

海洋内波破碎及其能量耗散的研究进展^{*}

刘国涛¹, 尚晓东¹, 陈桂英¹, 卢著敏¹, 刘良钢², 程晓波³

(1. 中国科学院南海海洋研究所 // 热带海洋环境动力学重点实验室, 广东 广州 510301;

2. 澳门科技大学资讯科技学院, 澳门;

3. 中山大学物理科学与工程技术学院, 广东 广州 510275)

摘 要: 海洋内波是海洋中普遍存在的波动形式。它的不稳定和破碎会对海洋能量的再分配产生本质的影响, 直接将能量从大尺度向小尺度过程传递, 产生湍流混合。内波破碎产生的湍流混合又会显著地影响海洋环境。该文就近十五年来对内波的破碎机制以及内波破碎导致的能量耗散研究作一简要综述。

关键词: 内波; 破碎机制; 能量耗散

中图分类号: P731 **文献标识码:** A **文章编号:** 0529-6579 (2007) S2-0167-06

海洋内波是发生在密度稳定层结的海水内部的一种波动现象, 它几乎贯穿海洋全深度。早期, 海洋内波仅被看成一种有趣的现象, 是水文测量中的一种干扰因子。温盐度的半日波动, 流速在几分钟内显著增减, 都认为是内波引起的^[1]。海洋内波对众多学者的真正吸引力是它在海洋科学中的重要学术价值和它对人类海洋活动的不容忽视的影响^[2]。这是因为内波的存在会改变水下声信号传播路线, 会对海上石油、天然气等资料的勘探以及开采设施的安全构成潜在的威胁; 而低频率、大振幅内波对潜艇潜航也有很大的影响, 内波最大振幅发生在水体的内部, 波峰可以将潜艇拱出水面, 而波谷又能使潜艇下沉超过最大潜航深度。内波又是海洋能量级串中不可缺少的一环, 在整个海洋动力学的研究中占有十分重要的地位。它在其生成、传播、衰减过程中所引起的水平和垂向能量交换, 将能量向深海和大洋内区传递; 同时内波运动参与海洋中的物质输运过程, Andrew等^[3]指出小振幅的内孤立波在传播过程中将携带能量和动量, 而足够大振幅的内孤立波还会携带质量。

内波的不稳定和破碎会使海水发生混合, 对海洋环境产生重要的影响。Helrich^[4]通过实验研究了两层流体中内孤立波由于水深变浅的浅滩效应引起的内波破碎和湍流现象, 结果显示在近岸内波破碎的地方会发生很强的垂直混合。大量的研究^[5-7]表明: 内波在近岸的破碎, 可以引起水层强烈混

合, 对沿岸环流中扩散和生物初级生产力有显著影响。在海洋工程方面, 内波破碎也受到关注, 内波即将破碎和刚刚破碎处的水质点速度非常大, 而且局部频率非常高^[8], 会对海上结构物产生大的破坏力。Banner等^[9]指出, 在海岸和海上工程中, 由于大尺度波破碎事件引起的作用力和海面下的湍流混合是设计结构物载荷和安全需要考虑的中心问题。同时, 孤立子内波的波致流和流的强切变, 对海上固定设施, 如石油平台和水下工程有很强破坏性^[10], 对此, 内波被视为仅次于台风的第二号杀手^[11]。

众所周知, 海洋中存在各种类型 (如内潮、内孤立波、内重力波等) 的大、中、小尺度的运动, 其能量传递过程一般是由大尺度到小尺度, 最终以湍流混合的形式耗散掉。Andreassen等^[11]和Fritts等^[12]研究了重力内波破碎过程中的涡动力学特征, 结果显示内波破碎会形成漩涡, 而这些漩涡之间的相互作用和相互干扰使其最终向湍流以及更小尺度的运动发展, 从而实现了能量向下一级的传递。范植松^[5]指出: 对于任一类型运动的研究, 若要建立完善的物理模式, 则必须考虑其最终的能量耗散过程。至今许多海洋混合层的模式没有考虑内波破碎后的能量耗散过程, 因此通过模式计算得到的结果与实际观测结果之间存在相当大的差异。

