

台阶型海脊俘获波的实验研究

许洋^{1,2}, 王岗^{1,2}, 王培涛³, 张尧⁴, 郑金海^{1,2}

(1. 河海大学 海岸灾害及防护教育部重点实验室, 江苏 南京 210098; 2. 河海大学 港口海岸与近海工程学院, 江苏 南京 210098; 3. 国家海洋环境预报中心, 北京 100081; 4. 自然资源部海洋减灾中心, 北京 100194)

摘要: 基于物理模型实验研究瞬态冲击波在台阶地形上传播过程, 揭示由于反射而在海脊上出现的波浪俘获现象。结果表明: 在瞬态波产生区域附近, 海脊上所测到的先导波即为最大波, 其由泄漏至海脊外的深水波绕射至海脊所致。随着传播距离的增加, 由于频散效应的影响, 先导波逐渐减小, 沿台阶近似直线传播的海脊俘获波和在台阶上曲折传播的海脊俘获波逐渐显现。在距离波浪产生较远区域所测的最大波晚于先导波出现, 且这些由俘获波所叠加而成的最大波随着传播距离的增加而呈现出更加复杂的波面过程。

关键词: 俘获波; 海啸; 台阶型海脊; 模型实验

中图分类号: P731.25 **文献标识码:** A **文章编号:** 1003-0239(2020)02-0029-09

1 引言

海啸是破坏性最强的海洋灾害之一, 其通常是由海底地震或海底滑坡产生的具有较长周期和波长的重力波^[1]。海啸在外海时往往并不明显, 但在向近岸传播过程中, 随着水深的变浅波高急剧增加, 对沿海地区造成严重的影响。

灾害性海啸不仅能够对海啸源附近的地区带来严重的危害, 而且还会沿海脊传播至数千公里以外的地区, 造成灾害影响。多场海啸研究表明由于海脊对波浪的俘获和汇聚作用, 致使海啸以俘获波的形式沿海脊传播至远场地区造成灾害影响, 且这些俘获波的传播速度较慢, 在先导波较晚时刻到达^[2-8]。由震源直线传播而至的先导波经过长距离传播波高通常较小, 而由海脊引导而至的俘获波能量相对集中, 进而在远场出现以俘获波为最大波高的海啸波相较于先导波晚到几小时到十几小时的现象。例如, 2004年印尼海啸不仅对距离震源较近的印度洋东部和中部造成严重影响, 还由于海脊的

引导作用传播至西印度洋。并且由西南印度洋海脊引导而至的俘获波约在先导波到达后的5~10 h传至南美洲东岸, 而由西南印度洋海脊和东太平洋海脊引导而至的俘获波约在先导波到达后的15~24 h抵达北美西岸^[9]。

海脊俘获波的研究最早可追溯至Jones^[9], 他首先从数学上证明了无限长海脊上俘获波的存在性。根据海脊剖面形状, 可以分为剖面地形连续型海脊和不连续型海脊。通常认为连续型海脊上的俘获波主要是由于波浪折射所致, 而不连续型海脊上的俘获波则是由于波浪的反射作用所致。对于连续型海脊, Shaw等^[10]给出了三角形海脊的波面表达式以及频散关系。Xiong等^[11]和王岗等^[12]分别推导了抛物型海脊和双曲余弦海脊上俘获波的解析解, 并给出了相应的频散关系。对于不连续海脊, Longuet-Higgins^[13]在线性浅水假定的基础上, 并根据边界处波面和流量的连续性推导出了台阶地形上俘获波的解析解。Buchwald^[14]进一步推到了两侧水深不等的俘获波的解析解。Miles^[15]基于势流理

收稿日期: 2019-11-01; 修回日期: 2019-12-27。

基金项目: 国家重点研发计划(2017YFC1404205); 国家自然科学基金面上项目(51579090); 中央高校基本科研业务费专项(2019B12214)。

作者简介: 许洋(1994-), 男, 硕士在读, 主要从事河口海岸水动力学研究。E-mail: 653326021@qq.com

通讯作者: 王岗(1982-), 男, 副教授, 博士, 主要从事海洋灾害致灾机理及模拟预报研究。E-mail: gangwang@hhu.edu.cn

论分别讨论了对称矩形海脊上奇、偶模态各自的频散关系并给出俘获波的解析解,其中偶模态俘获波在现实中较为常见,是激发近岸港内 Helmholtz 振荡的重要原因。

实际的海底地形中存在许多由火山喷发等剧烈地壳运动所致的陡峭海脊,其上的俘获波主要是由波浪的反射所致。对于此类剖面变化比较陡峭的地形,通常可采用台阶型海脊俘获波理论描述。虽然 Longuet-Higgins^[13]、Buchwald^[14]和 Miles^[15]很早就从理论上阐述了波浪在不连续剖面海脊上的俘获波产生条件及运动特性,但实际海脊上的波浪成份既包括海脊俘获波也包括未被海脊俘获的波浪成份,这些不同成份的波浪随海脊如何演化还鲜有研究。此外,被海脊俘获的不同频率和方向的海啸波沿海脊长距离的非线性演化过程也鲜有研究。本文基于物理模型实验研究海啸波在台阶地形上的传播变化特征,揭示其不同波浪成份的非线性时空演化特性。

