

江苏海岸中部近岸沉积物重力流输运过程

彭雲¹, 于谦¹, 万洁颖¹, 杜智运¹, 王黎², 王韞玮³, 高抒¹

1. 南京大学地理与海洋科学学院, 南京 210023

2. 华东师范大学河口海岸学国家重点实验室, 上海 200062

3. 南京师范大学海洋科学与工程学院, 南京 210023

摘要 【目的】重力流是沉积物跨海岸/陆架输运的重要机理, 对地貌演化具有重要影响。然而, 重力流的发生具有偶然性, 持续时间也很短暂。重力流的这两个固有特性, 直接决定了其野外观测的困难性。近30年来, 在全球海岸和陆架区域观测到重力流的文献整体上仍然较为有限。重力流野外观测的缺乏, 导致对其输运过程的认识仍然有待加强。【方法】2018年秋季, 在江苏海岸中部近岸海域放置海底三脚架, 实施连续8个潮周期的野外观测。【结果】野外观测捕捉到了8次高浓度浮泥层事件, 其中5次发现了重力流输运过程。【结论】重力流由上覆水体沉积物沉降或波浪再悬浮底床沉积物形成, 由潮致底部切应力或波浪与潮流共同导致的底部切应力维持。近底高浓度浮泥层内的沉积物在潮流的作用下, 会向上扩散, 重力流从而消亡。观测结果支持经典重力流浮力—阻力模型的使用。

关键词 重力流; 浮泥层; 浮力—阻力模型; 沉积物输运; 江苏海岸

第一作者简介 彭雲, 男, 1996年出生, 博士, 海洋沉积动力学, E-mail: simonpeng136@gmail.com

通信作者 于谦, 男, 副教授, E-mail: qianyu.nju@gmail.com

中图分类号 P512.2 **文献标志码** A

0 引言

重力流是一种高密度流体, 由于其流体密度大于周围环境水体密度, 能在重力的驱动下离岸下坡输运^[1-3]。因触发机制与支撑机理的不同, 重力流的类型多种多样, 如浊流、碎屑流、异重流等^[3-6]。本研究中的重力流, 指的是波浪和潮流支撑的浮泥层运动^[1-2]。波浪和潮流支撑的浮泥层运动是一种比较特殊的重力流, 特殊在维持其输运的机理不是自悬浮, 而是波浪和潮流提供的底部切应力。因此, 相比于依靠自悬浮维持, 需要较大坡度才能发生的浊流, 波浪和潮流支撑的浮泥层运动在坡度很缓的海岸和陆架区域也能发生^[1-2]。

过去30年间, 在世界范围内的许多海岸和陆架区域都发现了波浪和潮流支撑的浮泥层运动, 如中国黄河口渤海湾海域^[1]、南美亚马逊陆架^[7-8]、美国Eel河邻域陆架^[9-10]、意大利Po河水下三角洲^[11]、新西兰Waipaoa河邻域陆架^[12-13]、和荷兰莱茵河海岸^[14]等。波浪和潮流支撑的浮泥层运动能输运大量的沉积物跨过陆架^[1-2], 对地貌演化产生重要影响, 如大尺度水下三角洲和倾斜地层的演化^[15], 以及中部陆架泥质沉积的形成^[16]。因此, 研究波浪和

收稿日期: 2023-06-08; 收修改稿日期: 2023-09-21

基金项目: 国家自然科学基金项目(41076081, 42076172); 江苏省自然资源发展专项资金(海洋科技创新)项目(JSZRHYKJ202115) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No. 41076081, 42076172; Natural Resources Development Special Funds of Jiangsu Province (Marine Science and Technology Innovation), No. JSZRHYKJ202115]

潮流支撑的浮泥层运动这一重力流输运过程具有重要意义。

然而,波浪和潮流支撑的浮泥层(重力流)的发生具有偶然性,其持续时间也很短暂^[1-2]。重力流的这两个固有特性,导致在野外现场捕捉其输运过程一直以来都是一个巨大挑战。已有研究表明,充足的细颗粒沉积物物源供给和较强的水动力是触发重力流的必要条件^[2],尽管最近在砂质海岸近岸海域也观测到了重力流^[4]。江苏海岸中部近岸海域素以潮流强劲著称,最大潮差可达到 9.39 m^[7]。自黄河 1855 年北归以后,江苏北部的废黄河三角洲遭受到严重侵蚀,侵蚀下来的沉积物在苏北沿岸流的作用下向南输运,为江苏海岸中部近岸海域提供了大量的沉积物供给^[18-19]。因此,江苏海岸中部近岸海域是研究沉积物重力流输运过程的绝佳场所。

Peng *et al.*^[20]在江苏海岸中部近岸海域,于不同季节实施了三次野外观测(2019 年春季、2019 年秋季和 2020 年秋季),均捕捉到了多次(大于 15 次)重力流输运过程,其研究表明重力流发生的频率可能更高^[20]。然而,Peng *et al.*^[20]观测到的数次重力流的触发机制具有多样性,对重力流的维持和停止机理也没有进行详细的介绍。长久以来,触发、维持和停止重力流的准确机理,一直都是重力流研究的难点和热点之一^[2,13]。因此,有必要依靠更多的观测数据,以更加细致地研究重力流的触发、维持和停止机理。

Peng *et al.*^[20]的研究表明重力流可能有着更加复杂的动力行为。最普遍用于描述重力流动力行为的理论分析模型是由 Wright *et al.*^[1]首次提出的浮力—阻力模型。过去二十年间,不论是对重力流野外观测数据的分析^[11-14,21],还是对重力流数值模拟^[22-24],以及水槽实验^[25]研究,Wright *et al.*^[1]的浮力—阻力模型被多次运用,模型中的参数也被多次验证。Peng *et al.*^[26]继续分析了 Peng *et al.*^[20]中 2020 年秋季的观测数据,运用在 2020 年秋季观测到的 23 次重力流事件,对 Wright *et al.*^[1]的浮力—阻力模型中的两个关键参数(底部拖曳系数 C_D 和整体理查德森数 Ri_b)进行了验证。结果显示, C_D 明显大于前人研究报道的 0.001~0.006 的区间范围, Ri_b 接近于模型给出的临界值 0.25。然而,也有关于重力流的研究表明, Ri_b 不一定是 0.25,而是维持在 0.01 附近,比 0.25 要小一个数量级^[11,14]。因此,仍然有必要基于重力流的野外观测数据,对 Wright *et al.*^[1]的浮力—阻力模型中的重要参数(C_D 和 Ri_b)进行验证。

本研究的主要目的是:(1)展示于 2018 年秋季在江苏海岸中部近岸海域观测到的重力流事件;(2)基于现场观测到的重力流事件,分析重力流的形成、维持和停止机理;(3)基于重力流观测数据,对重力流进行参数化,以检验重力流浮力—阻力模型中重要参数(C_D 和 Ri_b)的敏感性。

1 观测区域

研究区域位于江苏海岸中部近岸海域（图 1）。1128—1855 年，黄河在 700 多年的时间里从江苏北部入海，黄河携带的巨量沉积物造就了广阔的水下三角洲（向海延伸到 40 m 水深）和江苏沿岸的滨海平原^[18]。自 1855 年黄河北归以后，由于沉积物供应急剧减少，1128—1855 年由黄河输运而来的沉积物所形成的三角洲遭受到强烈的侵蚀，开始急剧后退，形成废黄河三角洲。不断受侵蚀的苏北废黄河三角洲提供了巨量的沉积物，在苏北沿岸流的作用下向南输运，为江苏中部海岸近岸海域提供了大量的沉积物供给^[18-19]。

