

相同尺度地形与背景流共振生成 内孤立波机制

吴 凡^{1,2}, 杨永增^{1,2}, 熊学军^{1,2*}, 陈 亮^{1,2}, 官庆龙³

(1. 自然资源部 第一海洋研究所, 山东 青岛 266061;

2. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室 区域海洋动力学与数值模拟功能实验室, 山东 青岛 266061;

3. 中国海洋大学 海洋与大气学院, 山东 青岛 266100)

摘 要: 为研究内孤立波的地形和背景流共振机制,用地形和背景流共振机制计算了 3 个潜标观测的内孤立波(不同模态、不同波长)的流速和传播速度,并与观测到的内孤立波进行比较。潜标观测的第一模态内孤立波(波长分别为 6.4 和 3.3 km)都是下凹型内孤立波,2 个内孤立波的传播速度约为 1.4 m/s、最大振幅约为 48 m,水平流向结构都是上层西北向、下层东南向,波长 3.3 km 的内孤立波波峰前后有更明显的下降流和上升流。用共振机制计算出的第一模态和第二模态纬向流速的垂向结构与观测相同,最大纬向流速出现的深度与观测一致,分别相差 5 和 12 m。用共振机制计算出的内孤立波传播速度与用 KdV 方程计算的传播速度相当,共振机制计算波速为 0.66~1.21 m/s, KdV 方程计算波速为 0.79~1.40 m/s。

关键词: 地形傅里叶级数展开;背景流;共振;内孤立波

中图分类号: P731

文献标志码: A

文章编号: 1671-6647(2022)02-0197-12

doi: 10.12362/j.issn.1671-6647.2022.02.004

引用格式: 吴凡, 杨永增, 熊学军, 等. 相同尺度地形与背景流共振生成内孤立波机制[J]. 海洋科学进展, 2022, 40(2): 197-208. WU F, YANG Y Z, XIONG X J, et al. Mechanism of internal solitary waves generated by the resonance of same-scale terrain and background current[J]. Advances in Marine Science, 2022, 40(2): 197-208.

海洋中内孤立波指发生在密度稳定层化的海洋内部,海水在垂直方向有明显振动的波动^[1-2]。内孤立波是一种非线性波动,为单波峰或波谷结构,持续时间长度为 9~120 min,波长可达数千米,由于发生在海洋内部,海水上升时自身的重力被浮力抵消掉大部分,所以海水升高得比较容易,比表面波动具有更大的波高^[3]。在传播过程中会导致局地海面海水发生强烈辐聚、辐散以及突发性强流。内孤立波使海水流速明显增加,引起等密度面的大振幅波动,对水下航行器的稳定安全航行造成威胁;另外,内孤立波蕴含巨大的能量,具有极强的破坏力,严重威胁海上石油钻井平台等设施的结构安全^[4-6]。通过现场观测数据识别大振幅

收稿日期: 2021-03-25

资助项目: 国家科技重大专项——南海北部内波流监测、预报、预警系统研究及应用(2016ZX05057015);海洋工程装备科研项目——500 米水深油田生产装备 TLP 自主研发—内波流预警方案研究及内波流监测系统研制(CCL2015SKGF0008);国家自然科学基金项目——黄海暖流的多时相特征及其发生机制研究(41376038);国家自然科学基金委员会-山东省人民政府联合资助海洋科学研究中心项目(U1606405);国家海洋局全球变化与海气相互作用专项子课题——黑潮结构时空变化特征对中国近海环流的影响分析(GASI-03-01-01-02);国家海洋局全球变化与海气相互作用专项子课题——黑潮不稳定性及多核结构(GASI-IPOVAI-01-05);国家重大科学研究计划——太平洋印度洋对全球变暖的响应及其对气候变化的调控作用之热带太平洋印度洋海洋观测(2012CB955601);海洋公益性行业科研专项——常用海底声纳测量仪器计量检测关键技术研究示范应用(200905024);国家自然科学基金青年基金项目——东海黑潮三维结构及季节变化研究(40406009);国家重大科学仪器设备开发专项——自容式声学多普勒流速剖面仪开发(2012YQ12003908);国家海洋局全球变化与海气相互作用专项子课题——东印度洋南部水体综合调查夏季航次(GASI-02-IND-STSSum)

作者简介: 吴 凡(1995—),女,硕士研究生,主要从事内孤立波方面研究. E-mail: wuf@fio.org.cn

* **通信作者:** 熊学军(1976—),男,研究员,博士,主要从事区域海洋动力学及调查技术方面研究. E-mail: xiongxi@fio.org.cn

(李 燕 编辑)

内孤立波的方法通常有 2 种:第一种方法是通过温盐场进行识别,由于内孤立波的垂向振动,将高层的高温低盐水/低层的低温高盐水带向低层/高层输运,使得发生内孤立波时温度和盐度等值线在深度上发生明显的变化;第二种方法是通过结合水平流速和垂直流速来识别内孤立波。内波的研究方法主要有卫星遥感^[7-8]、现场观测和数值模拟^[9]。内波的生成机制较为复杂,是物理海洋中的重要研究课题之一,普遍被认可的内波生成机制主要有:山后波机制^[10]、内潮释放机制^[11]和内潮非线性变陡机制^[12-13]等。南海北部的内孤立波大多数来自吕宋海峡,除此以外,海南文昌附近海域^[14]、南海西部、珠江口附近海域以及越南附近海域等也都有内波产生^[15]。

虽然随着仪器、卫星的不断发展,对南海北部内孤立波的研究越来越细致、完善,但是在研究地形对内孤立波的影响时,研究较多的是内孤立波传播和演变过程的影响,对内孤立波的生成和能量来源研究较少。内波的主要能量是由潮地相互作用产生的,所以本文根据同尺度地形与背景流共振生成内孤立波的机制,利用南海北部东沙群岛以西陆坡海域潜标观测数据,选择 3 个内孤立波分析并进行数值模拟,模拟相同背景场下同尺度地形与背景流共振生成的内孤立波的性质。

