

李逸冰, 刘乐军, 高珊, 等. 陆架斜坡对内孤立波的动力响应特性试验研究[J]. 海洋学报, 2021, 43(3): 126–134. doi:10.12284/hyxb2021001  
Li Yibing, Liu Lejun, Gao Shan, et al. Experimental study on dynamic response characteristics of continental shelf slope to internal solitary waves[J]. Haiyang Xuebao, 2021, 43(3): 126–134. doi:10.12284/hyxb2021001

# 陆架斜坡对内孤立波的动力响应特性试验研究

李逸冰<sup>1</sup>, 刘乐军<sup>1\*</sup>, 高珊<sup>1</sup>, 张毅<sup>2</sup>, 熊学军<sup>1</sup>

(1. 自然资源部第一海洋研究所 海洋工程环境研究中心, 山东 青岛 266061; 2. 中国海洋大学 海洋环境与工程学院, 山东 青岛 266100)

**摘要:** 针对内孤立波在行进过程中遇到海底斜坡会对海底产生力的作用, 不同坡度斜坡对内孤立波的动力响应应该存在差异。本文通过水槽中制造内波, 对不同角度的斜坡对内孤立波的动力响应过程进行了研究。结果表明, 内孤立波通过陆架斜坡上方, 会造成斜坡沉积物超孔隙水压力的积累; 在相同振幅条件下, 缓坡沉积物动力响应的幅度比陡坡沉积物大; 随着振幅的增加, 缓坡发生动力破坏程度大于陡坡; 在斜坡沉积物稳定性受到破坏之前, 超孔隙水压力的积累和释放同时存在, 内孤立波振幅的增大会加剧超孔隙水压力的释放。该结果对于斜坡沉积物在内孤立波作用下失稳破坏的动力学研究及斜坡稳定性分析将起到指导作用。

**关键词:** 陆架斜坡; 斜坡沉积物; 内孤立波; 动力响应; 坡度

中图分类号: P731.2

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2021)03-0126-09

## 1 引言

内孤立波是一种振幅大、周期短的非线性内波, 常存在于斜压内潮大的近海大陆架、大陆坡海区<sup>[1]</sup>。内孤立波在陆坡和陆架坡折发生浅化、变形或破碎, 并在近海底区域产生强烈的紊动混合和能量耗散<sup>[2-3]</sup>。这些过程伴随着强烈的海流脉动, 会对海洋能量传递、物质搬运、生物地球化学循环以及海洋工程与军事安全等产生极为重要的影响。内孤立波浅化破碎造成的沉积物运移也被认为是海底地貌塑造, 如沙波、沉积物波、海底沟槽等发育的重要因素<sup>[4-5]</sup>。内波在海底产生的强烈扰动和强剪切力也能导致海底失稳<sup>[6]</sup>, 引发海底滑坡<sup>[7]</sup>, 进而对海底资源开采、输运等工程设施的安全产生威胁。

最近几年, 研究者通过现场观测、实验室物理模拟和数值模拟等方法, 研究内孤立波与沉积物间的动

力作用, 如内孤立波浅化过程中底部边界的变化<sup>[8]</sup>, 内孤立波对沉积物的再悬浮的作用<sup>[9-15]</sup>以及内波入射到不同类型海底发生的动力及能量转化过程<sup>[16]</sup>。而在众多内孤立波对海底沉积物的动力作用研究中, 研究者主要集中在内孤立波破碎引起的强烈紊动和剪切力对海底沉积物的动力作用, 探讨不同破碎形式和动力过程对沉积物的作用过程<sup>[17-21]</sup>。

然而, 对于内孤立波从浅化到破碎前的阶段, 海底沉积物所产生的动力响应过程研究较少。实际上, 在内孤立波通过海底陆架斜坡沉积物上方的过程中, 亦会对坡脚及斜坡不同位置造成动力响应, 且不同坡度的陆架斜坡对内孤立波作用的响应亦有差异。为此, 本文开展了海床沉积物在内孤立波行进过程的动力响应研究, 通过开展室内水槽物理模拟实验, 研究内孤立波振幅与坡度对海床沉积物动力响应的影响。

收稿日期: 2020-09-28; 修订日期: 2020-11-04。

基金项目: 全球变化与海气相互作用专项(GASI-GEOGE-05-03); 国家自然科学基金面上项目(4876061)。

作者简介: 李逸冰(1996—), 男, 山东省潍坊市人, 从事海洋灾害地质与工程地质方面研究。E-mail: yibing\_l@163.com

\* 通信作者: 刘乐军, 男, 研究员, 主要从事海洋灾害地质与工程地质方面研究。E-mail: liulj@fio.org.cn

## 2 试验方法

### 2.1 试验设计

试验在中国海洋大学环境科学与工程学院的波浪水槽中进行。水槽尺度为 12.5 m(长)×0.5(宽)m×

0.7 m(高), 如图 1 所示。内孤立波生成区在水槽右侧(靠近水槽的造波段), 造波采用重力塌陷的方式, 通过调节上、下层流体的密度差以产生不同振幅的内波。生成的内波经传播区(水槽中段)到达波土作用区(靠近水槽的消波段), 该位置设置斜坡(坡高 0.3 m)来模拟陆坡地形(图 1)。

