

粗糙地形对内波生成影响的实验研究*

王金虎 陈旭 徐洋

(中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室 青岛 266100)

摘要 为了研究粗糙地形对内波共振生成的影响,本文在实验中采用粒子图像测速法(PIV)对内波速度场进行测量。实验中设置了两种不同尺度的粗糙地形,其中一种地形的粗糙尺度大于黏性边界层厚度(δ),另一种地形的粗糙尺度小于 δ 。结果表明两种粗糙地形都使共振内波的能量减弱,粗糙地形一侧生成的内波强度约为光滑地形一侧生成内波强度的 40%。当粗糙地形的尺度大于 δ 时,在粗糙地形一侧除了共振内波以外还有明显的内波射线生成,粗糙地形上的每一个凸形间断点都成为了一个新的内波源点,每条内波射线的强度约为共振内波强度的 1/10,由新源点生成的内波射线相位基本一致,落后于正压潮 $3\pi/5$ 个相位。当粗糙地形的尺度小于 δ 时,粗糙地形一侧仅有共振内波生成,共振内波的相位与正压潮相位十分接近。

关键词 内波实验;粗糙地形;PIV 技术;振荡地形

中图分类号 P731.24 **doi:** 10.11693/hyh20160100006

内波是发生在层结稳定海洋中十分普遍的一种波动现象。内波从生成到破碎的过程对于海洋中能量的传递具有非常重要的作用(Wunsch *et al*, 2004)。正压潮流经过变化的海底地形时将激发强烈的内潮波(Munk *et al*, 1998),因此大陆架边缘是内潮波生成的重要源地之一。陆架上内波生成问题的研究对于大陆架上环境要素的分布、海洋工程和水下航行活动都具有十分重要的意义(Shanks, 1987; 汪嘉宁等, 2012)。

陆架地形的坡度 S_t 和内波射线的坡度 S_w 的比值是控制内波生成的一个重要条件(Garrett *et al*, 2007)。当不考虑旋转影响时,内波射线的斜率 S_w 满足内波频散关系(式 1)

$$S_w = \sqrt{\frac{\omega^2}{N^2 - \omega^2}} \quad (1)$$

其中 ω 为内波频率,浮力频率 $N = \sqrt{-\frac{g}{\rho_0} \frac{d\rho}{dz}}$ 。

陆架地形根据 S_t/S_w 比值不同可以分为:超临界地形($S_t/S_w > 1$)、临界地形($S_t/S_w = 1$)和亚临界地形($S_t/S_w < 1$)。在临界地形条件下,内波引起水质点的运

动轨迹与正压潮流在陆架地形上引起的水质点运动轨迹一致,因此内波和正压潮流在陆架地形上发生共振,此时生成的内波能量最强,这种内波生成方式被称为内波共振生成机制(Gerkema *et al*, 2004; Gostiaux *et al*, 2007; Jia *et al*, 2014)。Zhang 等(2008)通过实验发现共振内波的强度随着共振区域长度的增加而增强,同时在陆架地形上产生了内波的强流区。在 Zhang 等(2008)的实验中由于陆架地形是光滑的,因此内波可以在整个陆架区域发生共振。但是在真实的海洋中,陆架上分布着众多的水下沙丘和凹凸地形(Ashley, 1990)。以南海大陆架为例,Reeder 等(2010)发现了振幅为 16m、波长为 350m 的水下沙丘。这些地形结构的发现表明真实海洋中的陆架并不是光滑的,而应该被看成是由光滑的陆架地形和不同尺度的粗糙地形叠加而成。这些粗糙地形一方面将对陆架上的共振内波产生影响,另一方面它们可以造成陆架的坡度在小范围内发生剧烈变化。当陆架地形坡度变化十分剧烈时,内波将从陆架地形上的间断点生成(Baines, 1982; Wang *et al*, 2012),从而在陆架

* 国家自然科学基金项目, 41476001 号, 41276008 号。王金虎, 博士研究生, E-mail: wjhfls1723@163.com

通讯作者: 陈旭, 副教授, E-mail: chenxu001@ouc.edu.cn

收稿日期: 2016-01-10, 收修改稿日期: 2016-03-08

上出现新的内波生成源点。综上所述粗糙地形必将对内波的时空结构产生重要影响(Dale *et al*, 2015; van Haren *et al*, 2015)。

本文通过实验研究粗糙地形对陆架上内波生成的影响。为了比较光滑陆架地形和粗糙陆架地形生成内波的差异,我们将同一地形的一侧设置为光滑平面,另一侧添加了不同尺度的粗糙地形。使用粒子图像测速法(PIV)(Dalziel *et al*, 2007)对内波的速度场进行测量,利用内波的速度场计算了内波能量的空间分布,定量比较了由粗糙陆架地形和光滑陆架地形两种条件下生成内波的差异,并讨论了粗糙地形尺度对内波生成的影响。

