

潮滩泥沙输移及沉积动力环境

——以杭州湾北岸、长江口南岸部分潮滩为例

陈 卫 跃

(华东师范大学河口海岸研究所, 上海)

摘 要

本文分析了潮滩波浪特征, 弱浪与暴风浪时期潮滩流场变化, 泥沙输移及地貌响应, 发现Postma (1954) 和Straaten等 (1958) 提出的沉降迟后和冲刷迟后效应虽然对弱浪时期潮滩泥沙淤积有一定作用, 但在暴风浪时期流这种作用受到极大的限制, 波浪及其引起的余环流取代潮流成为潮滩泥沙运动和地貌演变的主要动力。在潮滩发育过程中, 潮锋及潮滩波浪的快速衰减有着不可忽略的作用。

细颗粒悬浮泥沙向岸滩上部富集并堆积下来, 使滩面沉积物粒径由海向岸逐渐变细, 对此Postma (1951、196¹)^[1]已作了系统论述。他认为当水流流速小于悬沙临界沉速到该悬沙在滩面沉降之间存在着一段时间间隔——沉降迟后, 沉降迟后效应以及潮滩各带水深和动力条件的差异使细颗粒泥沙向高潮滩输移堆积。Straaten 和 Kuenen (1957)^[2]提出了侵蚀迟后效应, 即维持泥沙悬浮的最大水流速度与这些泥沙的临界侵蚀流速不同, 后者大于前者。这种差异使涨潮期间沉积在中高潮滩的细颗粒泥沙不易重新悬浮, 被随之而来的落潮流带回深水带。沉降迟后和侵蚀迟后效应揭示了淤泥质潮滩泥沙淤积的基本特征。近几年来, 潮滩带大量的水沙调查丰富和发展了Postma和Van、Straaten等所创立的潮滩泥沙输移解说, 然而潮滩波浪调查以及暴风浪作用下潮滩泥沙输移特征方面的研究仍然十分薄弱。本文通过杭州湾北岸和长江口南岸部分潮滩水动力、地貌和泥沙运动的观测, 分析了弱浪和暴风浪作用下潮滩泥沙输移、沉积特征及地貌响应、潮滩演变与波、流的关系。

一、资料收集与处理

研究区域从长江口南岸潘家泓以南到杭州湾北岸张家厍一带潮滩 (图1), 潮滩宽度从

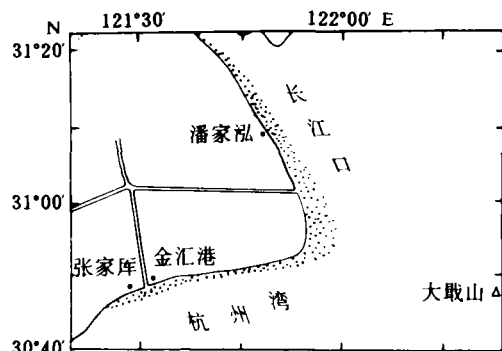


图1 杭州湾北岸与长江口南岸潮滩分布

本文于1989年10月21日收到, 修改稿于1991年1月1日收到。

1 500 m至 3 500 m不等,坡度从 1:300至 1:1 500,地貌分带明显:低潮滩常见交错波痕,大浪时可形成冲刷坑,一般以粉砂 粗粉砂为主;中潮滩以小型波痕为主,并有藻类生长,组成物质以粉砂为主;高潮滩物质组成较细,以粘土质粉砂或粉砂质粘土为主,上部有海三棱蔗草生长;沼泽带芦苇、秧草生长茂盛。

潮滩地貌观测是通过定期观测各条剖面水泥桩与滩面的距离进行的,观测的剖面有金汇港、漕泾、张家厍;其中张家厍潮滩从 1985年 10月至 1986年 10月每日观测 1次,其他 2条每月观测 2次。