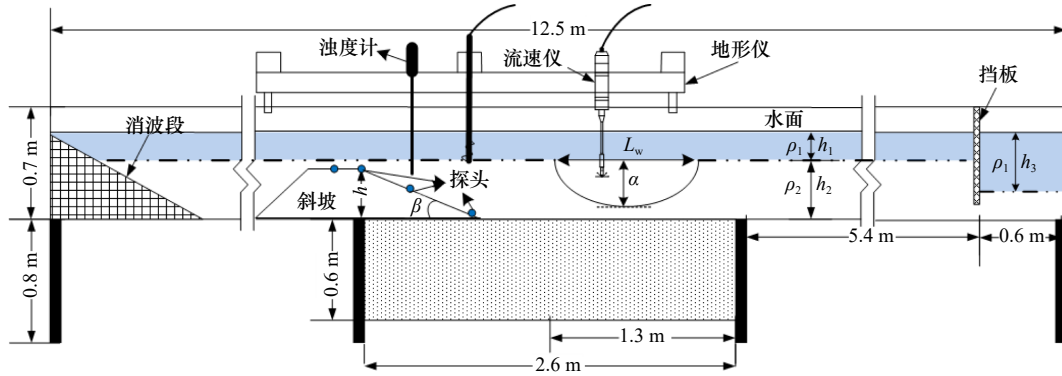


图 1 实验水槽设计示意图

Fig. 1 Schematic diagram of experimental water sink design

锁定区域的长度为 0.6 m, 上层流体厚度  $h_1$  为 0.1 m, 下层流体厚度  $h_2$  为 0.4 m, 通过调节上层、下层流体的密度差产生不同振幅的内孤立波, 具体参数见表 1, 且保证所产生的内孤立波均属于下凹型( $h_1/h_2 \leq \sqrt{\rho_1/\rho_2}$ )。

试验所用土体为取自黄河三角洲的粉质土, 其粒径级配如图 2 所示。根据试验需要设置不同坡度

(3°、6°、9°)的斜坡, 在斜坡坡脚、坡中、坡顶及顶中位置, 分别设置一组土压传感器和孔压传感器, 传感器精度为 0.5%, 传感器上覆土体厚度约 2 cm(图 3)。为保证坡上每次试验传感器埋设位置相同, 取与斜坡斜边等长的支架, 将一个土压传感器和一个孔压传感器为一组, 分别连接在支架两端和中点, 并将支架埋设在斜坡斜面上。

表 1 实验室模拟内孤立波的设计参数

Table 1 Design parameter of laboratory simulation internal solitary wave

振幅/cm	上层流体密度 $\rho_1$ /( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ )	下层流体密度 $\rho_2$ /( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ )
12	998	1 020
14	998	1 024
15	998	1 028

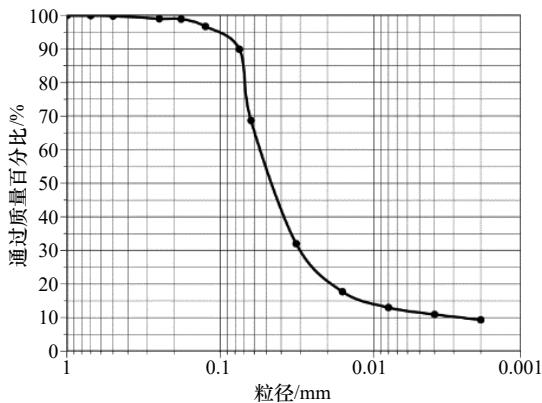


图 2 实验用土粒径级配曲线

Fig. 2 Gradation curve of soil particle size for experiment

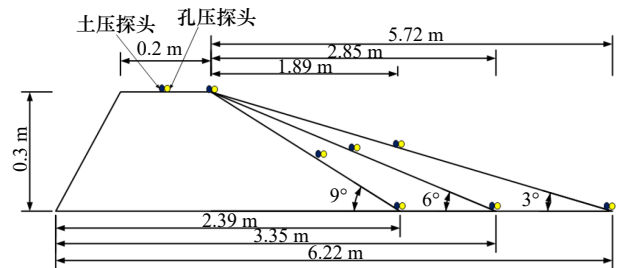


图 3 斜坡坡形及传感器布置示意图

Fig. 3 Schematic diagram of slope shape and sensor layout

### 2.2 试验过程

共进行了 9 组(3 个坡度和 3 个振幅)水槽模拟试验, 每组试验的步骤相同。

(1)在水槽内加入砾石作为斜坡骨架, 砾石坡坡高 0.2 m, 然后将混合均匀的土样铺设在水槽中。

(2)待斜坡制作完成, 在斜坡表层设置传感器, 各仪器布设完毕后, 接通主机进行调试。

(3)按照表 1 的设计参数, 制备分层水, 盐水深度设置为 0.4 m, 上层染色清水深度为 0.1 m, 注水完成后静置 24 h, 使得斜坡土体力学性质稳定。

(4)待土体和水体基本稳定后,打开各测试仪器进行数据采集与存储。

(5)抽出闸板利用流体重力塌陷,从而产生相应振幅的内孤立波,以模拟单次波对斜坡沉积物的扰动。

(6)利用高频相机观测并记录内孤立波的生成以及斜坡表面沉积物的形态变化,同时记录作用过程中的内孤立波参数(振幅、周期和波形)和孔隙水压力等参数。

每一组实验结束后,放空水槽,将水槽内的斜坡清理出去,并按下一组实验参数重新铺设,重复实验步骤。本实验实验设计和过程参考文献[22]。

### 2.3 数据处理方法

将试验过程中记录的坡脚、坡中和坡顶等位置处的孔隙水压力  $P$  减去静水压力  $P_0$  得到超孔隙水压力 ( $\Delta P = P - P_0$ ),并将其绘制成超孔隙水压力变化时程曲线。在对表层土压力的变化过程进行分析时,将试验中记录的坡脚和坡中的压强数据进行归一化处理,并绘制成压强变化时程曲线。在时程曲线绘制过程时,将内孤立波开始时间定为 0 s。