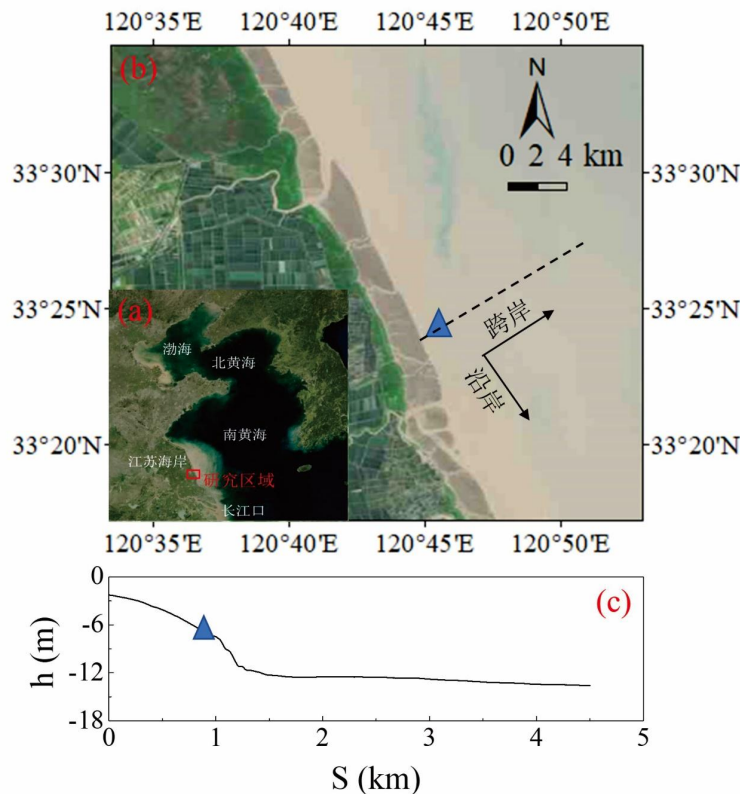


图 1 观测区域示意图

(a) 区域概况，红色矩形表示研究区域；(b) 野外观测站位概况；(c) 使用多波束于 2018 年 8 月测量的跨岸地形剖面（子图 b 中的虚线）；子图 (b) 中的黑色箭头指示沿岸和跨岸流速正方向；子图 (c) 的横坐标 S 和纵坐标 h 分别表示向海距离和水深；蓝色三角形表示三脚架的放置位置

Fig.1 Map of study area

(a) inset showing general setting of the Jiangsu coast, China; the red rectangle denotes the study area; (b) field measurement site; and (c) cross-shore profile measured by a multibeam survey in August 2018 (dashed line in (b)); the black arrows in (b) denote the positive alongshore and cross-shore current directions; the abscissa and ordinate in (c) denote distance seaward and water depth; the blue triangle denotes the location of the tripod

由于沉积物供给丰富，研究区是中国最浑浊的海岸之一^[27-28]。研究区悬沙浓度在冬季最高，夏季最低。自潮滩向岸外浅水区，悬沙浓度不断减小^[28]。研究区近岸 10 m 水深范围内，底质类型主要是砂和砂质粉砂，平均粒径介于 50.8~133.9 μm ^[29]。

研究区主要受两大潮波系统的影响,分别是来自南黄海的旋转潮波和来自东海的前进波^[15,30]。研究区域的潮汐类型为正规半日潮,平均潮差介于 3.9~5.5 m。潮流以涨潮流为主导,最大流速超过 1.5 m/s,沿岸流速相对于跨岸流速要占据主导地位。研究区余流较为复杂,大小潮变化较大,余流值介于 0.007~0.37 m/s,余流方向变化趋势不明显。受岸外辐射沙脊群的阻挡,研究区波浪相对较弱,有效波高大于 2 m 的出现频率仅为 5%^[18]。

2 研究方法

2.1 野外观测

野外观测时间为 2018 年 11 月 25 号 7 点 00 分至 2018 年 11 月 29 号 8 点 30 分,覆盖 8 个潮周期。观测站位位于江苏中部海岸岸外水下岸坡上(33.415° N, 120.748° E),该观测站位附近,沿岸方向上的地形起伏不大,而垂直于海岸的跨岸方向上的地形有明显坡度变化。近岸 6 km,平均水深小于 13 m 的范围内,没有发育明显的沟槽。观测站位附近潮滩上的潮沟尺度均相对较小,并没有延伸到岸外水下岸坡^[18]。2018 年 8 月 4 日,在江苏海岸中部斗龙潮滩岸外水下岸坡区域,利用多波束随机测量了一条跨岸地形剖面(图 1c),结果显示,近岸 5 km,平均水深小于 12 m 的范围内,跨岸方向上的地形有明显坡度变化,但并没有发育明显的沟槽。

野外观测采用底基三脚架进行,三脚架放置在由多波束于 2018 年 8 月 4 日测量到的跨岸海底地形上,平均水深约 7 m(图 1b, c)。海底三脚架具有能够搭载多种水文仪器,长期、连续、稳定和自容进行几乎无干扰原位观测的优点。三脚架上搭载一系列水文仪器,用于长时间原位连续观测水体的流速和浊度等信息。

在距底 1.25 m 处放置 1 个上视声学多普勒流速剖面仪(ADP, 1 MHz),用于测量上覆水体的流速剖面,采样分辨率为 0.2 m 一层,采样频率为 2 Hz。在距底 0.3 m 处放置 1 个声学多普勒流速仪(ADV),用于测量近底三维高频(16 Hz)流速,每 15 min 的采样间隔内测量 128 s。水深由 ADV 的压力记录经过压力校正后得到。底床高度变化由 ADV 换能器与底床之间的相对高程得到^[31-32]。

水体浊度由 AQUAlogger 310 TY 和光学后向散射仪(OBS-3A)这两种浊度仪器测量,在距底 0.1 m 处放置 1 个 AQUAlogger 310 TY,在距底 0.3 和 1 m 处分别放置一个 OBS-3A。三个浊度仪器的采样参数均设置为以 1 Hz 频率每 3 min 测量 30 s。浊度仪器的详细标定流程见 Wang *et al.*^[33]。三脚架上搭载的所有仪器的采样参数设置详情见表 1。观测时间段内风场信息选自欧洲中期天气预报中心(ECMWF)第五代全球大气再分析资料(ERA5)再分

析近地面 10 m 风速数据。ERA5 再分析风速数据具有时空分辨率高的特点，时间分辨率为 1 h，空间分辨率达到 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ，能够较好地提供研究区域的背景风场信息。

表 1 野外观测仪器的采样参数设置详情

Table 1 Deployment scheme for the measurements

观测平台	仪器	采样参数	仪器距底高度/m
三脚架	上视 ADP	2 Hz; 层厚: 0.2 m	1.25
	ADV	16 Hz; 每 15 min 测 128 s	0.3
	AQUAlogger 310 TY	1 Hz; 每 3 min 测 30 s	0.1
	OBS-3A	1 Hz; 每 3 min 测 30 s	0.3, 1

2.2 数据处理

基于 ADV 的压力记录，通过谱分析方法^[34]，计算得到有效波高 (H_s)，波浪谱峰周期 (T_p)，按照线性波理论，计算得到波浪轨道速度 (U_w)。

浪致底部切应力的计算方法如下^[35]：

$$\tau_w = \frac{1}{2} \rho_w f_w U_w^2 \quad (1)$$

式中： τ_w 是浪致底部切应力， ρ_w 是海水密度， f_w 是波浪摩擦系数，计算方式为^[35]：

$$f_w = 1.39 \left(\frac{A}{Z_0} \right)^{-0.52} \quad (2)$$

式中： $A=U_w T_p/2\pi$ 是波浪的半轨道偏移量 (semi-orbital excursion)， Z_0 是摩阻高度。

将 ADV 和 ADP 测量的流速分解到沿岸和跨岸方向，正方向分别为沿岸向南和跨岸向海 (图 1b)，沿岸正方向为从正北顺时针旋转 157° 。海上实测的水流，包括周期性潮流和余流两部分，余流是指从实际海流中去掉周期性潮流后的剩余部分，对水体各层的沿岸和跨岸流速的调和分析得到的非周期项即为余流，对垂向上各个层位的余流流速进行平均即得到这些层位的垂向余流平均值。

潮致底部切应力可以由雷诺应力法得到^[31,36]：

$$\tau_{cx} = \rho_w (-\overline{u'w'}) \quad (3)$$

$$\tau_{cy} = \rho_w (-\overline{v'w'}) \quad (4)$$

式中： τ_{cx} 和 τ_{cy} 分别是平行和垂直于主流向方向的切应力， u' ， v' 和 w' 是距底某一高度处水平 (平行和垂直于主流向方向) 和竖直流速的瞬时湍流部分，可以表示为测量的瞬时流速与测量间隔平均流速之差 (比如： $u = \bar{u} + u'$)，上横线表示测量间隔的时间平均。由此：

$$\tau_c = \sqrt{\tau_{cx}^2 + \tau_{cy}^2} \quad (5)$$

式中： τ_c 是潮致底部切应力。

3 结果

3.1 时间序列的观测

观测得到的时间序列数据如图 2 所示。水深在 4.43~8.86 m 之间变化, 平均水深为 6.94 m (图 2a)。风速最大值小于 5.00 m/s, 平均风速为 2.82 m/s, 主要风向为西北 (NW) (图 2b)。距底 0.1 m、0.3 m 和 1 m 处悬沙浓度的变化范围分别为 1.17~15.75 kg/m³、0.73~7.88 kg/m³ 和 0.67~3.78 kg/m³ (图 2c)。距底 0.3 m 处的沿岸流速介于 -0.47~0.87 m/s (图 2e), 而距底 0.3 m 处的跨岸流速介于 -0.24~0.22 m/s (图 2d), 说明沿岸流速相对于跨岸流速要占据主导地位。距底 0.3 m 处的沿岸余流和跨岸余流流速分别为 0.07 m/s 和 -0.01 m/s, 上覆水体 (>1.25 m) 垂向平均的沿岸余流和跨岸余流流速分别为 0.13 m/s 和 -0.04 m/s。在观测中发生了一次强度相对较小的波浪事件, 持续时间约 31 h (图 2f 中的黑色矩形)。波浪事件前, 有效波高小于 0.25 m (图 2f), 波浪轨道速度小于 0.05 m/s (图 2d), 浪致底部切应力小于 0.15 Pa (图 2g)。随着波浪事件的发生, 有效波高、波浪轨道速度和浪致底部切应力均先增大后减下, 它们的最大值分别为 0.89 m、0.16 m/s 和 0.68 Pa (图 2e~g)。波浪谱峰周期介于 3.46~9.33 s, 平均值为 5.10 s (图 2f)。潮致底部切应力变化范围为 0.03~3.02 Pa, 最小值大致出现在涨憩和落憩相位, 最大值大致出现在涨急和落急相位, 且涨急相位附近的最大值通常要比落急相位附近的最大值更大 (图 2g)。底床高度在 0.03~0.13 m 之间变化 (图 2h)。