2 实验介绍

实验是在河海大学海岸灾害及防护教育部重点实验室进行的。实验港池宽 $a=10$ m、长 $b=51.6$ m,其最大水深约为1 m。宽 $a'=2$ m、高0.25 m的台阶地形布置于港池中间(见图1a)。港池内的水深为30 cm,此时台阶顶端水深为5 cm。实验中采用 Rossetto 等^[16]提出的造波方法产生瞬态冲击波模拟实际海啸波。长115.5 cm、宽34.5 cm、高92 cm的水箱布置于台阶地形的一端中间(见图1b)。水箱下端没于静水位之下,上端拐角处有一直径为1 cm的小孔与真空泵相连通。水箱上端中间有一直径为10 cm的圆孔。实验时,由树脂玻璃板将该圆孔密封,箱内水位在真空泵的作用下逐渐上升至距港池静水位40 cm处,然后突然撤掉该树脂密封板,水箱内的水体在重力作用下向四周扩散,以此来产生瞬态冲击波、模拟海啸的产生过程。与传统用溃坝波表征海啸波的实验相比, Rossetto 等^[16]提出的造波方法不仅可以准确地产生孤立波和N波,还可以根据现场实测的海啸数据在实验中产生相应的波浪。当然产生这些特定波浪需要精确控制水箱内空气进入的速率。由于本文主要关注如海啸这样的长

波在海脊上的传播变形、而非是某一具体海啸事件,因此并未精确控制空气其进入水箱内的速率,仅是由其在密封板撤离后由圆孔自由进入水箱内。为了保证该实验的准确性,重复进行3组实验,每组实验的间歇为10 min。

在具有水箱一端的港池左右两侧各布置8 m长的消浪网吸收由海脊散射出来的波浪,其余边界均为直墙、可近似为全反射边界(见图2)。距水箱外侧的距离分别为0.67 m、8 m、16 m、24 m、32 m、40 m、和48 m的海脊中线分别布置7个电阻式波高仪、在距水箱外侧24 m处断面布置5个电阻式波高仪记录波面过程。波高仪的采样频率为50 Hz,采集时间为150 s,以记录由水箱产生的冲击波沿海脊传播的完整过程。

台阶上的俘获波既包括水箱产生的冲击波泄漏至海脊外的深水区后绕射至台阶上所形成的俘获波(见图2橙色虚线),还包括冲击波中沿海脊近似直线传播的波浪成份(见图2红色虚线),以及波浪由浅水至深水传播过程中在海脊边缘发生全反射而被限制在台阶地形上曲折前进的波浪成份(见图2绿色虚线)。

3 实验结果

3.1 波浪在海脊上的传播

台阶顶端不同测点的波面过程如图3所示。距离水箱0.67 m处 A_1 中第一个波即为该处的最大波、其波幅接近8 cm,是由水箱内的水体在重力作用下向四周扩散所直接产生的。随着水体向四周扩散,在该处出现一个较大的波谷;在重力为恢复力的作用下,水体由四周涌回又产生新的波动,出现波峰与波谷更替的波动现象。在距离水箱8 m处 B_1 中第一个波仍为其最大波,但由于能量的扩散,其波幅降为了2 cm;紧跟其后的波谷仍为该处的最大波谷。第二个波的波高与最大波高接近,且由于地形的影响、其后的波面过程较为复杂且持续时间逐渐增长。随着波浪沿海脊的传播,虽然第一个观测到的波仍然很大,但其后的波面过程更加复杂,且最大波高出现在后续到达的波面过程中,并由于地形及频散作用的影响、波列随着传播距离的增加逐渐

