

文章编号: 1000-0550(2010) 05-0926-07

极浅水边界层的沉积环境效应^①

高 抒

(南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室 南京 210093)

摘 要 极浅水环境是水深远小于正常边界层厚度的环境,潮滩滩面和潮水沟就经常处于这种环境之中。来自江苏潮滩的观察资料表明,落潮后期滩面和潮水沟在薄层低速水流作用下可形成浅水波痕、平床和次级潮水沟形态,而边界层内的流速结构仍然得以维持,物质输运强度也与 Von Kármán-Prandtl 模型所定义的 u_{100} 数值相一致。涨急时段中潮位附近形成的滩面涌潮是极浅水边界层的另一种动力学行为,它代表薄层高速水流作用下发生的底部边界层系统的崩溃,此时 Von Kármán-Prandtl 模型所刻画的流速结构不复存在。滩面涌潮高度是系统崩溃的临界水深,它可以定量地表示为 $H_b = 4z_{cp}$ 。极浅水边界层过程对潮滩沉积和地貌形成具有独特的作用。

关键词 极浅水边界层 潮滩 床面形态 滩面涌潮高度 沉积环境 江苏海岸

作者简介 高抒 男 1956 年出生 教授 博士 海洋地质学、沉积动力学和海岸地貌学 E-mail shuga@nju.edu.cn

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

在靠近海底处,上覆水流受到床面摩擦阻力影响而减速,这一层水体称为底部边界层,其厚度与水流的恒定性有关。波浪的周期为几秒,所对应的边界层厚度为厘米量级,而潮流的周期达到了天的时间尺度,其厚度为 $10^0 \sim 10^1$ m 量级^[1]。根据水深与边界层厚度的关系,海洋环境可划分为极浅水(即水深远小于正常边界层厚度)、浅水(水深与边界层厚度相当)和深水(水深远大于边界层厚度)等不同的类型。在半月潮海域的潮滩环境,潮间带水流的周期为 12 h 25 min,此时充分发育的边界层厚度可达 3 m 左右,然而在潮间带的不同部位,一个潮周期内都可以发生水深远小于 3 m 的情况,也就是说潮间带上经常可以出现极浅水的情况。

为了表示边界层水流对底部沉积物输运的影响,通常用近底部流速 u_{100} (即床面之上 1 m 处的流速)来计算切应力、推移质输运率和细颗粒物质的再悬浮通量。但是,如果水深小于 1 m(这在潮间带经常发生),如何定义 u_{100} ? 常用的方法是利用 u_{100} 与垂线平均流速的关系来计算^[2]。这种方法在一般情况下是可行的,但在极浅水环境下则可能会失效^[3]。例如,在中潮位附近,当涨潮水流到来时,由于潮位上升速率较大,可形成类似于涌潮的现象^[4,5];对于这种“滩面涌潮”或“涨潮前锋”的情形, u_{100} 的计算方法便不再适用。本研究的目的是报道江苏潮滩环境中观察

到的极浅水边界层的几种表现,并进行动力过程的初步分析,以了解极浅水边界层对物质输运和潮滩沉积环境的影响。

1 江苏潮滩沉积环境背景

江苏海岸潮滩是我国规模最大的现代潮滩系统^[6],它北起连云港,南达长江口(图 1),潮间带面积超过 5 000 km²。如此大规模的潮滩体系的形成要归因于黄河、长江的物质输入以及本区的潮汐条件。黄河在全新时期多次在渤海和黄海交替入海,最近一次在江苏沿海入海的事件发生于 1128—1855 年间,这次事件导致江苏海岸北部黄河三角洲的快速形成,即如今所称的“旧黄河三角洲”,而在其南翼形成了宽达 50 km 以上的低地平原,在其向海一侧则形成了宽 5~12 km 的潮间带浅滩。南部地区由于长江沉积物的持续供给和黄河物质的补充影响,也形成了大片的低地平原和潮间带浅滩。

