

# 班达海内孤立波卫星观测和数值模拟研究

刘富亮

(中国海洋大学三亚海洋研究院, 海南 三亚 572024)

**摘要** 内孤立波是由天文潮流经海底陡峭变化地形时生成的一类在海洋内部的非线性波动。班达海位于南太平洋的西部海域, 为印度尼西亚摩鹿加南部诸岛所环绕。强烈的内波在印度尼西亚群岛的许多海域被发现, 班达海是内孤立波活跃区域之一, 本文在 Terra 和 Aqua 卫星获取的 MODIS 图像中观测到班达海内孤立波的存在。以往对班达海内孤立波的研究主要是基于卫星遥感图像进行分析。为了对班达海内孤立波进行更加深入的研究, 本文研究选用基于潮汐的高分辨率、真实地形三维非静力近似数值模式 MITgcm, 结合卫星遥感图像的观测, 首次对班达海内孤立波的生成及传播过程进行数值模拟研究, 揭示了其内孤立波时空变化规律、产生源地、生成机制以及在传播过程中的特征。

**关键词** 内孤立波; 海洋内波; 班达海; MITgcm 模型; 数值模拟

**中图分类号**: TN927

**文献标识码**: A

**文章编号**: 1007-0745(2023)07-0004-03

在层化的海洋中, 由于天文潮流、风等一些外部过程的扰动, 会在海洋内部激发出波动, 这些发生在海洋内部的波动被统称为海洋内波 (internal waves)。1909 年首次发现海洋内波<sup>[1]</sup>, 他们通过现场观测注意到海水的温度剖面会在几小时内急剧变化, 并把对这一事件的解释称作是“令人困惑的波”, 还对其意义进行了定性。于我们而言, 海洋学中有待解决的最重要的课题之一是如何最好地理解这种波的性质、起源和速度。

以前对海洋内波的研究主要集中在两大能量来源: 来自海面上的风输入, 还有正压潮流与陡峭地形的相互作用<sup>[2]</sup>。但是近期观测到, 当地转流经过小规模地形<sup>[3]</sup>或出现地转不平衡<sup>[4]</sup>, 内波也可以产生。所以, 海洋内波的能量大致来自三个方面: 风、正压潮汐和地转流。地球、月球和太阳互相的引力作用导致有 3.7TW (1TeraWatt=10<sup>12</sup>Watt) 的作为正压潮的能量流入海域, 这里面很多能量因为底部地形碰撞而消散在浅水中, 有大概 1TW 的能量消散在深海中产生内潮<sup>[5]</sup>。在过去的 20 年里, 复杂的近海和大陆架的内波活动, 这其中包括安达曼海<sup>[6]</sup>、南海<sup>[7]</sup>、苏禄海<sup>[8]</sup>、华盛顿陆坡<sup>[9]</sup>、马斯克林海脊<sup>[10]</sup>。

班达海位于南太平洋的西部, 有 47 万平方公里的总面积, 它的平均深度大约有 3064m, 从东到西约 1000 公里, 从北到南约 500 公里, 为印度尼西亚摩鹿

加南部诸岛所环抱。强烈的内波在印度尼西亚群岛的许多海域被发现。观测研究发现在班达海存在许多活跃的内波。

## 1 MITgcm 模式介绍

麻省理工大学根据初始方程创建了三维环流数值模型 MITgcm, 其相当标准化且代码易写, 使用非常方便<sup>[11]</sup>:

1. 研究海洋和大气问题, 动力学内核, (Dynamical Kernel) 可通过启动不同部分来运行海洋和大气模式。
2. 该模型可以通过使用非静力学近似来模拟由小到大的各种事件; 在本研究中, 大振幅非线性内孤立波是由非静力学近似发挥着关键作用的。
3. 模式选用局限体积法和正交曲线网格。
4. 包括模式的支持模块, 它可以用来进行研究, 包括优化处理、参数敏感性处理和数据同质化。