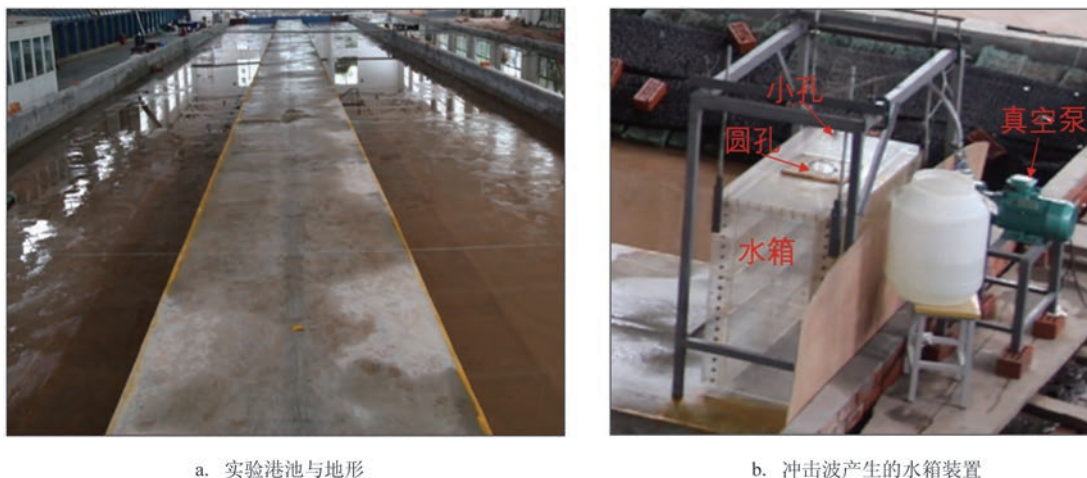


图1 实验地形与造波装置

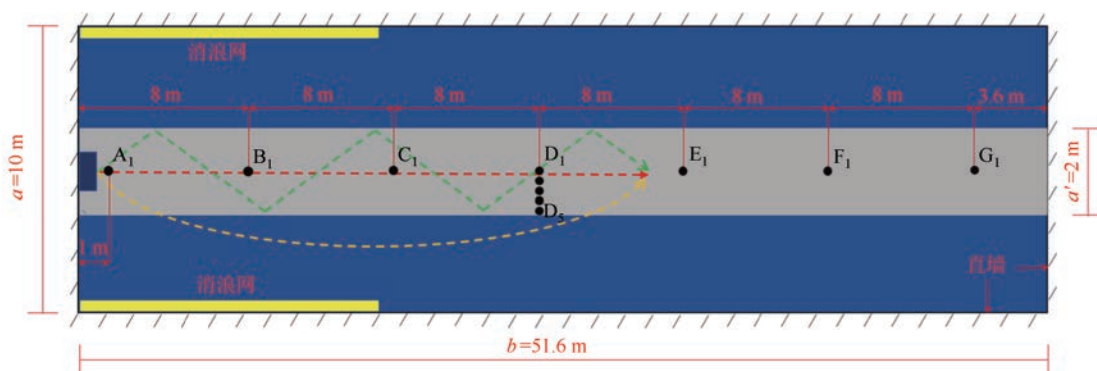


图2 波高仪布置及不同波浪成份传播示意图

增长。如距离水箱 24 m 处 D_1 最大波幅出现在第一个波到达后的 23 s, 且其波幅为第一个波幅的 1.8 倍。而距离水箱 40 m 处 F_1 的最大波幅出现在 105 s, 且之前分别出现在 26 s、67 s 和 73 s 的波幅与之也较为接近, 表现出更为复杂的波面过程。

由前文分析可知, 由水箱产生的冲击波有部分能量泄漏至海脊外的深水区, 由于波浪的绕射作用这些波浪又进一步辐射至海脊。由于波浪在水深较大的区域传播速度较快, 这些波浪成份通常对应于波高仪所测的前几个波列过程。采用线性波理论计算其在海脊外的深水区传播速度, 并由之估算处其到达各测点的时间(见图 3 橙色线)。各测点中的第一个波到达时刻与理论几乎一致, 表明海脊上不同位置处的前几个大波均为由外海深水绕射而至。

图 4 为台阶顶端不同测点的波面过程对应的小波谱。距离水箱 0.67 m 处 A_1 的小波幅显示, 水箱内

水体在重力作用下直接产生的冲击波是由 0.1~1.0 Hz 各频率成份组成的。其后的波动中由于频率较低的波浪成份传播较快, 因此频率低于 0.4 Hz 的波浪成份首先出现。其后高频成份逐渐出现, 且频率越高出现的越晚。由于波浪的频散性, 冲击波进一步沿海脊传播过程中 0.4~1.0 Hz 间的高频成份逐渐消失, 能量主要集中在 0.4 Hz 以下。

3.2 海脊俘获波

由水箱在重力作用下产生的冲击波部分能量泄漏至海脊外, 且传播速度较快首先到达海脊边缘并进一步传播至海脊上形成俘获波。以 24 m 处截面为例, 深水区的波绕射至台阶上时最先由位于台阶边缘处波高仪 D_5 测得(见图 5a 所示)。台阶左右两侧的绕射波继续向中间传播, 在 D_1 测得近似为 D_5 处两倍的波动(见图 5b 所示)。左右侧的绕射波继续分别向右侧和左侧传播, 当其到达台阶边缘处

