

海洋内波的产生与分布^{*}

THE GENERATION AND DISTRIBUTION OF OCEAN INTERNAL WAVES

杜 涛 吴 巍 方欣华

(青岛海洋大学物理海洋实验室, 物理海洋研究所 266003)

海洋内波是指在海水稳定层化的海洋中产生的、最大振幅出现在海洋内部的波动。由于是产生于海洋内部,内波的恢复力主要是约化重力,这是它不同于表面波的一个重要特征。此外,还有许多其他不同特征,例如:内潮波的振幅远大于表面潮波的振幅,但速度却要小得多;内波的群速度方向与其相速度方向几乎垂直;内波不仅在水平方向和时间上存在着固有结构,而且在垂直方向上也存在着特定的结构等。方欣华、王景明 1986 年对内波在时间和空间尺度分布特征上的一些典型值做了介绍。

尽管海洋内波的频率范围相当广泛,但已有的多数研究工作主要集中在两个方面,一是对高频随机内波的研究,它在本世纪 40 年代随着温深仪和大量快速密集取样的海洋调查仪器的相继使用,开始较快地发展起来。70 年代, Garrett 和 Munk 在其他研究者大量工作的基础上,提出了在世界各大洋普遍适用的大洋内波谱模型,标志着对高频随机内波的研究进入了“鼎盛时期”。此后主要是寻找实际情况与该模型的偏离及其原因;研究模型普适性的动力机制等。另一个方面则是对低频内潮波以及相关的大振幅孤立波研究。它所需的基础理论早在 19 世纪就已提出,如 1847 年 Stocks 提出的关于两层海水中的自由波理论和 1895 年建立的 Korteweg 和 de Vries (KdV) 理论。自从本世纪初 Pettersson 根据观测第一次提出内波中可以遇到起源于潮汐的波(即内潮波)以来,对内潮波的研究始终进行着。但受观测仪器、设备和财力等因素的限制,其进展相对缓慢。进入 80 年代以来,随着日渐频繁的海洋捕捞、海底石油和其他各种海洋资源的开发利用,特别是卫星海洋遥感技术的飞速发展及应用,浅海大振幅内潮波又开始成为新的研究热点。限于篇幅,本文也只对高频随机内波和内潮波的生成与分布进行介绍。

1 海洋内波的生成源

对海洋内波生成源的研究一直是一个倍受关注的课题,大量的研究和探讨积累了丰富的成果。尽管海洋高频随机内波和低频内潮波的产生都需要海水稳定层化这一先决条件,但它们的生成机制一般说来并不完全相同。下面是关于高频随机内波和低频内潮波的一些得到普遍认同的主要生成源。

1.1 高频随机内波的生成源

海洋高频随机内波的生成源既可以位于海洋的上、下边界也可以位于海洋内部,对应于不同生成源其生成机制一般也不相同。这里简要介绍的主要是 80 年代以前的研究成果。需要指出的是,下面的生成源不仅可以产生高频内波也可以产生其他频率的内波。

1.1.1 位于海洋上边界的内波源 海洋上边界扰动源产生的内波与大气的有着密切的关系。大气中的风在海洋表面产生一个移动的压力场,当压力场的对流速度及其在同一方向上的波数与某一内波的波数和频率满足共振条件时,此内波即被激发起来。文献[1]介绍了考虑大气压力随机特性的内波生成共振理论。风会在海洋表面产生一个移动的应力场,其在海洋内部产生的垂直运动也将引起内波。虽然对各种压力场产生的内波进行过理论研究,但由于缺乏相应的实际气压谱和风应力谱,上述两方面的应用研究也就无法深入。例如,对在台风过程中遭到破坏的海上石油平台,因缺乏实测的当场气压、风应力和内波资料,尚不清楚相关的内波在此破坏过程中

国家专项基金资助项目 97-926-05-02 号,国家自然科学基金 49976002 号 and 高校博士点基金 98042306 号。
收稿日期:2000-02-15;修回日期:2000-08-21