## 3 试验结果

### 3.1 不同坡度斜坡孔压响应特征

通过比对不同坡度斜坡在相同振幅内孤立波作用下,超孔隙水压力变化的时程曲线(图4),分析斜坡坡度在动力作用过程中的影响规律。每个过程

中,行进的内孤立波特性和均相同,振幅为 12 cm,周期为 15 s。

如图4a、图4c和图4e所示,当内波行进通过斜坡上方时,不同坡度斜坡的坡脚均发生了超孔隙水压力上升的情况。具体表现为:(1)超孔隙水压力上升后逐渐稳定且没有下降,表明在内孤立波通过斜坡坡脚上方沉积物时,会发生超孔隙水压力的积累;(2)斜坡角度的变化会造成坡脚超孔隙水压力积累量的不同;(3)通过超孔隙水压力稳定的时间长度可以发现,内孤立波在不同坡度斜坡的坡脚上作用的时间不同,缓坡作用时间短,陡坡作用时间长。

坡中沉积物超孔隙水压力的变化(图4b、图4d和图4f)与坡脚沉积物不同,3°和6°斜坡的坡中沉积物超孔隙水压力不再发生积累,9°斜坡的坡中沉积物产生了超孔隙水压力的积累,但积累量远小于9°斜坡坡脚沉积物。坡中和坡脚沉积物超孔压响应的差异,表明在内孤立波爬坡过程中的动力效应发生了改变。

为揭示图4b中3°斜坡坡中出现负压力现象的意义,通过试验过程观察到,15 cm振幅内孤立波破碎引起9°斜坡的坡顶出现明显的斜坡沉积物悬浮(图5),并绘制其超孔隙水压力时程曲线(图6),发现9°斜坡的坡顶沉积物超孔隙水压力时程曲线为负值并持续减小。据此分析,当超孔隙水压力为负且持续减小时,斜坡沉积物的稳定性发生了破坏。而在图4d中6°坡坡中出现的负压力回弹过程,在内孤立波作用前

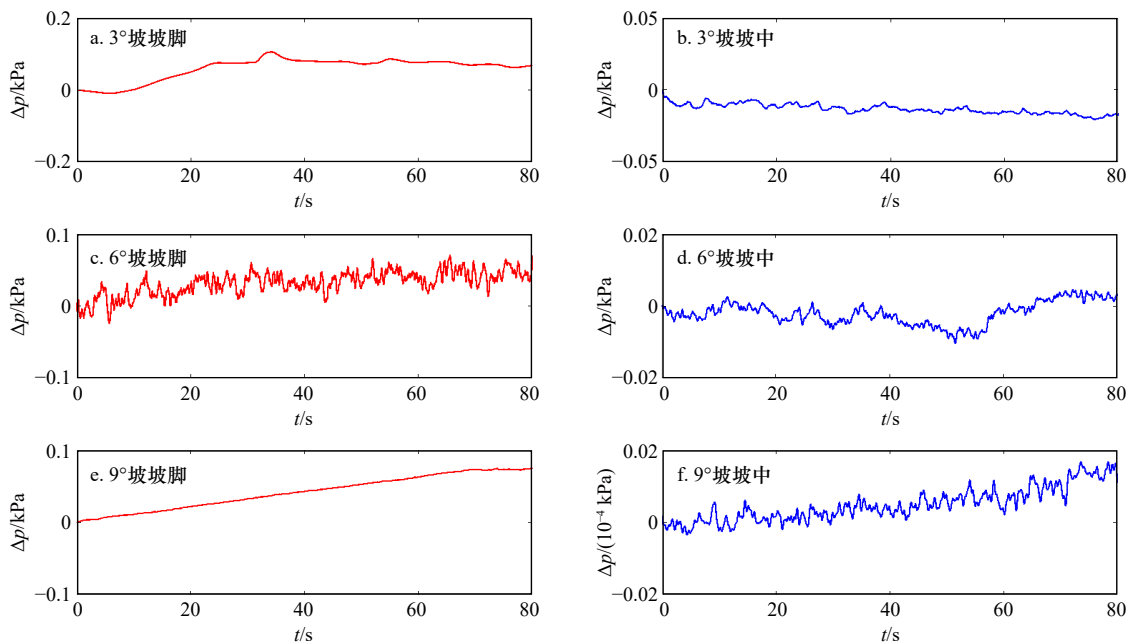


图4 振幅为 12 cm 时不同坡度坡脚与坡中处超孔隙水压力时程曲线  
Fig. 4 Time-history curve of excess pore water pressure at the toe of different slopes and the middle of the slope with an amplitude of 12 cm

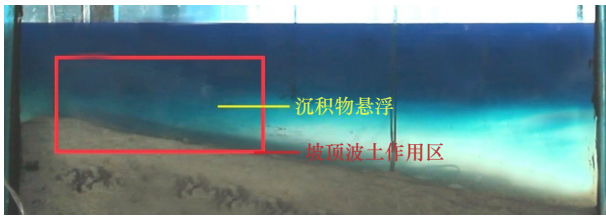


图5 振幅 15 cm 内孤立波破碎引起 9° 斜坡坡顶沉积物悬浮

Fig. 5 Breaking of solitary waves within 15 cm amplitude causes suspension of 9° slope top sediment