总而言之, 内波破碎对大洋内区的混合、环流的维持具有重要的作用。对内波破碎的研究能为上

* 收稿日期: 2007-03-23

基金项目: 中国科学院南海海洋研究所博士启动基金资助项目 (5060184); 国家科技支撑计划资助项目 (2006BAB19B01); 中国科学院南海海洋研究所领域前沿资助项目 (5270107)

作者简介: 刘国涛 (1976年生), 女, 博士后; 通讯联系人: 尚晓东; Email: gtlh@scsio.ac.cn

层海洋动力学、海气交换、海洋数值预报、海洋工程、海洋噪声、海洋遥感以及海洋军事技术等重要海洋研究领域提供一些理论指导^[13]。

1 内波破碎机制的研究

海洋内波是海洋中普遍存在的波动形式，其最大振幅出现在海洋内部，波动频率介于惯性频率和浮力频率之间，其恢复力主要是重力与浮力的合力（称为约化重力）。和表面波一样，内波也是非线性效应与色散效应相互平衡的产物。不同的相互平衡（色散关系）可以产生不同类型的内波。内波产生的先决条件是海水中密度存在层结，两个相邻层密度差越大，产生的内波越强，只要外界有扰动，就可以激发各种尺度的内波。关于内波的生成和破碎过程，Thorpe (1975)^[14]作了论述，并给出了很生动形象的图解，其后的研究是在此基础上的深入和发展^[2]。

内波破碎的机制有许多^[13]，它在大洋混合和湍流衰变中起着重要作用。局部重力不稳定会引起内波破碎，Benjamin-Feir 不稳定也会导致内波破碎。当内波振荡变得足够大，以致于重的流体对流到轻的流体之上时，就会出现不稳定的密度梯度，由此引起的不稳定现象称为对流不稳定。Andreasen等^[11]和 Fritt等^[12]通过数值方法研究了可压缩的层结剪切流体中内波的破碎过程，他们认为内波破碎是由于对流不稳定引起的；当流速的垂直剪切变得足够大，以致于克服了层结的反向力短距离作用的时候，会出现剪切不稳定。Diblock等^[15]就对流和剪切不稳定引起的重力内波破碎进行了三维数值研究，他们把流动的演化分成三个阶段，第一阶段是重力内波在临界条件下垂直向上传播并生成了一个不稳定的对流区域；第二阶段对流不稳定导致了湍流减弱，三维的混合区在波传播的平面开始出现剪切驱动的翻滚，在顺翼展方向的平面出现了反向旋转的流漩涡，此时，由剪切引起的湍动能最大；第三阶段，剪切引起的湍动能和湍动能的机械耗散达到平衡。Troy等^[16]通过实验研究了两层流体中周期波动的内波破碎时的临界波陡。对临界波陡的研究结果显示由层结剪切流引起的不稳定导致了内波破碎。

非线性共振（resonant）相互作用的概念最早由 Phillips (1960)^[17]提出，而由非线性共振（resonant）相互作用引起的内波破碎现象首次由 Davis 等^[18]在 1967 年所证实。此后，人们对由非线性共振相互作用引起的内波破碎作了大量的研究。如 Beniell 等^[19]研究了在稳定层结流体中由参数不稳

定（parametric instability）引起的重力内波的动力学特征。在均匀层结流体中，由于次级参数不稳定导致了驻波的不稳定传播，使得在垂直平面上形成并发展了一个波包。该波包的形成和发展过程增大了等密度面的最大斜率，使等密度面出现局部翻转，三维的不稳定性迅速增长，并最终导致波破碎。Bouruet-Aubertot 等^[20]通过直接数值模拟的方法研究了内重力波的发展过程。结果显示由于参数不稳定激发了次级平面波包，一旦这个次级波包具有一个高的振幅时，等密度面出现翻转，剪切层开始不稳定，导致能量迅速向耗散尺度转移。Leblond^[21]应用 Boussinesq 近似方程研究了在均匀稳定层结流体中内重力波场参数不稳定的激发机制。他用 Floquet 理论数值求解了大振幅分应力场方程，结果显示当层结作用足够大时参数不稳定被激发。Koudella 等^[22]详细地讨论了参数亚谐波共振（parametric subharmonic resonance）不稳定对平面、单色、小振幅内重力波的影响，指出参数被迫扰动与内重力波场在垂直平面上非线性作用最终会导致内波破碎。Bridge^[23]研究了由超谐波不稳定（superharmonic instability）引起的内波破碎。