1 实验与方法

1.1 实验设置

本文的实验是在中国海洋大学物理海洋重点实验室的二维内波水槽中进行的,二维水槽长 500cm,宽 15cm,高 40cm。为了便于描述实验现象,我们定

义水槽的长度方向为 x 轴,宽度方向为 y 轴,高度方向为 z 轴。实验中使用的陆架地形模型的宽度与水槽宽度相等,内波流速在 y 方向不发生变化,流动具有良好的二维性。我们的实验主要对 $x-z$ 平面内的内波流速进行观测,如图 1(a)所示。我们利用经典的“双缸法”(Hill, 2002)放置了 23cm 的线形分层水并通过电导率仪对分层流体的密度进行测量,测量结果如图 1b 和 1c 所示,线形分层良好。两次实验的浮性频率 N 分别为 1 和 0.94。

实验中用到的三角地形长 20.8cm,高 9.5cm,地形坡度为 24.5° 。为了分别模拟光滑和粗糙的陆架地形,我们将地形的一侧制作成光滑平面,另一侧添加了不同尺度的粗糙地形。粗糙地形用不同振幅的三角地形进行模拟,三角地形的振幅分别为 1cm 和 2cm,角度均为 45° ,如图 1b, 1c 所示。为了方便下文进行比较,本文将振幅为 1cm 的三角地形称为小粗糙地形,将振幅为 2cm 的三角地形称为大粗糙地形。实验时模型地形被放置在一块薄 PVC 板上,板子通过金

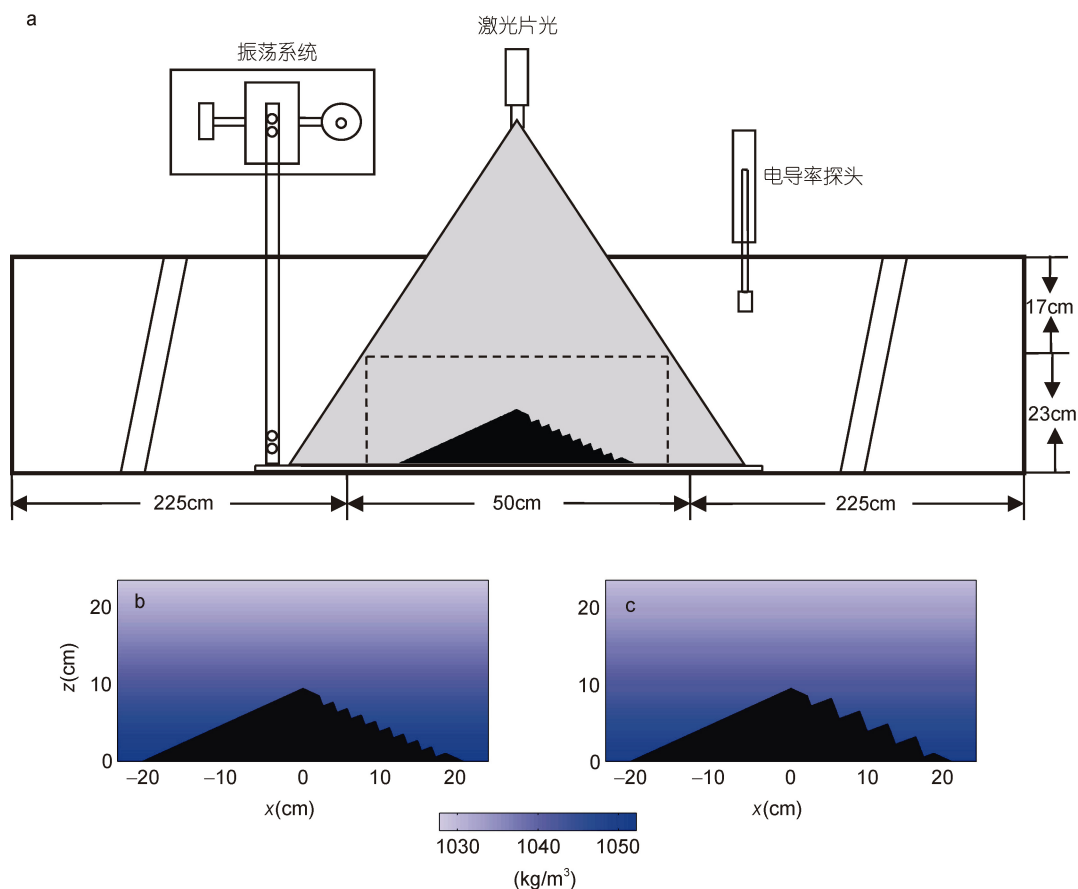


图 1 a: 实验装置; b: 小粗糙地形模型; c: 大粗糙地形模型

Fig.1 a: Sketch of the experiment setup; b: Small rough topography model; c: Large rough topography model