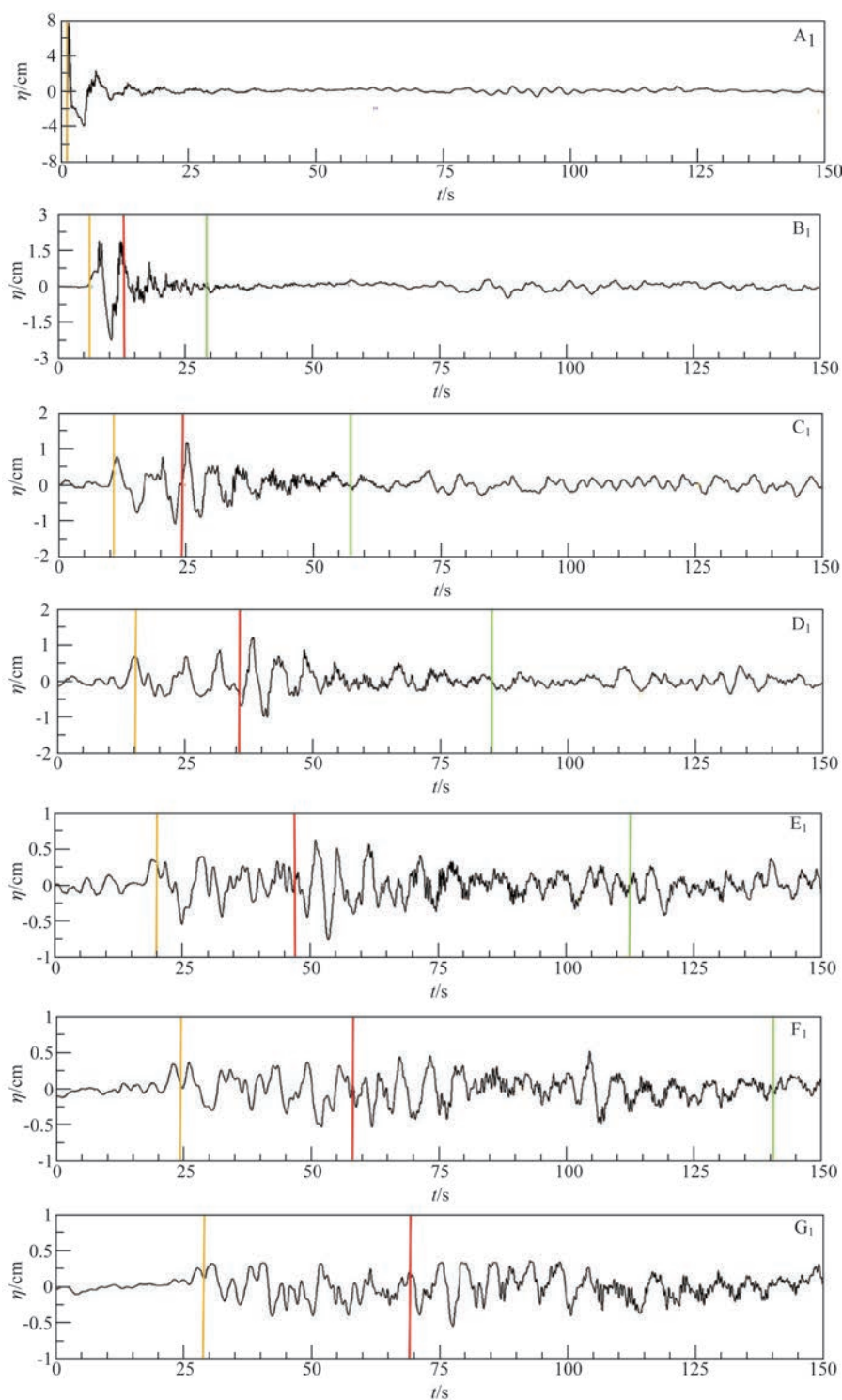


图3 脊顶中线不同位置处的波面过程(橙色线:海脊外波绕射而至的理论时刻,红色线:波浪沿海脊直线传播而至的理论时刻,绿色线:波浪沿海脊临界反射路径传播而至的理论时刻)