## 2 模式设置及准确性验证

选择 MITgcm 模式对班达海内孤立波实现三维数值模拟。三维数值模拟选取范围为 122°E~128°E, 3°S~9.5°。覆盖了内孤立波源地, 即翁拜海峡的海脊, 在范围上包括了内孤立波的主要传播路径, 可以完整观测到内孤立波的传播情况。

根据内孤立波的水平尺度, 水平分辨率在东西方向上设置为 500m, 在南北方向也是 500m。考虑到内孤立波运动区域的水深基本小于 3000m, 所以在模式中把

★基金项目: 本研究得到海南省科技计划三亚崖州湾科技城联合项目资助, 项目编号: 120LH018。

超过 3000m 处的水深都调整为 3000m。垂直方向共有 56 层, 500m 以上层厚设为 20m, 500m~100m 层厚设为 50m, 1000m 以下层厚设为 100m, 网格总数为  $1296 \times 1440 \times 56$ 。研究选择接近天文大潮时期作为模式时间, 时间范围选为 2021 年 10 月 06 日 0 时至 10 月 15 日 0 时, 共 9 天, 由于内孤立波基本有 1~2 个小时的周期, 数据输出时间间隔为 3 分钟。

温盐场数据选择 World Ocean Atlas 2018 (WOA18) 月平均数据, 平均温度值和盐度值是从水平方向得来的, 没有将背景流场计算在内。

模拟得到波源附近  $8.24^{\circ}\text{S}$ ,  $125.16^{\circ}\text{E}$  处的 2021 年 10 月 08 日到 2021 年 10 月 15 日期间南北方向水平流速  $V$  与 TPXO 数据的潮流大小、周期也近乎一致, 在位相上两者基本同步, 量值上存在微小差异, 既有 TPXO 南北方向潮流大于模拟结果南北方向流速  $V$  的情况, 也有模拟结果南北方向流速  $V$  大于 TPXO 南北方向潮流的情况, 且两者相差大多数时候不超过  $0.1\text{m/s}$ , 进一步证明了模式的可靠性。

### 3 班达海内孤立波时空分布特征

本文收集 Aqua、Terra 的近十年的卫星遥感数据, 来进行对内波统计和分析。在 Aqua 和 Terra 搭载 MODIS 传感器能够观测到 250m、500m 和 1000m 分辨率的遥感图像。本文选择 MODIS 图像, 其空间分辨率是 250m, 刈幅宽度是 2330km。本文共收集 2013~2022 年近十年在班达海有明显内孤立波列的卫星遥感图像, 通过得到内波的位置信息, 将以上卫星图像中的内波波峰线进行识别并集合, 进而对班达海内波的空间分布特征进行统计分析。

从海域内波峰线的分布可知, 班达海的内波自南至北基本占据了西部区域, 东部区域比西部具有更易观测到的波峰线, 大多数的内波传播方向为自东南向西北运动, 计算得传播方向角度大约在  $300^{\circ}$  左右。内孤立波的波峰线在班达海域传播过程中存在显著变长的情况, 并缓慢向西北方向偏移。从内波条纹明暗程度可以观测到内波的传播和耗散区, 班达海内孤立波在  $8^{\circ}\text{S}$ ~ $9^{\circ}\text{S}$  翁拜海峡附近产生, 在  $6^{\circ}\text{S}$ ~ $8^{\circ}\text{S}$  海域内存在运动的过程, 并耗散于布鲁岛附近的沿岸。

通过统计 2012~2021 年间覆盖班达海海域的 Terra 和 Aqua 卫星获取的 MODIS 数据观测到班达海内波信息并进行图像收集, 观测受到云量影响。并以年、月、旬的变化来统计班达海内波的时间分布特点。

班达海内波的发生情况与天文潮的旬变化特征相

关, 其主要集中在天文大潮附近发生, 即初二、初三、十七和十八附近 2~3 天内, 同时其在天文小潮之后 2~3 天发生次数最少, 即十一、二十五。

班达海内波在全年中的每个月都有概率发生, 但是在每个月份, 内波的频率和强度都可能会存在差异。每个月的内波发生频率不同, 根据卫星图像数据观测可以得出 8 月至 10 月观测到的内波数量较多, 内波发生在这三个月份的占全年的 71.3%, 整体看来, 秋季内波的发生频率要显著高于其他季节, 春末和秋末也有较多内波, 而在夏季和秋冬季节内波很少发生。