1982—1984年间,先后在金汇港和潘家泓断面进行了 4次 25 h潮滩水文调查,所测项目包括流速、流向、悬沙量及风况,每个断面设有 3个站,分别位于中潮滩、低潮滩和潮下带;另外,在张家厍断面,运用印刷海流计进行了连续 2个月的流速、流向测量。

涨潮时,滩面与水体交接的潮水前锋段,由于潮水与滩面的相互作用形成波涌(简称潮锋)。为了分析潮锋水沙特征,在张家厍断面对潮锋进行跟踪采样和漂流试验以测定潮锋带含沙量和水流特征。

1985年 10月至 1986年 5月,在张家厍中、低潮滩分别设置了测波探头,并用屏蔽电线将波浪讯号分别送入录音机左右通道记录下来,然后运用数字采集仪和计算机回放。由于左右声道同步录音,故可获得中低潮滩同步波浪资料。

二、结 果

(一) 波浪特征

张家厍潮滩位于杭州湾北岸,波浪大多来自东南方向。观测期间,4 m水深处均方根波高从 0.34 m至 1.25 m不等,平均值为 0.63 m,平均谱峰周期约 3 s;波浪在向岸传播过程中,无论是否破碎,谱峰均明显向低频转移(图 2),然而没有发现周期大于 30 s的重力长波,双峰形态的波谱大多是涌浪与风浪共同作用的结果。

波浪从低潮滩传到中潮滩,其传播距离仅 740 m,波能损耗大于 80%(图 2)。浅水时,由于波浪的破碎,波能损耗更大〔3〕。波能快速衰减在美国路易斯安娜州东部海湾潮滩也有报道〔4〕。

(二) 弱浪时期潮滩水沙运动特征

杭州湾北岸潮下带潮流作沿岸运动,而进入潮滩带潮流以不封闭的“旋转流”为特征,即涨落潮初期明显存在向岸和离岸潮流分量(图 3),潮流流速向岸减小,潮下带近底层(离底 20 cm)最大流速可达 80—120 cm/s,低潮滩为 60—70 cm/s,中潮滩 30—50 cm/s,至高潮滩流速不足 30 cm/s,沼泽带潮流受植物影响,流速更小。涨潮流速一般大于落潮流速。

潮流最大涨落潮流速一般出现在中潮位附近,憩流出现在高、低潮位,因此,中潮滩上部及高潮滩不出现潮波峰值流速。

潮滩悬沙含量的横向分布在涨、落潮不同阶段是不同的;涨潮初期至涨急阶段,含沙

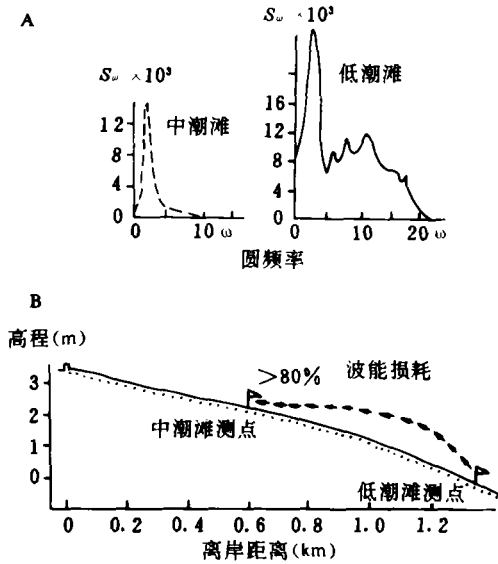


图2 A. 张家库潮滩典型的波浪功率谱
 B. 波浪从低潮滩传到中潮滩的波能损耗
 (依据张家库潮滩34组同步实测资料
 及公式 $E = \frac{1}{8} \rho g H_{rms}^2$ 计算)