1 数 据

1.1 温、盐、流观测数据

2018 年 7 月至 12 月期间,在南海北部东沙群岛西侧的陆坡海域(115°20′24″E,20°13′12″N)布放了一套潜标进行温度、盐度和海流的全水深观测。潜标的观测仪器构成包括美国 SeaBird 公司生产的 SBE56 温度传感器(Temperature logger,下文简称 T)16 台、美国 SeaBird 公司生产的 SBE37SM 温盐深测量仪(Conductivity, Temperature and Depth,简称 CTD)10 台、美国 TRDI 公司生产的 75 kHz ADCP 和 300 kHz ADCP 各 1 台。观测站位的潜标设计如表 1 所示,观测站位水深 502 m,海流剖面通过在水深 337 m 处安装 1 台 75 kHz ADCP(朝上)和 1 台 300 kHz ADCP(朝下)进行观测,并在此处安装 1 台 CTD 以获取准确的深度数据,所有 ADCP 的观测层厚均为 8 m,采样间隔为 3 min,测流精度为(1% $v \pm 0.5$) cm/s(其中 v 为流速值)。温盐剖面通过 CTD 和 T 进行观测:在水深 50~450 m 处,每隔 50 m 安装 1 台 CTD;在水深 60~240 m 处,每隔 10 m 安装 1 个 T(已安装 CTD 则不再安装)。CTD 和 T 的采样间隔均为 30 s,测温精度为 0.002 °C。在数据处理过程中,T 的水深由其所在潜标位置上下 CTD 的水深观测值插值得出。温度、盐度和海流数据的时间范围为 2018 年 7 月 21 日 20:00 至 2018 年 12 月 20 日 6:00。

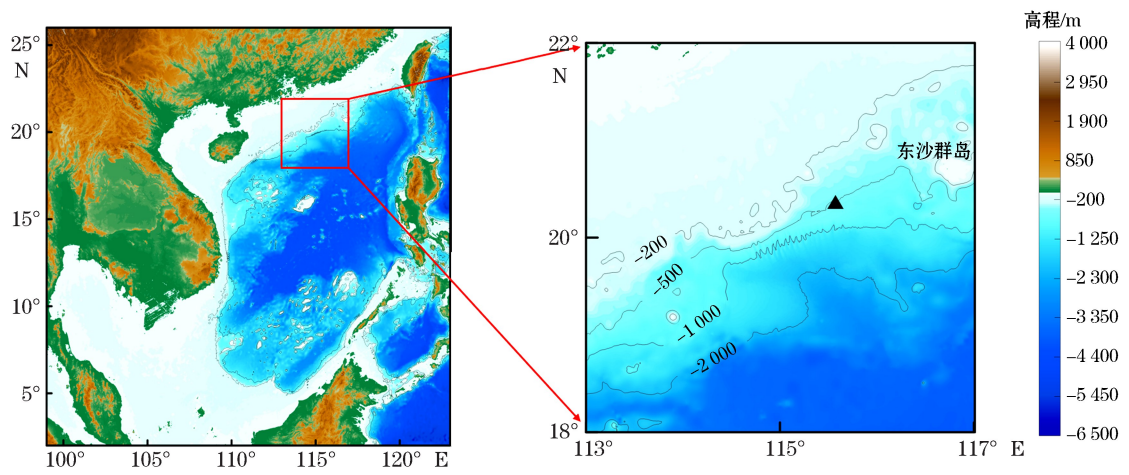
表 1 观测站位潜标仪器组成
Table 1 Sensors of the subsurface buoy and their depths

编 号	仪器类型	仪器深度/m	采样间隔/s	编 号	仪器类型	仪器深度/m	采样间隔/s
1	CTD	50	30	15	T	190	30
2	T	60	30	16	CTD	200	30
3	T	70	30	17	T	210	30
4	T	80	30	18	T	220	30
5	T	90	30	19	T	230	30
6	CTD	100	30	20	T	240	30
7	T	110	30	21	CTD	250	30
8	T	120	30	22	CTD	300	30

续表							
编 号	仪器类型	仪器深度/m	采样间隔/s	编 号	仪器类型	仪器深度/m	采样间隔/s
9	T	130	30	23	CTD	337	30
10	T	140	30	24	75 kHz ADCP	337	180
11	CTD	150	30	25	300 kHz ADCP	337	180
12	T	160	30	26	CTD	350	30
13	T	170	30	27	CTD	400	30
14	T	180	30	28	CTD	450	30

1.2 地形数据

基于现场多波束调查资料的地形数据融合英国海洋数据中心 (British Oceanographic Data Center, BODC)精度 1' 的海底地形数据^[16], 获得空间分辨率约为 457 m 的海底地形数据。本文中选择的区域范围为 (113°~117°E, 18°~22°N)。图 1 为利用该数据绘制的整个南海的海底地形。



注:红框为研究区域,▲为观测站位(115°20′24″E,20°13′12″N)。

图 1 南海海底地形和研究区域位置

Fig.1 Topography of the South China Sea and the study domain

2 计算方法

2.1 内波流速

内波流 u_{ISW} 的流速计算式为:

$$u_{\text{ISW}} = u - u_0, \tag{1}$$

即用 ADCP 观测到的实测流 u 减去背景流 u_0 , u_0 为内波发生前半小时的平均流。

2.2 地形数据的傅里叶级数展开

为描述海底地形在不同水平尺度上的起伏,将海底地形数据在矩形区域 $R(-l \leq x \leq l, -h \leq y \leq h)$ 进行二重傅里叶级数展开^[17]。

$$z(x, y) \sim \sum_{m, n=0}^{\infty} \lambda_{m, n} (a_{m, n} \cos \frac{\pi m x}{l} \cos \frac{\pi n y}{h} + b_{m, n} \sin \frac{\pi m x}{l} \cos \frac{\pi n y}{h} + c_{m, n} \cos \frac{\pi m x}{l} \sin \frac{\pi n y}{h} + d_{m, n} \sin \frac{\pi m x}{l} \sin \frac{\pi n y}{h}), \quad (2)$$

$$\lambda_{m, n} = \begin{cases} 0.25 & m = n = 0 \\ 0.5 & m > 0, n = 0 \text{ 或 } m = 0, n > 0, \\ 1 & m > 0, n > 0 \end{cases} \quad (3)$$

$$a_{m, n} = \frac{1}{lh} \iint_R f(x, y) \cos \frac{\pi m x}{l} \cos \frac{\pi n y}{h} dx dy, \quad (4)$$

$$b_{m, n} = \frac{1}{lh} \iint_R f(x, y) \sin \frac{\pi m x}{l} \cos \frac{\pi n y}{h} dx dy, \quad (5)$$

$$c_{m, n} = \frac{1}{lh} \iint_R f(x, y) \cos \frac{\pi m x}{l} \sin \frac{\pi n y}{h} dx dy, \quad (6)$$

$$d_{m, n} = \frac{1}{lh} \iint_R f(x, y) \sin \frac{\pi m x}{l} \sin \frac{\pi n y}{h} dx dy, \quad (7)$$