后,其超孔隙水压力并未发生改变,在实验过程中也没有观察到沉积物质悬浮的现象。因此可将内孤立波在该 6° 坡中位置,对沉积物的作用过程理解为弹性作用过程。

### 3.2 不同振幅作用下斜坡孔压响应特征

图 7 为 3° 斜坡坡脚和坡中在不同振幅内孤立波作用下(12 cm、14 cm、15 cm)超孔隙水压力变化的时程曲线。对于坡脚处的动力响应而言,在内孤立波振幅逐渐增大的情况下,沉积物表现为一个由超孔隙水压力积累到沉积物稳定性破坏的过程。其中,在 14 cm 振幅作用下,3° 斜坡坡脚出现阶梯状攀升,且变化量级稳定,超孔隙水压力积累总量小于 12 cm 振幅作用下超孔隙水压力积累量。表明可能存在因振幅增大引起的其他动力过程,其主导了超孔隙水压力的释放,但释放总量小于超孔压积累量。

随着振幅的增大,坡中沉积物超孔隙水压力的变

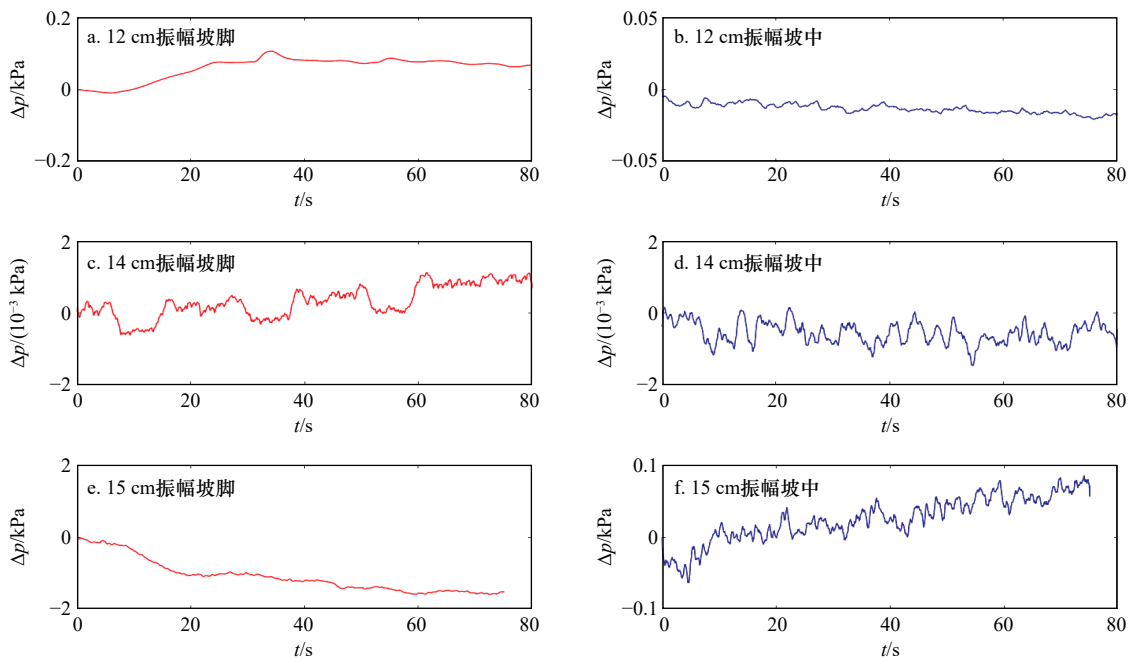


图 7 不同振幅作用下 3° 斜坡坡脚与坡中处超孔隙水压力时程曲线

Fig. 7 Time-history curve of excess pore water pressure at the foot of the slope and the middle of the slope under different amplitudes

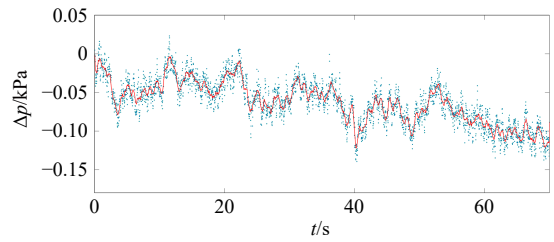


图 6 振幅 15 cm 时 9° 斜坡坡顶超孔隙水压力时程曲线  
Fig. 6 Time-history curve of excess pore water pressure at the top of 9° slope with an amplitude of 15 cm

化与坡脚沉积物差别很大,具体表现为: 12 cm 振幅作用下坡中超孔隙水压力出现负值并持续减小; 14 cm 振幅作用下坡中超孔隙水压力出现负值但变化程度很小; 15 cm 振幅作用下坡中超孔隙水压力上升。我们认为此现象是由于内孤立波在爬坡过程中,由于地形变化,上下层不同密度流体之间发生了垂向混合。

## 4 分析与讨论

### 4.1 内孤立波通过时斜坡孔压响应分析

为分析波直接作用时斜坡沉积物动力响应过程,绘制了内孤立波从第一个波峰到第二个波峰通过坡脚点的时间段内,坡脚沉积物超孔隙水压力变化情况(图 8)。可以发现在内孤立波通过时间内,孔压变化最为剧烈,且为单向变化,表明内孤立波行进过程中切实对斜坡沉积物造成的动力扰动。在斜坡沉积物响应过程中,超孔隙水压力变化的峰值并未与内孤立

波波谷对应,因此斜坡沉积物对内孤立波的动力响应过程存在滞后性。在完整内孤立波通过过程中,3°斜坡(缓坡)对内孤立波的动力响应最为剧烈,且动力响应结果随内孤立波振幅的改变变化程度大,表明3°斜坡对于内孤立波的动力作用更为敏感。