时,一部分波泄漏至海脊外另一部分波则在此被反射回来(见图5c所示)。

图6为24 m处截面5个波高仪所测得波面过

程。在13 s时,深水区的第一个绕射波首先到达 D_5 ,其对应的波高约为0.34 cm。其继续向台阶中间传播,并在台阶中间位置 D_1 处与另外一侧传播而至

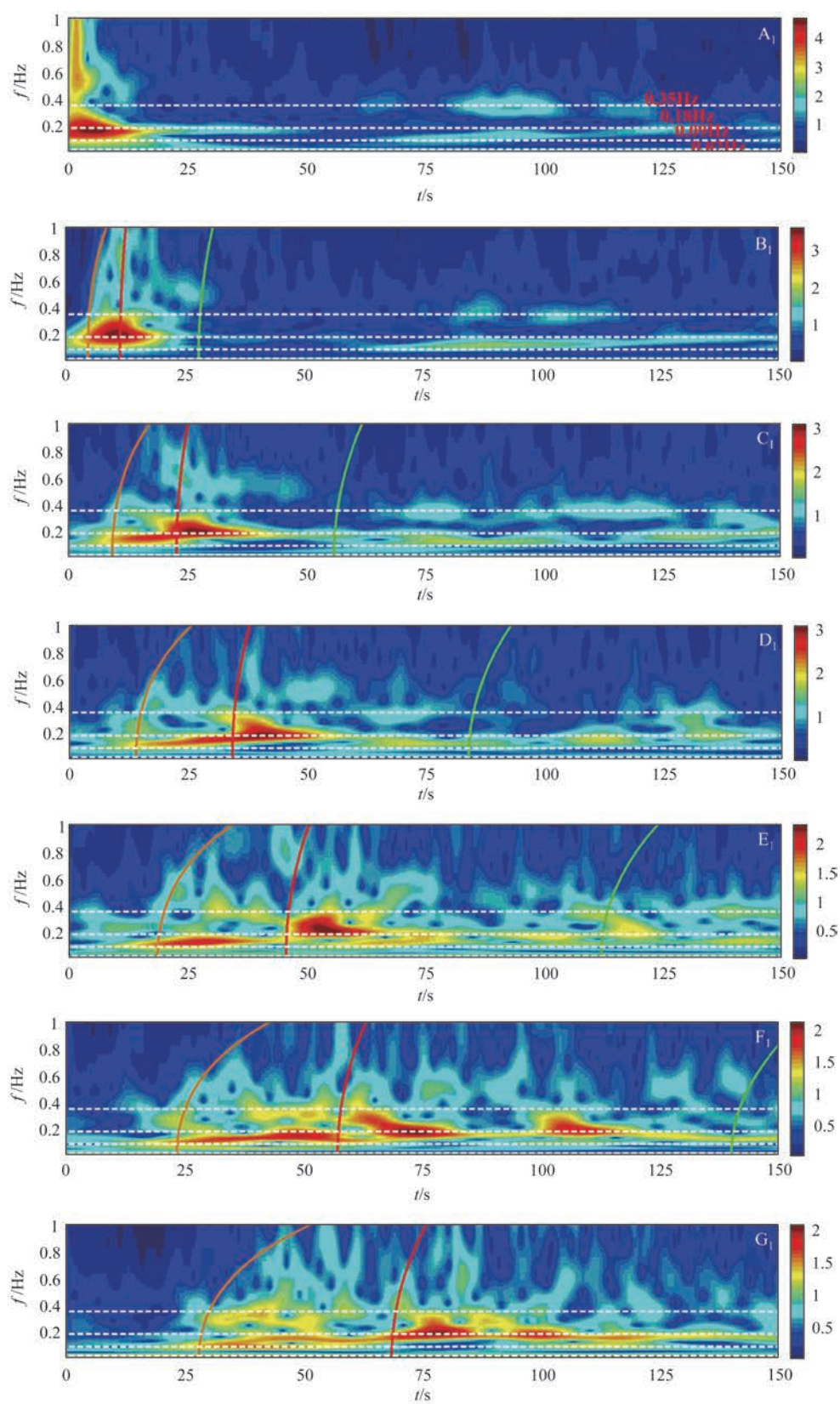


图4 脊顶中线不同位置处波面过程对应的小波谱(图中各线涵义与图3相同)

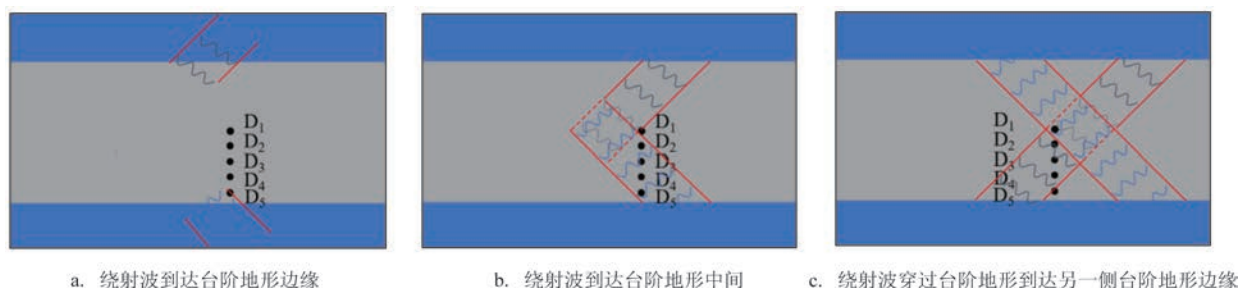


图5 绕射波在台阶上的传播示意图(红色线表示波峰线,从左往右传播)