注: 图 b 和 c 中颜色表示流体密度

属件与驱动装置相连。驱动装置由电机和偏心圆柱组成, 偏心圆柱可以使地形产生正弦运动, 以此模拟海洋中的正压潮流。为了接近真实海洋中的正压潮流, 偏心圆柱的偏心距定为 0.5cm, 远小于模型地形的水平尺寸。在实验中我们将坐标系建立在模型地形的中心位置, 由此可以得到正压潮流的流速 $U(t)$ 满足关系式(2)

$$U(t) = A\omega \cos(\omega t - \Phi_0) \quad (2)$$

其中 A 为地形的最大位移, 即偏心圆柱的偏心距, ω 为振荡圆柱的圆频率, Φ_0 为流速的初始相位。在实验中我们将零时刻定义为正压潮流由 x 轴正方向转为负方向的时刻, 因此 $\Phi_0 = \frac{3}{2}\pi$ 。两次实验的圆频率分别为 $\omega_1 = 0.08$ 和 $\omega_2 = 0.07$ 。根据内波频散关系式(1), 两次实验中内波射线的理论角度为 26.5° 和 25° , 均满足共振地形的临界条件(Zhang *et al.*, 2008)。

我们利用粒子图像测速法(PIV)(Dalziel *et al.*, 2007)对内波的速度场进行定量测量。其中 PIV 系统主要由光源系统、示踪粒子和记录粒子运动的成像系统组成。实验的光源系统是功率为 3W 的激光器。激光器发射的点光源通过 0.5mm 厚度的激光器展片投射到水槽的 $x-z$ 平面。实验中用到的示踪粒子为聚苯乙烯粉末, 密度为 1040kg/m^3 , 在实验拍摄期间示踪粒子的沉降速度与内波引起的速度相比可忽略不计。利用 CCD 摄像机对实验图像进行拍摄: CCD 相机的分辨率为 1600×1200 , 对应的实际拍摄面积为 $48\text{cm} \times 36\text{cm}$ 。对于每次实验, 在圆柱振荡 10 个周期后进行图像采集, 此时内波流速到达稳定; 采集 8 个周期的内波流速, 每个周期采集 20 张图像。

1.2 数据分析

对于 CCD 采集的图像, 利用 PIVlab 程序包进行处理(Thielicke *et al.*, 2014)。PIVlab 利用交互相关法分析相邻两张图像, 进而确定每个子窗口内部粒子的平均位移。本实验中每个子窗口的大小为 32 个像素点。接下来将分析得到的流场数据插值到标准的网格点上, 网格点水平和垂直方向的分辨率均为 0.25cm。

因为实验中仅采用振荡地形作为强迫源, 所以激发内波的能量主要集中在强迫频率内, 如图 2 所示。为了更好地展示实验结果, 提取出强迫频率内 x 方向和 z 方向的内波的流速 u_1 、 w_1 :

$$u_1 = u_0 \cos(\omega_1 t - \Phi_u) \quad (3)$$

$$w_1 = w_0 \cos(\omega_1 t - \Phi_w) \quad (4)$$

其中 u_0 、 w_0 分别为 x 方向和 z 方向内波流速的振幅, ω_1

为强迫频率, Φ_u 、 Φ_w 为各自流速的初始相位。 u_0 、 w_0 、 Φ_u 和 Φ_w 通过最小二乘法得到。为了便于比较实验结果, 定义了归一化流速 $\bar{u}_1 = \frac{u_1}{U_0}$ 和 $\bar{w}_1 = \frac{w_1}{U_0}$, 其中 U_0 为不同实验的正压潮流速振幅。结合参考 Wang 等(2015), 给出内波的归一化强度 $\langle E_1 \rangle$:

$$\langle E_1 \rangle = \langle \bar{u}_1^2 + \bar{w}_1^2 \rangle \quad (5)$$

其中 \bar{u}_1 和 \bar{w}_1 为归一化内波流速, $\langle \rangle$ 运算符表示对内波归一化动能进行周期平均。

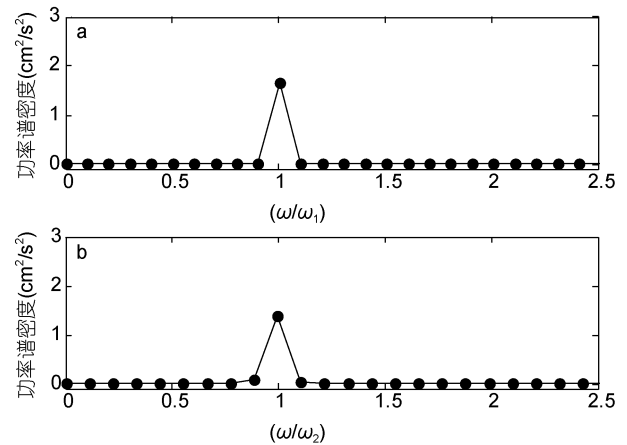


图 2 a: 小粗糙地形上内波流速功率谱; b: 大粗糙地形上内波流速功率谱

Fig.2 The power spectrum of internal waves on the small rough topography (a) and large rough topography (b)
注: ω_1 和 ω_2 分别为两次实验振荡地形的强迫频率