式中: $m, n = 0, 1, 2, \dots; 2l$ 为地形数据纬向长度; $2h$ 为地形数据经向长度; $\lambda_{m, n}$ 为计算系数; $a_{m, n}$ 、 $b_{m, n}$ 、 $c_{m, n}$ 和 $d_{m, n}$ 为展开系数。地形空间尺度的波长: 纬向波长 $\lambda_l = \frac{2l}{m}$, 经向波长 $\lambda_h = \frac{2h}{n}$ 。图 2a 为对地形进行傅里叶展开后各个空间尺度对应的系数(以 $a_{m, n}$ 为例), 地形起伏整体上随波长的增大而增加。图 2b 为用地形展开的傅里叶级数还原的地形, 与展开前地形起伏相同, 图中 1 000 m 等深线与原地形基本重合。

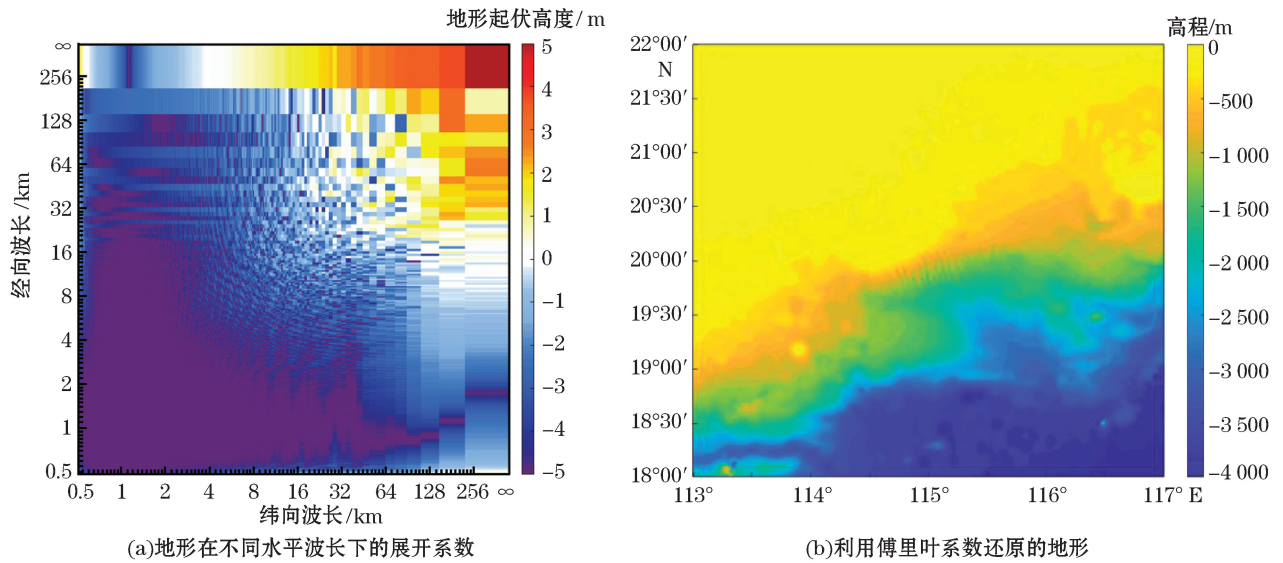


图 2 傅里叶展开系数分布及结果验证

Fig.2 Fourier series expansion and the terrain calculated by the Fourier series

2.3 地形与背景流的共振

在柱坐标系下, 从基于 Boussinesq 近似的流体运动控制方程出发, 将底边界条件的水深深度函数分解为涡旋-环流合成运动尺度下的空间慢变地形和波动尺度下的快变地形 H_{SM} , 得到 Fourier 变换形式下的波

动控制方程线性解及频散关系,考虑内孤立波条件下的特征波解,统一线性波解取实部,有如下形式^①:

$$u = \alpha \hat{\delta}_{-H} \frac{k_3}{k} \Pi_1 \frac{\cos\{X_{32}(x_3)\}}{\sin\{X_{32}(-H)\}}, \tag{8}$$

$$\Omega^2 = \omega^2 - f^2, \tag{9}$$

$$k_3 = \frac{1}{\Omega^2} \{\Omega^2(N^2 - \omega^2)\}^{1/2} k, \tag{10}$$

$$X_{32}(x_3) = \int_0^{x_3} k_3(x_3) dx_3 = \int_0^{x_3} \frac{1}{\Omega^2} \{\Omega^2(N^2 - \omega^2)\}^{1/2} k dx_3, \tag{11}$$

$$\Pi_1 = \frac{k_1}{k}, \tag{12}$$

$$\hat{\delta}_{-H} = -i \mu_{(H_{SM})} \vec{k} \cdot (\vec{U})_{x_3 = -H}, \tag{13}$$

式中: x_1 、 x_2 和 x_3 分别为纬向、经向和垂向坐标; u 为纬向内波流流速; ω 为波动的频率; f 为科氏参量; Ω^2 表示内波频率平方和惯性频率平方的差; k_1 、 k_2 分别为纬向和经向上的波数, $\vec{k} = (k_1, k_2)$ 为水平方向上的波数矢量, $k = \sqrt{k_1^2 + k_2^2}$, k_3 为垂向波数, X_{32} 为垂向波数 k_3 在深度上的积分; Π_1 为无量纲参量,是纬向波数和水平波数的比值; H 为水深; $\mu_{(H_{SM})}$ 为扰动地形在相应波长尺度的振幅,即式(2)中的展开系数 $a_{m,n}$; $(U_1, U_2)_{x_3 = -H}$ 分别为 x_1 、 x_2 方向海底 ($x_3 = -H$) 背景流的流速; $(\vec{U})_{x_3 = -H} = (U_1, U_2)_{x_3 = -H}$ 为水平方向背景流矢量; $\hat{\delta}_{-H}$ 为 $\mu_{(H_{SM})}$, $\vec{k}$ 与 $(\vec{U})_{x_3 = -H}$ 的乘积,体现了扰动地形、波动与背景流之间的共振。

因为背景潮流流速的取值存在误差、较粗糙的海底地形数据可能造成地形展开的振幅不准确以及共振机制在内孤立波生成过程中所起的作用大小不同,所以引入待定系数 α 对计算结果进行校正, α 的取值在下节阐述。