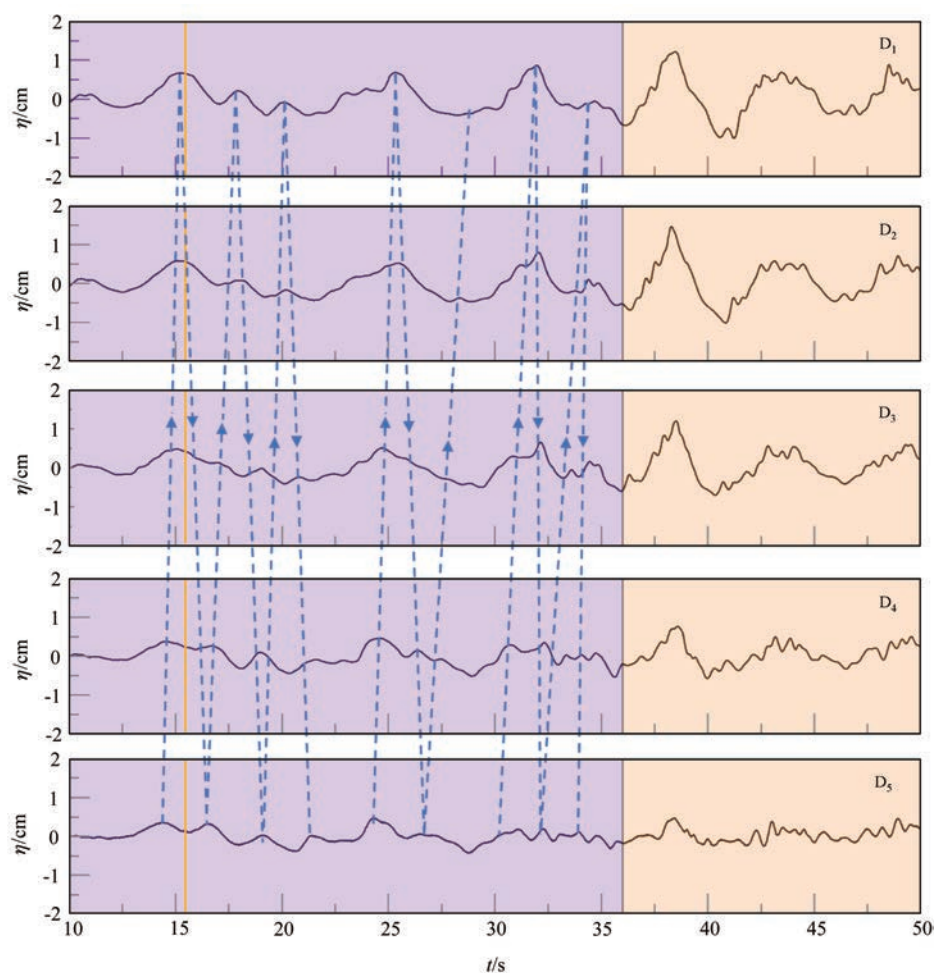


图6 离水箱24 m处截面的不同波高仪所测得波面过程

的波浪汇合,导致此处的波高为0.67 cm、约是 D_5 测得结果的两倍。这些波浪继续传播,导致另一侧的绕射波约在17 s左右时到达 D_5 ,此时波高为0.32 cm,与第一个波的波高基本一致。此后部分波浪被反射至台阶上继续传播。23 s和29 s左右时第二个和第三

个深水区的绕射波相继到达台阶,其传播过程和第一个绕射波基本一致,在每一个深水区绕射波到达台阶之后,都会有部分的波浪被台阶地形所俘获。

此外,海脊上还有着传播方向与海脊近似一

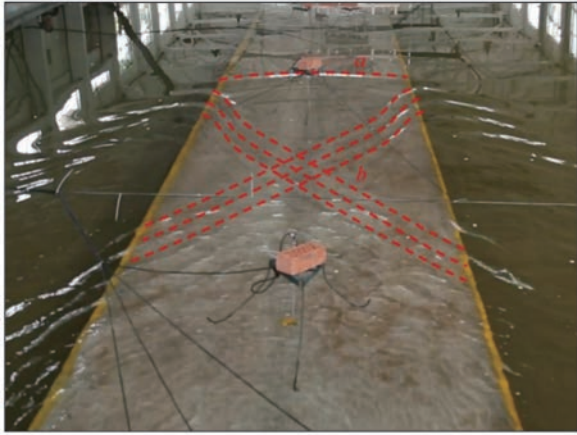


图7 物理实验波面过程(红色虚线表示波峰线)

致的俘获波以及在海脊边缘处发生全反射而曲折前进的俘获波(见图7)。沿台阶传近似直线传播的俘获波,采用线性波理论估算其传播速度并计算其到达各测点的时间(见图3红色线)。实验结果表明在距离冲击波产生的较远海脊处(如 D_1 、 E_1 、 F_1 和 G_1),波列中最大波的出现时刻紧随海脊俘获波理论到达时刻,且紧随沿台阶直线传播俘获波所到达的时刻,表明其是由海脊地形对波浪的影响产生的俘获波所致。

对于在地形边缘处发生全反射而在台阶地形上曲折前进的俘获波,由台阶上俘获波的解析理论可以得到波在该实验地形上的全反射角为 24.10° ,同样采用线性波理论估算其传播速度并计算其到达各测点的时间(见图3绿色线)。从图3中可以得出由于不同方向的俘获波成份传播速度不同,使得在海脊较远位置处所测得波面更加复杂,同时出现数个波高较大的波面过程。