江苏海岸的潮汐为规则半日潮,涨落潮流的流向呈辐射状,其中心位于海岸中部;在潮流辐聚中心,最大潮差可达 7 m,向两侧呈减小趋势^[6]。由于潮汐的作用,黄河、长江沉积物以典型的潮汐沉积方式发生堆积。近岸地区形成的淤长型潮滩,其低潮位附近为粉砂或粉砂细砂滩,向高潮位方向依次被泥砂混合滩、泥滩和盐沼所取代^[8],这样的沉积分布在垂向上

①国家自然科学基金重点项目“长江口邻近海区沉积动力过程对流域变化的响应”(批准号:40830853)资助。

收稿日期:2010-05-20 收修修改稿日期:2010-06-05

出现“向上变细”的沉积层序; 潮下带沉积物以砂质或粉砂为主, 局部夹有细颗粒物。最典型的“潮汐层理”(薄互层层理)见于潮间带的泥砂混合滩和潮下带的一些层位。此外, 由于特殊潮流流场的作用, 岸外的沉积物堆积为“辐射状潮流脊”^[9], 潮流脊最大长度超过 200 km, 潮流脊占据的水域面积超过 20 000 km²。本区潮流脊的一些特征, 如走向与潮流

近于平行、物质以砂为主、脊顶与脊间水道底部的地形高差等, 与一般所见的潮流脊无异, 但由于本区沉积物粒度较细, 因此沉积物活动性高于其他陆架上的平行状砂砾质潮流脊, 且与海岸潮滩构成一个共同演化的系统, 潮流脊辐聚区成为潮间带浅滩, 形成一个潮滩—潮流脊复合沉积体系(图 1)。