Voronovitch 等^[24]研究了非线性长内波与海洋表面附近的剪切流之间的相互作用。当表面的流动速度与内波的相速相一致时，最强烈的共振相互作用发生。Sutherland^[25]求取了二维大振幅的内波波包传播的解析解与数值解，并分析了波包的发展过程，认为内波破碎的第一个不稳定条件是如果初始波包的振幅足够大，那波包就会变得不稳定并最终出现对流翻转，第二个不稳定条件是波与波传播过程中引起的平均流之间的共振相互作用。Shrira 等^[26]提出海表面下的内波破碎是由于长的内重力波的浅滩效应与在共振区出现的剪切流之间的共振相互作用引起的。波破碎主要发生在次表层（sub-surface layer），这对海—气交换以及混合有重要的作用。

2 内波破碎能量耗散的研究

当前对内波研究的主要焦点之一是通过内波谱来理解内波能量的分配途径^[27]。引起内波能量耗散的因素有：底边界层中的湍粘性使内波能量转变为热能；临界层中内波能量向较大尺度的运动（如平均流或低频内波）传递；内波的破碎等。而内波破碎是内波能量耗散的主要机制之一。在内波传播的过程中，由于多种原因如浅滩效应、重力不稳定、对流不稳定、剪切不稳定或者非线性相互作用等等，使波形变得不稳定并最终发生破碎。一

且波发生破碎，波能量的一部分将以湍流以及热的形式耗散掉。表征耗散作用强弱的物理量是耗散率，直接得到它比较困难，到目前为止，仍没有一个完全适当的模型来描述由于内波破碎引起的能量耗散，只能对其进行估计。

目前对于由内波破碎导致的能量耗散的估计，主要有以下几种方法。

(1) 能量谱法。

McComas等^[28]根据内波的弱非线性相互作用理论指出，为了维持内波谱为稳定状态，耗散率就必须与能量通量相匹配。根据该理论，Natarov等^[29]假设低波数的能量生成区域与高波数的能量耗散区域能很好的区分开来，那么在稳定状态，必定有一个为常数的能量通量 F_0 穿过铅直波数 (m) 的空间，从低波数的生成区域到达高波数的耗散区域，如图 1。

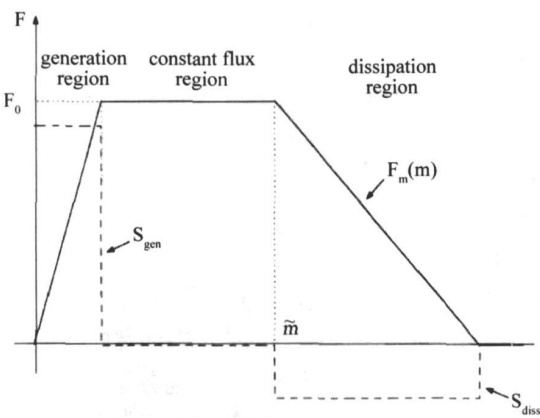


图 1 垂直波数空间中能量平衡示意图

Fig 1 Sketch of conventional energy balance in vertical wavenumber space

这个常数通量假设是由波一波的非线性作用维持的，在耗散区域 $m > \tilde{m}$ ，能量通量的散度必定等于耗散率， $\partial_m F_m(m) = S_{diss}(m)$ ，对该式 m 从到无限进行积分，有： $\int_m^\infty dm \partial_m F_m(m) = \int_m^\infty dm \epsilon(m)$ ，于是得到 $-F_m(m) = S_{diss} = -F_0$ ，因此，能量耗散率 ϵ 等于常数区域的能量通量 F_0 。该通量 F_0 可由弱的波一波相互作用理论来计算，McComas等^[28]得到的 $F_0 = (\frac{27\pi}{32\sqrt{10}} + 1)\pi^2 j^* b N^2 E_{GM}^2$ ，式中， j^* 为铅直模态数， b 为深度尺度， E_{GM} 为 GM 内波谱的无因次能量密度。也可通过“Elkona”理论来计算，Henyei等^[30]得到的 $F_0 = (1.67/\pi) j^* b f \cosh^2(N/f) N^2 E_{GM}^2$ 。