3 结果分析

在潜标观测期间,共发生强内孤立波 436 个,本文选取不同波长(6.4 km、3.3 km 和 1.8 km)的内孤立波进行数值实验来比较地形起伏背景共振生成的内孤立波的特征和实际观测的内孤立波的特征。分析步骤:①记录观测的内孤立波最大流速出现时刻,获得该时刻的垂直剖面流速 u_{ob} ;②选择与内孤立波波长相同尺度地形的傅里叶展开系数 $a_{m,n}$ 及背景浮力频率垂直剖面,计算在此条件下产生的内孤立波的流速、周期、传播速度等信息;③比较计算的内波特征和观测的内波特征。在计算浮力频率垂直剖面时,用 WOA(World Ocean Atlas)数据^[19]补齐海面至 50 m 深度的温度和盐度。且由于无法获得流场的准确信息,在计算过程中背景流速 U 取 0.1 m/s。3 个内孤立波的参数和计算结果见表 2。

表 2 选取的内孤立波的参数与计算结果
Table 2 Parameters of the three internal solitary waves

模 态	波长/ km	发生时刻	最大振幅/ m	传播速度/ (m · s ⁻¹)	地形起伏/ m	背景流速/ (m · s ⁻¹)	系数 α	计算波速/ (m · s ⁻¹)
第一模态	6.4	2018-11-04T05:34	48	1.40	0.056	0.1	0.26	1.13
	3.3	2018-08-14T10:55	49	1.45	0.011	0.1	40.06	1.21
第二模态	1.8	2018-08-07T13:03	58	0.79	0.002	0.1	31.08	0.66

根据内孤立波的垂向结构,将其分为第一模态内孤立波(图 3a)、第二模态内孤立波(图 3b)、第三模态内

① 杨永增. 考虑复杂地形及背景流情况下的波动方程及统一线性解. 青岛:自然资源部第一海洋研究所,2021.

孤立波等^[1]。在本次观测中第一模态内孤立波最为常见,第二模态内孤立波较少,不存在第三模态内孤立波。本文讨论的是第一模态和第二模态的内孤立波。

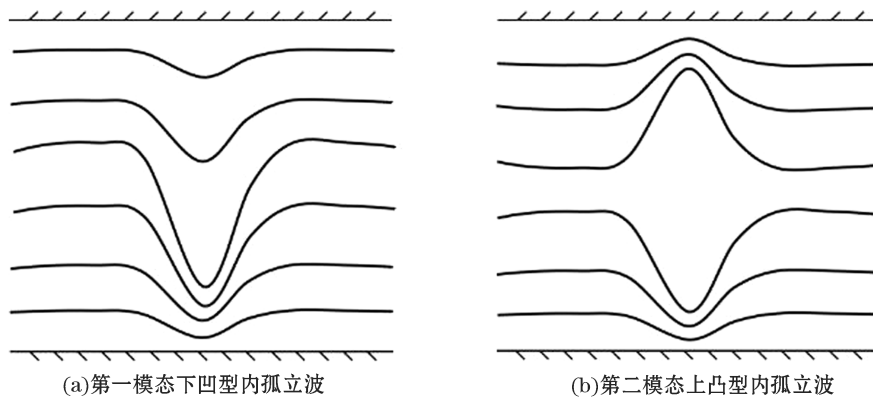


图3 第一模态和第二模态的内孤立波引起的跃层波动

Fig.3 Mode-1 and mode-2 internal solitary waves

3.1 第一模态内孤立波

选取2个观测到的第一模态内孤立波,波长分别为6.4和3.3 km。2018年11月4日观测到的内孤立波发生时刻为5时34分,持续时间为69 min,传播速度为1.40 m/s,波长为6.4 km,最大振幅为48 m。图4a为该内波发生前后的温盐信号,内波发生时等温线向下弯曲,该内波是第一模态下凹型内孤立波。图4b、图4c为该内波的水平流速剖面,水平流速表现为2层结构:以185 m水深为分界线,185 m以上水平流整体呈西北向,185 m以下水平流向与上层相反,呈东南向。水深65 m处流速最大,方向为西北向,最大流速为72 cm/s。图4d为该内波的垂向流速剖面,内波波峰前有明显下降流,持续时间为40 min,上升流表现不明显。

该内孤立波的观测流速和计算流速的比较结果如图5所示,二者垂向结构的趋势一致,先随水深向西增大,然后向东增大。纬向流速最大值出现在水深60 m,与实际观测的最大值位置相差5 m,在50~90 m水深范围内,计算的纬向流速变化很大,流速从东向10 cm/s增大至西向70 cm/s又回到东向10 cm/s。水深190 m以深计算流速偏小。计算得到的内孤立波传播速度为1.13 m/s,比用KdV方程计算得到的速度1.40 m/s小。

2018年8月14日观测到的波长为3.3 km的内孤立波发生时刻为10:55,持续时间为34 min,传播速度为1.45 m/s,最大振幅为49 m。图6a为该内波发生前后的温盐信号,该内波也是第一模态下凹型内孤立波。图6b、6c为该内波的水平流速剖面,水平流速表现为2层结构:以202 m水深为分界线,202 m以深水呈东南向,202 m以浅水平流整体呈西北向。水深57 m处流速最大,最大流速为52 cm/s。图6d为该内波的垂向流速剖面,内波的波峰前后有明显的上升流和下降流,比波长6.4 km的内孤立波特征更明显,下降流的持续时间比上升流长,内孤立波导致的上升流和下降流并不对称。

该内孤立波的观测流速和计算流速的对比结果见图7。在有观测数据的水深范围内,二者的垂向变化趋势相同。纬向流速的最大值出现在水深45 m处,与实际观测的位置相差12 m。计算内孤立波传播速度为1.21 m/s,比用KdV方程计算得到的速度(1.45 m/s)小。