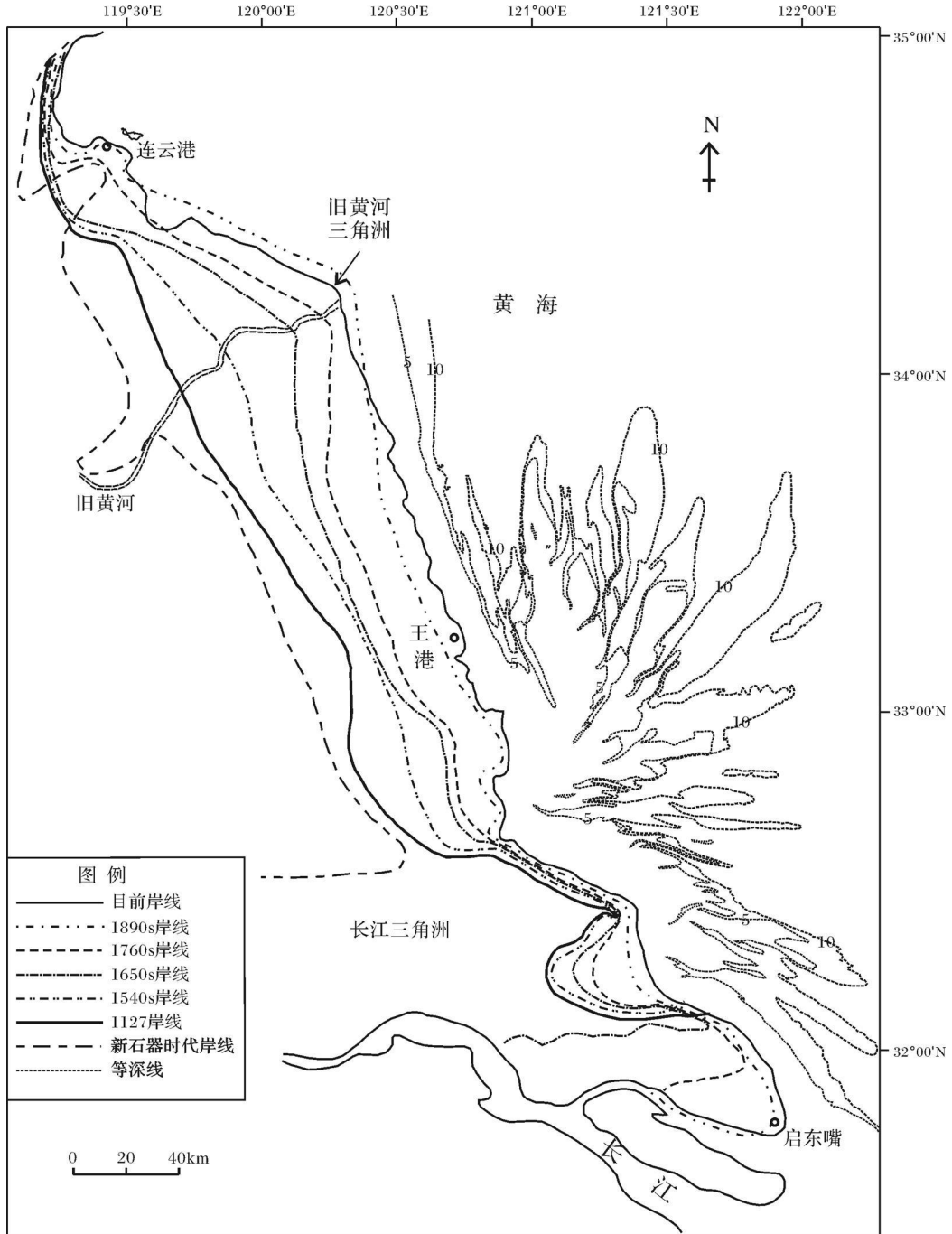


图 1 江苏海岸的潮滩—潮流脊复合沉积体系(岸线变迁资料来自文献 [7])

Fig 1 The combined tidal flat-tidal ridge sedimentary system on the Jiangsu coast (the information on historical shoreline changes is from Reference [7])

2 极浅水边界层几种现象的观察

2.1 浅水波痕与滩面平床的形成

在江苏海岸, 潮滩中下部的粉砂细沙滩通常为分选良好的非粘性沉积物(粒径范围为粗粉砂至细砂), 因而最易于起动和输运。潮间带环境中, 潮流流速受到水位上升率和滩面坡度的控制^[10]; 江苏海岸潮间带坡度为 0.001 量级, 与 2~7 m 半日潮潮差的条件相结合, 致使粉砂细沙滩上有较长一段时间流速满足临界起动条件^[11], 并且该处水深与流速又正好满足小波痕形成的条件。因此, 在落潮干出阶段, 粉砂细沙滩上往往出现大片的小波痕(图 2a), 其形态不对称特征是落潮流作用的产物(小波痕的陡坡指向落潮流方向)。江苏潮滩上落潮流定向的小波痕, 其波长一般为 8~15 cm, 波高在 2 cm 以内; 波痕较为坚固, 在波痕区步行往往不能留下脚印, 有硌脚的感觉; 滩面的坚固性足以支撑大型车辆(如大型农用拖拉机)行驶, 因而被当地人称为“铁板沙”。

除小波痕外, 粉砂细沙滩上有些部位还出现“浅水波痕”(图 2b)和平床(图 2c)的形态。在滩面坡度很小的地方, 落潮后期可出现滩面积水, 同时, 滩面常有水流的渗出(这是涨潮阶段渗入地层的水体)。滩面滞留的水体通常流速很低, 一般不超过 0.1 m/s。如果有时风力较大, 滩面的薄层水流可在风应力的作用下有所加强。有趣的是, 在薄层低速水流作用下, 床面物质仍能以推移质的方式运动, 先是波痕的脊部被削平, 原先的波痕被改造为“平顶波痕”, 而两翼的形态仍然可见, 这就是通常所说的“浅水波痕”。随着水位的进一步下降, 平顶处的颗粒物质继续沿水流方向运动, 在波痕的谷部形成明显的滑落面, 顶部的

平坦部分面积不断扩大, 而波谷的范围不断缩小, 最终平坦的部分连成一片, 成为“平床”。观察结果表明, “浅水波痕”是波痕向平床演化的中间阶段, 从小波痕到平床形态, 薄层水流作用的时间需 1~2 h。