班达海平均每年有 20 天有内波发生, 考虑到卫星观测受云层影响较大, 该结果有极大的可能显著低于真实值。此外, 现有结果表明, 内波的发生存在明显的年变化, 发生频率最高的是 2015 年, 这一年有 34 天具有内波发生, 而内波发生频率最低的是 2016 年, 这一年只有 11 天具有内波发生, 可见对于一年之内内波发生的天数, 高发年份可以是低发年份的 3 倍。从 2016 年往后, 内波年发生天数逐渐增加, 至 2019 年增加至极大值 23 天, 随后减少。

### 4 内孤立波源地及生成机制分析

班达海内波的生成区在  $8^{\circ}\text{S}$ ~ $9^{\circ}\text{S}$  左右, 可当作点源向外辐射, 在传播方向上选定断面来明确内波主要源地的位置。从断面的内波产生情况和地形的分布可推断, 内波由海底陡峭地形的变化激发而生成, 海脊位于岛屿之间, 两侧都是陡峭的地形, 出现了类似通道的形状, 北部是深水区域, 而南部有地形陡峭变化的海山, 沿海脊处激发内波, 此结合温度断面图和地形分布图, 能够更加确定地推测出波源位置在翁拜海峡。

可通过无量纲参数来确定内波生成机制, 下面就是使用潮汐偏移和地弗鲁德数推测翁拜海峡处内波的生成机制。

#### 1. 潮汐偏移 (tidal excursion) :

$$\delta = \frac{U_0}{L\omega} \quad (1)$$

上述方程中,  $L$  代表是地形尺度,  $U_0$  代表是正压潮振幅, 此变量解释了正压潮流和地形尺度之间的关系,  $\omega$  潮对应的频率。潮汐偏移的值由内波源地处生成机制是内潮波机制或者背风波机制决定。使水团垂直运动的潮汐驱动力  $F$  可由下面的公式说明:

$$\frac{dF}{dt} = \frac{\partial F}{\partial t} + U \frac{\partial F}{\partial x} + V \frac{\partial F}{\partial y} \quad (2)$$

当  $\delta \ll 1$  时, 上式中的时间导数项起主导作用, 量

级大于对流项,正压潮与地形之间的作用只生成相同频率的内潮波,内波生成机制为内潮波机制。当 $\delta > 1$ 时,对流项占主导地位,将适用背风波机制生成比潮频率大的内孤立波,对应的内波生成机制为背风波机制。当 $\delta \approx 1$ 时,时间导数项与对流项同量级,内波生成机制为混合背风波机制。

根据以上方程得知可计算源地潮汐偏移的数值来判断生成机制。在10月08日-13日这段时间的S1、S2、S3位置的半日潮流振幅分别是1.2232、1.1362、1.1685m/s,地形尺度经查阅大约是8km,半日潮流的周期是12h12min,以及全日潮流周期是22h30min,由计算结果可知,站位处半日潮的潮汐偏移都小于1,而全日潮的潮汐偏移小于1且小于半日潮,所以波源处的地形条件不适用于背风波机制生成内波,考虑正压潮流和地形之间的作用只产生相同频率的内潮波,生成机制为内潮波机制。

2. 地形弗鲁德数 (the topographic Froude number) :

$$Fr = \frac{U_{bt}}{c_0} \quad (3)$$

Froude数代表正压潮流速和线性相速度 $c_0$ 的比值。源地 $Fr > 1$ 时,地形对上升流动没有作用,正压潮流速的值大于线性相速度,海水处于超临界情况,这时候内孤立波的生成机制为背风波机制。当源地 $Fr < 1$ 时,地形对上升流有阻挡效应,具体是非线性、背风波破碎水力作用,源地产生的是内潮,在内潮经过源地后,在非线形效应下,内潮波形将缓慢变陡然后分裂成为内孤立波。