D_1 、 E_1 、 F_1 等波高仪所测波面过程对应的小波谱显示(见图4),在波浪沿海脊直线传播而至的理论时刻稍后阶段有明显的低频波浪成份出现。这对应于距离冲击波产生区域较远距离各测点波面过程中最大波出现的时刻,表明由海脊引导而至的俘获波主要集中于 0.4 Hz 以下的频率范围。此外,海脊俘获波在频率较高的 $0.4\sim 1.0\text{ Hz}$ 范围也有能量出现,其对应于不同方向俘获波在海脊内弯曲传播而至所叠加的效果。随着传播距离的增加,波浪的频散效应逐渐明显,波列逐渐增长,对应的小波谱明显出现3种不同的波浪成份。以 E_1 处波面过程对

应的小波谱为例,首先出现的是深水区绕射而至的波,其次为沿台阶近似直线传播的俘获波,再者为地形边缘处发生全反射而在台阶地形上曲折前进的俘获波。对应波面过程线可以看出,随着传播距离的增加,深水区绕射波和在台阶上传播的俘获波的波群逐渐分离,与小波谱相对应。 E_1 中最大能量出现在海脊俘获波中,其主要集中在 0.4 Hz 以下的低频成份中,也进一步证实了台阶地形对波具有俘获作用。冲击波继续传播到 G_1 ,此时由于距离港池底端较近,因此反射波成份逐渐显现。

3.3 港池与海脊上的共振

虽然在具有水箱的一端港池两侧各布置了 8 m 长的消浪网,但由于消浪网长度有限且对长周期波的消波效果较差,因此在港池内存在着长周期驻波。虽然每组实验间歇 10 min ,但自由水面仍无法达到完全平静。由于这些长周期振荡的存在,导致如图3所示 C_1 — G_1 所测波面过程在首个冲击波还未到达前就已经在波动了。

对于宽为 a 长为 b 水深为 h 的矩形港池,其内的驻波满足关系:

$$\sigma_{(m,n)}^2 = gk_{(m,n)} \tanh(k_{(m,n)}h),$$

$$\text{且 } k_{(m,n)}^2 = \alpha_m^2 + \beta_n^2, \alpha_m = m\pi/a, \beta_n = n\pi/b$$

式中: $m, n = 0, 1, 2, \dots$ 分别表示垂直海脊和沿海脊方向的模态。本文实验中港池宽 $a=10\text{ m}$ 、长 $b=51.6\text{ m}$ 、水深 $h=0.3\text{ m}$ 。在不考虑港池内海脊的影响下,不同模态的共振频率分别为 $f_{(0,1)} = 0.02\text{ Hz}$ 、 $f_{(1,2)} = 0.09\text{ Hz}$ 、 $f_{(2,4)} = 0.18\text{ Hz}$ 和 $f_{(4,4)} = 0.34\text{ Hz}$,其对应于图4小波谱中所示频率为 0.02 Hz 、 0.09 Hz 、 0.18 Hz 和 0.35 Hz 附近的持续波动。这表明本文的模型试验中存在着模态分别为 $(0, 1)$ 、 $(1, 2)$ 、 $(2, 4)$ 和 $(4, 4)$ 的港池共振。

此外,由于海脊边缘处水深的突变,波浪在台阶地形的两侧发生反射,从而在台阶地形上形成驻波。本文实验中台阶地形的宽度 $a'=2\text{ m}$ 、脊顶水深 $h'=0.05\text{ m}$,由驻波理论可知其上横向第1、2模态共振频率分别为 $f_1=0.175\text{ Hz}$ 和 $f_2=0.35\text{ Hz}$,对应于图4小波谱中所示频率为 0.18 Hz 和 0.35 Hz 附近的持续波动。这表明本文的实验中也可能存在垂直于海脊方向前两个模态的共振。

4 结论

本文通过置于台阶地形上的水箱内水体瞬间释放模拟海啸波的产生过程,并基于海脊上不同位置波高仪所测得波面过程研究波浪在台阶型海脊上的传播演化过程。

产生于海脊上的瞬态冲击波部分被海脊俘获沿其传播,也有部分波浪冲出海脊泄漏至外海。在瞬态波产生区域附近,由于传播距离较短、能量集中,因此各测点的最大波主要由泄漏至海脊外深水区的波浪又绕射至海脊所致。该部分波浪能量主要集中于频率为0.15 Hz附近的波浪成份中。随着传播距离的增加、频散效应逐渐显现,泄漏至深水区的波浪绕射至海脊所出现的先导波逐渐减小。在距离冲击波产生较远海脊上所测的最大波主要由沿台阶近似直线传播的海脊俘获波(这部分波浪成份的频率为0.4 Hz以下)和在台阶边界全反射作用下在台阶上曲折前进的海脊俘获波(这部分波浪成份的频率为0.4~1.0 Hz范围)所致。且由于不同方向的俘获波成份传播速度不同,使得在海脊较远位置处所测得波面更加复杂,同时出现数个波高较大的波面过程。