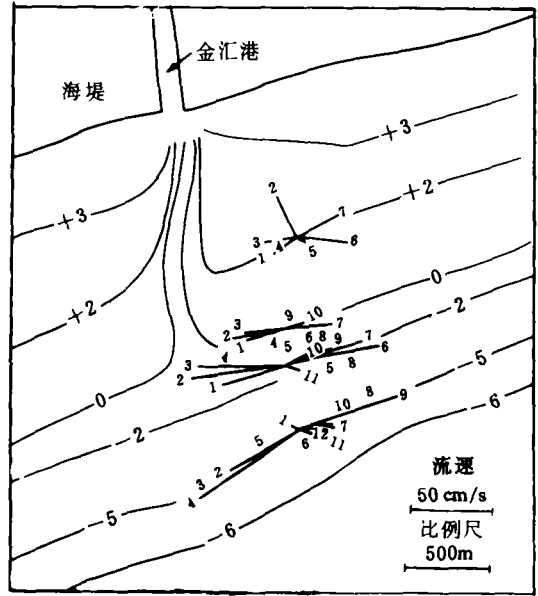


图3 金汇港潮滩实测流速、流向
 (1984年10月7—8日)
 潮下带潮流流向与等深线基本平行,
 潮滩带流向向岸偏转

量由潮下带向岸逐渐增大；涨急以后至涨潮末期，潮滩上部含沙量迅速减少，离岸愈远，悬沙含量越高（图4）；落潮时期含沙量较低，分布较为均匀，落潮初期至落急阶段，低潮滩含沙量较高，潮下带和潮滩中上部含沙量较低，落急以后形成由潮下带向岸悬沙含量逐渐减小的分布。

在一个涨落潮过程中，中低潮滩带悬沙出现净向岸迁移（图5），这种迁移可使中潮滩淤高0.13cm，高潮滩淤高0.26cm。

(三) 暴风浪对潮滩泥沙迁移的影响

暴风浪时期，潮滩流场和泥沙运动发生显著变化：(1)暴风浪往往伴随较强的向岸风一起出现，造成较强的表层向岸流。这种向岸流使潮滩浅水部分的水体整体向岸运动并抑制落潮离岸流（图6），导致泥沙的向岸迁移及沿岸流的形成和发展；而在水深较大的潮下带出现表层向岸，底层向海的余环流。与此相适应，悬沙发生相应的净迁移（图5）。(2)暴风浪侵袭潮滩时，潮滩带含沙量迅速增大（图6）。据现场观测，16日上午大部分潮滩处于破波带，波浪以崩波形成破碎。因此含沙量迅速增大与破波带滩面掀沙有关；此时，波浪取代潮流成为泥沙运动的主要动力因素。(3)破波带遭受强烈冲刷，高潮滩上部、沼泽带相应淤积。根据1983年9月15—16日实测资料计算，暴风浪时期使中低潮滩刷深2.0cm，而高潮滩上部及沼泽带却淤高0.5—1.0cm。在遭受较大暴风浪侵袭时，潮滩上部

的淤积及下部的冲刷幅度增大

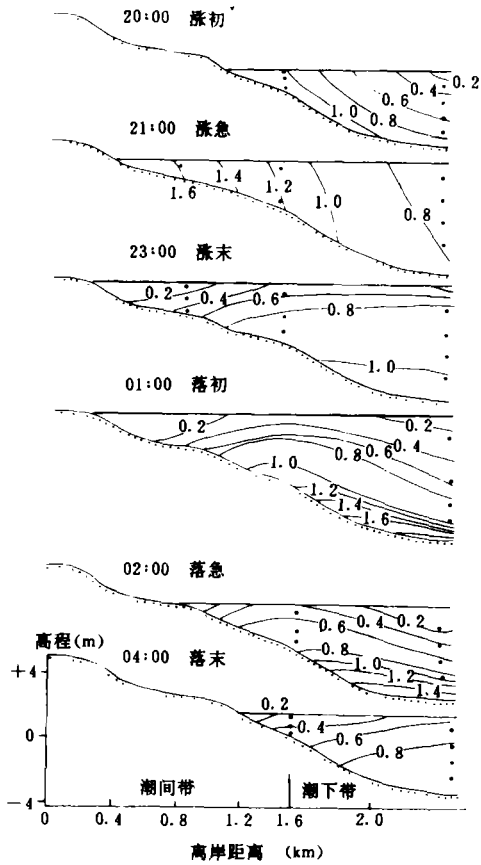


图4 金汇港潮滩弱浪时期水体悬沙含量在一个潮周期中的变化 (1984年10月7—8月)