### 4.2 不同坡度斜坡动力响应特性分析

通过甄别内孤立波振幅变化条件下,不同坡度斜坡的坡脚和坡中沉积物超孔隙水压力响应的差异(图9),总结斜坡坡度对沉积物动力响应的效应。

就斜坡相同位置(坡脚或坡中)对内孤立波动力作用的响应程度而言,3°斜坡响应程度变化大,6°斜坡次之,9°斜坡最小,明显出现随着坡度的增大响应程度减小的现象。该现象表明缓坡沉积物的对内孤立波动力作用的响应更加敏感。而无论振幅还是位置变化,3°斜坡总是最先达到较为稳定的状态,即最快完成动力响应,6°斜坡次之,9°斜坡最慢。体现了动力响应的的时间随着坡度的增大而延长,且斜坡动力响应的的时间也随着内孤立波振幅的增大而延长。

由于9°斜坡变化幅度较小不便观察,因此单独绘

制了9°斜坡超孔隙水压力时程曲线(图10)。可以发现,9°斜坡坡脚在振幅增大后,并未像其他角度斜坡一样,稳定性发生破坏。这进一步表明内孤立波的动力效应会随着斜坡坡度的变化而发生改变,斜坡坡度的增大会引起沉积物的动力响应程度的减弱。综上,在相同振幅条件下,缓坡沉积物动力响应的程度比陡坡沉积物大,而随着振幅的增加,缓坡发生动力破坏程度大于陡坡。

### 4.3 斜坡坡脚沉积物动力响应过程分析

通过实验观察到,坡脚沉积物随着内孤立波振幅增大,超孔隙水压力出现由近似直线上升(图7a)到明显的阶梯状攀升(图7c)的变化。表明存在因内孤立波振幅增大引起的超孔隙水压力的释放过程。揭示了在斜坡沉积物稳定性受到破坏之前,超孔隙水压力的积累和释放同时存在,而振幅的增大会导致超孔隙水压力的释放增加。

进而绘制不同振幅作用下6°坡坡脚超孔隙水压力时程曲线(图11),分析并总结规律。与3°斜坡相同,随着振幅增大,6°斜坡坡脚超孔隙水压力也出现

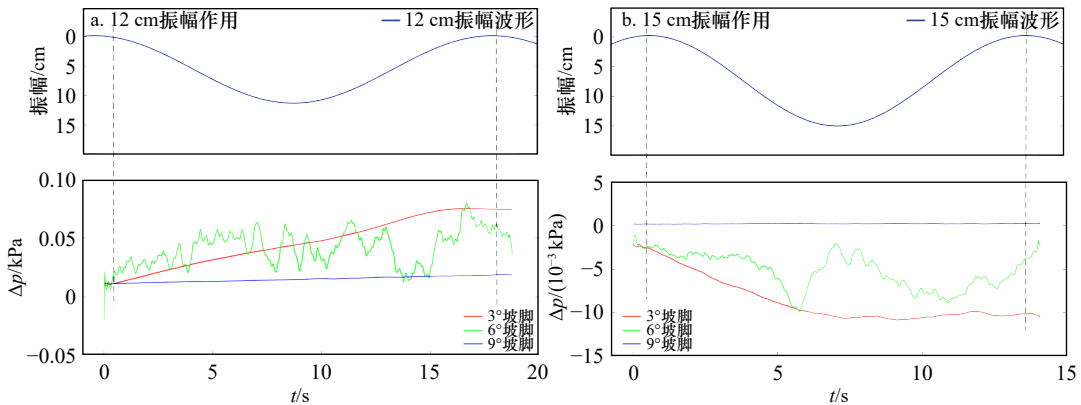


图8 模拟内波通过各角度斜坡坡脚处的孔压响应时程曲线

Fig. 8 Time history curve of pore pressure response of simulated internal waves passing through the slope toe of various angles

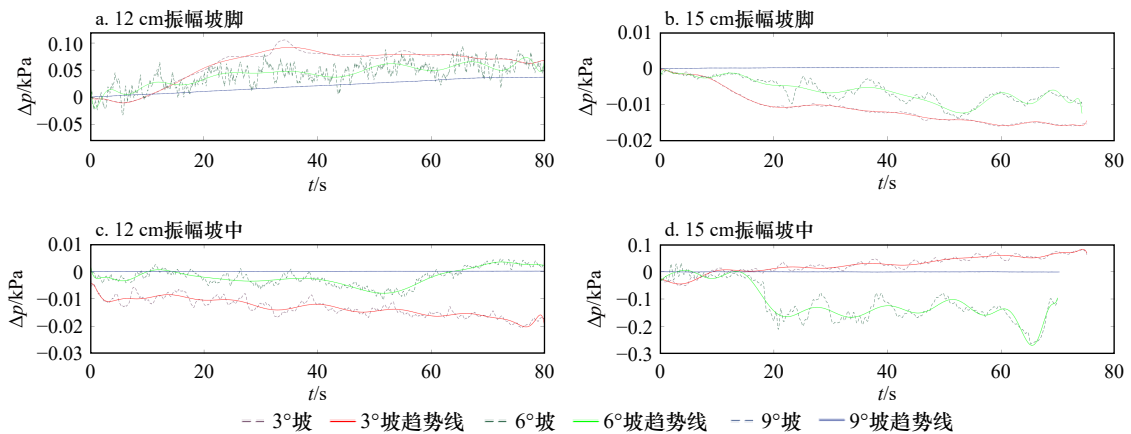


图9 不同振幅作用下不同坡度坡脚和坡中超孔压响应对比曲线

Fig. 9 Comparison curves of response of excess pore pressure in toe slopes with different slopes under different amplitudes

