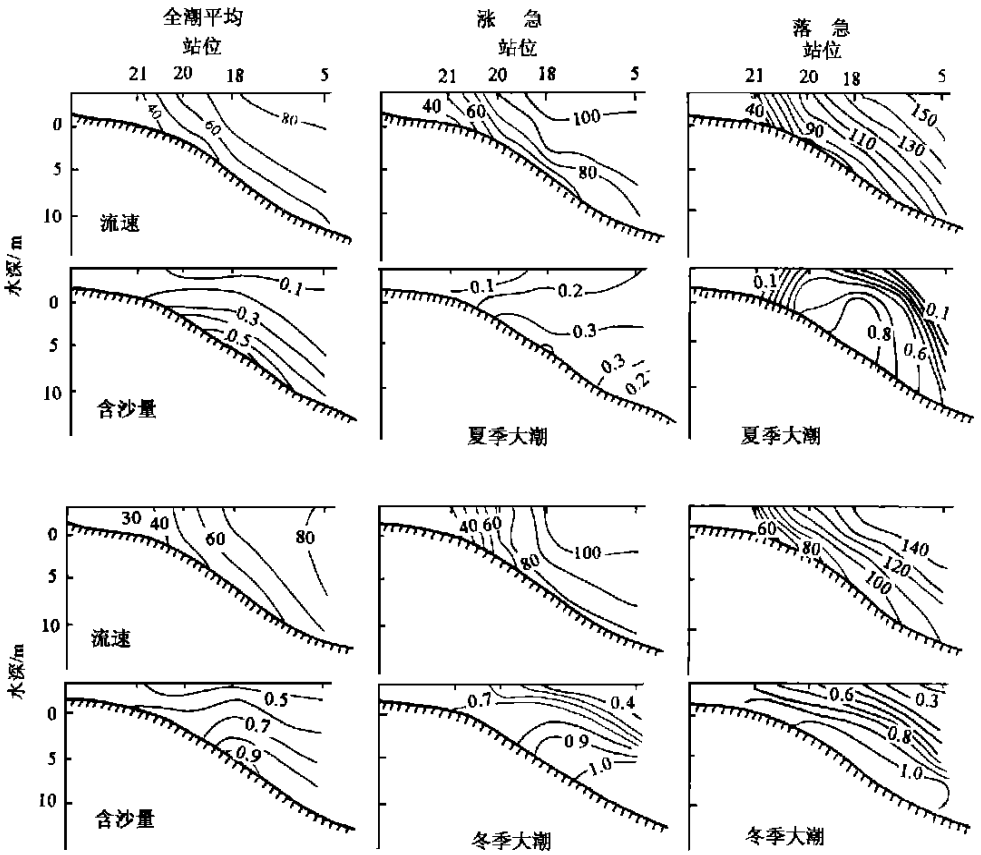
图5 流速(cm/s)与含沙量(kg/m^3)的剖面变化Fig. 5 Spatial variation in tidal current velocity (cm/s) and suspended sediment concentration (kg/m^3)

表2 猫头水道边坡区潮余流与悬沙通量的变化

Tab. 2 Spatial variation in the residual flows and the net suspended sediment flux in the Maotou channel

层次	余流						悬沙通量					
	20 站		18 站		5 站		20 站		18 站		5 站	
	量值	方向	量值	方向	量值	方向	量值	方向	量值	方向	量值	方向
表层	7	189	11	178	11	116	2.52	217	3.25	182	4.86	2
0.2H	1	331	6	168	21	98	0.60	221	4.77	159	8.03	65
0.4H	8	290	5	209	19	78	2.82	266	6.71	169	9.52	53
0.6H	10	294	1	290	15	74	3.24	249	4.64	151	9.48	64
0.8H	12	333	8	294	12	61	1.41	326	3.19	238	8.92	58
底层	11	327	6	310	9	58	1.80	300	2.01	190	7.56	53

注: 冬季大潮资料, 其中 H 表示水深, 余流量值单位为 cm/s , 悬沙通量值单位为 $\text{T}/(\text{d} \cdot \text{m}^2)$, 方向均为($^\circ$)。