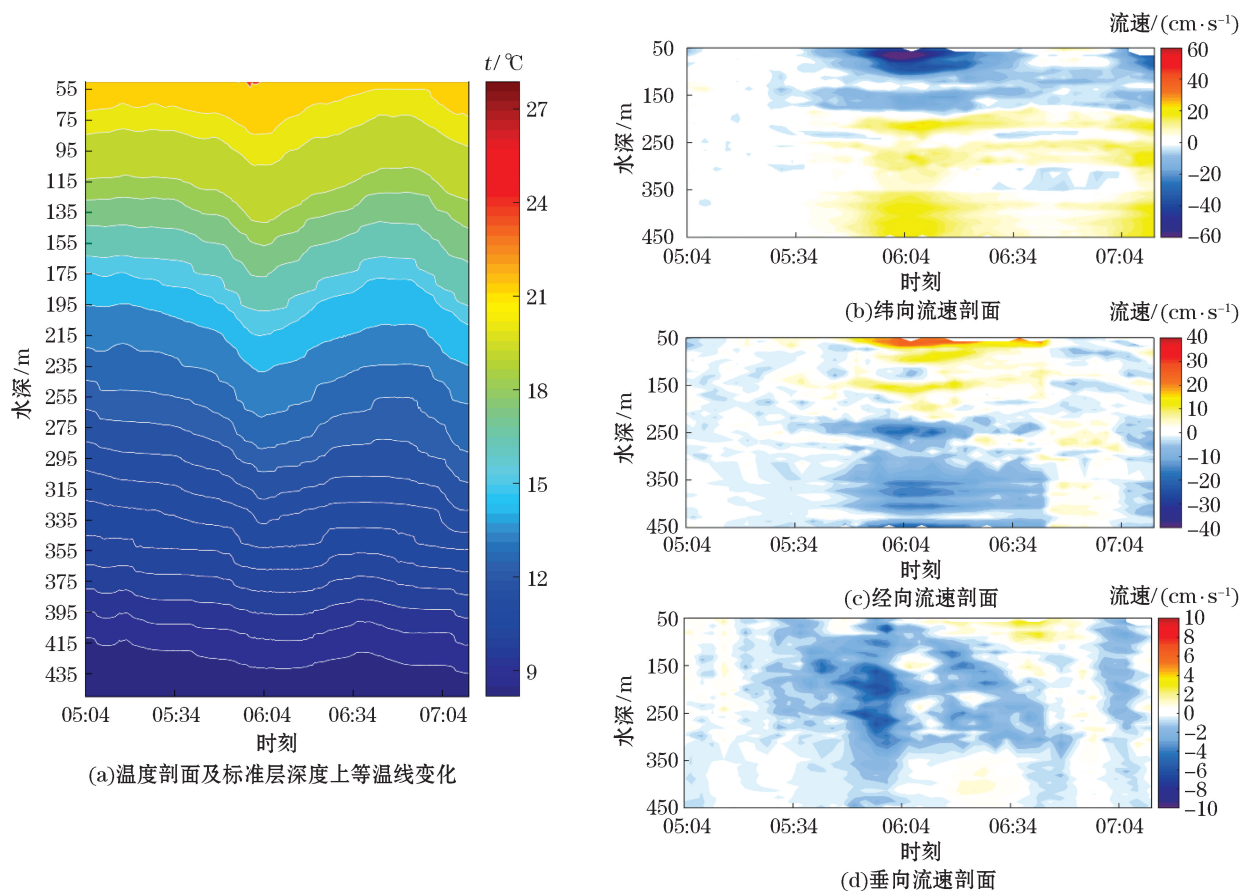


图4 2018年11月4日5时34分观测到的内孤立波信号

Fig.4 Internal solitary wave observed at 05:34 on November 4, 2018

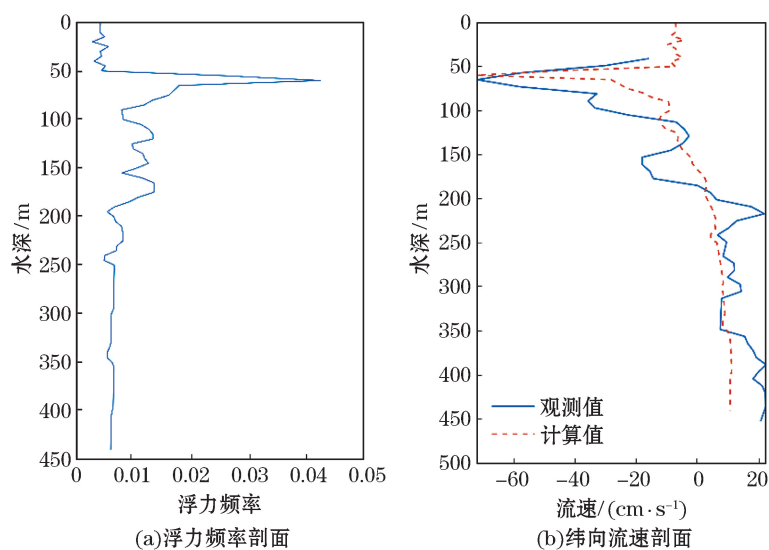


图5 浮力频率垂直分布和内孤立波(波长 6.4 km)纬向流速垂直廓线

Fig.5 Vertical distribution of buoyancy frequency and zonal velocity of the internal solitary wave with wavelength of 6.4 km