3.2 浮泥层与重力流事件

时间序列的悬沙浓度清楚地揭示了浮泥层事件的存在 (图 2c)。波浪事件前和波浪事件期间, 均有观测到底部高悬沙浓度 (>10 kg/m³) 现象。在本研究观测区域, 已有研究报告过浮泥层的存在, 并将区分近底高浓度浮泥层和上覆低浓度水体的悬沙浓度临界值取为 5 kg/m³ [20]。以 5 kg/m³ 为临界值, 观测期间一共出现了 8 次短暂的浮泥层事件, 持续时间为 0.25~2.75 h, 按出现的时间顺序, 依次标记为 E1~E8 (图 2)。其中, 发生在波浪事件前的 4 次浮泥层事件均出现在低水位时段 (E1~E4)。而发生在波浪事件期间的 4 次浮泥层事件, 有 2 次出现在低水位时段 (E5, E7), 2 次出现在高水位时段 (E6, E8)。发生在低水位和高水位时段的浮泥层事件分别用黄色和绿色阴影区域表示 (图 2)。发生在低水位时段的浮泥层事件 (E1~E5, E7) 包含晚落潮和始涨潮相位, 发生在高水位时段的浮泥层事件 (E6, E8) 仅包含始落潮相位。

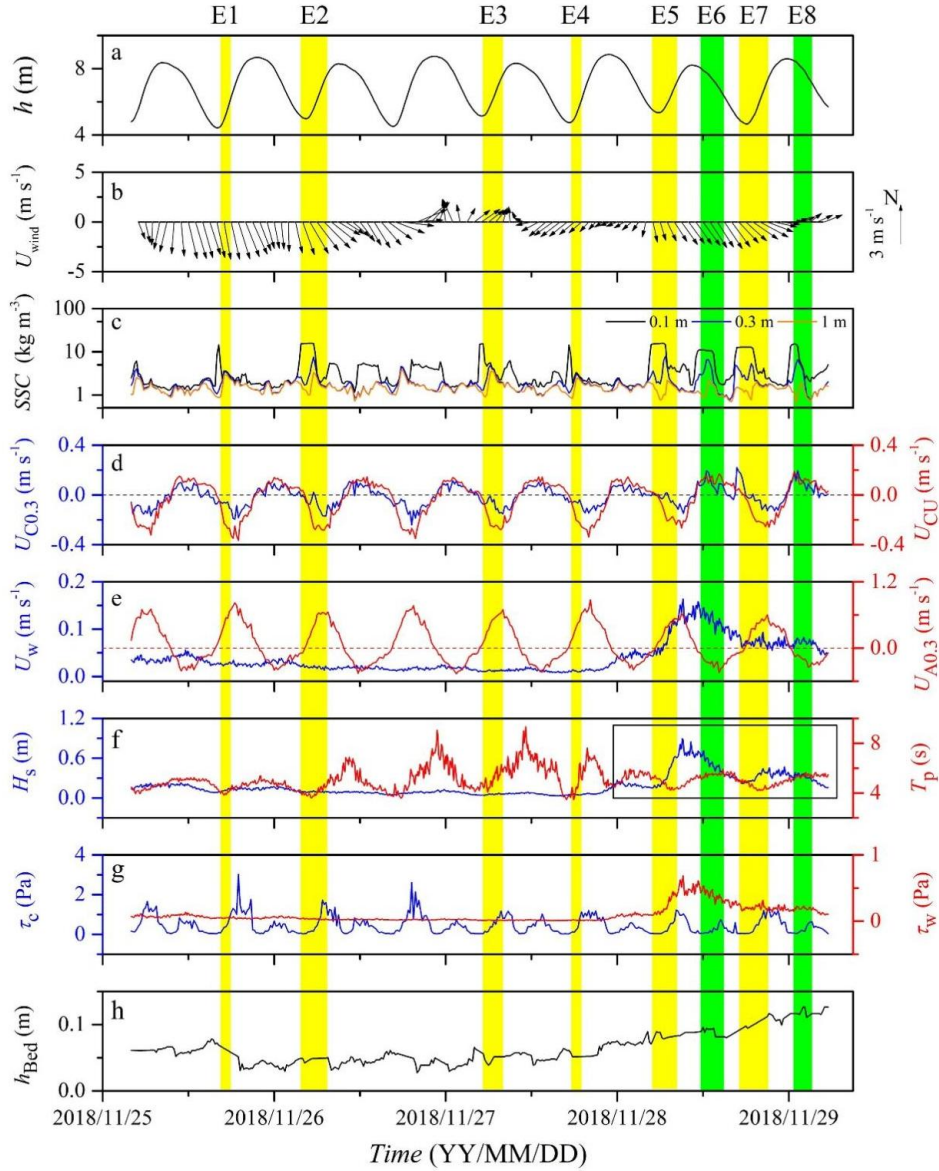


图2 野外观测期间的时间序列数据

(a) 水深 (h)；(b) 风速 (U_{wind})；(c) 距底 0.1 m、0.3 m 和 1 m 处的悬沙浓度；(d) 距底 0.3 m 处的跨岸流速 ($U_{C0.3}$) 和上覆水体深度平均的跨岸流速 ($U_{CU>1.25\text{ m}}$)；(e) 波浪轨道速度 (U_w) 和距底 0.3 m 处的沿岸流速 ($U_{A0.3}$)；(f) 有效波高 (H_s) 和波浪谱峰周期 (T_p)；(g) 潮致底部切应力 (τ_c) 和浪致底部切应力 (τ_w)；(h) 底床高度 (h_{Bed})；子图 (b) 右边的箭头指向为正北，箭头长度表示风速的大小为 3 m/s；潮流流速正方向为沿岸向南和跨岸向海；子图 (a) 上面的 E1 到 E8 是浮泥层事件的编号；发育在低水位和高水位时段的浮泥层事件分别用黄色和绿色阴影区域表示；观测开始时间为 2018 年 11 月 25 号 7 点 00 分

Fig.2 Observed time-series

(a) water depth (h); (b) wind velocities (U_{wind}); (c) SSCs at 0.1 m, 0.3 m, and 1 m above sea bed (asb); (d) cross-shore velocities at 0.3 m asb ($U_{C0.3}$) and depth-averaged cross-shore velocities of upper water layers ($U_{CU>1.25\text{ m}}$ asb); (e) wave orbital velocity (U_w) and along-shore velocities at the 0.3 m asb ($U_{A0.3}$); (f) significant wave height (H_s) and wave peak period (T_p); (g) current-induced bed stresses (τ_c) and wave-induced bed stresses (τ_w); and (h) bed elevation (h_{Bed}); the arrows on the right of (b) denote U_{wind} was south at 3 m·s⁻¹. Positive current speed values denote the offshore and southward alongshore directions; E1 to E8 above the first panel are the numbers of fluid-mud events; the fluid-mud events occurring at around low water and high water are respectively labeled with yellow and green shaded areas; the start time was 07:00, November 25, 2018

距底 0.3 m 处的沿岸流速 ($U_{A0.3}$) 具有明显的潮变化特征, 涨潮时流向向南, 落潮时流向向北 (图 2e)。距底 0.3 m 处的跨岸流速 ($U_{C0.3}$) 和深度平均的上覆水体跨岸流速 ($U_{CU>1.25}$ m) 也具有明显的潮变化特征, 涨潮时流向向陆, 落潮时流向向海 (图 2d)。然而, 对应于浮泥层事件发育期间的某些时段, $U_{C0.3}$ 会出现异常 (图 2d), 具体时间段为: E2 和 E5 的始涨潮相位 (early flood, 缩写为 ef), E6 和 E8 的始落潮相位 (early ebb, 缩写为 ee), E7 的晚落潮相位 (late ebb, 缩写为 le), 详细解释如图 3 所示。