(四) 潮锋

涨潮过程中, 滩面与涨潮前锋交切处, 受底摩擦作用形成一系列波涌, 从而增强了水

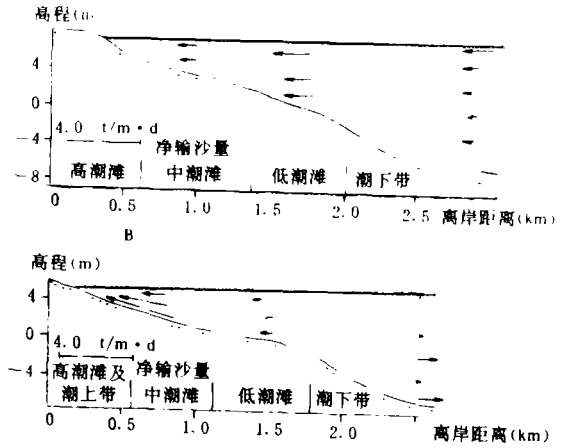


图5 全潮净输沙及其分布

- A. 弱浪条件下 (风速不到 2 m/s), 金汇港潮滩净输沙 (1984年10月7日—8日)
- B. 暴风浪条件下 (最大风速达 18 m/s), 潘家泓潮滩净输沙 (1983年9月15—16日)

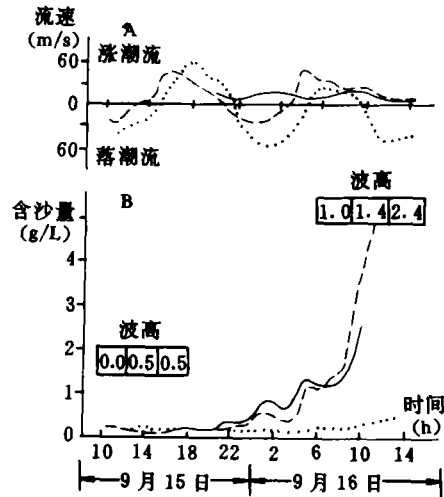


图6 潘家泓潮滩暴风浪时期悬沙含量及潮流变化 (1983年9月15—16日)

- A. 0.6H层潮流流速 (—中潮滩,低潮滩,潮下带); 注意在暴风浪作用下中潮滩落潮离岸流消失
- B. 0.6H层含沙量变化 (—中潮滩, - - -低潮滩,潮下带); 波浪资料引自大戛山水文观测站