是否产生影响、有多大影响等。由风在海洋表面产生的变化的浮力通量通过引发上表层底边界的垂直振动也可产生内波。根据 Käse 1972 年的方法对上述压力场、应力场和浮力通量产生的内波进行粗略地比较,由运动的应力场产生的内波振幅增长最快。另外,在风生海洋表面波场中,若存在一对平行或接近平行的表面波,它们与波数和频率分别等于两表面波的波数和频率差的内波相互作用,可将该内波激发起来。上述内波的生成与两种可能的机制有关:一是共振相互作用机制,如外强迫场与内波场的共振耦合作用;另一个机制是通过引发海水的垂直运动产生内波。

1.1.2 位于海洋内部的内波源 在由于破碎及斜压不稳定导致的海洋内部大尺度环流和中尺度涡的衰减过程中,可以激发内波。尽管这对认识存在于不同尺度的海洋现象之间的能量级串是非常重要的,但遗憾的是对于内波在这一过程中的生成机制却知道得很少。内波中的共振相互作用、层化 Ekman 边界层的不稳定以及受惯性波的对流影响之混合层湍流等都是内波产生的重要源地。在某些特殊的情况下,水中潜艇的螺旋桨推进器对稳定层化海水的扰动也能诱发相应的高频随机内波。尽管从能量的观点看,这种内波并不重要,但在军事上对舰艇的隐蔽性而言,其重要性非同一般。与潜艇内波类似,海洋内部其他局部动力或运动扰动源也可以在层化海洋中激发内波^[1]。

1.1.3 位于海洋下边界的内波源 起伏变化较大的海底地形对海水流动的扰动可以激发内波的产生,如层化海洋中的定常流动流过一个二维椭球状山脊产生的山后波,潮流流过粗糙地形产生的潮频内波等。海底表面的剧烈震动或能量在海底的突然喷发如地震、海啸等也可以激发内波的产生。

总的说来,对海洋高频随机内波的生成源已经有了一定的认识,但对各生成源中的具体生成机制还需要进一步的理论、实验探讨和海上测量验证。

1.2 内潮波的生成源

针对内潮波的产生,Zeilon 1912 年提出了分层液体在不平坦底形上移动导致内波产生的假说;1934 年经过实验后他又指出:该内波的周期与大洋中的潮周期是相同的,这一实验证明了潮汐与海洋跃层内波的产生是有必然联系的。30 年代,Petterson 提出了在大洋中天体引潮力垂直分量的作用下形成内潮波的概念;Haurwitz 和 Defant 1950 年同时提出在大洋中“有限宽”的地区内由于柯氏力的存在,使得某些频率的海洋内波与引潮力发生共振作用导致产生强内潮波的假说。但到目前为止,只有一种内潮波生成机制得到

了比较普遍的认同。即,当垂向密度稳定层化的海水在天体引潮力的强迫下进行流动时,剧烈变化的地形(如陆架坡折处、海峡、海山、海岭和海沟等)又迫使该流动进一步产生相应的变化,最终导致层化的海水在垂向做大幅度的、与潮汐运动周期一致的上下波动;波动幅度在垂向密度变化剧烈的地方达到最大值,在海水表面和海底处该波动几乎消失;随着该波动的传播,内潮波被生成。

上述潮地作用生成机制在解释发生于陆架陆坡临近海域及浅海中的内潮波时,是比较令人满意的。然而,内潮生成的潮地作用机制、在引潮力垂直分量直接作用下产生的提法,以及与柯氏力共振产生的提法,都不能很好地对深海大洋中的内潮波进行解释。关于大洋中的内潮波,是否存在与上述各种机制相异的其他生成机制? Krauss^[2]在对涡进行了多年研究后提出了大洋内潮波生成的一种新理论:当正压潮通过斜压涡场时,两者之间的非线性相互作用会产生潮频内波,内潮波的波长和垂直模态结构由涡场决定;静止涡场产生内潮驻波,运动涡场产生内潮行波;由该理论计算的内潮流速与观测值吻合较好。这一最新理论是否能够圆满解释大洋内潮现象还需要大量的观测进行验证。对深海大洋中内潮波的产生,或许上面提到某种成因会成为大洋中某个区域内潮波生成的主要因素,或许它们都不起主要作用,或许它们共同作用导致了大洋内潮波,这些问题在大洋内潮波生成机制的研究中尚无定论。但有一点可以肯定,上述各种成因在大洋内潮波的生成过程中如果不起主要作用的话,也会有各自的贡献。