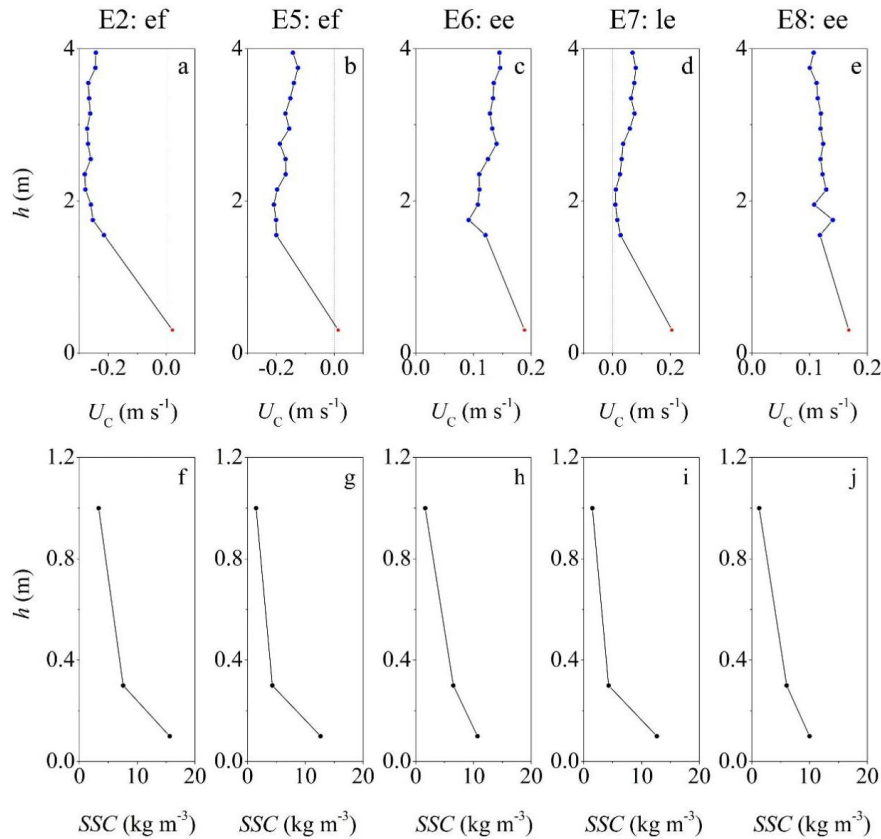


图 3 跨岸流速 (U_C) 和悬沙浓度 (SSC) 剖面

(a~e) 上覆水体跨岸流速剖面 (蓝色点) 和距底 0.3 m 处的跨岸流速 ($U_{C0.3}$; 红色点); (f~j) 近底层悬沙浓度剖面。从左至右的五列子图分别表示浮泥层事件 E2 的始涨潮 (ef)、E5 的始涨潮 (ef)、E6 的始落潮 (ee)、E7 的晚落潮 (le) 和 E8 的始落潮 (ee) 相位; 流速正方向为跨岸向海

Fig.3 Vertical profiles of cross-shore current velocity (U_C) and suspended sediment concentration (SSC)

(a~e) U_C profiles of the upper water layers (blue dots) and cross-shore current velocity at 0.3 m asb ($U_{C0.3}$; red dot); (f~j) SSC profiles of the near-bottom layers. From left to right, the first to fifth columns correspond to early flood (ef) tide of E2; early flood (ef) tide of E5; early ebb (ee) tide of E6; late ebb (le) tide of E7; and early ebb (ee) tide of E8, respectively. Positive current speed denotes the offshore direction

在浮泥层事件 E2 和 E5 的始涨潮相位 (ef), 上覆水体的跨岸流速符合潮变化, 流向向陆, 但 $U_{C0.3}$ 的方向却是离岸向海的, 大小约 0.02 m/s (图 3a, b, f, g)。在浮泥层事件 E6 的始落潮 (ee)、E7 的晚落潮 (le)、和 E8 的始落潮 (ee) 相位, 上覆水体的跨岸流速和 $U_{C0.3}$ 均符合潮变化, 流向向海, 但是, $U_{C0.3}$ 的值却非常大, 约 0.2 m/s, 明显大于上覆水体

整个剖面的跨岸流速（图 3c~e, h~j）。区别于上覆水体的异常离岸流速和浮泥层事件同时发生，是重力流发生最明显和最直接的证据^[11,14,20,32]。因此，在浮泥层事件 E2 的始涨潮（ef）、E5 的始涨潮（ef）、E6 的始落潮（ee）、E7 的晚落潮（le）、和 E8 的始落潮（ee）相位，基于现场观测的流速和悬沙浓度证据直接显示了重力流的存在。

4 讨论

4.1 重力流证据

本研究观测到了 8 次短暂的浮泥层事件（图 2c），仅在其中 5 次发现了重力流输运过程（近底异常离岸流速和浮泥层同时发生）（图 2c, d）。而且，近底异常离岸流速（ $U_{C0.3}$ ）并不是在浮泥层持续时间段内均有，而是发生在浮泥层发育时间段内的某个相位，如 E2 事件的始涨潮相位（图 3）。

在 E1、E3 和 E4 事件发育期间，均没有观测到类似 E2 事件期间的异常离岸流速（图 2c, d）。可能的解释是，E1 和 E4 事件的持续时间太短，约半小时（图 2c），重力流离岸流速不容易被观测到，或是浮泥层还无法形成重力流，就已经被潮流的作用停止^[1,32]。而在 E3 事件的始涨潮相位，虽然没有观测到如 E2 事件始涨潮相位 $U_{C0.3}$ 一般的离岸流速，但此阶段的 $U_{C0.3}$ 具有类似 E2 事件始涨潮相位 $U_{C0.3}$ 的特征，即存在微小的凸起（图 2c, d）。同样地，在 E7 事件始涨潮相位也没有观测到异常的 $U_{C0.3}$ ，但此阶段的 $U_{C0.3}$ 也存在微小的凸起（图 2c, d）。由此推测，在 E3 和 E7 事件的始涨潮相位，也有可能发生了重力流，但由于重力流流速所处的垂向区间小于 0.3 m，从而没有被捕捉到^[1,32]。

在 E6 和 E8 事件的始落潮相位，均有观测到异常离岸流速（图 3c, e, h, j），且均发生在 $SSC_{0.3}$ 大于 5 kg/m^3 期间（图 2 中的绿色阴影区域）。由此推测，在 E6 和 E8 事件发育期间，重力流持续的时间可能更久，但由于其厚度小于 0.3 m 而没有被观测到^[1,32]。

在本研究观测区域，已有研究报道过发生在低水位和高水位时段的重力流事件^[20,26]，近底高分辨率流速剖面（距底 0.3 m，分辨率为 0.01 m 一层）显示，近底异常离岸流速并不是仅发生在浮泥层发育期间的某一个相位，而是在浮泥层发育的整个时间段均有（见 Peng *et al.*^[20]中的图 5 和 Peng *et al.*^[26]中的图 3）。因此，在本研究观测到的浮泥层事件发育期间，极有可能均发生了重力流输运过程，只不过由于重力流厚度小于 0.3 m，导致在浮泥层事件发育期间的某些时段没有观测到重力流流速。

4.2 浮泥层与重力流的形成、维持和停止机理

浮泥层形成最可能的两种机制是（1）波浪导致的底床沉积物再悬浮^[2,8-14]，和（2）落

憩或涨憩时段上覆水体沉积物沉降^[2,37-38]。波浪事件前,对发生在低水位时段的浮泥层事件 E2,波浪轨道速度 (U_w) 小于 0.03 m/s (图 4e),说明波浪对底床沉积物的再悬浮作用是可以忽略的^[1]。因此,潮的作用是首要考虑因素。落憩相位前,当距底 0.3 m 处的沿岸流速 ($U_{A0.3}$) 减小到约 -0.17 m/s 时 (图 4 左边列子图的第一条黑色垂直虚线),距底 0.1 m 处的 SSC ($SSC_{0.1}$) 开始快速增大到大于 5 kg/m^3 ,而距底 0.3 m ($SSC_{0.3}$) 和 1 m (SSC_1) 处的 SSC 却不断减小 (图 4a, c)。落憩相位前后,即 $U_{A0.3}$ 从 -0.17 m/s 变化到 0.20 m/s 期间 (图 4 左边列子图的第一条和第二条黑色垂直虚线之间), $SSC_{0.1}$ 增大到 15.75 kg/m^3 的最大值后几乎保持不变, $SSC_{0.3}$ 先减小后增大, SSC_1 一直减小,且 $SSC_{0.3}$ 和 SSC_1 均小于 5 kg/m^3 ,说明上覆水体的沉积物沉降形成了约 0.1 m 厚的浮泥层^[37-38]。