能力的突减与悬沙富集使锋面附近泥沙比其两侧更易淤积, 从而导致沉积速率出现相对峰值。从沉积速率的角度来看, 坡度变化的剖面表示沉积速率分布的不均匀性。假定

在某一初始时刻, 剖面有一初始形态, 经单位时间的堆积过程后, 剖面上 P 点的坡度会发生如下变化:

$$\begin{aligned}\alpha' &= \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{h + \Delta h + A(x + \Delta x) - [h + A(x)]}{\Delta x} \\ &= \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{\Delta h}{\Delta x} + \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{A(x + \Delta x) - A(x)}{\Delta x} \\ &= \alpha + \frac{\partial A}{\partial x}\end{aligned}$$

式中 α 为 P 点的原始坡度, A 为沉积速率, x 为轴垂直指向岸。显然, 当 α 与 $\partial A / \partial x$ 同号, P 点的坡度增大; 两者异号坡度减小。因此, 坡度的变化取决于沉积速率的变化, 海岸剖面的坡折带表明沉积速率出现相对峰值。随着堆积作用的进行, 向岸坡度变缓, 向海一侧坡度变陡, 发育上坡折带。实测沉积速率的剖面分布与此基本吻合。

同样, 在深槽水与边坡水之间也存在类似的流速切变现象, 如表 1 所示。螺头门水道位于下坡折带两侧的 6 号与 8 号站之间, 存在较大流速梯度; 猫头水道, 虽然内海湾围涂导致潮动力减弱, 深槽从冲刷转为快速淤积, 尚未达到动态平衡, 但下坡折带形态仍保持, 而且位于边坡水的 5 号站与位于深槽水边缘的 6 号站之间流速, 尤其近底层流速梯度仍十分明显, 因此, 只要深槽没有淤平, 该坡折带也将继续存在。

显然峡道海岸剖面的流速切变锋、高含沙量带、沉积速率相对峰值、坡折带和双“S”型剖面具有直接相关性。但有关切变锋的发育机制及其与峡道海岸剖面之间的正负反馈作用尚有待进一步研究。

3 结语

3.1 东海北部舟山定海螺头门水道与三门湾猫头水道为典型的潮动力作用控制下的峡道, 基岩岬角与海底冲刷深槽是海岸剖面发育的地质地貌边界条件; 平行于等深线的往复潮流为剖面塑造的主要动力因子。

3.2 峡道海岸剖面由坡折带与平缓带相互衔接而呈双“S”型。但两海区剖面沉积分异特征尤以深槽部位差别较大, 反映了控制深槽发育的动力沉积环境的不同变化。

3.3 在螺头门水道边坡的陡坡段, 正常沉积速率达 3.9—4.9 cm/a, 由于下冲上淤, 需依靠不定期发生浅表地层的减载, 以维持边坡剖面的长期均衡。在猫头水道较缓的边坡, 滩地沉积速率较小, 为 0.5—0.8 cm/a, 0—20m 水深段为 2.2—3.1 cm/a; 水深 45m 深槽淤积速率高达 10 cm/a 以上, 与上游内海湾大规模围涂堵港有关。

3.4 峡道海岸剖面上滩地水与边坡水、边坡水与深槽水之间流速切变锋发育。一方面潮流输沙能力在锋面内侧突减, 另一方面切变锋衍生的螺旋形余环流及泥沙环流使悬沙在锋面附近富集, 形成高含沙量带, 泥沙在锋面附近比其两侧更易淤积, 导致沉积速率相对峰值、坡折带和双“S”型剖面等相关沉积动力学现象的产生。