2.2 潮水沟底部的“次级潮沟”现象

江苏海岸潮滩上潮水沟极为常见。在低潮位附近, 潮水沟通常与水边线近于垂直, 形态上呈宽浅形; 泥砂混合滩上的潮水沟宽深比减小, 有时出现微弯的形态; 泥滩和盐沼上的潮水沟往往呈窄深形, 常有曲流发育。潮水沟在涨潮阶段先于滩面被淹, 等到滩面也被淹没时潮水沟中因流速较大而向滩面漫出, 造成滩面流速的突变, 而在落潮阶段潮水沟接受了来自滩面的“归槽水”, 在潮滩滩面已经露干的情况下, 潮水沟仍保持较强的流速^[12]。因此, 在一个潮周期内, 潮水沟内有涨潮输水量小于落潮输水量的现象, 尽管由于潮波变形的缘故潮滩滩面通常表现为涨潮历时小于落潮历时, 涨潮流速大于落潮流速, 但潮水沟却往往成为水和沉积物向海净运输的通道。

潮间带上部的潮水沟, 由于落潮时段汇入的流量较小, 因此很快地处于干涸状态, 尽管如此, 在潮水沟底部却可能由于少量渗出供给而维持一股微弱的水流, 它流经潮水沟底部, 流路较为顺直。更重要的是, 该微弱水流也能造成沉积物的运动, 在水深小于 0.1 m, 流速只有 0.1 m/s 量级的条件下, 潮水沟底部的泥质沉积物可被悬浮起来并向下流运输, 从而在潮水沟底部形成“沟中沟”现象。在王港潮滩的上部, 盐沼上潮水沟的宽度为 3~5 m, 沟内潮流较弱, 涨落潮周期内的垂线平均流速很少超过 0.1 m/s 而在潮水沟的底部, 薄层微弱水流却塑造出明显的次级潮沟, 其宽度约为 0.3 m(图 3)。



图 2 江苏海岸王港潮滩极浅水边界层作用下形成的浅水波痕和平床(位于 120°49'6"E, 33°13'8"N, 2008年 5月 3日观察): a 落潮后期滩面出露的小波痕(波长约为 10 cm); b 由小波痕改造而成的浅水波痕; c 平床形态(滩面上泥螺的长度约为 4 cm)

Fig 2 The evolution from rippled bed towards plane bed associated with the boundary layer processes of extremely shallow water depths on the Wanggang tidal flat, Jiangsu coast (location: 120°49'6"E, 33°13'8"N; observation time: 3rd May 2008): a ebb-oriented current ripples on the silt-sand flat (wave length around 10 cm); b flat-topped ripples formed by an extremely shallow water flow; and c plane bed (for a scale, see the Bullactexana (Philipp) body which is 4 cm in length). All rights reserved. <http://www.cnki.net>



图 3 江苏海岸王港潮滩上部潮水沟中形成的次级潮沟形态
(位于 $120^{\circ}45'0''E$, $33^{\circ}14'6''N$, 2006年 5月 15日观察)

Fig 3 Morphology of a secondary tidal creek at the bottom of a major tidal creek on the mudflat at Wanggang, Jiangsu coast (location: $120^{\circ}45'0''E$, $33^{\circ}14'6''N$; observation time: 15th May 2006)

2.3 潮间带中部的“滩面涌潮”现象

潮间带中部是一个特殊的环境, 这里经历较大流速的时段要短于潮间带下部, 而水层中悬沙沉降到底部所需的时间也短于潮间带下部, 因而细颗粒物质发生沉降的概率高于潮间带下部。这解释了江苏海岸潮间带为何从低潮滩向高潮滩沉积物粒度逐渐变细。但是, 潮间带中部还有一种低潮位附近所缺失的水动力现象, 即滩面涌潮, 其特点是滩面被淹没时的瞬间水流流速很高, 强流速与极浅水相配合造成涨潮流前锋的破碎现象, 高度的紊动造成滩面物质的强烈悬浮, 使水体悬沙浓度急剧上升^[13]。潮滩上水流流速与水位变化率的关系可以说明滩面涌潮为何发生于中潮位附近而不是低潮位附近。由于滩面流速与水位变化率呈正比^[10], 因此当低潮位处开始涨潮时, 水位变化率很小, 潮流流速也就很小, 等到水位变化率增大时, 垂线平均流速虽然也增大, 但此时的水深也较大, 不能象中潮位附近那样出现很小水深与大流速相配合的情况, 因此滩面涌潮也就不能发生了。