流的掀沙挟沙能力。张家库潮滩调查表明潮锋带含沙量较高，有时甚至出现含沙量的极大值（图 7）。

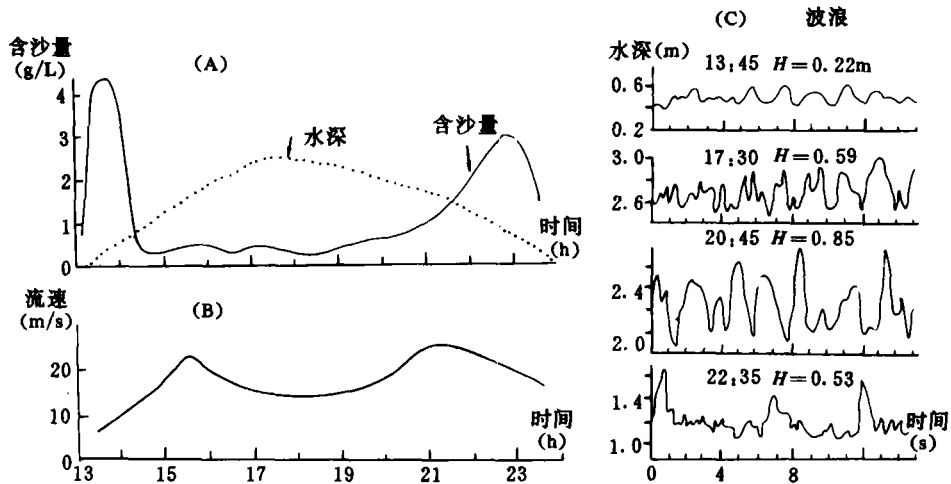


图 7 张家库潮滩悬沙含量、波浪和潮流的关系（1985年10月20日）

注意含沙量的第一个峰值由潮锋作用引起，而第二个峰值可能同17h后波浪作用增强有关

潮锋对潮滩各带的作用强度是不同的，潮水到达中潮滩时流速最大，潮位变率最快，因此潮锋对中潮滩的作用最为强烈，掀动和挟带的泥沙量最多（表 1）。至高潮滩，潮锋作用减弱，泥沙大量淤积，含沙量明显下降。

表 1 张家库潮滩潮锋带流速、流向及含沙量（1986年8月5日）

水深 (cm)	低潮滩			中潮滩			高潮滩		
	流速 (cm/s)	流向 (°)	含沙量 (g/L)	流速 (cm/s)	流向 (°)	含沙量 (g/L)	流速 (cm/s)	流向 (°)	含沙量 (g/L)
8	5.8	265	2.18	16.7	320	2.38	5.0	330	0.26
30	10.0	295	2.63	18.5	295	2.81	6.0	330	0.35
70	16.7	275	0.34	18.0	280	1.9			

（五）地貌响应

根据张家库潮滩近一年的逐日地形观测，潮滩地貌变化基本上可归纳成三种类型：弱浪淤积期、暴风浪侵蚀期及暴风浪过后的恢复期（图 8）。

1. 弱浪淤积期

弱浪时期 ($H_{rms} < 0.70\text{m}$)¹⁾，滩面总体上呈淤积状态，每潮淤积量一般不足 2 cm；高

1) 根据波高与张家库滩面高程变化的统计分析，当低潮滩测波点水深 1 m 的均方根波高小于 0.70 m 时，潮滩大多呈淤积状态，而大于 0.70 m 则出现侵蚀，因此将低潮滩测波点水深 1 m 时均方根波高 (H_{rms}) 等于 0.70 m 作为弱浪与暴风浪的临界值。