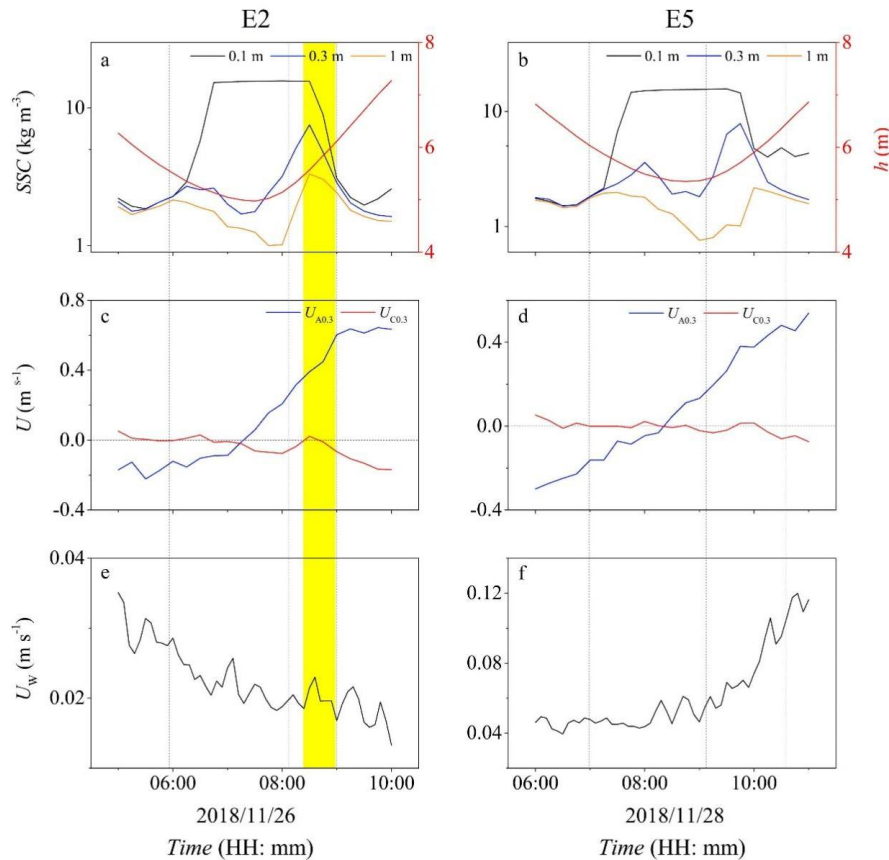


图 4 浮泥事件 E2 和 E5 的时间序列

(a, b) 水深 (h) 与距底 0.1、0.3 和 1 m 处的悬沙浓度 (SSC); (c, d) 距底 0.3 m 处的沿岸 ($U_{A0.3}$) 和跨岸 ($U_{C0.3}$) 流速; (e, f) 波浪轨道速度 (U_w); 流速正方向为沿岸向南和跨岸向海

Fig.4. Observed time-series of fluid-mud events E2 and E5

(a, b) water depth (h) and SSCs at 0.1, 0.3 and 1 m above sea bed (asb); (c, d) along-shore ($U_{A0.3}$) and cross-shore ($U_{C0.3}$) velocities at 0.3 m asb; and (e, f) wave orbital velocity (U_w). Positive current speeds denote offshore and southward alongshore directions

当 $U_{A0.3} > 0 \text{ m/s}$ 时, $SSC_{0.3}$ 开始增大, SSC_1 仍在减小。当 $U_{A0.3} > 0.20 \text{ m/s}$ 时, $SSC_{0.3}$ 和 SSC_1 均不断增大 (图 4a, c), 说明潮流不断悬浮近底浮泥层内的沉积物向上扩散^[12]。 $SSC_{0.3}$ 增

大到大于 5 kg/m^3 且一直大于 5 kg/m^3 的时间范围内, $U_{C0.3}$ 发生异常, 具有约 0.02 m/s 的离岸流速 (图 4 左边列子图的黄色阴影区域), 说明潮流导致的再悬浮触发了重力流, 并维持其运动^[11-14,20]。当 $U_{A0.3}$ 增大到大于 0.40 m/s 后 (图 4 左边列子图的第三条黑色竖直虚线), $SSC_{0.1}$ 、 $SSC_{0.3}$ 和 SSC_1 均快速降低 (图 4a, c), 指示了在潮流的作用下, 浮泥层内沉积物不断向上扩散, 直至浮泥层消亡^[1-2,12]。

需要指出的是, 针对 E2 事件期间 $SSC_{0.1}$ 不随时间变化的区间 (图 4a), 最可能的原因是真实浊度值超过了浊度仪的量程, 从而导致浊度仪测量到的浊度一直维持在量程最大值附近^[39]。因此, 真实的 $SSC_{0.1}$ 可能更高。

浮泥层事件 E1、E3 和 E4 也发生在波浪明显变大前的低水位时段, 且这些事件发育期间的近底 SSC 的变化情况同 E2 事件发育期间的近底 SSC 的变化情况类似 (图 2c)。因此, 可以认为, 对发生于波浪事件前低水位时段的浮泥层事件 E1 到 E4, 形成机理均为上覆水体的沉积物沉降^[37-38]。

与发生在波浪事件前的 E1 到 E4 事件相比, E5 和 E7 事件也发生在低水位前后, 但 E5 和 E7 发生在波浪事件期间 (图 2)。与 E2 事件相比, 在 E5 事件落憩相位前后, 即 $U_{A0.3}$ 从 -0.17 m/s 变化到 0.20 m/s 期间 (图 4 右边列子图的第一条和第二条竖直虚线之间), $SSC_{0.1}$ 同样是先急剧增大到 15.75 kg/m^3 的最大值后几乎保持不变, SSC_1 不断减小, 然而, $SSC_{0.3}$ 却是先增大后减小 (图 4b), 且 E5 事件期间的 U_w 大于 0.04 m/s (图 4f)。因此, 除了上覆水体的沉积物沉降这一触发机理外, 波浪再悬浮对 E5 事件的形成也有影响^[9-12,16]。在 E5 事件的始涨潮相位, 即 $U_{A0.3}$ 从 0.20 m/s 变化到 0.40 m/s 期间, 近底 SSC 的变化情况同 E2 事件始涨潮相位近底 SSC 的变化情况类似, 且也观测到了约 0.02 m/s 的异常离岸流速 (图 4b, d)。而且, 在 E5 事件始涨潮相位, U_w 从 0.04 m/s 增大到大于 0.10 m/s (图 4f)。因此, E5 事件始涨潮相位的重力流是由潮流和波浪共同导致的底部切应力维持^[1-2,9-14]。

虽然均是发生在波浪事件期间的低水位前后, 但与 E5 事件相比, 在 E7 事件的 $U_{A0.3}$ 从 -0.15 m/s 变化到 0.15 m/s 期间 (图 5 的第一条和第二条竖直虚线之间), $SSC_{0.1}$ 不断增大, $SSC_{0.3}$ 和 SSC_1 均是先增大后减小 (图 5a), 显现出很强的再悬浮特征。此阶段的 U_w 大于 0.05 m/s (图 5c), 且 $SSC_{0.1}$ 、 $SSC_{0.3}$ 和 SSC_1 增大期间, U_w 大于 0.08 m/s (图 5)。因此, 对 E7 事件, 波浪导致的底床沉积物再悬浮是其形成的主要机理, 上覆水体的沉积物沉降是次要机理^[9-13]。E7 事件始涨潮相位的近底 SSC 变化情况与 E2 和 E5 事件始涨潮相位的近底 SSC 变化情况大致相似, 即随着 $U_{A0.3}$ 不断增加, 潮流不断地悬浮近底约 0.1 m 厚的浮泥层内沉积物, 并致其向上扩散, 浮泥层因而消亡 (图 5a, b)^[32]。