1.3 内孤立波的生成源

内孤立波在内潮波传播过程中裂变产生,这一观点在 90 年代开始流行起来^[3~4]。内潮波在向深水 and 浅水的传播过程中,受到变化的地形等环境因素如柯氏力、垂向剪切、海水底部及内部耗散,以及大气压力、风应力和来自跃层垂直和水平分布变化等的进一步影响,其波形要发生变形。当非线性因素的影响越来越强时,波形会越来越陡;而当频散效应的影响越来越大时,波形会越来越平坦。在众多地形变化复杂的浅海区,由于受强地形非线性因素的影响,非线性效应在整体上要远大于频散效应,上述平衡仅在比内潮波波长小得多的尺度上才能达到,这时将有波幅按大小顺序排列的一串大振幅孤立波包从内潮波中裂变产生^[3]。所以,在内潮波的传播过程中,其非线性与频散效应是否达到平衡,在什么尺度上达到平衡决定着是否有孤立波包从内潮波中裂变出来。这种孤立波具有很高的速度和振幅,但相对较小的水平尺度(一

般只有几百米)。例如在 Sulu 海测得孤立波的最大振幅可达 90 m, 1 400 m 深处流速达 100 cm/s。在 Andaman 海测得孤立波的最大振幅可达 60 m, 600 ~ 1 100 m 深处流速达 180 cm/s。另一个可能的生成源就是海洋中的稳定流动与地形的直接作用。自 70 年代后期, 由于卫星海洋遥感技术的应用, 大量的内孤立波现象不断被发现, 稳定流动与地形的直接作用在某种条件下可以产生内孤立波的观点在此期间多被用来解释海洋中发现的内孤立波现象。此外, 90 年代初, New 和 Pingree 根据他们对 Biscay 湾内孤立波包现象的研究提出: 在湾内距陆架坡折处 150 km 处发生的内孤立波包并非在陆架坡折处产生后沿跃层传播而来, 它是源于陆架坡折处的内潮波能斜向传播至海底并发生反射、在穿过跃层处局地产生的。New 和 Pingree 提出的这种内孤立波生成机制是否普遍适用尚不清楚。

2 海洋内波的能量耗散

内波研究除了要了解它的能量来源或生成源外, 人们关心的另一个问题是: 内波在生成过程中从上述生成源中获得的能量是如何消失的? Briscoe 1975 年在讨论内波场的动力平衡时指出: 内波场中的能量是通过内波间的相互作用和耗散消耗掉的。同年, Thorpe 较为详细地总结了内波能量的耗散方式, 除了临界层吸收外, 黏性耗散、湍流层和微结构的耗散、内波的破碎、剪切失稳和其他失稳等都能消耗内波能量。Sandstorm 和 Elliott 1984 年根据他们在苏格兰陆架 (Scotian shelf) 的观测估计, 大部分内波能量在靠近陆架边缘的狭窄区域内耗散掉; 然而, 后来的航空雷达观测表面, 至少有一些孤立波包向浅海传播且传播范围大于上述估计。Sandstorm 和 Oakey 1995 年在研究由于湍流层和具有剪切失稳的微结构引起的苏格兰陆架内潮和内孤立波能量耗散时, 通过直接测量和理论计算得出结果: 当孤立波包衰减时, 有大约 20% 的能量通过湍流层和微结构耗散消耗掉。这说明, 湍流层和微结构耗散对陆架区内波场的能量有较大的影响。人们估计, 内潮波是海洋中的一个强混合源, 尤其是当它传播到浅海处破碎时。在大洋内部, 一般认为主要是对流不稳定性及剪切不稳定性引起的内波破碎以及临界层吸收是耗散内波能量的主要因素。目前, 虽然对内波能量耗散方式有了一定的了解, 但对它们在不同海洋环境下作用的主次尚不能完全确定。