Zhang^[31]等在研究波破碎引起的能量和动量耗

散问题时，利用了波破碎的统计模型，他们指出波破碎前与破碎后的能谱差揭示了能量耗散是频率的函数，而能量损失主要是由于频率超过谱峰频率的高频波成分引起的。波破碎前的能量谱（用一维波数谱来表示）的一般形式为： $\epsilon(k) = \frac{1}{2} \rho_w g S(k)$ ，以及相应的波破碎后的能量谱为：

$\epsilon_a(k) = \frac{1}{2} \rho_w g S_b(k)$ ，式中 $S(k)$ 和 $S_b(k)$ 分别为

波破碎前后的一维波数谱，则能量耗散率为： $\epsilon_{al}(k) = \epsilon_b(k) - \epsilon_a(k)$ 。能量耗散会影响速度剪切谱，反过来，也可以从速度剪切谱推算出能量耗散率。Haider^[6]根据内波场谱密度时变率正比于垂向剪切谱的原理，由观测资料分析得到剪切谱，而后推出耗散率，得到 $\epsilon = 15 \nu \int_{k_0}^{k^*} k^2 E\psi(k) dk$ 式中， k 为波数， $E\psi(k)$ 为剪切谱， k_0 为谱计算过程中能够分辨出来的最小波数， k^* 为谱中能量开始下降的波数， ν 为海水运动粘性系数。

(2) 能量平衡方程法。

Uneyama等^[32]研究了两层流体中内波经过海底斜坡时的能量耗散问题。他们指出内波在向岸传播的过程中，能量耗散主要是由两种方式产生：一是内波与海底斜坡的摩擦产生的能量耗散（即 ϵ_f ），二是内波在此过程中由于破碎产生的能量耗散（即 ϵ_b ）。由此给出了能量平衡方程： $dF/dx = -d(E\epsilon)/dx = -(\epsilon_f + \epsilon_b)$ ，式中， F 为单位宽度上的能量通量， E 为单位面积上的内波能量， ϵ 为内波的群速。

Venayagamoorthy等^[33]也从能量平衡方程出发，给出了不同的形式： $\Delta E + (E_1)_3 - (E_1)_2 = -\epsilon + \phi$ ，式中， ΔE 是整个研究区域内的总能量的改变量， E_1 为对能量通量进行时间积分后得到的能量，下标 2、3 分别指海底斜坡的起始面和海底斜坡的终止面， ϵ 为能量耗散， ϕ 为通过海面 and 海底的能量通量对时间的积分。

Dalley等^[34]在 1985 年提出了基于稳定状态的内波能量平衡方程。他们指出当波在某点开始破碎后并不能立即停止下来，会继续破碎，当到达一稳定波高时，波破碎现象停止。此时，就可用破碎前的能量和波破碎现象停止后的能量来估算能量耗散。他们假设能量耗散的大小与波破碎前后的能量

之差成正比，得到 $D_b = \frac{K_d}{h} [E_{\epsilon} - (E_{\epsilon})_{st}]$ ，式中

K_d 是无因次的能量衰减系数，可通过模型校准得到的，下标 st 是与稳定状态下的波有关的变量。如果局部能量通量小于稳定状态下的能量通量，则

能量耗散 (D_b) 为零。若 $E=\rho g \bar{\eta}^2/8$ $E_s=\rho g \bar{\eta}_s^2/8$ 则能量耗散为, $D_b=K_g \frac{\rho g \zeta}{8 h} [H-H_s]$, 其中, E 是波破碎前的能量密度, H 是波破碎发生前的波高, E_s 是波破碎达到稳定状态时的能量密度, H_s 是波破碎达到稳定状态时的波高。虽然他们没有特别指出该能量耗散的计算公式是否可以用于内波的破碎, 但是从前面的假设中可以发现该方法同样适用于内波的破碎。