江苏海岸经常可以观察到滩面涌潮现象(图 4)。在王港潮滩的中部, 大潮期间水流初到时流速可达到 $0.5 \sim 0.8 \text{ m/s}$, 涨潮前锋处破碎水流的高度超过 5 cm , 并发生水体破碎时伴生的激溅现象; 前锋过去之后, 水面很快恢复平静, 整个事件持续的时间只有几秒钟。滩面涌潮事件可形成高悬沙浓度水体, 在前述的王港潮滩, 涨潮前锋引起的悬浮浓度可达 1 kg/m^3

以上, 前锋水体的高悬沙浓度水体是伴随着滩面涌潮沿程不断挟带悬沙的结果; 前锋过后, 水体的悬沙浓度迅速减小^[13], 要注意的是, 这种减小并非悬沙沉降而导致, 而是表明紧随涨潮前锋之后到达的水流已无法造成高强度的再悬浮, 因此悬沙浓度较低。



图 4 江苏海岸王港潮滩中部形成的滩面涌潮现象
(涌潮前锋高度为 $5 \sim 10 \text{ cm}$) (位于 $120^{\circ}48'5''E$, $33^{\circ}14'0''N$, 2003年 6月 29日观察)

Fig 4 Tidal surges (height $5 \sim 10 \text{ cm}$) over the middle part of the intertidal flat at Wanggang, Jiangsu coast (location: $120^{\circ}48'5''E$, $33^{\circ}14'0''N$; observation time: 29th June 2003)

3 潮间带极浅水边界层过程的初步分析

上述观察结果表明, 当水深很小时, 即使垂线平均流速较小, 也能形成较强的物质输运能力。在浅水波痕到平床的改造过程中, 设波高为 2 cm 、波长为 10 cm 的小波痕在一个小时内被改造为平床, 则根据质量守恒原理, 推移质输运率应达到 $10^{-2} \text{ kg/m}^2/\text{s}$ 量级, 这样的输运强度在一般的河口、陆架环境中是较高的。值得注意的是, 潮汐环境中潮流流速的量级通常达到 1 m/s 而滩面薄层水的流速要小一个量级, 这表明滩面极浅水环境的流速虽小, 底部切应力却较大, 这样才能导致较高的输运率。根据 Von Kármán - Prandtl 模型, 近底部流速 u_{100} (床面以上 1 m 处的流速) 与垂线平均流速的关系为:

$$u_{100} = u \frac{h(1/z_0)}{\ln(0.37H/z_0)} \quad (1)$$

式中 u 为垂线平均流速, z_0 为床面糙率 (与沉积物粒径和床面微地貌等因素有关), H 为水深。由于

z_0 是一个小于 1 m 的常数,因此当水深 H 很小时, u_{100} 将有较大的值。在本文的实例中, 设 $u = 0.1 \text{ m/s}$, $H = 0.01 \text{ m}$, z_0 为 0.1 mm (与底质粒径相当), 则 u_{100} 为 0.26 m/s 。按照 Hardisty 推移质计算公式^[14-15], 此流速下的沉积物输运率可达 $0.5 \times 10^{-3} \text{ kg/m/s}$ 与形成平床所需的量值相当。

对于泥质沉积物的潮水沟, 沟底的涓涓细流也同样可造成显著的物质输运现象。与粉砂细沙滩面的情况相类似, 次级水沟中的流速也相当于约 0.26 m/s 的 u_{100} 值, 在表征沉积物起动条件的 Shields 曲线上, 这个值高于粒径为粉砂到粘土粒径范围的沉积物的起动值。

滩面和潮水沟干出时段的薄层低速水流的输沙能力似乎能够用 Von Kármán-Prandtl 模型来解释, 但潮滩中部的滩面涌潮是薄层高速水流, 此时滩面涌潮高度受到什么因素的控制? Von Kármán-Prandtl 模型是否仍然成立?