## 5 结语

过去对于班达海域的内孤立波研究大多是利用卫星遥感进行观测分析。本文采用基于潮汐的高分辨率、真实地形三维非静力近似数值模式MITgcm,对班达海的内孤立波产生及发展过程进行数值模拟研究,分析了其发生源地与机制及传播期间的三维特征。通过Terra和Aqua卫星获取的MODIS图像检测到了班达海明显的内孤立波现象。从内波条纹明暗程度可以观测到内波的传播和耗散区,班达海内孤立波在 $8^{\circ}\text{S}$ ~ $9^{\circ}\text{S}$ 翁拜海峡附近产生,在 $6^{\circ}\text{S}$ ~ $8^{\circ}\text{S}$ 海域内出现传播的过程,并耗散于布鲁岛附近的沿岸。以年、月、旬的变化来分析班达海内波的时间分布特征,认识到内波生成频率具有明显的时间特性。在内波开始的时候垂向速度极值大的地方集中在 $8.5^{\circ}\text{S}$ 附近,并随着时间的变化垂向速度极值向北移动,坡陡区域较可能为内波的产生源区。以此我们可以更加确定翁拜海峡地形坡度大的

区域是内波的产生源区,通过潮汐偏移与地弗鲁德数估算翁拜海峡处内波的生成机制,选取三个站位的计算结果,波源处的地形条件不适用于背风波机制生成内波,生成机制为内潮波机制。

## 参考文献:

- [1] Collet W L,Hansen H B,Nansen F.The Norwegian Sea:Its Physical Oceanography Based upon the Norwegian Researches,1900-1904[J].Geographical Journal,1910,35(02).
- [2] Wunsch,C.,and R.Ferrari:Vertical Mixing,Energy,and the General Circulation of the Oceans [J].Annu.Rev.Fluid Mech.,2004,36(01):281-314.
- [3] Hu Q,Huang X,Zhang Z,et al.Cascade of Internal Wave Energy Catalyzed by Eddy-Topography Interactions in the Deep South China Sea[J].Geophysical Research Letters,2020,47(04).
- [4] Masunaga,E.,H.Homma,H.Yamazaki,O.B.Fringer,T.Nagai,Y.Kitade,and A.Okayasu:Mixing and sediment resuspension associated with internal bores in a shallow bay[J].Cont. Shelf Res.,2015(110):85-99.
- [5] Egbert,G.D.,and R.D.Ray:Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data[J].Nature,2000(405):775-778.
- [6] Raju,N.J.,M.K.Dash,P.K.Bhaskaran,and P.C.Pandey:Numerical Investigation of Bidirectional Mode-1 and Mode-2 Internal Solitary Wave Generation from North and South of Batti Malv Island,Nicobar Islands, India [J].J.Phys.Oceanogr.,2021,51(01):47-62.
- [7] Huang,X.,Z.Zhang,X.Zhang,H. Qian,W.Zhao,and J.Tian:Impacts of a Mesoscale Eddy Pair on Internal Solitary Waves in the Northern South China Sea revealed by Mooring Array Observations[J].J.Phys.Oceanogr.,2017,47(07):1539-1554.
- [8] Tessler,Z.D.,A.L.Gordon, and C.R.Jackson:Early Stage Soliton Observations in the Sulu Sea\*[J].J.Phys.Oceanogr.,2012(42):1327-1336.
- [9] Zhang,S.,M.H.Alford,and J.B.Mickett:Characteristics, generation and mass transport of nonlinear internal waves on the Washington continental shelf[J].J.Geophys. Res.:Oceans,2015(120):741-758.
- [10] da Silva,J.C.B.,M.C.Buijsman,and J.M.Magalhaes: Internal waves on the upstream side of a large sill of the Mascarene Ridge:a comprehensive view of their generation mechanisms and evolution[J].Deep Sea Res.Part I,2015(99):87-104.
- [11] Aderof,A.,and Coauthors:MITgcm user manual[R].MIT Department of EAPS,2008.