2 结果与讨论

2.1 内波归一化流速的空间分布

小粗糙地形下归一化内波流速矢量图(图 3)给出了在一个正压潮周期内内波流速空间分布。图 3a, b, c, d 为 \bar{u}_1 在不同时刻的空间分布; 图 3e, f, g, h 为 \bar{w}_1 在不同时刻的空间分布。正压潮的相位由图中蓝线上的红色圆点标明。从图 3 可以发现在地形粗糙和光滑一侧均产生了明显的内波射线。内波射线与水平面的夹角为 26.5° , 与理论预测值相符合。由内波频散关系可知 $\frac{w_1}{u_1} = \tan(26.5^\circ) \approx 0.5$, 所以内波水平流速 \bar{u}_1 明显强于垂向流速 \bar{w}_1 。在地形两侧均有共振内波生成, 内波射线相位向下传播, 因此内波能量由陆架地形处向其上方传播。由粗糙地形一侧生成内波的流速明显弱于光滑一侧。在正压潮流流速绝对值最大时刻(图 3b, d, f, h), 粗糙地形上内波流速明显减弱。粗糙地形生

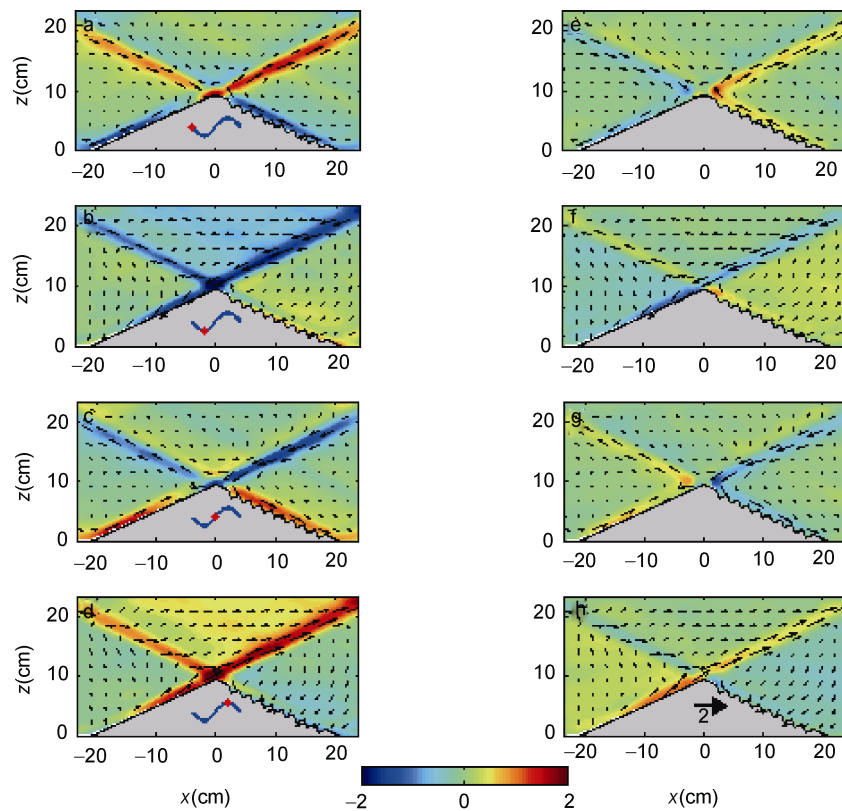


图3 小粗糙地形上不同时刻的归一化流速

Fig.3 Diagrams of the normalized velocity vectors on the small rough topography at different time

注: 左侧四张图表示水平流速 \bar{u}_1 , 右侧四张图表示垂向流速 \bar{w}_1 。图中颜色表示归一化流速的量值。红色圆点代表不同时刻的正压潮相位

成内波的流速比光滑一侧弱的原因, 一方面可能是因为光滑地形一侧内波引起水质点的运动方向与地形斜面平行, 因此内波能够在地形上发生共振 (Zhang *et al*, 2008), 但是粗糙地形的出现使得内波质点的运动方向不再与地形斜面处处平行, 因此共振效应受到抑制, 内波能量减弱; 另一方面可能是因为粗糙地形增大了内波和地形的接触面积, 地形的底摩擦效应造成内波能量减弱。

图 4 给出了大粗糙度地形条件下内波归一化流速矢量图。粗糙地形一侧生成内波的流速依然小于光滑一侧, 这与小粗糙度地形一致。两种粗糙地形下生成内波的最大区别出现在粗糙地形的间断点上——大粗糙地形上的每一个间断点变成了一个新的内波射线生成源, 在粗糙地形一侧出现了四条明显的内波射线。这些内波射线的相位落后于由陆架地形共振生成的内波射线。在正压潮流流速的最大时刻(图 4b, d, f, h), 粗糙地形上内波流速减弱, 但地形间断点上出现了内波能量相对增强的区域。