根据 $u = u(z)$ 的函数定义域, 当水深远小于 1 m 时, 用式 (1) 来推算 u_{100} 时需要满足以下关系:

$$0.37H > z_0 \quad (2)$$

否则式 (1) 将没有意义。实际上, 在式 (1) 中, 当 H 充分小时, u_{100} 就可能变得很大而导致水层剧烈紊动, 形成滩面涌潮。因此, 不妨将滩面涌潮高度 H_b 表示为:

$$H_b = \frac{kz_0}{0.37} \quad (k > 1) \quad (3)$$

问题是 k 应取何值? 此问题可以从能量的角度来考虑。当水流所含的全部动能都被转化为底部切应力时, 即 $\tau = \rho u_*^2 = \rho u^2$ 时, 水流就受到床面的完全阻滞而无法向前运动, 其相应的水深就是滩面涌潮高度。根据 Von Kármán-Prandtl 模型, 当 $u_* = u$ 时, 有

$$H_b = \frac{e^{0.4} z_0}{0.37} = 4z_0 \quad (4)$$

对照式 (3) 和式 (4) 可知 $k = e^{0.4}$ 。

式 (4) 表明, 如果 z_0 值为已知, 则滩面涌潮高度可以方便地算出。在平床、低流速情况下, 底床糙度与沉积物粒径相当^[16], 而对于一般的潮汐环境, 由于床面形态 (如波痕) 的附加阻力的影响, 细砂物质的底床糙度一般取为 $z_0 = 0.6 \text{ cm}$ ^[17]。潮间带的观测资料表明, 用流速剖面法测定的底床糙度值更高^[18]。对于滩面涌潮而言, 底床糙度还与极浅水层的流速、滩面坡度、滩面沉积物含水量等因素有关, 目前尚未能根据现场水动力观测来确定其数值, 但式 (4) 表明

可以用滩面涌潮高度来反演底床糙度值。

滩面涌潮的发生意味着边界层流速结构的破坏, 这种系统崩溃行为可以用数值实验方法来显示。以 $z_0 = 0.6 \text{ cm}$ 和 $H_b = 10 \text{ cm}$ 为约束条件, 可以考察一定垂向平均流速下 u_{100} 与水深的关系。图 5 展示了 $u = 0.5 \text{ m/s}$ 条件下的 3 组数值实验结果 (u_{100} 用式 (1) 计算), 它表现出两个显著的特征: 首先, 当水深接近于滩面涌潮高度时, u_{100} 急剧上升, 这是边界层系统失稳和崩溃的前兆; 其次, 当水深稍有增大并偏离滩面涌潮高度时, u_{100} 呈现缓变格局, 表明边界层流速结构符合 Von Kármán-Prandtl 模型, 这解释了为何涨潮前锋过后滩面水流可以迅速恢复流速结构。因此, 滩面涌潮的实质是当极浅水边界层中的水流达到一定强度时发生的系统崩溃, 此时 Von Kármán-Prandtl 模型所刻画的流速结构不复存在。

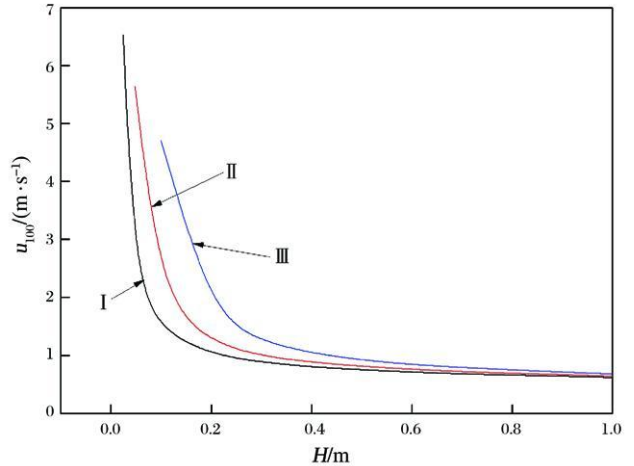


图 5 相同垂线平均流速 (设为 0.5 m/s)、不同床面糙度条件下的 u_{100} 随水深的变化。情形 I: $z_0 = 0.6 \text{ cm}$,