此外,由于本文所采用的实验港池无法彻底消除长波的影响以及特殊的地形,因此所测实验数据存在着模态为(0, 1)、(1, 2)、(2, 4)和(4, 4)的港池共振和垂直于海脊方向横向第1、2模态驻波的影响。为进一步消除港池边界的影响,研究海脊上俘获波长距离演化过程,后续将进一步开展数值模拟实验揭示这一现象。

参考文献:

- [1] 王培涛, 于福江, 赵联大, 等. 越洋海啸的数值模拟及其对我国的影响分析[J]. 海洋学报, 2012, 34(2): 39-47.
- [2] Kowalik Z, Horrillo J, Knight W, et al. Kuril Islands tsunami of November 2006: 1. Impact at Crescent City by distant scattering [J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2008, 113(C1): C01020.
- [3] Rabinovich A B, Lobkovsky L I, Fine I V, et al. Near-source observations and modeling of the Kuril Islands tsunamis of 15 November 2006 and 13 January 2007[J]. Advances in Geosciences, 2008, 14: 105-116.
- [4] Rabinovich A B, Candella R N, Thomson R E. Energy decay of the 2004 Sumatra Tsunami in the World Ocean[J]. Pure and Applied Geophysics, 2011, 168(11): 1919-1950.
- [5] Horrillo J, Knight W, Kowalik Z. Kuril Islands tsunami of November 2006: 2. Impact at Crescent City by local enhancement [J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2008, 113(C1): C01021.
- [6] Wilson R I, Admire A R, Borrero J C, et al. Observations and Impacts from the 2010 Chilean and 2011 Japanese Tsunamis in California (USA)[J]. Pure and Applied Geophysics, 2013, 170(6-8): 1127-1147.
- [7] Rabinovich A B, Titov V V, Moore C W, et al. The 2004 Sumatra tsunami in the Southeastern Pacific Ocean: New Global insight from observations and modeling[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2017, 122(10): 7992-8019.
- [8] Rabinovich A B, Woodworth P L, Titov V V. Deep-sea observations and modeling of the 2004 Sumatra tsunami in Drake Passage[J]. Geophysical Research Letters, 2011, 38(16): L16604.
- [9] Jones D S. The eigenvalues of $\nabla^2 u + \lambda u = 0$ when the boundary conditions are given on semi-infinite domains[J]. Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society, 1953, 49(4): 668-684.
- [10] Shaw R P, Neu W. Long-wave trapping by oceanic ridges[J]. Journal of Physical Oceanography, 1981, 11(10): 1334-1344.
- [11] Xiong M L, Wang G, Zheng J H, et al. Analytic arrival-time prediction method for the largest wave of tsunami trapped by parabolic oceanic ridges[J]. Journal of Earthquake and Tsunami, 2017, 11(1): 1740004.
- [12] 王岗, 胡见, 王培涛, 等. 双曲余弦海脊上海啸俘获波的解析与数值研究[J]. 海洋学报, 2018, 40(5): 15-23.
- [13] Longuet-Higgins M S. Double Kelvin waves with continuous depth profiles[J]. Journal of Fluid Mechanics, 1968, 34(1): 49-80.
- [14] Buchwald V T. Long waves on oceanic ridges[J]. Proceedings of the Royal Society of London Series A-Mathematical and Physical Sciences, 1969, 308(1494): 343-354.
- [15] Miles J W. Kelvin waves on oceanic boundaries[J]. Journal of Fluid Mechanics, 2006, 55(1): 113-127.
- [16] Rossetto T, Allsop W, Charvet I, et al. Physical modelling of tsunami using a new pneumatic wave generator[J]. Coastal Engineering, 2011, 58(6): 517-527.

Experimental investigation on trapped waves over the stepped ridge

XU Yang^{1,2}, WANG Gang^{1,2}, WANG Pei-tao³, ZHANG Yao⁴, ZHENG Jin-hai^{1,2}

(1. Key Laboratory of Coastal Disaster and Defense of Ministry of Education, Hohai University, Nanjing 210098 China; 2. College of Harbour, Coastal and Offshore Engineering, Hohai University, Nanjing 210098 China; 3. National Marine Environmental Forecasting Center, Beijing 100081 China; 4. National Marine Hazard Mitigation Service, Ministry of Natural Resources, Beijing 100194 China)

Abstract: Physical model experiments are conducted in this paper to investigate the propagation process of transient waves on the stepped ridge and to reveal the trapped waves over ridge due to the reflection at the borderline. The results show that the front wave recorded over ridge is the biggest wave, which is generated by the diffraction of deep water wave at the ridge. Along with the increase of the propagation distance, the front wave train of the generated transient wave decreases due to the dispersion effect, and the trapped waves propagating straightly along the step and zigzagging over the ridge start to gradually appear.. The biggest wave recorded in the far-field area is the superposition of the trapped wave components, which reveals complex wavefront process along with the propagation distance.

Key words: trapped waves; tsunami; step ridges; experiment