(3) 湍流模型法。
内波破碎后, 在流场中会形成一个比较复杂的流动状态, 这种状态与湍流状态相似, 湍流的动能就由内波破碎引起的能量耗散提供。因此可利用湍流模型的一些成果来研究内波破碎造成的能量损失问题。Li等^[35]通过使用 $k-\epsilon$ 模型来考虑由波破碎引起的能量耗散问题。

迄今为止, 人们已经通过理论、实验和数值方法对内波破碎引起的能量耗散进行了许多研究。如 Javan等^[36]通过有限体积的方法研究了内波生成、传播及相互作用过程中的能量问题, 通过公式 $\epsilon=\tau_{ij} \frac{\partial u_i}{\partial x_j}$ 来计算单位体积内的能量耗散, 式中, τ_{ij} 为应力张量, u_i 为 i 方向上的速度分量, x_j 为 j 方向上的坐标。结果显示这些过程中能量是守恒的, 能量的耗散与非线性相互作用的程度有关。Yamada等^[37]以 Reynolds 方程为基础, 采用 zero-equation 模型来计算波破碎后的能量耗散。Helfrich^[4]通过实验研究了均一倾斜边界上两层系统中的衰退内孤立波的浅滩效应。单个内孤立波的浅滩效应导致了波的破碎和多个湍流或斑块, 在破碎地点的近岸处引起了显著的垂直混合, 在实验研究的范围内, 由于一阶模态的内波破碎引起的损失的能量中有 15 (±5) % 传递进入了垂直混合中。Nash等^[38]通过海洋观测数据来估计内波的能量通量 $F_e=\langle u'p' \rangle = \zeta_g E$ 利用能量通量来理解内波生成、传播和耗散过程。De Silva等^[39]通过温度梯度的理论 Batchelor 谱对测得的温度梯度谱进行曲线拟合, 并估算了瞬时的能量耗散率。Watanabe等^[40]为了量化三维 Garrett-Munk (GM) 内波场的能量耗散率, 应用了 “Ekona†” 方法。他们首先跟踪波包的传播, 直到达到破碎极限, 并利用波能量守恒方程, 计算了该内波场的能量耗散率。Lamb^[41]采用非线性的能量方程研究了连续层化流体中内波的能量传递问题。Or等^[42]研究了通过声流动可视化 CTD 和 ADCP 测量数据 (acoustic flow visualization data) 得到的数据集研究了中国南海大陆坡架孤立内波随空

间及时间的传播特征。通过计算 5 km 范围内的初始的总动能与传播了 16 5 km 之后的能量, 最后得到在 5 km 范围内的能量耗散率。

3 结 语

在深海内区, 内波破碎是内波能量耗散和海水混合的主要方式, 对海洋能量的再分配产生本质的影响。内波破碎的机制有多种, 如 PSI 机制, 重力不稳定性, 剪切不稳定性、对流不稳定性、内波之间的非线性相互作用等都会导致内波场的不稳定和引起内波间歇性地破碎, 将波能传递给更小尺度的过程, 如湍流。内波破碎后, 流体质点就转换成环流 (current flow) 模式的运动, 波高和内部流动速度迅速发生改变。这对沉积传质、海滩线的变化起了重要的作用, 而且内波破碎后形成的紧密破碎波 (in-pact breaking wave) 会对海岸及海上结构物产生更大的作用力。因此, 确定内波破碎后流体运动的性质及能量耗散的机理也是海岸和海上工程中一个非常重要的研究课题。