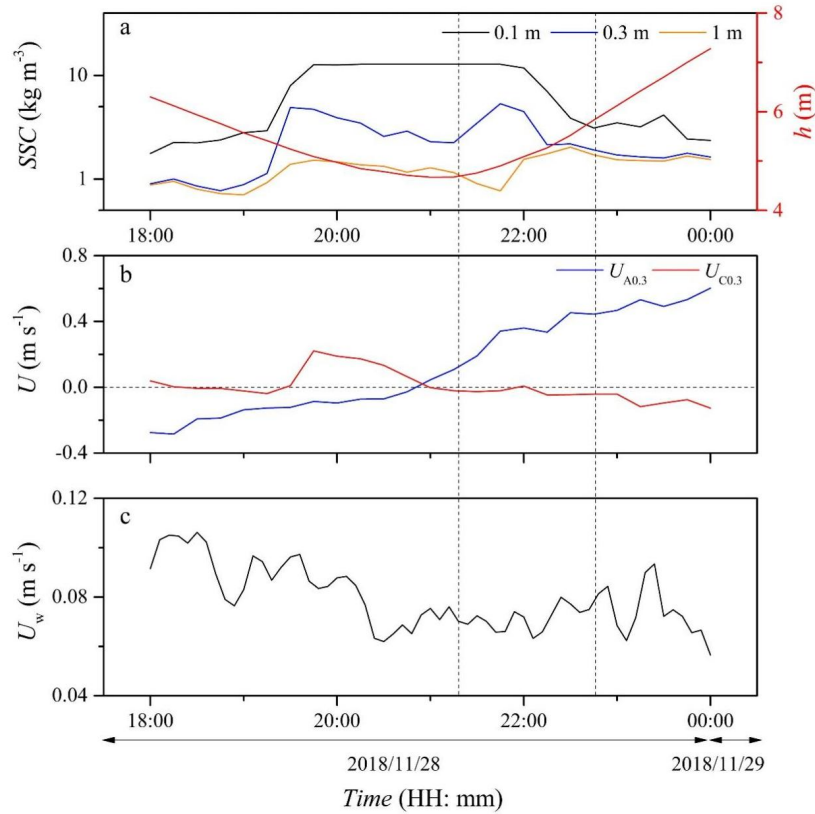


图5 浮泥事件 E7 的时间序列

(a) 水深 (h) 与距底 0.1 m、0.3 m 和 1 m 处的悬沙浓度; (b) 距底 0.3 m 处的沿岸 ($U_{A0.3}$) 和跨岸 ($U_{C0.3}$) 流速; (c) 波浪轨道速度 (U_w); 流速正方向为沿岸向南和跨岸向海

Fig.5 Observed time-series of fluid-mud event E7

(a) water depth (h) and SSCs at 0.1 m, 0.3 m and 1 m above sea bed (asb); (b) along-shore ($U_{A0.3}$) and cross-shore ($U_{C0.3}$) velocities at 0.3 m asb; and (c) wave orbital velocity (U_w). Positive current speeds denote offshore and southward alongshore directions

波浪事件期间, 浮泥层事件不仅发生在低水位时段, 也发生在高水位时段, 即 E6 和 E8 (图 2)。在 E6 和 E8 发育期间, $SSC_{0.1}$ 和 $SSC_{0.3}$ 均是先增大后减小 (图 6a, b), 呈现出明显的再悬浮特征。E6 事件期间的 U_w 均大于 0.09 m/s (图 6e), E7 事件期间的 U_w 均大于 0.05 m/s (图 6f)。因此, E6 和 E8 均是由波浪再悬浮底床沉积物而形成^[9-11,13]。在 E6 和 E8 事件的始落潮相位, 近底 SSC 的变化情况与 E2、E5 和 E7 事件始涨潮相位的近底 SSC 变化情况大致相似, 即随着 $U_{A0.3}$ 不断增加, 潮流不断地悬浮近底 0.1~0.2 m 厚的浮泥层内的沉积物, 并致其向上扩散, 浮泥层因而消亡 (图 6) [32]。

综上, 对本研究观测到的浮泥层与重力流的形成、维持和停止机理总结如下: 低水位时段上覆水体的沉积物沉降会形成约 0.1 m 厚的高浓度浮泥层 (E1~E4), 波浪再悬浮和上覆水体沉积物沉降的共同作用也会导致浮泥层事件在低水位时段形成 (E5, E7), 厚度约 0.1 m, 波浪的再悬浮作用会导致浮泥层事件在高水位时段形成 (E6, E8), 厚度为 0.1~0.2 m。浮泥层事件一旦形成后, 能在重力的作用下离岸下坡输运, 依靠潮致的底部切应力 (E2),

或波浪和潮流共同导致的底部切应力维持（E5~E8）。随着沿岸流速的增大，近底约 0.1~0.2 m 厚的浮泥层会被冲淡，直至消亡。以上基于本研究观测数据的推论，与重力流数值模拟研究得到的结果类似^[40]。

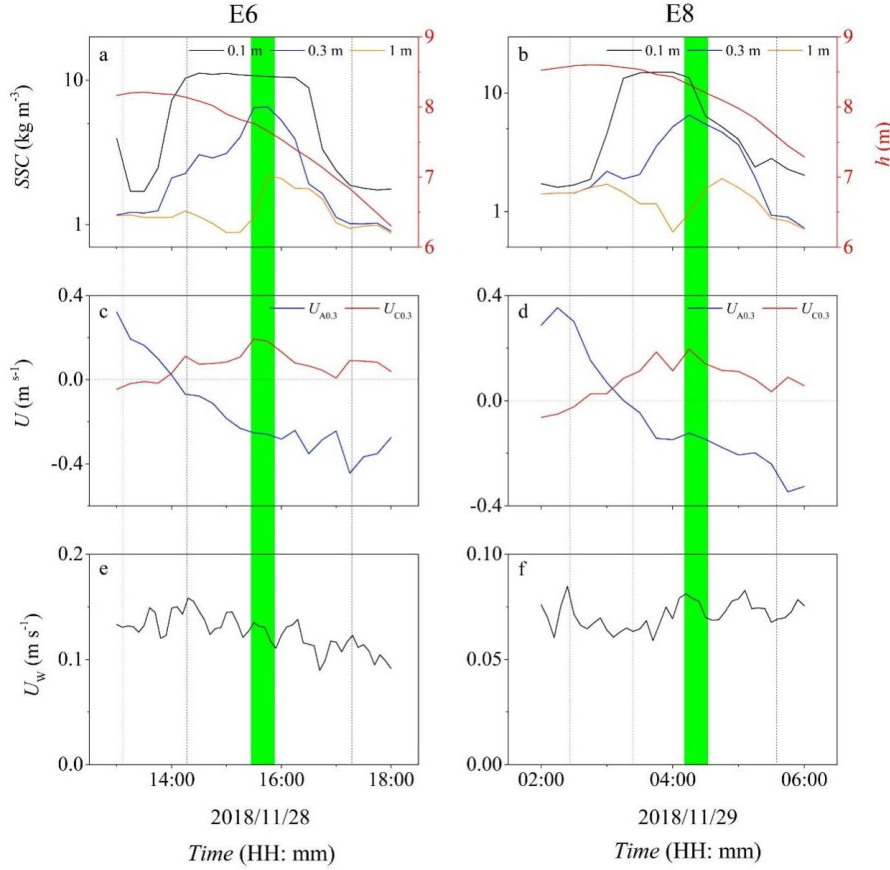


图 6 浮泥事件 E6 和 E8 的时间序列

(a, b) 水深 (h) 与距底 0.1 m、0.3 m 和 1 m 处的悬沙浓度 (SSC)；(c, d) 距底 0.3 m 处的沿岸 ($U_{A0.3}$) 和跨岸 ($U_{C0.3}$) 流速；(e, f) 波浪轨道速度 (U_w)；流速正方向为沿岸向南和跨岸向海

Fig.6. Observed time-series of fluid-mud events E6 and E8

(a, b) water depth (h) and SSCs at 0.1, 0.3 and 1 m above sea bed (asb); (c, d) along-shore ($U_{A0.3}$) and cross-shore ($U_{C0.3}$) velocities at 0.3 m asb; and (e, f) wave orbital velocity (U_w). Positive current speeds denote offshore and southward alongshore directions

4.3 理论模型运用

对于波浪和潮流支撑浮泥层这一比较特殊的重力流类型，Wright *et al.*^[1]基于观测数据，首次提出了理论分析模型。近 20 年来，该理论分析模型被广泛运用于重力流参数化和动力行为研究^[11-14,21-25]。Wright *et al.*^[1]的理论分析提出，重力流所受的重力驱动的离岸下坡梯度力和底部阻力处于平衡态，可表示为：

$$B \sin \alpha = C_D U_g |U_{max}| \quad (6)$$

式中：左边和右边分别代表浮力异常项和阻力项； $B=gsCH$ 是浮力异常； g 是重力加速度； s 是沉积物相对于海水的比重，取值为 1.6； $C=C_s/\rho_s$ 是基于浮泥层厚度平均的体积浓度； C_s

是基于浮泥层厚度平均的质量浓度； $\rho_s=2\ 650\ \text{kg/m}^3$ 是沉积物密度； H 是浮泥层的厚度； $\sin\alpha$ 是底床坡度。 C_D 是底部拖曳系数，取值 0.003， $U_{\max} = \sqrt{U_w^2 + V_c^2 + U_g^2}$ ，其中， U_w 、 V_c 和 U_g 分别为波浪轨道速度、浮泥层顶部的沿岸流速和重力流流速。