2.2 内波的归一化强度 $\langle E_1 \rangle$

利用公式(5)得到了由不同粗糙度地形生成内波的归一化强度 $\langle E_1 \rangle$ 的空间分布(图 5)。在小粗糙地形上(图 5a), 内波在光滑地形一侧发生共振, 共振生成的内波强度可以达到正压潮强度的 2 倍以上。在粗糙地形一侧, 内波强度明显减弱, 量值约和正压潮强度相当。在大粗糙地形上(图 5b), 由光滑地形和粗糙地形一侧生成的共振内波强度基本不发生变化。然而与内波归一化流速(图 4)相对应的是, 在大粗糙度地形上的凸形间断点处生成了明显的内波射线, 这与 Wang 等(2012)在陆架地形坡度变化剧烈处发现的内波射线相同。内波射线仅从地形上的凸形间断点处生成, 在凹形间断点处则没有内波射线。

为了比较不同粗糙度地形上生成内波的强度 $\langle E_1 \rangle$, 我们在距离陆架 8cm 的位置定义了 4 条平行于陆架的线段, 分别记为线段 1、线段 2、线段 3、线段 4, 如图 4 所示。这四条线段的位置既离开了内波顶部的非线性区域, 又可以充分描述每条内波射线的

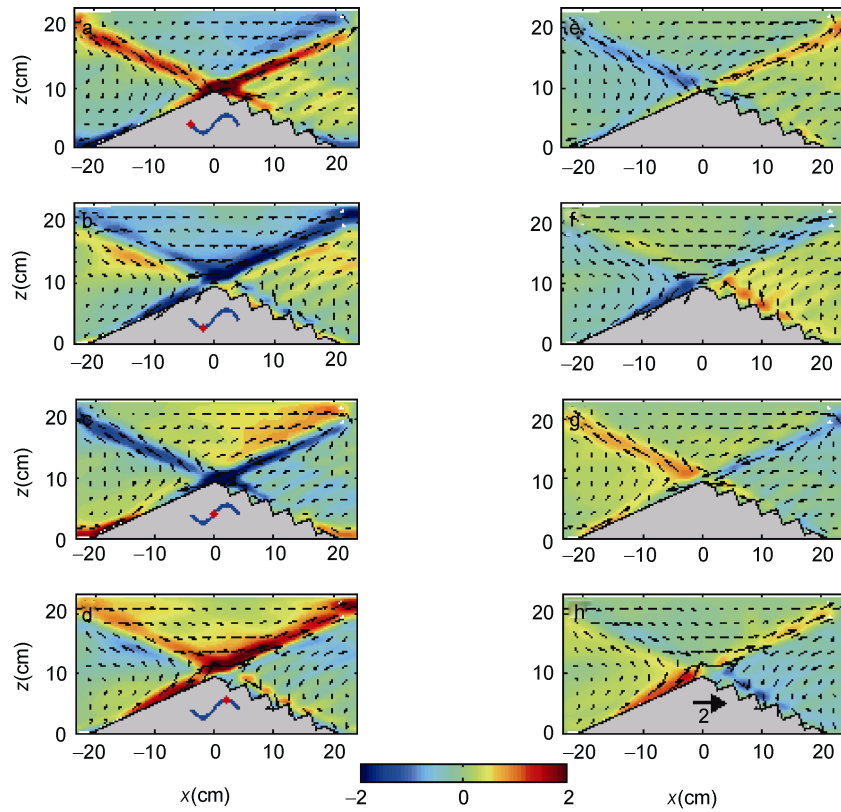


图 4 与图 3 相同, 大粗糙地形情况

Fig.4 Same as Fig.3, but for large rough topography

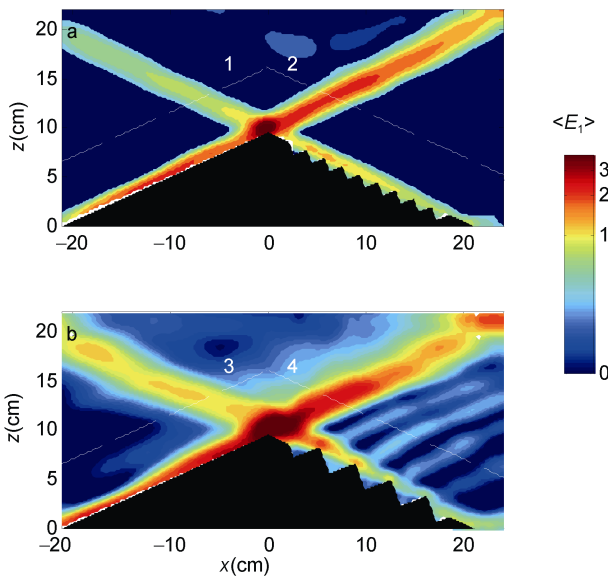


图 5 小粗糙地形(a)和大粗糙地形(b)上内波归一化强度 $\langle E_1 \rangle$

Fig.5 The normalized internal wave strength $\langle E_1 \rangle$ on the small rough topography (a) and large rough topography (b)