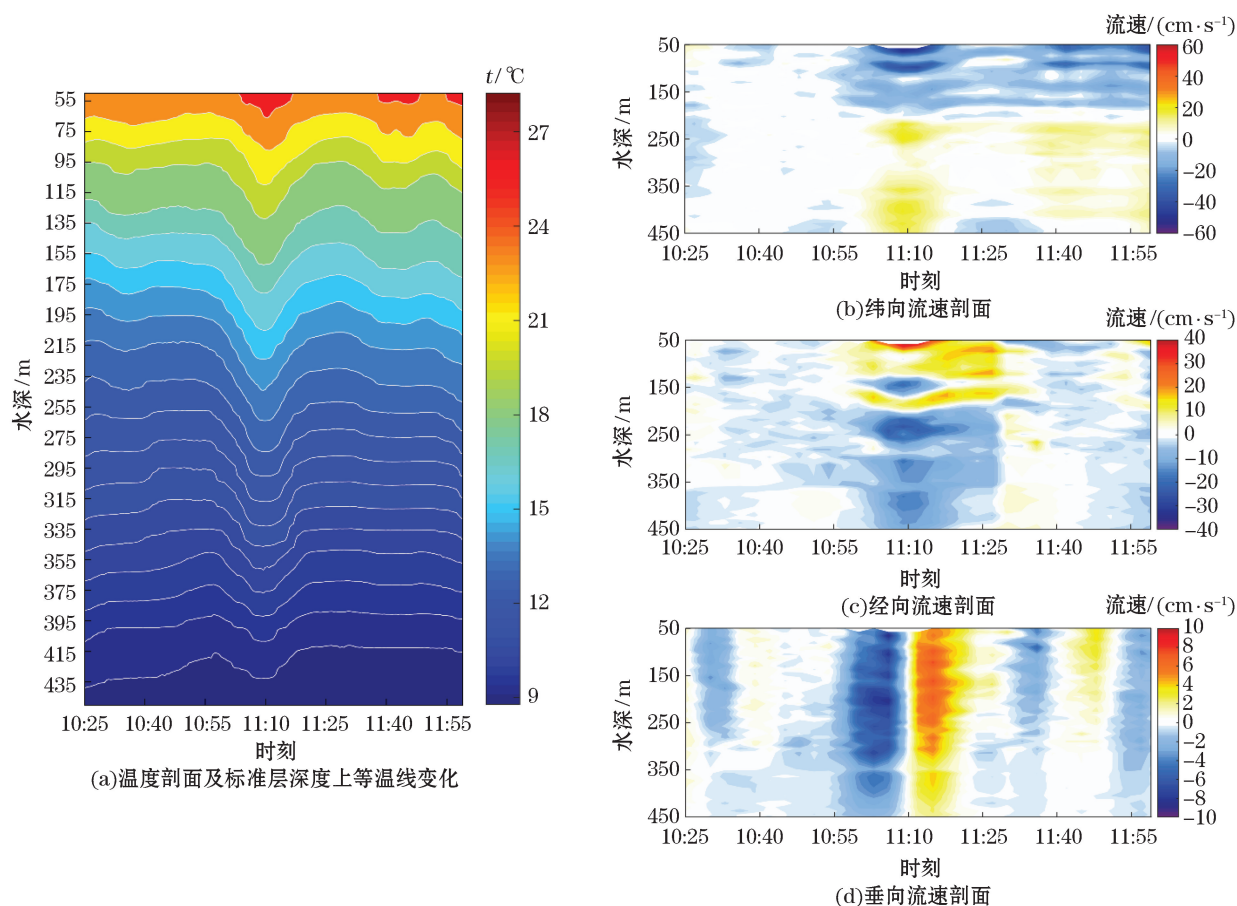


图6 2018年8月14日10时55分观测到的内孤立波信号

Fig.6 Internal solitary wave observed at 10:55 on August 14, 2018

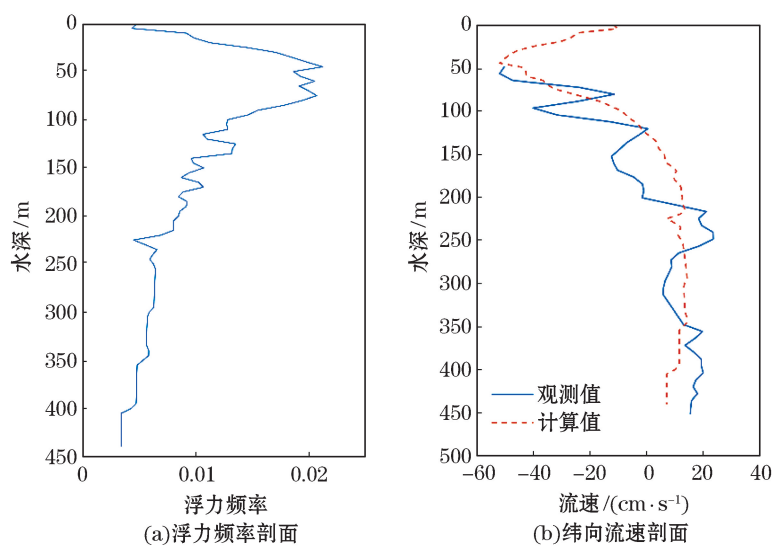


图7 浮力频率垂直分布和内孤立波(波长 3.3 km)纬向流速垂直廓线

Fig.7 Vertical distribution of buoyancy frequency and zonal velocity of the internal solitary wave with wavelength of 3.3 km

3.2 第二模态内孤立波

2018年8月7日观测到的第二模态内孤立波,发生时刻为13:03,持续时间为38 min,第二模态传播速度为0.79 m/s,波长为1.76 km。由于第二模态传播速度一般比第一模态小,所以第二模态内孤立波的波长较短。本文选取的第二模态内孤立波的波长是潜标观测期间波长较长的内孤立波。图8a显示,大约以80 m水深为分界线,80 m以上水层内孤立波振幅朝上,80 m以下水层振幅朝下,最大振幅为58 m。说明此内波为上凸型第二模态内孤立波^[19-21]。图8b、图8c为该内波的水平流速剖面,可以看出水平流速具有明显的三层结构,东西向流和南北向流存在两次转向,分别发生在水深85和280 m处。85~280 m水层存在较强的西北向流,上层和下层的水平流以东南向为主。图8d为该内波的垂向流剖面,可以看出垂向流具有明显的双层结构,内波波峰前上层为上升流,下层为下降流,内波波峰之后上层为下降流,下层为上升流。

第二模态内孤立波观测流速和计算流速的比较结果见图9。二者都具有第二模态内波特征,2个大的流速拐点,纬向流速的最大值为30 cm/s,分别出现在水深65和45 m处。与第一模态相比,第二模态内孤立波的纬向流速偏小。观测流速的转向深度出现位置与图8b一致,但是计算流速的第一个流速转向点位于水深113 m处,与实测的85 m有一定的差距。计算流速的第二个流速拐点(水深97~185 m)不明显,流速向东增强的趋势不明显,也就导致了计算流速的第二个流速转向点不明显。