$H_b = 2.4 \text{ cm}$; 情形 II: $z_0 = 1.2 \text{ cm}$, $H_b = 4.8 \text{ cm}$;

情形 III: $z_0 = 2.5 \text{ cm}$, $H_b = 10.0 \text{ cm}$

Fig 5 The relationship between u_{100} and water depth under various boundary layer conditions (assuming $u = 0.5 \text{ m/s}$):

Case I: $z_0 = 0.6 \text{ cm}$, $H_b = 2.4 \text{ cm}$; Case II: $z_0 = 1.2 \text{ cm}$,

$H_b = 4.8 \text{ cm}$; Case III: $z_0 = 2.5 \text{ cm}$, $H_b = 10.0 \text{ cm}$

4 结论

江苏潮滩野外观察和初步理论分析的结果总结如下:

(1) 潮滩滩面和潮水沟经常处于极浅水边界层的环境。在江苏海岸, 落潮后期滩面和潮水沟受到薄层低速水流的作用, 形成浅水波痕、平床和次级潮水

沟形态。此时边界层内的流速结构仍然得以维持, 物质输运现象也仍能用 Von Kármán-Prandtl 边界层模型和沉积物输运方程来解释。

(2) 潮滩中部涨潮时形成的滩面涌潮是极浅水边界层的另一种动力学行为, 代表薄层高速水流作用下发生的系统崩溃, 此时 Von Kármán-Prandtl 模型所刻画的流速结构不复存在。滩面涌潮高度是系统崩溃的临界水深, 它与滩面涌潮水体所在位置的床面糙度相联系: $H_b = 4z_0$ 。这种情况下的床面糙度应与极浅水层的流速、滩面坡度、滩面沉积物含水量等因素有关。

致谢 南京大学汪亚平教授提供了图 4 的材料, 牛战胜工程师在文字打印和图件绘制上提供了帮助, 谨致谢忱。

参考文献 (References)