注: 图中白色虚线标明了图 6 中分析的四条线段的位置。其中图例采用了取对数坐标

强度。四条线段上内波强度 $\langle E_1 \rangle$ 的变化如图 6 所示。

小(大)粗糙度地形粗糙和光滑一侧共振生成内波的最大强度 $\langle E_1 \rangle$ 分别为用点 A(B)和点 C(D)标记, 量值为 0.87(1.17)和 2.39(2.79), 两者比值为 37%(42%)。对于大粗糙度地形一侧(图 4 中线段 4), 凸形间断点的上方出现了内波能量的 4 个极大值点 E、F、G、H, 内波强度 $\langle E_1 \rangle$ 分别为 0.31、0.36、0.27 和 0.19, 平均强度可以达到为共振内波点(D)强度的 13%。

2.3 内波归一化流速的时间变化

利用图 6 中各点流速的时间序列, 我们得到不同内波射线上归一化流速 \bar{u}_1 随时间的变化(图 7)。由图 7a 我们发现在小粗糙地形条件下, 由粗糙和光滑地形产生的共振内波仅落后于正压潮 $\frac{1}{7}\pi$ 个相位, 但是在大粗糙地形条件下, 共振内波的相位(B)落后正压潮达到 $\frac{1}{3}\pi$ 个相位。另一方面在大粗糙地形上生成的新内波射线(E、F、G、H)相位基本一致, 但与共振内波的相位存在明显差异(如图 7b)。由地形奇异点生成的内波射线落后正压潮约 $\frac{3}{5}\pi$ 个相位。这说明地形奇异点上生成的内波并不是由正压潮流直接激发生成的,

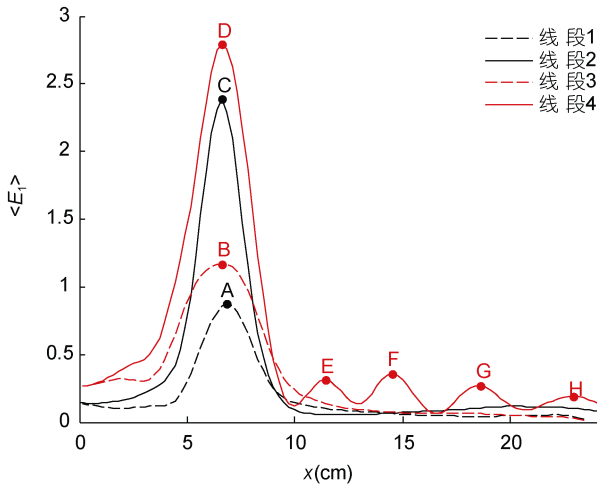


图 6 内波归一化能量 $\langle E_1 \rangle$ 沿不同粗糙地形两侧线段上的分布

Fig.6 The normalized internal wave strength $\langle E_1 \rangle$ along different lines that located on both sides of topographies
注: 图中圆点为各线段上的能量极值点

其产生和粗糙地形上的共振内波有关。如图 4a, b 所示, 当粗糙地形上的共振内波的相位向下传递到地形奇异点时激发生成了新的内波射线。大粗糙地形上方内波射线相位的差异也造成了其上方内波流速剪

切强于小粗糙地形上方区域。图 8 为小粗糙地形和大粗糙地形上 $x=15\text{cm}$ 处的归一化流速和速度剪切的瞬时垂向剖面图, 对应于图 3d 和图 4d 的正压潮正向流速最大时刻。由图可知在大粗糙地形上内波速度垂向剪切明显强于小粗糙地形, 因此在大粗糙地形上水体更容易发生混合。但是在实验室中, 由于正压潮振幅较小, 两种粗糙地形上的 Richardson 数均大于 $\frac{1}{4}$, 剪切流体仍处于稳定状态。

2.4 地形粗糙度与粘性边界层厚度

黏性边界层厚度是影响粗糙地形上内波生成的重要因素之一。黏性边界层厚度 δ 由式(6)给出

$$\sigma = \sqrt{\frac{\gamma L}{U_0}} \tag{6}$$

其中 γ 为流体运动学黏性系数, L 为地形水平尺度, U_0 为正压潮流流速。由式(6)可以计算出在本实验中, 黏性边界层厚度约为 1.3cm。对于小粗糙度地形, 振幅小于黏性边界层厚度, 因此粗糙地形上的间断点没有成为新的内波生成源点。而对于大粗糙度地形, 由于其振幅大于黏性边界层厚度, 因此在粗糙地形上有新的内波生成。对于海洋陆架地形上的沙丘和凸凹