参 考 文 献

叶银灿, 陈锡土, 宋连清等, 1996. 浙江北部岛屿海域土体稳定性研究. 东海海洋, 14(1): 1—18

李 炎, 谢钦春, 张立人, 1987. 浙江象山大目涂潮滩发育的周期性. 海洋学报, 9(6): 725—734

- 邱建立, 1991. 港湾淤质海岸的岸线变化数值模拟和平衡岸弧分析. 海洋与湖沼, 22(4): 369—375
- 高 抒, 朱大奎, 1988. 江苏淤质海岸剖面的初步研究. 南京大学学报, 24(1): 75—84
- 夏小明, 谢钦春, 1996. 浙江三门湾海岸发育与持续利用. 海洋通报, 15(4): 49—57
- 夏小明, 谢钦春, 李 炎等, 1997. 港湾淤质潮滩的周期变化. 海洋学报, 19(4): 99—108
- 夏小明, 谢钦春, 李 炎等, 1999. 东海沿岸海底沉积物中的 ^{137}Cs 、 ^{210}Pb 分布与沉积环境解释. 东海海洋, 17(1): 20—28
- 曹沛奎, 董永发, 严肃庄等, 1989. 杭州湾北岸高能潮滩的基本特征. 海洋与湖沼, 20(5): 412—421
- 蒋建华, 谢钦春, 夏小明, 1996. 潮汐通道边坡潮流垂向结构及其底床冲淤数值模拟. 泥沙研究, 4: 27—33
- Gao Shu, Collins M, 1998. Equilibrium coastal profiles: Review and synthesis. Chin J Oceanol Limnol, 16(2): 97—107
- Komar P D, 1976. Beach process and sedimentation. Prentice-Hall Inc., 1—314
- Milan C S, Swenson E M, Turner R E *et al.*, 1995. Assessment of the ^{137}Cs method for estimating sediment accumulation rates: Louisiana salt marshes. J Coast Res, 11: 296—307
- Robbins J A, 1975. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using ^{210}Pb and ^{137}Cs . Geochim Cosmochim Acta, 39: 285—304
- Smith J N, Walton A, 1980. Sediment accumulation rates and geochronologies measured in the Saguenay Fjord using the ^{210}Pb dating method. Geochim Cosmochim Acta, 44: 225—240
- Speer P E, Aubery D B, 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet estuarine system, part II: theory. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 21: 207—224

PROCESS AND SEDIMENT DYNAMICS OF THE COASTAL PROFILE OF THE TIDAL CHANNEL ADJACENT TO THE EAST CHINA SEA

XIA Xiao-ming, LI Yan, LI Bo-gen, XIE Qin-chun

(Second Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Hangzhou, 310012)

Abstract The Luotoumen channel and the Maotou channel along the East China Sea coast are typical tidal channels, in which the tidal flow parallel to isobaths dominates dynamically, and the rocky headlands and the seabed trench control the evolution of the coastal profile morphologically. Based on the observed data and the sample analyses, the study shows that there are current shear fronts between tidal flat water and slope water, and between slope water and trench water. The shear fronts lead to sharp decrease in the tidal flow's carrying sediment capacity, occurrence of the maximum turbidity and the relative peak of accumulation rate near the front. So, the coastal profiles take the shape of double "S". However, because of the different sediment dynamics, the coastal profiles of the two channels are of different sedimentary facies and processes, especially in the trench. In Luotoumen channel, the tidal flat, with a slower accumulation rate 0.31–0.38 cm/a, is covered with the clayey silt of less than 6.0 ϕ medium diameter. Seawards, the accumulation rate increases, and reaches as high as 3.9 cm/a and 4.9 cm/a at the 15 m and 30 m water depth, respectively. The surficial sediment becomes finer with 6.0–7.0 ϕ medium diameter. However, in the trench section deeper than 40 m, the sediment becomes the mixture of hard mud, shells and gravels, which shows erosion on the trench seabed. In order to maintain a long-term equilibrium coastal profile, slumping and sliding of subbottom mud layer may occur. In Maotou channel, the tidal flat, with a accumulation rate 0.5–0.8 cm/a, is occupied by the clayey silt of 5.0–7.5 ϕ medium diameter. Seawards, the sediment becomes a bit finer with 7.5–8.0 ϕ , and the accumulation rate adds to the 3.1 cm/a at 5 m water depth and then decrease to the 2.2 cm/a. Contrary to the trench of Luotoumen channel, the trench of Maotou channel has changed from erosion to rapid accretion because the tidal flat or subchannel of the inner bay was largely reclaimed or blocked recently. The seabed is being filled by the high water content, fine-grained silty clay, and the accumulation rate reaches over 10 cm/a at 45 m water depth.

Key words Tidal channel Coastal profile Sediment dynamics

Subject classification number P736