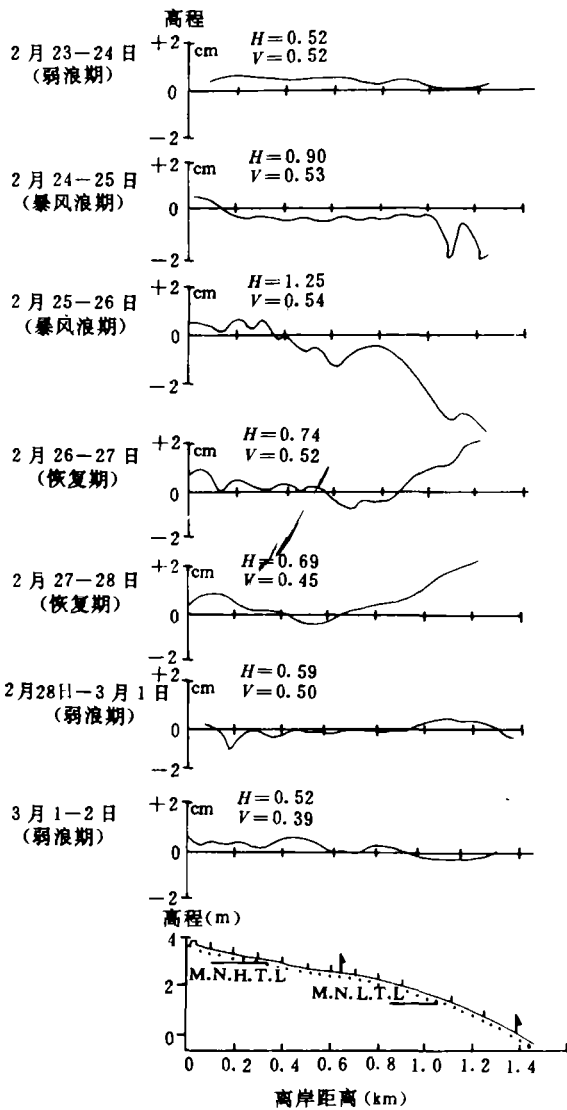


图8 张家库潮滩不同波浪、潮流条件下潮滩地形变化(1986年2月23日—3月2日)
 H (m) ——底潮滩测波点水深1m时均方根波高
 V (m/s) ——低潮滩测波点最大流速
 M.N.H.T.L ——小潮平均高潮位
 M.N.L.T.L ——小潮平均低潮位

潮滩及中潮滩上部为泥沙淤积的主要部位；大潮时期净淤积量较大，小潮时期净淤积量较小。中潮滩中下部，潮锋作用强烈，淤积量较小，淤积泥沙的粒径较粗，在流速较大的大潮时期，有时可出现轻微冲刷。潮流作用较强的低潮滩，虽以淤积为主，但净淤积量更小，地形变化易受流速、前期地形及水体含沙量的影响。

2. 暴风浪侵蚀期

暴风浪侵袭潮滩时，滩面总体上以侵蚀为主，侵蚀幅度及范围与暴风浪强度、潮水位高度及持续时间有关。一般情况下，潮滩中下部为强烈侵蚀部位，侵蚀幅度一般可达数厘米，最大局部侵蚀可达数十厘米；高潮滩上部及盐沼带出现不同程度的淤积。遭特大暴风浪作用时，滩面及沼泽带整体侵蚀，在低潮滩局部可形成1—2m深，直径达数米的侵蚀坑。

3. 滩面恢复期

滩面恢复期的动力特征与弱浪淤积期类似，但地形变化幅度较大，主要表现在遭受暴风浪强烈侵蚀的潮滩区域（大多为中潮滩下部和低潮滩）的迅速回淤，几个潮次的回淤量最大可达10—20cm，侵蚀幅度与回淤幅度成正比。因此，在滩面恢复期，存在两个淤积中心：高潮滩及低潮滩，而后者淤积量更大。滩面恢复期持续时间较短，一般只有2—3d。

三、讨 论

1. 潮滩泥沙输移及演变图式

弱浪时期, 泥沙输移基本上受潮流控制 (图 9), 潮滩下部和潮下带的大流速, 可使新淤的细颗粒泥沙重新悬浮, 涨潮之初, 潮下带泥沙迅速悬浮, 含沙量迅速增大。其中的一部分作沿岸运动, 另一部分向潮滩输送, 潮锋又将部分滩面泥沙掀起, 这部分泥沙与潮流带入的泥沙一起继续向高潮滩输移, 形成由潮下带向岸逐渐增大的悬沙含量分布。涨急后悬沙在浅水部分迅速落淤, 逐渐形成由海向岸减小的含沙量分布。落潮时期, 潮滩中上部悬沙含量始终较低, 表明落潮流的掀沙能力有限, 而低潮滩及潮下带, 落潮流可导致部分泥沙悬浮; 但落急以后, 滩面悬沙又迅速落淤, 形成由海向岸逐渐减小的悬沙分布。落转涨时, 低流速时间较长, 大部分潮下带泥沙在底部沉降。此时, 滩面出露, 沉积在滩面的泥沙经受不同程度的密实作用, 密实后的泥沙抗冲能力增强, 下次涨潮时, 不易被潮流掀动。因此, 在一个全潮过程中, 泥沙在滩面淤积, 淤积量向海减少, 至低潮滩下部接近平衡状态。