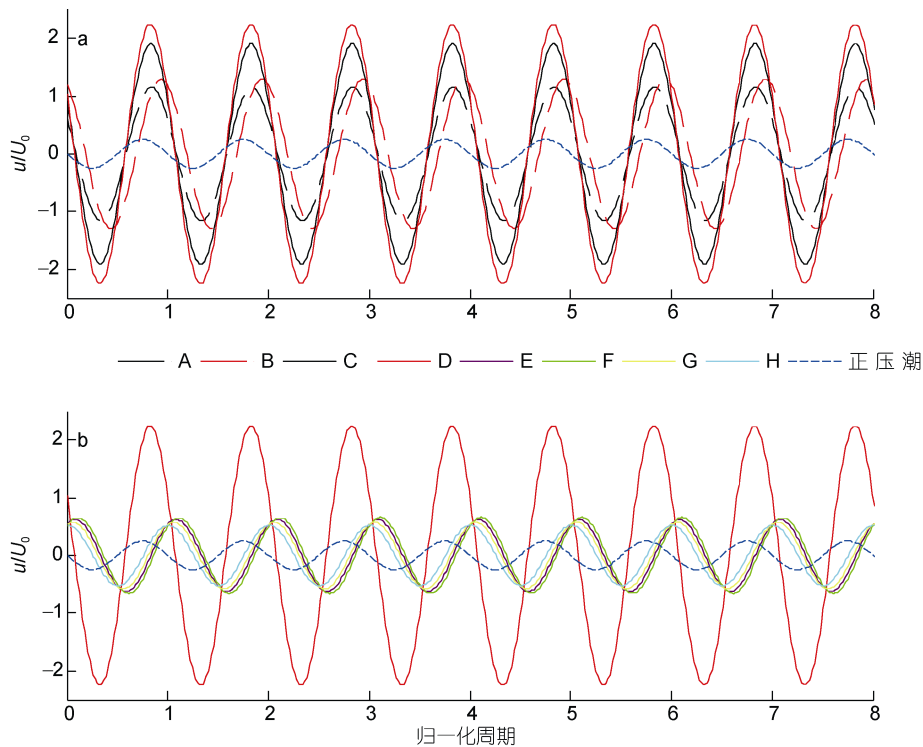


图 7 (a)共振内波射线和(b)新生成内波射线上归一化流速 u/U_0 的时间序列

Fig.7 Time series of normalized velocity u/U_0 of the maximum points at (a) resonant internal wave rays and (b) new generated internal wave rays

注: 蓝色虚线标明了正压潮相位

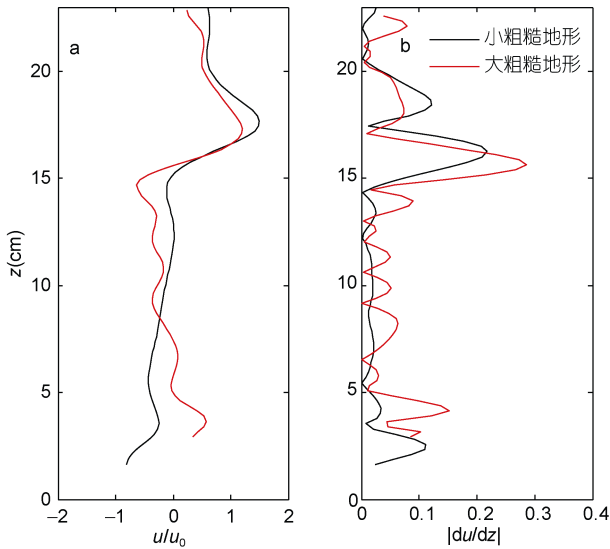


图8 两种粗糙地形上 $x=15\text{cm}$ 处的(a)内波归一化流速瞬时剖面 and (b)水平速度剪切 $|du/dz|$ 的瞬时剖面

Fig.8 The vertical profiles of (a) instantaneous normalized velocity u/U_0 and (b) instantaneous absolute value of velocity shear $|du/dz|$ at $x=15\text{cm}$ on both rough topographies

地形(Ashley, 1990)等粗糙地形,其粗糙度大于海洋中黏性边界层厚度,因此将对陆架上的内波的生成产生重要影响。

3 结论与展望

本文通过实验室研究的方法定量分析了粗糙地形对内波共振生成的影响,得出以下结论:

(1) 粗糙地形对陆架上共振内波的生成有显著的影响。粗糙地形一侧生成内波的强度约为光滑地形一侧生成内波强度的40%。共振内波与正压潮流的相位基本一致,仅落后于正压潮 $\frac{1}{7}\pi$ 个相位。但当粗糙地形振幅增加时,共振内波与正压潮流的相位差可以达到 $\frac{1}{3}\pi$ 个相位。