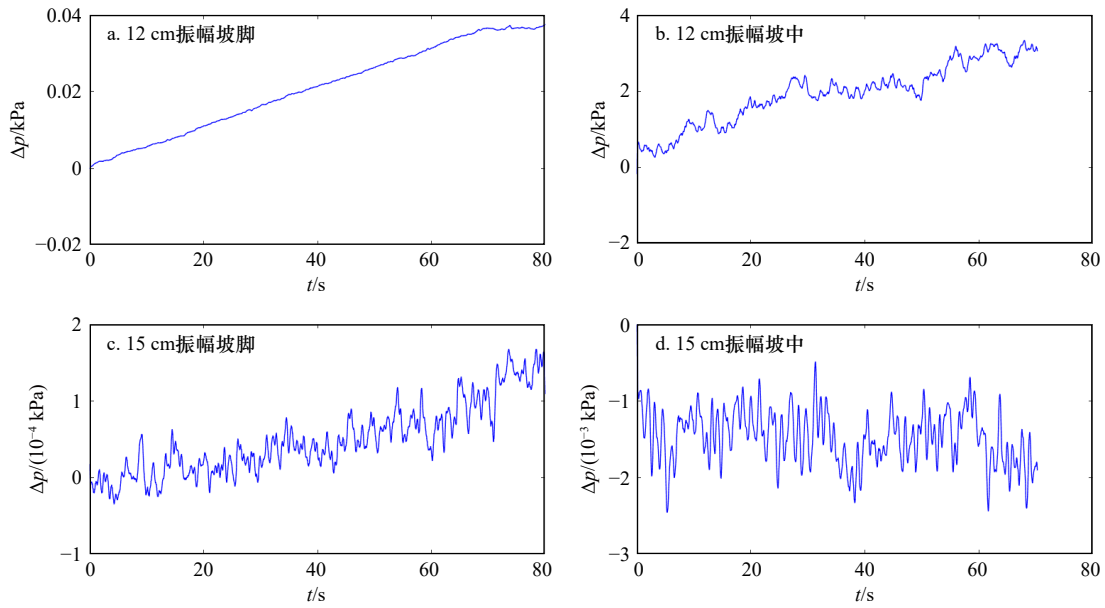


图 10 不同振幅作用下 9°坡超孔隙水压力时程曲线

Fig. 10 Time-history curve of 9° slope excess pore water pressure under different amplitudes

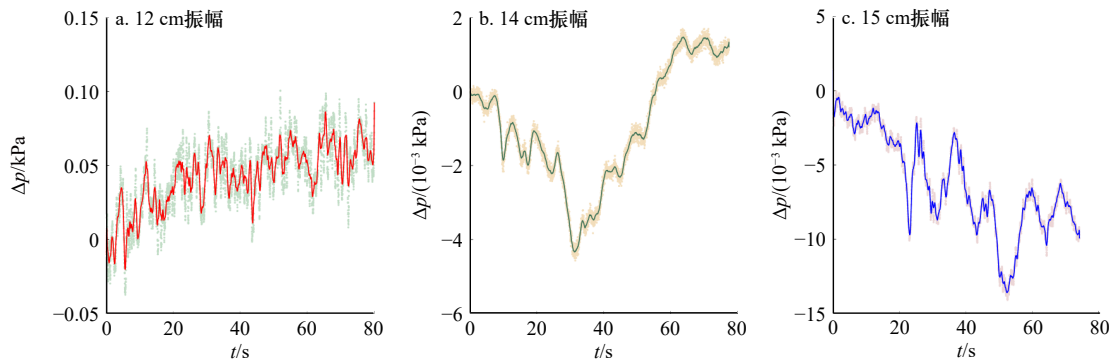


图 11 不同振幅作用下 6°坡坡脚超孔隙水压力时程曲线

Fig. 11 Time-history curve of excess pore water pressure at the foot of the 6° slope under different amplitudes

了类似的超孔隙水压力变化过程。与 14 cm 振幅作用下的 3°斜坡出现类似于弹性的起伏过程相似(图 7c), 在 14 cm 振幅作用下, 6°斜坡坡脚出现了负超孔隙水压力并回弹, 最终却造成了超孔隙水压力积累(图 11b)。

这可以推断出, 在内孤立波对沉积物坡脚造成的动力作用达到峰值时, 如果不足以使斜坡沉积物稳定性发生实质性的破坏, 内孤立波振幅的增大会加剧超孔隙水压力的释放, 并在动力作用峰值过后, 造成超孔隙水压力的积累。

#### 4.4 内孤立波爬坡过程中动力效应变化分析

通过模拟结果发现, 坡中位置处的孔压响应与坡脚处存在差异(图 7)。理论上, 振幅增大可以提供更大的动力作用, 进而产生更大的破坏。而实验结果发现, 坡中位置随着内孤立波振幅增大破坏程度反而减

小。这表明内孤立波在爬坡过程中的动力效应出现了变化。由于在动力过程中, 超孔隙水压力的变化会随着表面压强变化。通过绘制不同振幅作用下 3°斜坡坡脚与坡中表面压强变化时程曲线(图 12), 分析斜坡表面压强的变化情况, 进一步分析内孤立波爬坡过程中的动力变化。

如图 12 所示, 12 cm 振幅作用时, 坡中位置表面压强变化幅度大于坡脚位置变化幅度。由于 12 cm 振幅条件下, 上下层流体密度相差较小, 内孤立波的稳定性较大程度地减弱, 导致沉积物表层压强发生了更大幅度的振动, 使得沉积物稳定性破坏。14 cm 振幅作用下, 坡中表面压强的振动幅度略大于坡脚, 但整体差别不大。14 cm 振幅条件下, 内孤立波更加稳定。而 15 cm 振幅作用下, 坡中表层压强的振动幅度小于坡脚, 且变化幅度明显变缓。表明由于密度差的