据地形测量, 金汇港潮滩于 1959—1985 年平均淤高 2.5 m 左右, 而相邻的潮下带却刷深 1—2 m。由此推论, 淤积在潮滩带的泥沙可能来自潮下带, 在潮滩淤积的同时, 存在着潮下侵蚀带。泥沙的这种滩槽交换过程在其他潮滩也存在〔6〕。

滩面恢复期是弱浪条件下潮滩剖面形态的一种调整过程, 随着潮滩剖面的恢复, 这一过程也会消失。

暴风浪时期, 波浪取代潮流成为潮滩掀沙的主要动力。由于波浪输移泥沙的能力较弱, 因此余流对泥沙输移起着重要作用。暴风浪时期, 潮滩浅水区水体大量向岸净输移是向岸风成流及波流的表现。这种水体净输移也引起了沿岸增水, 作为一种水体平衡, 一方面, 出现滩面的水平余环流〔7〕; 另一方面, 在水深较大的潮滩下部形成底层水体的向海净输移。因此, 底层余流存在着一个转向点 (图 10), 此点向岸, 余流向岸; 此点向海, 余流向海; 转向点的位置主要与增水强度有关。转向点的形成使潮滩及潮下带分成内、外堆积带和侵蚀带, 当转向点同破波带重合时, 各带特征明显, 外堆积带较大的水深使暴风浪无法掀动底层沉积物, 来自侵蚀带的大量泥沙在此沉积, 沉积量较潮流掀沙量大。此带向岸, 波浪作用加强并不断破碎, 大量泥沙被掀起后分别向岸或向海输移, 滩面遭受大幅度侵蚀,

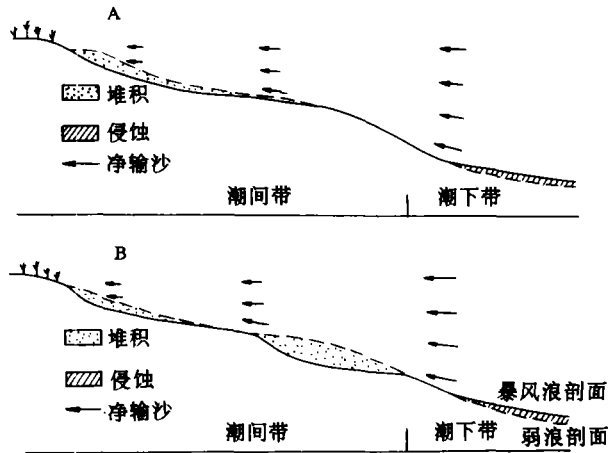


图 9 弱浪时期潮滩地貌演变图式

A. 一般条件 B. 暴风浪后滩面恢复期

波浪传至内堆积带, 能量损耗很大, 已很难侵蚀滩面, 向岸水流带来的大量泥沙在此带堆积。当转向点位于破波带向岸部分, 则内堆积带发育较差; 相反, 如转向点位于破波带向海部分, 则内堆积带充分发育, 但不利外堆积带发育。

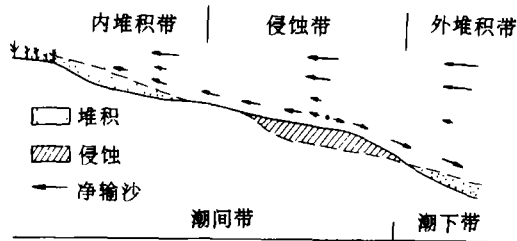


图10 暴风浪时期潮滩地貌演变图式

一般情况下, 侵蚀带位于潮滩下部, 内、外堆积带则分别位于高潮滩-沼泽带和潮下带。弱浪淤积与暴风浪侵蚀构成了潮滩演变的基本特征; 弱浪与暴风浪作用时间和强度的不同组合是决定潮滩季节性变化及更长时期变化的主要因素之一〔6、8〕。