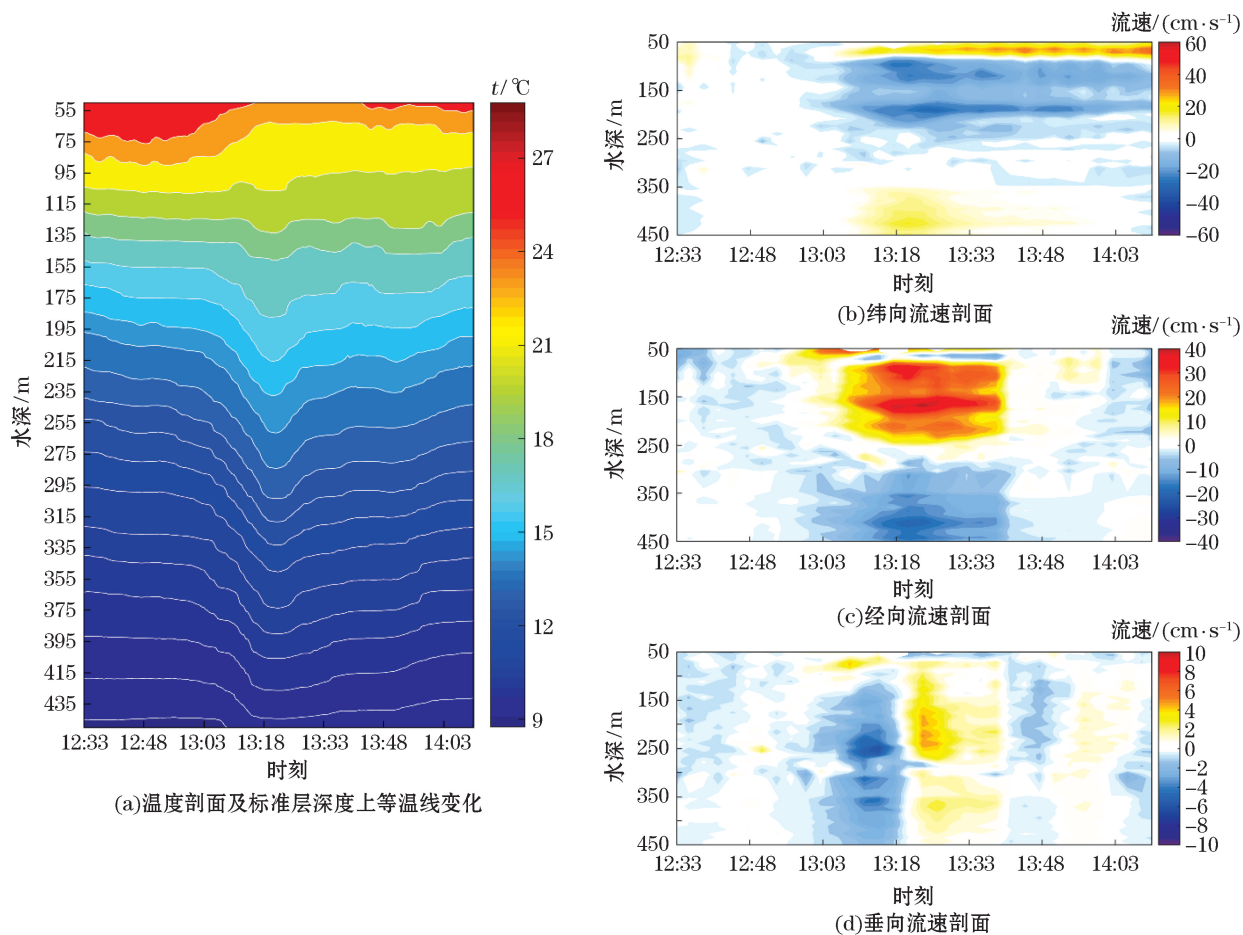


图8 2018年8月7日13时03分观测到的内孤立波信号

Fig.8 Internal solitary wave observed at 13:03 on August 7, 2018

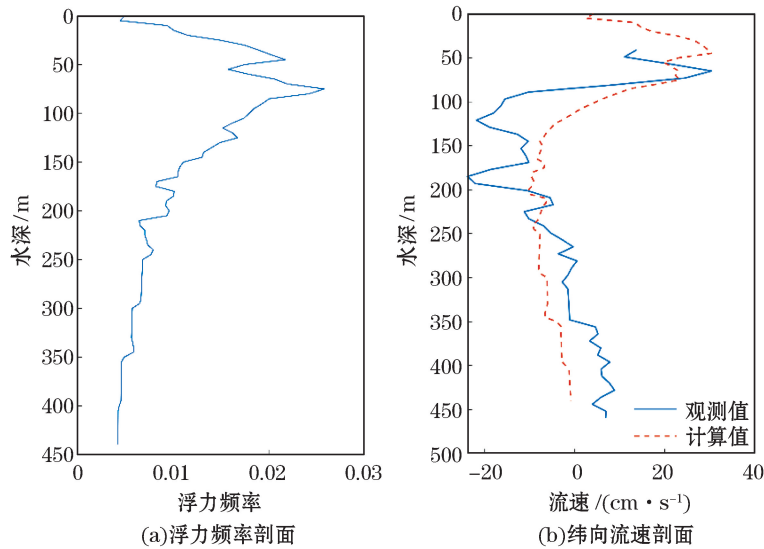


图9 浮力频率垂直分布和内孤立波(波长 1.8 km)纬向流速垂直廓线

Fig.9 Vertical distribution of buoyancy frequency and zonal velocity of the internal solitary wave with wavelength of 1.8 km

4 结 语

本文从南海北部东沙群岛以西陆坡海域潜标观测数据中选取 3 个内孤立波数据,对不同模态、不同波长内孤立波的流速特征和传播特征进行分析,并进行数值实验,计算地形和背景流共振机制生成的内孤立波的特征,与观测值进行对比,得出以下结论:

2 个波长的第一模态内孤立波都是下凹型内孤立波,传播速度与最大振幅相当,水平流向结构都是上层为西北向,下层为东南向。垂向流速方面,波长 3.3 km 内波的垂向结构更明显,波长 6.6 km 内波波峰后上升流不明显。用共振机制模拟出的垂向结构都与背景浮力频率的垂向结构一致,与观测的纬向流速垂向剖面结构具有相同的变化趋势,都是先向西增大后向东增大,且最大纬向流速出现的位置与观测分别相差 5 和 12 m。

第二模态内孤立波计算流速的垂直剖面与背景浮力频率的结构不同,流速垂向剖面具有 2 个拐点,符合第二模态流速特征,与观测流速变化趋势相似,且流速最大值出现位置接近。但是在水深 65 m 处流速变化比较缓和,没有体现出其剧烈变化特征。无论是第一模态还是第二模态,用共振机制计算出的内孤立波传播速度都偏小,比用 KdV 方程计算出的传播速度小 0.13~0.27 m/s。数值实验结果表明,地形与背景流共振机制能够将南海北部东沙群岛西侧陆坡海域的部分内孤立波的特征刻画出来,尤其是第一模态的内孤立波,但对第二模态内波的计算不准确,其他影响因素还需要进一步考虑。

本文利用新的机制模拟内孤立波的生成,丰富了内孤立波生成机制的研究。内波的主要能量是由潮地相互作用产生的,本文使用地形与背景流共振模型模拟内孤立波生成并且模拟结果与实际观测吻合,解释了底边界如何向内波输入能量,对研究内波的能量来源以及能量估算有重要意义。

本文观测海域位于南海北部东沙群岛以西,观测期间的内孤立波大多源自巴士海峡,且生成机制多种多样,无法确定观测区域的地形与背景流共振在其中的占比,所以系数 α 需要进一步确定。本文选取的地形数据空间分辨率为 457 m,内波波长范围一般是 1.5~15.0 km,所以展开地形的振幅具有一定的误差,尤其是在研究波长较短的内孤立波时,在 1.8 km 波长下地形数据只有 4 个点,从而误差更大。第二模态的内孤立波的波速比第一模态的小,波长更小,所以计算时对数据的要求较高。文中将海底背景流速设为常数,且忽