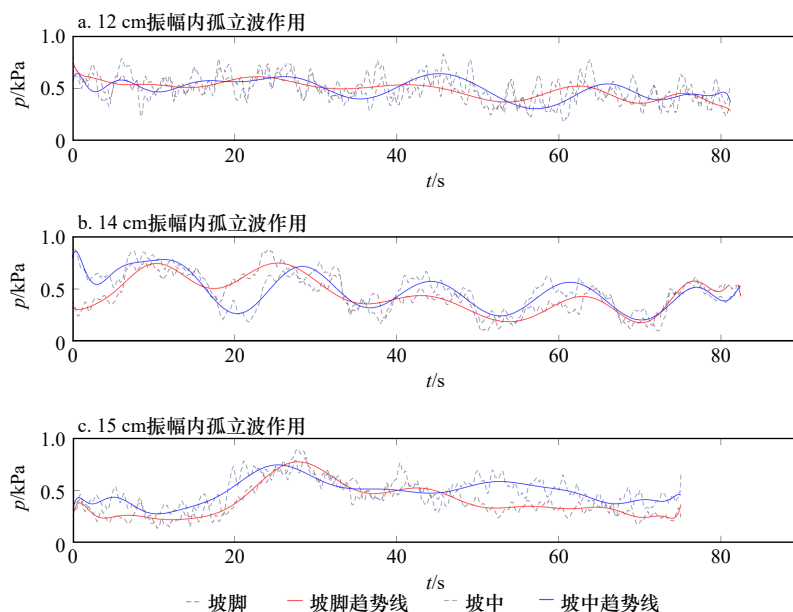


图 12 不同振幅作用下 3° 斜坡坡脚与坡中处表面压强变化对比曲线

Fig. 12 Comparison curves of surface pressure changes at the toe of the 3° slope and the middle of the slope under different amplitudes

增大, 内孤立波更加稳定, 内孤立波不稳定只是削弱了内孤立波动力作用的能量, 并未造成其他过程。综上, 小振幅内孤立波在爬坡过程中的稳定性差, 与其附加动力作用共同作用, 进而会对斜坡沉积物造成更大的动力作用, 而大振幅内孤立波在爬坡过程中更为稳定, 但也会使得内孤立波本身对斜坡的动力作用受到削弱, 此结果与杜辉等<sup>[23]</sup>的实验结果类似。

## 5 结论

基于水槽物理模拟实验, 模拟了单次内孤立波的运动过程, 分析了斜坡沉积物在内孤立波作用下的动力响应状况, 得出结论。

(1) 内孤立波通过斜坡坡脚沉积物上方时, 会发生超孔隙水压力的积累, 斜坡角度的变化会造成坡脚超孔隙水压力积累量的变化。而在相同振幅条件下, 缓坡沉积物动力响应的幅度比陡坡沉积物大。且随

着振幅的增加, 缓坡发生动力破坏程度大于陡坡。

(2) 缓坡沉积物的动力响应对内孤立波振幅的变化更加敏感, 最先完成动力响应, 且动力响应的时间随着坡度的增大而增大, 各角度斜坡动力响应的时间也随着内孤立波振幅的增大而延长。

(3) 小振幅内孤立波在爬坡过程中的稳定性差, 与其附加动力作用共同作用, 进而会对斜坡沉积物造成更大的动力作用, 而大振幅内孤立波在爬坡过程中更为稳定, 但也会使得内孤立波本身对斜坡的动力作用受到削弱。

(4) 在斜坡沉积物稳定性受到破坏之前, 超孔隙水压力的积累和释放同时存在。在此阶段中, 内孤立波对沉积物坡脚造成的动力作用达到峰值时, 如果不足以使斜坡沉积物稳定性发生实质性的破坏, 内孤立波振幅的增大会加剧超孔隙水压力的释放, 并在动力作用峰值过后逐渐恢复, 最终造成超孔隙水压力的积累。

## 参考文献:

- [1] 方文东, 陈荣裕, 毛庆文. 南海北部大陆坡区的突发性强流[J]. 热带海洋, 2000, 19(1): 70-75.  
Fang Wendong, Chen Rongyu, Mao Qingwen. Abrupt strong currents over continental slope of northern South China Sea[J]. Tropic Oceanology, 2000, 19(1): 70-75.
- [2] Lamb K G. Internal wave breaking and dissipation mechanisms on the continental slope/shelf[J]. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 2014, 46: 231-254.
- [3] Alford M H, Peacock T, MacKinnon J A, et al. The formation and fate of internal waves in the South China Sea[J]. *Nature*, 2015, 521(7550): 65-69.
- [4] 夏华永, 刘愉强, 杨阳. 南海北部沙波区海底强流的内波特征及其对沙波运动的影响[J]. 热带海洋学报, 2009, 28(6): 15-22.  
Xia Huayong, Liu Yuqiang, Yang Yang. Internal-wave characteristics of strong bottom currents at the sand-wave zone of the northern South China Sea and its role in sand-wave motion[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2009, 28(6): 15-22.
- [5] Droghei R, Falcini F, Casalbone D, et al. The role of internal solitary waves on deep-water sedimentary processes: the case of up-slope