为了准确地建立海洋动力学模型, 学术界也对波破碎造成的能量损失作了大量的理论模拟和实验探索, 得到了许多宝贵的实测资料和经验公式, 为求得破后波、沿岸流、近岸区增减水等一系列复杂现象提供了依据。在实验或试验方面, 由于先进的测量技术如 IDV (Laser Doppler Velocimetry) 和 PV (Particle Image Velocimetry) 的出现, 现在可以得到破波区的湍流结构与速度场分布。由于内波波峰前和波谷后会分别产生幅聚和幅散现象, 从而使海水表面改变粗糙度, 形成条纹结构。利用该现象, 可以通过 SAR (综合孔径雷达) 探测来发现内波的踪迹, 直观地得到海洋内波的空间分布特征和时间演变特征 (包括内波的破碎)。但是由于内波破碎这种现象比较复杂, 到目前为止人们对它的认识还不够全面, 而且内波破碎又是一个高度的非线性过程, 所以不能通过基本的流体力学方程来推导出内波破碎造成的能量损失。从能量谱方面来讲, 目前对谱耗散函数的了解也不全面。总之, 内波破碎过程中强的间歇性和非线性性质加大了从理论上研究能量耗散问题的复杂程度。同时, 破波场的观测也面临着无法克服的困难, 因为在海上观测对波破碎的重要地方不可能进行全面的测量, 即使得到了可靠的波高数据, 也由于在这种测量方法下已建立的波破碎判据的缺乏使得很难从这些数据中发现特定的波破碎事件。既然在理论和实验方面存在着这些问题, 那么数值分析方法作为一种技术可以取代纯经验的方法来克服这些问题^[43]。数值方

法与理论和实验方法是相辅相成的, 数值方法可以验证实验和理论上的一些结果, 也可以为海洋动力学研究提供小尺度的流场细节, 为完善海洋动力学模型提供一些理论指导。

从数值计算方面来讲, 在内波破碎前可以用势流理论来进行流动分析。然而当内波破碎后, 与漩涡的生成和消失有关的变形过程是由于存在水团涌入现象的非势流流动所引起的, 所以这时在数值分析中就需要考虑粘性力的影响。这样通过对内波破碎前后的能量进行分析, 就可以得到由波破碎引起的能量耗散。今后, 利用数值方法来研究内波破碎后流体运动的流场细节及能量耗散将是我们的一个研究方向。

参考文献:

- [1] 侍茂崇. 物理海洋学 [M]. 济南: 山东教育出版社, 2004
- [2] 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
- [3] ANDREW P S and MARCUS J. Deep—water internal solitary waves [J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1995, 305: 347—371.
- [4] HELFRICH K R. Internal solitary wave breaking and run—up on a uniform slope [J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1992, 243: 133—154.
- [5] 范植松. 海洋内部混合研究基础 [M]. 北京: 海洋出版社, 2002
- [6] HAIDER Z, HONDZO M, PORTE—AGEL F. Advective velocity and energy dissipation rate in an oscillatory flow [J]. *Water Research* 2005, 39: 2569—2578.
- [7] KOBAYASHI N and LAWRENCE A R. Cross—shore sediment transport under breaking solitary waves [J]. *Journal of Geophysical Research*, vol 109, C03047, doi: 10.1029/2003JC002084, 2004.
- [8] LEKHTER J J, DEANE G B, STOKES M D. Spatial and Temporal Variability of Internal Wave Forcing on a Coral Reef [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2005, 35 (11): 1945—1959.
- [9] BANNER M L, BABANNA V, YOUNG IAN R. Breaking probability for dominant waves on the sea surface [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2000, 30(12): 3145—3160.
- [10] 杜涛, 方欣华. 潮成内波在物理海洋和相关学科中的影响 [J]. *海洋预报*, 2003, 20(4): 50—55.
- [11] ANDREASSEN YVND, HVIDSTEN PER YVND, FRITTS D C and ARENDT STEVE. Vorticity dynamics in a breaking internal gravity wave. Part I. Initial instability evolution [J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1998, 367: 27—46.
- [12] FRITTS D C, ARENDT STEVE, ANDREASSEN YVND. Vorticity dynamics in a breaking internal gravity wave. Part 2. Vortex interactions and transition to turbulence [J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1998, 367: 47—65.
- [13] 冯士侗, 李凤歧, 李少菁. 海洋科学导论 [M]. 北京: 高等教育出版社, 1999.
- [14] THOMPSON S A. The excitation, dissipation and interaction of internal wave in the deep ocean [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1975, 80: 328—338.
- [15] DÖRNBROCK ANDREAS. Turbulent mixing by breaking gravity waves [J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1998, 375: 113—141.
- [16] TROY C D, KOSEFF J R. The instability and breaking of long internal waves [J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 2005, 543: 107—136.
- [17] PHILLIPS O M. On the dynamics of unsteady gravity waves of finite amplitude [J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1960, 9: 193—217.
- [18] DAVIS R E, ACRIMOS A. Solitary internal waves in deep water [J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1967, 29: 593—607.
- [19] BENJELLIDJ SOMMERIA J. Excitation and breaking of internal gravity waves by parametric instability [J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1998, 374: 117—144.
- [20] BOURUET—AUBERTOT P, SOMMERIA J, STAQUET C. Breaking of standing internal gravity waves through two—dimensional instabilities [J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1995, 285: 265—301.
- [21] LEBLANC S. Internal wave resonances in strain flows [J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 2003, 477: 259—283.
- [22] KOUDELLA C R, STAQUET C. Instability mechanisms of a two—dimensional progressive internal gravity wave [J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 2006, 548: 165—196.
- [23] BRIDGEST J. Superharmonic instability, homoclinic torus bifurcation and water—wave breaking [J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 2004, 505: 153—162.
- [24] VORONOVICH V V, PELNOVSKY D, SHIRRA V I. On internal wave—shear flow resonance in shallow water [J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1998, 354: 209—237.
- [25] SUTHERLAND B R. Finite—amplitude internal wave packet dispersion and breaking [J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 2001, 429: 343—380.
- [26] SHIRRA V I, VORONOVICH V V, SAZONOV I A. Wave breaking due to internal wave—shear flow resonance over a sloping bottom [J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 2000, 425: 187—211.
- [27] LEBLOND P H. Ocean waves: Half a century of discovery [J]. *Journal of Oceanography*, 2002, 58: 3—9.
- [28] MCCOMAS C H, MÜLLER P. The dynamic balance of internal waves [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1981, 11: 970—986.