略了背景流与内孤立波的方向,在下一步工作中,将考虑被那个背景流与内波的方向,对流速进行二维的计算。

参考文献(References):

- [1] 方欣华,杜涛. 海洋内波基础和中国海内波[M]. 青岛:中国海洋大学出版社,2005. FANG X H, DU T. Fundamentals of oceanic internal waves and internal waves in the South China Sea[M]. Qingdao: China Ocean University Press, 2005.
- [2] 杜涛,吴巍,方欣华. 海洋内波的产生与分布[J]. 海洋科学, 2001, 25(4): 25-28. DU T, WU W, FANG X H. The generation and distribution of ocean internal waves[J]. Marine Sciences, 2001, 25(4): 25-28.
- [3] 叶安乐,李凤岐. 物理海洋学[M]. 青岛:青岛海洋大学出版社,1992. YE A L, LI F Q. Physical oceanography[M]. Qingdao: Qingdao Ocean University Press, 1992.
- [4] OSBORNE A R, BURCH T L, SCARLET R I. The influence of internal waves on deep-water drilling[J]. Journal of Petroleum Technology, 1978, 30(10): 1497-1504.
- [5] CAI S, LONG X, GAN Z. A method to estimate the forces exerted by internal solitons on cylindrical piles[J]. Ocean Engineering, 2003, 30(5): 673-689.
- [6] CHIU C S, RAMP S R, MILLER C W, et al. Acoustic intensity fluctuations induced by South China Sea internal tides and solitons[J]. IEEE Journal of Oceanic Engineering, 2004, 29(4): 1249-1263.
- [7] LIU B Q, YANG H, DING X W, et al. Tracking the internal waves in the South China Sea with environmental satellite sun glint images[J]. Remote Sensing Letters, 2014, 5(7): 609-618.
- [8] ALPERS W, HE M X, ZENG K, et al. The distribution of internal waves in the China Seas studied by multi-sensor satellite images[C]//2nd Dragon Symposium. Santorini, GREECE: Esa Publications Division C/O Estec, 2006:71-80.
- [9] 蔡树群,何建玲,谢皆烁. 近10年来南海孤立内波的研究进展[J]. 地球科学进展, 2011, 26(7): 703-710. CAI S Q, HE J L, XIE J S. Recent decadal progress of the study on internal solitons in the South China Sea[J]. Advances in Earth Science, 2011, 26(7): 703-710.
- [10] MAXWORTHY T. A note on the internal solitary waves produced by tidal flow over a three-dimensional ridge[J]. Journal of Geophysical Research, 1979, 84(C1): 338-346.
- [11] BUIJSMAN M C, KANARSKA Y, WILLIAMS J C. On the generation and evolution of nonlinear internal waves in the South China Sea[J]. Journal of Geophysical Research, 2010, 115: C02012.
- [12] ZHAO Z, KLEMAS V, ZHENG Q, et al. Remote sensing evidence for baroclinic tide origin of internal solitary waves in the northeastern South China Sea[J]. Geophysical Research Letter, 2004, 31: L06302.
- [13] LIEN R C, TANG T Y, CHANG M H, et al. Energy of nonlinear internal waves in the South China Sea[J]. Geophysical Research Letter, 2005, 32: L05615.
- [14] 柯自明,尹宝树,徐振华,等. 南海文昌海域内孤立波特征观测研究[J]. 海洋与湖沼, 2009, 40(3): 269-274. KE Z M, YIN B S, XU Z H, et al. The characteristics of internal solitary waves at Wenchang in the south china sea[J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 2009, 40(3): 269-274.
- [15] 王隼. 基于卫星遥感观测的南海内波发生源与传播路径分析[D]. 青岛:中国海洋大学,2012. WANG J. The sources and propagation analysis of internal waves in the South China Sea based on satellite remote sensing[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2012.
- [16] British Oceanographic Data Centre. GEBCO gridded bathymetry data. https://www.bodc.ac.uk/data/hosted_data_systems/gebco_gridded_bathymetry_data/.
- [17] 《数学手册》编写组. 数学手册[M]. 北京:高等教育出版社,1979. Math Manual Writing Group. Math manual[M]. Beijing: Academic Press, 1979.
- [18] World Ocean Atlas. WOA 2013 V2 Data Access: statistical mean of temperature on 1° grid for all decades. <https://www.nodc.noaa.gov/cgi-bin/OC5/woa13/woa13.pl>.
- [19] CHEN L, ZHENG Q A, XIONG X J, et al. Dynamic and statistical features of internal solitary waves on the continental slope in the northern South China Sea derived from mooring observations[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2019, 124(6): 4078-4097.
- [20] YANG Y J, FANG Y C, CHANG M H, et al. Observations of second baroclinic mode internal solitary waves on the continental slope of the northern South China Sea[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2009, 114: C10003.
- [21] YANG Y J, FANG Y C, TANG T Y, et al. Convex and concave types of second baroclinic mode internal solitary waves[J]. Nonlinear Processes Geophysics, 2010, 17(6): 605-614.

Mechanism of Internal Solitary Waves Generated by the Resonance of Same-scale Terrain and Background Current

WU Fan^{1,2}, YANG Yong-zeng^{1,2}, XIONG Xue-jun^{1,2}, CHEN Liang^{1,2}, GONG Qing-long³

(1. *First Institute of Oceanography, MNR, Qingdao 266061, China;*

2. *Laboratory for Regional Oceanography and Numerical Modeling, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266061, China;*

3. *College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China)*

Abstract: The velocity and propagation characteristics of three internal solitary waves observed by mooring system are analyzed and compared with numerical experiments to study the resonance mechanism of terrain and background current. The mode-1 internal solitary waves (with wavelengths of 6.4 km and 3.3 km) are all concave internal solitary waves and have similar propagation speed and maximum amplitude. For horizontal flow direction structure, the flow in upper layer is northwestward while that in lower layer is south-eastward. The downward and upward flow before and after the crest of internal solitary wave with wavelength of 3.3 km are more obvious. The vertical structure of zonal velocity of mode-1 and mode-2 internal solitary waves calculated based on resonance mechanism is basically consistent with the observation, and the depth of the maximum zonal velocity is comparable to the observed, the differences are 5 m and 12 m, respectively. The propagation speed of internal solitary wave calculated based on resonance mechanism is in the same order as calculated by the KdV equation, which are 0.66-1.21 m/s and 0.79-1.40 m/s, respectively.

Key words: Fourier series expansion of terrain; background flow; resonance; internal solitary wave

Received: March 25, 2021