整体理查德森数 Ri_b 是 Wright *et al.*^[1] 理论分析模型的另一种描述方式：

$$Ri_b = \frac{B}{U_{\max}^2} \quad (7)$$

一般来说， B 和 U_g 难以在现场观测中直接获得，尤其是在早期的野外观测中。因此，通常假定沉积物物源供给是无限的，以 Ri_b 等于 0.25 的临界值作为重力流处于平衡态的边界^[1,41]。反馈机制如下：如果 $Ri_b < 0.25$ ，增加的湍流将会悬浮更多的沉积物，增大 Ri_b 到 0.25。反之，如果 $Ri_b > 0.25$ ，悬沙浓度梯度导致的沉积物分层将会抑制湍流，沉积物沉降，从而降低 Ri_b 到 0.25^[1,12,20-23]。

本研究中，近底可获得的最低层流速是距底 0.3 m 处的，可获得的近底悬沙浓度是距底 0.1 m、0.3 m 和 1 m 处的。因此，对观测到的重力流事件（距底 0.3 m 处的异常离岸流速和浮泥层同时发生），根据图 3 至图 6，取浮泥层厚度 $H=0.3\ \text{m}$ ， $U_g=0.2\ \text{m/s}$ ， $V_c=0.24\ \text{m/s}$ ， $U_w=0.09\ \text{m/s}$ ，观测站位的坡度为 0.007 2（图 1c）。

重写公式（6）得到：

$$C_s = \rho_s \frac{C_D U_g |U_{\max}|}{gsh \sin \alpha} \quad (8)$$

将上述基于观测数据选取好的参数代入公式（8），得到 $C_s=15.26\ \text{kg/m}^3$ 。重力流发育期间，实测距底 0.1 m 处的悬沙浓度约为 $15\ \text{kg/m}^3$ （图 3）。因此，由理论模型得到的距底 0.3 m 内深度平均的质量悬沙浓度与实测结果高度吻合。

或者，对观测到的重力流事件，假设湍流混合和沉积物分层之间的反馈达到平衡，即 $Ri_b=0.25$ 。重写公式（7）得到：

$$C_s = \rho_s \frac{Ri_b U_{\max}^2}{gsh} \quad (9)$$

将 $Ri_b=0.25$ 的临界值和其他上述基于观测数据选取好的参数代入公式（9），得到 $C_s=14.88\ \text{kg/m}^3$ ，同样与观测结果高度吻合。

拖曳系数（ C_D ）和整体理查德森数（ Ri_b ）是重力流参数化研究中的关键参数^[11-14,22-25]。近底高浓度浮泥层内的高分辨率悬沙浓度和流速剖面的野外观测，一直以来都是重力流研究的难点之一，尤其是在早期的野外观测中，从而导致浮力异常 B 和重力流流速 U_g 难以从野外观测中直接获得^[1-2]。因此，许多重力流参数化的研究，假设沉积物的供给是无限的，以

保证重力流始终处于临界分层状态,从而将 Ri_b 等于 0.25 的临界值用于实现模型闭合^[9-10,19-20]。模型给的 C_D 等于 0.003 的参考值,也是当 Wright *et al.*^[1]的理论浮力—阻力模型被用于重力流野外观测数据分析^[12-13,21]和数值模拟研究^[22-24]时,最常运用的 C_D 值。

本研究基于江苏海岸重力流观测数据,对重力流进行参数化后,不仅提供了又一个野外观测实例支持理论模型给的 C_D 等于 0.003 和 Ri_b 等于 0.25 的假设,也说明当 Wright *et al.*^[1]的理论浮力—阻力模型被用于野外重力流参数化^[1,12-13,21]和重力流数值模拟^[22-24]研究时, Ri_b 取值 0.25 和 C_D 取值 0.003 的合理性。

5 结论

(1) 2018 年秋季,在江苏海岸中部近岸海域实施的野外观测中,捕捉到了 8 次高浓度浮泥层事件,其中 5 次发生了短暂的重力流输运过程。

(2) 重力流由上覆水体沉积物沉降或波浪再悬浮底床沉积物形成,由潮致底部切应力或波浪与潮流共同导致的底部切应力维持,近底高浓度浮泥层内的沉积物在潮流的作用下,会不断向上扩散,重力流从而消亡。

(3) 本研究区域观测到的重力流的动力行为支持经典重力流浮力—阻力模型的使用。

致谢 南京大学樊一阳和林杭杰参加了野外工作和室内标定,广东海洋大学祁雅莉帮助绘图。谨致谢忱!

参考文献 (References)

- [1] Wright L D, Friedrichs C T, Kim S C, et al. Effects of ambient currents and waves on gravity-driven sediment transport on continental shelves[J]. *Marine Geology*, 2001, 175(1/2/3/4): 25-45.
- [2] Wright L D, Friedrichs C T. Gravity-driven sediment transport on continental shelves: A status report[J]. *Continental Shelf Research*, 2006, 26(17/18): 2092-2107.
- [3] Talling P J, Paull C K, Piper D J W. How are subaqueous sediment density flows triggered, what is their internal structure and how does it evolve? Direct observations from monitoring of active flows[J]. *Earth-Science Reviews*, 2013, 125: 244-287.
- [4] 操应长, 金杰华, 刘海宁, 等. 中国东部断陷湖盆深水重力流沉积及其油气地质意义[J]. *石油勘探与开发*, 2021, 48(2): 247-257. [Cao Yingchang, Jin Jiehua, Liu Haining, et al. Deep-water gravity flow deposits in a lacustrine rift Basin and their oil and gas geological significance in eastern China[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2021, 48(2): 247-257.]
- [5] 王华, 陈思, 蒋恕. 浅海背景下大型重力流沉积体能堆积与发育吗? [J]. *地球科学*, 2022, 47(10): 3867-3868. [Wang Hua, Chen Si, Jiang Shu. Can large gravity flow deposits accumulate and develop in shallow marine?[J]. *Earth Science*, 2022, 47(10): 3867-3868.]
- [6] 杨仁超, 李作福, 张学才, 等. 异重流沉积研究进展与展望[J/OL]. *沉积学报*, doi: 10.14027/j.issn.1000-0550.2023.008. [Yang Renchao, Li Zuofu, Zhang Xuecai, et al. Advances and perspectives in the study of hyperpycnal flow deposition[J/OL]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 10.14027/j.issn.1000-0550.2023.008.]
- [7] Kineke G C, Sternberg R W, Trowbridge J H, et al. Fluid-mud processes on the Amazon continental shelf[J]. *Continental Shelf Research*, 1996, 16(5/6): 667-696.