- migrating sediment waves off the Messina Strait[J]. *Scientific Reports*, 2016, 6: 36376.
- [6] Rivera-Rosario G A, Diamesis P J, Jenkins J T. Bed failure induced by internal solitary waves[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017, 122(7): 5468–5485.
- [7] 陈珊珊, 孙运宝, 吴时国. 南海北部神狐海域海底滑坡在地震剖面上的识别及形成机制[J]. *海洋地质前沿*, 2012, 28(6): 40–45.  
Chen Shanshan, Sun Yunbao, Wu Shiguo. Sea bottom landslide in the Shenhu area on the north margin of South China Sea and triggering mechanisms[J]. *Marine Geology Letters*, 2012, 28(6): 40–45.
- [8] Boegman L, Stastna M. Sediment resuspension and transport by internal solitary waves[J]. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 2019, 51: 129–154.
- [9] Puig P, Palanques A, Guillén J, et al. Role of internal waves in the generation of nepheloid layers on the northwestern Alboran slope: implications for continental margin shaping[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2004, 109(C9): C09011.
- [10] Quaresma L S, Vitorino J, Oliveira A, et al. Evidence of sediment resuspension by nonlinear internal waves on the western Portuguese mid-shelf[J]. *Marine Geology*, 2007, 246(2/4): 123–143.
- [11] Tian Zhuangcai, Jia Yonggang, Zhang Shaotong, et al. Bottom and intermediate nepheloid layer induced by shoaling internal solitary waves: impacts of the angle of the wave group velocity vector and slope gradients[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2019, 124(8): 5686–5699.
- [12] Jia Yonggang, Tian Zhuangcai, Shi Xuefa, et al. Deep-sea sediment resuspension by internal solitary waves in the northern South China Sea[J]. *Scientific Reports*, 2019, 9(1): 12137.
- [13] Cacchione D A, Drake D E. Nepheloid layers and internal waves over continental shelves and slopes[J]. *Geo-Marine Letters*, 1986, 6(3): 147–152.
- [14] Stastna M, Lamb K G. Sediment resuspension mechanisms associated with internal waves in coastal waters[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2008, 113(C10): C10016.
- [15] Butman B, Alexander P S, Scotti A, et al. Large internal waves in Massachusetts Bay transport sediments offshore[J]. *Continental Shelf Research*, 2006, 26(17/18): 2029–2049.
- [16] Slinn D N, Riley J J. Turbulent mixing in the oceanic boundary layer caused by internal wave reflection from sloping terrain[J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 1996, 24(1/4): 51–62.
- [17] Klymak J M, Moum J N. Internal solitary waves of elevation advancing on a shoaling shelf[J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(20): 2045.
- [18] Nakayama K, Shintani T, Kokubo K, et al. Residual currents over a uniform slope due to breaking of internal waves in a two-layer system[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C10): C10002.
- [19] Pomar L, Morsilli M, Hallock P, et al. Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record[J]. *Earth-Science Reviews*, 2012, 111(1/2): 56–81.
- [20] Morsilli M, Pomar L. Internal waves vs. surface storm waves: a review on the origin of hummocky cross-stratification[J]. *Terra Nova*, 2012, 24(4): 273–282.
- [21] 乔路正, 郭秀军, 田壮才, 等. 内孤立波浅化破碎过程斜坡沉积物孔压响应特征实验分析[J]. *海洋学报*, 2018, 40(1): 68–76.  
Qiao Luzheng, Guo Xiujun, Tian Zhuangcai, et al. Experimental analysis of pore pressure response characteristics of slope sediments during shallowing and breaking of internal solitary waves[J]. *Haiyang Xuebao*, 2018, 40(1): 68–76.
- [22] Forgia G L, Adduce C, Falcini F. Laboratory investigation on internal solitary waves interacting with a uniform slope[J]. *Advances in Water Resources*, 2017, 120: 4–18.
- [23] 杜辉, 魏岗, 张原铭, 等. 内孤立波沿缓坡地形传播特性的实验研究[J]. *物理学报*, 2013, 62(6): 64704-1–064704-8.  
Du Hui, Wei Gang, Zhang Yuanming, et al. Experimental investigations on the propagation characteristics of internal solitary waves over a gentle slope[J]. *Acta Physica Sinica*, 2013, 62(6): 64704-1–064704-8.

## Experimental study on dynamic response characteristics of continental shelf slope to internal solitary waves

Li Yibing<sup>1</sup>, Liu Lejun<sup>1</sup>, Gao Shan<sup>1</sup>, Zhang Yi<sup>2</sup>, Xiong Xuejun<sup>1</sup>

(1. *First Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Qingdao 266061, China*; 2. *School of Marine Environment and Engineering, Ocean University of China, Qingdao 266100, China*)

**Abstract:** In view of the effect of internal solitary waves on the seafloor when encountering the seabed slope during their travel, the dynamic response of different slopes to internal solitary waves should be different. This paper studies the dynamic response process of internal solitary waves of slopes with different angles by creating internal waves in a flume. The results show that the internal solitary waves passing over the shelf slope will cause the accumulation of excess pore water pressure in the slope sediments; under the same amplitude conditions, the dynamic response amplitude of the gentle slope sediments is larger than that of the steep slope sediments; as the amplitude increases, gentle slopes occur the degree of dynamic damage is greater than that of steep slopes; the accumulation and release of excess pore water pressure exist at the same time before the stability of slope sediments is destroyed, and the increase of the amplitude of internal solitary waves will aggravate the release of excess pore water pressure. The results will play a guiding role in the dynamic study of the failure of slope sediment under the action of internal solitary waves and the analysis of slope stability.

**Key words:** shelf slope; slope sediment; internal solitary wave; dynamic response; slope