3 内波的分布

鉴于高频随机内波动力扰动源的多样性和广范

性, 只要海水在各种因素 (如淡水的汇入, 太阳辐射对海洋上层的加热等) 的作用下呈现稳定层化的状况, 高频随机内波在任何地方 (甚至在某些大湖中) 都可以被激发出来; 对于内潮波而言, 尽管它不象高频随机内波那样可随处激发, 但当它在地形剧烈变化的地方被激发后, 可以同时向深水区和浅水区传播相当远的距离。因此, 总的说来内波的分布范围是相当广泛的, 在世界各大洋和边缘海域都有内波存在。实际的海上观测, 如在 Andaman 海, Sulu 海, New York 湾, California 湾和 Australian North West Shelf 等, 证明了海洋内波存在的普遍性。

我国的渤、黄、东和南海都有观测证实了海洋内波的存在。如, 中德联合在渤海进行的生态调查, 海洋局一所在南、北黄海, 中科院声学所在黄、东海以及中科院南海所在南海的观测等。赵俊生等 1992 年研究指出: 在北黄海, 老铁山水道及其邻近水域为强内潮区, 其全日和半日内潮波合成振幅的均方根达 7 m, 最大振幅近 20 m, 内潮包络面传播速度约 50 ~ 60 cm/s。Fang 等 1989 年分析在东海的观测资料发现, 有振幅超过 40 m、相应的水平流速达 40 cm/s 的内潮波。Ebbesmeyer 等 1991 年分析了美国国防气象卫星从 1973 ~ 1990 年关于南中国海遥感图像和在陆丰油田的海上观测资料后指出, 南中国海北部的强跃层大振幅内潮波源于巴士海峡, 记录到孤立波区最大流速达 149 cm/s。Bole 等 1994 年分析了上述遥感图像和南海流花油田的海上观测资料, 指出在 20 ~ 100 m 深的范围内, 观测到的最大孤立波速为 50 ~ 150 cm/s, 在某些及个别地方, 孤立波的最大波速估计可超过 300 cm/s。在南海除了源于巴士海峡的大振幅内潮波外, 还有在陆架坡折区产生的内潮波。杜涛^[5~6]等用一个三维非线性、可任意分层的生成模型对南海西北部海区的内潮波进行了计算, 在浅水处 50 m 深的跃层界面上, 半日内潮波的最大振幅高达 6 m, 全日内潮波的最大振幅也达 4 m。Liu 等^[8]对台湾岛邻近的东中国海和南中国海内潮波的传播演变进行了研究。此外, 在南沙群岛邻近海域等也发现了内波的存在。

对内波产生、消失和分布的研究, 还需多方面探讨。如, 对各种生成机制的更进一步认识, 有否新的机制存在? 各种能量耗散方式在内波的消失过程中的作用强弱及其受到何种海洋环境因素的影响或支配? 利用海上测量、卫星遥感以及数值模拟等手段, 确定内波的时空分布和强度变化情况等。其中, 海洋内波的观测是最需要加强和完善的, 因为内波研究的进展和水平在很大程度上取决于所获取的实际观测资料的数量和质量。

参考文献

- 1 徐肇廷。海洋内波动力学。北京:科学出版社,1999。
103 ~ 133
- 2 Krauss W. . *J. Geophys. Res.*, 1999, **104**(c8):18 323 ~
18 331
- 3 Gerke ma T. . *J. Mar. Res.*, 1996, 54:421 ~ 450
- 4 Brant ,P. *et al.* . *J. Geophys. Res.*, 1996, 101: 14 237 ~
14 252
- 5 Du Tao *et al.* . *China . J. Oceanol. Limnol.*, 1999, **17**(2) :
125 ~ 131
- 6 Du Tao *et al.* . *China . J. Oceanol. Limnol.*, 1999, **17**(3) :
252 ~ 257
- 7 Du Tao *et al.* . *China . J. Oceanol. Limnol.*, 2000, **18**(1) :
18 ~ 24
- 8 Liu A. K *et al.* . *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**(c4):7 995 ~
8 008
(本文编辑:张培新)