- [8] Sternberg R W, Cacchione D A, Paulso B, et al. Observations of sediment transport on the Amazon subaqueous delta[J]. *Continental Shelf Research*, 1996, 16(5/6): 697-715.
- [9] Ogston A S, Cacchione D A, Sternberg R W, et al. Observations of storm and river flood-driven sediment transport on the northern California continental shelf[J]. *Continental Shelf Research*, 2000, 20(16): 2141-2162.
- [10] Traykovski P, Geyer W R, Irish J D, et al. The role of wave-induced density-driven fluid mud flows for cross-shelf transport on the Eel River continental shelf[J]. *Continental Shelf Research*, 2000, 20(16): 2113-2140.
- [11] Traykovski P, Wiberg P L, Geyer W R. Observations and modeling of wave-supported sediment gravity flows on the Po prodelta and comparison to prior observations from the Eel shelf[J]. *Continental Shelf Research*, 2007, 27(3/4): 375-399.
- [12] Ma Y X, Wright L D, Friedrichs C T. Observations of sediment transport on the continental shelf off the mouth of the Waiapu River, New Zealand: Evidence for current-supported gravity flows[J]. *Continental Shelf Research*, 2008, 28(4/5): 516-532.
- [13] Hale R P, Ogston A S. In situ observations of wave-supported fluid-mud generation and deposition on an active continental margin[J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2015, 120(11): 2357-2373.
- [14] Flores R P, Rijnsburger S, Meirelles S, et al. Wave generation of gravity-driven sediment flows on a predominantly sandy seabed[J]. *Geophysical Research Letters*, 2018, 45(15): 7634-7645.
- [15] Gao S, Collins M B. Holocene sedimentary systems on continental shelves[J]. *Marine Geology*, 2014, 352: 268-294.
- [16] Nittrouer C A, Austin J A, Field M E, et al. Continental margin sedimentation: From sediment transport to sequence stratigraphy[M]. Malden: International Association of Sedimentologists, 2007.
- [17] 丁贤荣, 康彦彦, 茅志兵, 等. 南黄海辐射沙脊群特大潮差分析[J]. *海洋学报*, 2014, 36(11): 12-20. [Ding Xianrong, Kang Yanyan, Mao Zhibing, et al. Analysis of largest tidal range in radial sand ridges southern Yellow Sea[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2014, 36(11): 12-20.]
- [18] 任美铎. 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. [Ren Mei'e. Comprehensive investigation of the coastal zone and tidal land resources of Jiangsu province[M]. Beijing: China Ocean Press, 1986.]
- [19] 于谦, 王韞玮, 高抒. 潮汐与陆架环流作用下的悬沙输运: 江苏新洋港海岸冬季观测结果[J]. *南京大学学报(自然科学版)*, 2014, 50(5): 626-635. [Yu Qian, Wang Yunwei, Gao Shu. Tide and continental shelf circulation induced suspended sediment transport on the Jiangsu coast: Winter observations out of Xinyanggang[J]. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences)*, 2014, 50(5): 626-635.]
- [20] Peng Y, Yu Q, Du Z Y, et al. Gravity-driven sediment flows on the shallow sea floor of a muddy open coast[J]. *Marine Geology*, 2022, 445: 106759.
- [21] Yu Q, Wang Y W, Shi B W, et al. Physical and sedimentary processes on the tidal flat of central Jiangsu coast, China: Headland induced tidal eddies and benthic fluid mud layers[J]. *Continental Shelf Research*, 2017, 133: 26-36.
- [22] Scully M E, Friedrichs C T, Wright L D. Application of an analytical model of critically stratified gravity-driven sediment transport and deposition to observations from the Eel River continental shelf, northern California[J]. *Continental Shelf Research*, 2002, 22(14): 1951-1974.
- [23] Scully M E, Friedrichs C T, Wright L D. Numerical modeling of gravity-driven sediment transport and deposition on an energetic continental shelf: Eel River, northern California[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2003, 108(C4): 3120.
- [24] Ozdemir C E. Turbulence-resolving, two-phase flow simulations of wave-supported gravity flows: A conceptual study[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2016, 121(12): 8849-8871.
- [25] Han Z C, Horner-Devine A R, Ogston A S, et al. The role of sand in wave boundary layers over primarily muddy seabeds: Implications for wave-supported gravity flows[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2021, 126(5): e2020JC016621.
- [26] Peng Y, Yu Q, Du Z Y, et al. The dynamics of wave and current supported gravity flows: Evaluation of drag coefficient and bulk Richardson number[J]. *Marine Geology*, 2022, 454: 106947.
- [27] Wang X H, Qiao F L, Lu J, et al. The turbidity maxima of the northern Jiangsu shoal-water in the Yellow Sea, China[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2011, 93(3): 202-211.
- [28] Du Z Y, Yu Q, Peng Y, et al. The Formation of coastal turbidity maximum by tidal pumping in well-mixed inner shelves[J]. *Journal*

- of Geophysical Research: Oceans, 2022, 127(4): e2022JC018478.
- [29] 杨阳. 江苏中部海岸晚第四纪沉积物来源及环境演化[D]. 南京: 南京大学, 2017. [Yang Yang. Late Quaternary sediment provenance and environment evolution on the central Jiangsu coast[D]. Nanjing: Nanjing University, 2017.]
- [30] Xing F, Wang Y P, Wang H V. Tidal hydrodynamics and fine-grained sediment transport on the radial sand ridge system in the southern Yellow Sea[J]. Marine Geology, 2012, 291-294: 192-210.
- [31] Andersen T J, Fredsoe J, Pejrup M. In situ estimation of erosion and deposition thresholds by acoustic Doppler velocimeter (ADV)[J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 2007, 75(3): 327-336.
- [32] Eidam E F, Ogston A S, Nittrouer C A. Formation and removal of a coastal flood deposit[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2019, 124(2): 1045-1062.
- [33] Wang Y W, Peng Y, Du Z Y, et al. Calibrations of suspended sediment concentrations in high-turbidity waters using different in situ optical instruments[J]. Water, 2020, 12(11): 3296.
- [34] Wiberg P L, Sherwood C R. Calculating wave-generated bottom orbital velocities from surface-wave parameters[J]. Computers & Geosciences, 2008, 34(10): 1243-1262.
- [35] Soulsby R. Dynamics of marine sands[M]. London: Thomas Telford Publishing, 1997.
- [36] Kim S C, Friedrichs C T, Maa J P Y, et al. Estimating bottom stress in tidal boundary layer from acoustic Doppler velocimeter data[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2000, 126(6): 399-406.
- [37] Parsons J D, Bush J W M, Syvitski J P M. Hyperpycnal plume Formation from riverine outflows with small sediment concentrations[J]. Sedimentology, 2001, 48(2): 465-478.
- [38] Ayranci K, Lintern D G, Hill P R, et al. Tide-supported gravity flows on the Upper delta front, Fraser River delta, Canada[J]. Marine Geology, 2012, 326-328: 166-170.
- [39] Kineke G C, Sternberg R W. Measurements of high concentration suspended sediments using the optical backscatterance sensor[J]. Marine Geology, 1992, 108(3/4): 253-258.
- [40] Haddadian S, Ozdemir C E, Goodlow B L, et al. Direct numerical simulations of miniature along-shelf current-supported turbidity currents: Conceptual investigation of velocity structure and drag coefficient[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2021, 126(8): e2020JC016736.
- [41] Trowbridge J H, Kineke G C. Structure and dynamics of fluid muds on the Amazon continental shelf[J]. Journal of Geophysical Research, 1994, 99(C1): 865-874.

Gravity-driven Sediment Flows in the Shallow Water off Central Jiangsu Coast

PENG Yun¹, YU Qian¹, WAN JieYing¹, DU ZhiYun¹, WANG Li², WANG YunWei³, GAO Shu¹

1. School of Geography and Ocean Science, Nanjing University, Nanjing 210023, China

2. State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200062, China

3. School of Marine Science and Engineering, Nanjing Normal University, Nanjing 210023, China

Abstract: [Objective] An enhanced understanding of the underlying physical mechanisms governing the dispersal of terrestrial sediments into the deep ocean, together with their accompanying nutrients and contaminants, has long been one of the most fundamental components of sediment source-to-sink studies. Over the past three decades, wave- and current-supported gravity flows (WCSGFs) have been recognized as the predominant physical mechanism responsible for the cross-shelf transport of fine-grained sediment and the morphological evolution of numerous

coastal and continental shelves worldwide. Despite their significant impact, it has continued to be an ongoing challenge to quantify the transport dynamics of WCSGFs due to their localized, episodic and ephemeral nature. Inadequate *in-situ* observations have hindered a comprehensive understanding of the transport processes of WCSGFs. [Methods] To address this gap in knowledge, a field campaign was conducted by deploying an instrumented tripod system from 07:00 h on November 25, 2018, to 08:30 h on November 29, 2018, off the central Jiangsu coast, China. A cross-shore bathymetric profile, obtained from a multibeam echo-sounder survey conducted in August 2018, served as a baseline. The instrumented tripod system was deployed at a depth of 7.00 m relative to the mean sea level indicated by the cross-shore bathymetric profile. [Results] Analysis of the collected time-series data revealed multiple instances of intermittent high suspended sediment concentration (SSC) values exceeding $5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, with durations ranging from 0.25 to 2.75 hours, indicative of fluid mud development. Notably, these fluid-mud events occurred during tidal slack water and exhibited a thickness of approximately 0.3 m. Vertical SSC gradients became prominent when SSCs reached around $5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, establishing a critical threshold for distinguishing between overlying flow and the near-bed fluid-mud layer. The presence of anomalously large near-bottom, offshore-directed current velocities coinciding with thin fluid-mud events unequivocally confirmed the occurrence of WCSGF events. In total, eight fluid-mud events were identified, of which five gave rise to WCSGF events. The observed WCSGF events were subjected to parameterization using a buoyancy-friction model, yielding a depth-averaged suspended sediment concentration within the fluid-mud layer equivalent to an average mass concentration over the bottom meter of the water column. [Conclusion] During storm events, unconsolidated sediments could be re-suspended by strong wave-induced shear stress, forming a fluid-mud layer that subsequently moved downslope under the influence of gravity, manifested as WCSGFs. In weak wave conditions, sediment settling from the overlying fluid during low slack water also had the potential to create a near-bed fluid-mud layer. When the settling sediment reached a critical excess density, WCSGF initiation ensued. Maintenance of WCSGFs depended on either current-induced bed stress or a combination of wave- and current-induced bed stress. Importantly, the observed WCSGF events were of short duration and were not observed during peak ebb and peak flood phases when stronger near-bottom currents prevailed. This suggests that the upward dispersion of bottom sediment within the near-bed fluid-mud layer contributed to the cessation of WCSGFs. The observed WCSGF events in the shallow water off the central Jiangsu coast provides yet another case study in support of the use of the classical theoretical existing buoyancy-friction model.

Key words: gravity flow; fluid-mud layer; buoyancy-friction model; sediment transport; Jiangsu coast