(2) 当地形的粗糙度小于黏性边界层厚度 δ 时,陆架地形上只有共振内波生成。但是当粗糙度大于黏性边界层厚度时,陆架上存在两种内波生成机制,一种是共振内波生成机制,另一种是奇点生成机制。陆架上的凸形间断点将变为新的内波生成点。新生成内波射线的最大强度 $\langle E_1 \rangle$ 约为共振内波强度的 $\frac{1}{10}$, 相落后于正压潮 $\frac{3}{5}\pi$ 个相位。

(3) 对于真实海洋中的陆架地形,当粗糙地形尺

度大于海洋黏性边界层时将出现新的内波生成源点。由地形奇点生成的内波将造成陆架上内波流速剪切加强,当正压潮振幅足够大时内波可能会发生破碎,因此对陆架上水体的混合有重要影响。

参 考 文 献

- 汪嘉宁, 魏皓, 李伟, 2012. 东海内陆架春季跃层和内波影响下的环境要素分布. 海洋与湖沼, 43(3): 643—648
- Ashley G M, 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem-SEPM bedforms and bedding structures. J Sediment Petrol, 60(1): 160—172
- Baines P G, 1982. On internal tide generation models. Deep-Sea Res I, 29(3): 307—338
- Dale A C, Inall M E, 2015. Tidal mixing processes amid small-scale, deep-ocean topography. Geophys Res Lett, 42(2): 484—491
- Dalziel S B, Carr M, Svein J K *et al*, 2007. Simultaneous synthetic Schlieren and PIV measurements for internal solitary waves. Meas Sci Technol, 18(3): 533—547
- Garrett C, Kunze E, 2007. Internal tide generation in the deep ocean. Annu Rev Fluid Mech, 39(1): 57—87
- Gerkema T, Lam F P A, Maas L R M, 2004. Internal tides in the Bay of Biscay: conversion rates and seasonal effects. Deep-Sea Res II, 51(25—26): 2995—3008
- Gostiaux L, Dauxois T, 2007. Laboratory experiments on the generation of internal tidal beams over steep slopes. Phys Fluids, 19(2): 028102
- Hill D F, 2002. General density gradients in general domains: the “two-tank” method revisited. Exp Fluids, 32(4): 434—440
- Jia X N, Chen X, Li Q *et al*, 2014. Study on internal waves generated by tidal flow over critical topography. J Ocean Univ China 13(5): 728—732
- Munk W, Wunsch C, 1998. Abyssal recipes II: energetics of tidal and wind mixing. Deep-Sea Res I, 45(12): 1977—2010
- Reeder B D, Ma B B, Yang Y J, 2011. Very large subaqueous sand dunes on the upper continental slope in the South China Sea generated by episodic, shoaling deep-water internal solitary waves. Mar Geol, 279(1—4): 12—18
- Shanks A L, 1987. The onshore transport of an oil spill by internal waves. Science, 235(4793): 1198—1200
- Thielicke W, Stamhuis E J, 2014. PIVlab — towards user-friendly, affordable and accurate digital particle image velocimetry in MATLAB. J Open Res Softw, 2(1): e30
- van Haren H, Cimattoribus A, Gostiaux L, 2015. Where large deep-ocean waves break. Geophys Res Lett, 42(7): 2351—2357
- Wang J H, Chen X, Wang W *et al*, 2015. Laboratory experiments on the resonance of internal waves on a finite height subcritical topography. Ocean Dyn, 65(9—10): 1269—1274
- Wang T, Chen X, Jiang W S, 2012. Laboratory experiments on the generation of internal waves on two kinds of continental margin. Geophys Res Lett, 39(4): L04602
- Wunsch C, Ferrari R, 2004. Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans. Annu Rev Fluid Mech, 36(1): 281—314
- Zhang H P, King B, Swinney H L, 2008. Resonant generation of internal waves on a model continental slope. Phys Rev Lett, 100(24): 244504

LABORATORY STUDY ON INTERNAL WAVE GENERATION IN ROUGH TOPOGRAPHY

WANG Jin-Hu, CHEN Xu, XU Yang

(*Key Laboratory of Physical Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266100, China*)

Abstract To simulate the effect of topography roughness on generation of resonant internal waves, we conducted a laboratory experiment and the velocity field of internal waves was measured with particle image velocimetry (PIV) technology. Two different amplitudes of roughness were applied, of which one was greater than thickness of viscous boundary layer (δ), and the other one, smaller. Results show that the strength of resonant internal waves was weakened in both topography conditions. The strength of internal waves generated from rough topography was 40% of that from smooth one. When amplitude of roughness was greater than δ ; additional to resonant internal waves, obvious internal wave rays emanated from the rough side of topography. Each convex point on rough topography became a new generation point of internal wave. The amplitude of each new internal wave ray was 1/10 of that of the resonant internal wave. The phase of these internal wave rays was identical, which was nearly $3\pi/5$ behind the forcing barotropic current. When amplitude of roughness was smaller than δ , only resonant internal waves were generated from the rough side. The phase of the resonant internal wave almost identical to the barotropic current.

Key words internal wave experiment; rough topography; particle image velocimetry (PIV); oscillating topography