2. 波浪衰减

波浪作用时, 水体紊动强, 边界层发育不良甚至消失, 波浪的侵蚀能力比相应量级潮流的侵蚀能力高1—2个数量级〔9〕。如果波浪不快速衰减, 即使弱浪时期, 细颗粒泥沙也难以在开敞型潮滩淤积。遭暴风浪作用时, 潮滩上部甚至沼泽带也可能发生严重侵蚀。近十几年来的研究表明, 波浪作用下淤泥质底床的振动是导致波能快速衰减的一个主要原因〔4、10、11〕。在假定波浪垂直入射坡度均一潮滩的条件下, 笔者根据Battjes和Janssen(1978)提出的波能平衡方程〔12〕, 取摩擦系数 f 为0.01, 计算发现, 张家库潮滩由底摩擦引起的波能衰减量不到波能衰减总量的5%, 淤泥运动同波浪破碎引起的波能衰减量是相当的, 但前者始终存在, 后者则在破碎时才发生。

在淤泥质宽浅的陆架、海湾、河口底部也发育着厚层浮泥, 因此也存在波泥相互作用。对波浪, 特别是暴风浪的衰减起着一定的作用, 在一定程度上削弱了潮滩波浪强度。

3. 潮锋

潮锋过程是潮波在运动和变形过程中底摩擦引起的能量释放的一种形式。潮锋作用使滩水交接处形成50m余宽的波涌带, 这种波涌带有时被波浪作用所掩盖, 但在弱浪时期是显而易见的, 薄层紊动水体较强的掀沙能力和上坡向岸的水流加强了潮锋对潮滩地貌和沉积的改造能力; 另外, 潮锋作用加强了沉降迟后效应, 有利细颗粒泥沙向潮滩上部输移。

本文承蒙导师陈吉余教授悉心指导, 陈宏达同志协助进行野外观测, 谨致谢忱。

参 考 文 献

- 〔1〕 Postma, H., Transport and accumulation of suspended matter in the Dutch Waddensea Netherlands, *J. Sea. Res.*, 1 (1961), 148—190.
- 〔2〕 Straaten, K. N., J. U. Van and Ph. H. Kuenen, Tidal action as a cause for clay accumulation, *J. Sed. Petrol.*, 28 (1958), 406—413.

- [3] 陈卫跃, 杭州湾北岸潮滩波浪特征与统计分布, 海洋科学, 6 (1990), 16—22.
- [4] Wells, J. T., Dynamics of coastal fluid muds in low-, moderate-, and high-tidal range environment *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 40 (1983), suppl. 1: 130—142.
- [5] 许世远、邵虚生等, 杭州湾北岸滨岸的风暴沉积, 中国科学, 12 (1984), 1136—1143.
- [6] 恽才兴、长江河口潮滩冲淤和滩槽泥沙交换, 泥沙研究, 4 (1983), 235—244.
- [7] 张忍顺、江苏省淤泥质潮滩的潮流特征及悬移质沉积过程, 海洋与潮沼, 17 (1986), 43—52.
- [8] Anderson, F. E., The northern muddy intertidal: seasonal factors controlling erosion and deposition —A review, *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 40 (1983) suppl. 1: 143—159.
- [9] Grant, W. D. and O. S. Masen, Combined wave and current interaction with a rough bottom, *J. Geophys. Res.*, 84 (1979), 1791—1807.
- [10] Dalrymple, R. A., P. L. F. Liu, Waves over soft muds: A two-layer fluid model, *J. physical Oceanography*, 8 (1978), 1121—1130.
- [11] Hsiao, S. V. and O. H. Shemdin, Interaction of ocean waves with a soft bottom, *J. physical Oceanography*, 10 (1979), 605—611.
- [12] Battjes, J. A. and P. F. M. Jansen, Energy loss and set-up due to breaking of random waves, *Proceeding of the 16th International Coastal Engineering Conference*, 1978, 569—602.