- 1 Fredsoe J, Deigaard R. Mechanics of Coastal Sediment Transport [M]. Singapore: World Scientific, 1992: 369
- 2 Harris P T, Collins M B. Estimation of annual bed load flux in a macrotidal estuary: Bristol Channel, UK [J]. Marine Geology, 1988, 83: 237-252
- 3 Gao S. Modeling the preservation potential of tidal flat [J] sedimentary records, Jiangsu coast, eastern China [J]. Continental Shelf Research, 2009, 29: 1927-1936
- 4 Anderson F E. Observations of some sedimentary processes acting on a tidal flat [J]. Marine Geology, 1973, 14: 101-116
- 5 徐元, 王宝灿. 淤泥质潮滩潮锋的形成机制及其作用 [J]. 海洋与湖沼, 1986, 29: 148-155 [Xu Yuan, Wang Baoan. The mechanism and significance of flood surge along muddy tidal flat [J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 1986, 29: 148-155]
- 6 任美镔 (主编). 江苏省海岸带与海涂资源综合调查报告 [M]. 北京: 海洋出版社, 1986: 517 [Ren Meibin ed. Comprehensive Investigation of the Coastal Zone and Tidal Land Resources of Jiangsu Province [M]. Beijing: Ocean Press, 1986: 517]
- 7 张忍顺. 苏北黄河三角洲及滨海平原的成陆过程 [J]. 地理学报, 1984, 39(2): 173-184 [Zhang Renshun. The formation of the Yellow River delta and the coastal plain of northern Jiangsu [J]. Acta Geographica Sinica, 1984, 39(2): 173-184]
- 8 朱大奎, 许廷官. 江苏中部海岸发育和开发利用问题 [J]. 南京大学学报: 自然科学版, 1982, 18(3): 799-814 [Zhu Dakun, Xu Tingguan. Wetland evolution and management issues of the central Jiangsu coast [J]. Journal of Nanjing University: Natural Sciences, 1982, 18(3): 799-814]
- 9 王颖, 主编. 黄海陆架辐射砂脊群 [M]. 北京: 中国环境科学出版社, 2002: 433 [Wang Ying ed. Radial Shaped Tidal Ridges on the Yellow Sea Continental Shelf [M]. Beijing: China Environment Press, 2002: 433]
- 10 高抒, 朱大奎. 江苏淤泥质海岸剖面的初步研究 [J]. 南京大学学报: 自然科学版, 1988, 24(1): 75-84 [Gao Shu, Zhu Dakun. The profile of Jiangsu's mud coast [J]. Journal of Nanjing University: Natural Sciences, 1988, 24(1): 75-84]
- 11 Wang Y P, Gao S, Jia J J. High-resolution data collection for analysis of sediment dynamic processes associated with combined current-wave action over intertidal flats [J]. Chinese Science Bulletin, 2006, 51: 866-877
- 12 Wang Y P, Zhang R S, Gao S. Velocity variations in salt marsh creeks, Jiangsu, China [J]. Journal of Coastal Research, 1999, 15: 471-477
- 13 李占海, 高抒, 陈沈良. 江苏大丰潮滩潮流边界层特征研究 [J]. 海洋工程, 2007, 25(3): 53-60 [Li Zhanhai, Gao Shu, Chen Shenliang. Characteristics of tide-induced bottom boundary layer over the Dafeng intertidal flats, Jiangsu Province, China [J]. The Ocean Engineering, 2007, 25(3): 53-60]
- 14 Hartlity J. An assessment and calibration of formulations for Bagnold's bedload equation [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1983, 53: 1007-1010
- 15 Wang Y P, Gao S. Modification to the Hartlity equation regarding the relationship between sediment transport rate and grain size [J]. Journal of Sedimentary Research, 2001, 71(A): 118-121
- 16 Soulsby R. Dynamics of Marine Sands [M]. London: Thomas Telford, 1997: 249
- 17 Dyer K R. Coastal and Estuarine Sediment Dynamics [M]. Chichester: Wiley, 1986: 342
- 18 Collins M B, Ke X K, Gao S. Tidally-induced flow structure over sandy intertidal flats [J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 1998, 46: 233-250

Extremely Shallow Water Benthic Boundary Layer Processes and the Resultant Sedimentological and Morphological Characteristics

GAO Shu

(Ministry of Education Key Laboratory for Coast and Island Development, Nanjing University, Nanjing 210093)

Abstract An extremely shallow water environment is defined as an environment where the water depth is much smaller than the thickness of a fully developed benthic boundary layer. The intertidal flat and tidal creeks represent examples of such environments. Observations from the Jiangsu coast show that towards the end of an ebb tide phase, the bed surface and tidal creeks are subjected to water flows with a low speed (0.1 m/s in magnitude) and a very small water depth (1 cm in magnitude). As a result, flat-topped ripples and plane bed are formed on the lower parts of the intertidal zone, whilst small-scale secondary creeks develop at the bottom of major creeks over the upper part of the intertidal zone. In these cases, the flow structure within the boundary appears to be maintained, with the u_{100} value derived being applicable to the calculation of sediment transport rates. Tidal surges occurring over the middle part of the intertidal flat are another type of behavior for the small flow depth boundary layer, representing destruction to the Von Kármán-Prandtl flow structure; the height of the tidal surge is equivalent to the critical water depth associated with the system collapse, which can be expressed quantitatively as $H_b = 4z_0$. Thus, the processes of the small flow depth boundary layer play a unique role in influencing the sedimentological and morphological patterns of intertidal flats.

Key words boundary layer with small flow depths, intertidal flats, bedforms, tidal surge height, sedimentary environment, Jiangsu coast