- [29] NATAROV ANDREI, MÜLLER PETER. A Dissipation Function for the Internal Wave Radiative Balance Equation [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2005, 22: 1782—1797.
- [30] HENYEY F S, WRIGHT J, FLATTIE S M. Energy and action flow through the internal wave field—An eikonal approach [J]. Journal of Geophysical Research, 1986, 91 (C7): 8487—8495.
- [31] ZHANG SHUWEN, YUAN YELI. Energy and momentum dissipation through wave breaking [J]. Journal of Geophysical Research, 2005, 110: C09021, doi: 10.1029/2004 JC002834.
- [32] UMEYAMA M, SHINTANI T. Transformation, attenuation, setup and undertow of internal waves on a gentle slope [J]. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, 2006, 132(6): 477—486.
- [33] VENAYAGAMOORTHY S K, FRINGER O B. Numerical simulations of the interaction of internal waves with a shelf break [J]. Physics of Fluids, 2006, 18(7): 076603.
- [34] DALLY W R, DEAN R G, DALRYMPLE R A. Wave height variation across beach of arbitrary profile [J]. Journal of Geophysical Research, 1985, 90 (C6): 11917—11927.
- [35] LIN P, LIU P L. A numerical study of breaking wave in the surf zone [J]. Journal of Fluid Mechanics, 1998, 359: 239—264.
- [36] JAVAM A, MBERGER J, ARMFIELD S W. Numerical study of internal wave-wave interactions in a stratified fluid [J]. Journal of Fluid Mechanics, 2000, 415: 65—87.
- [37] YAMADA F, TAKIKAWA K. Numerical models with Reynolds equation based energy dissipation for plunging breakers on a uniform slope [J]. Coastal Engineering Journal, 1999, 41: 247—267.
- [38] NASH J D, ALFORD M H, KUNZE E. On estimating internal-wave energy fluxes in the ocean [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2005, 22: 1551—1570.
- [39] DE SILVA I P D, MBERGER J, MEY G N. Localized mixing due to a breaking internal wave ray at a sloping bed [J]. Journal of Fluid Mechanics, 1997, 350: 1—27.
- [40] WATANABE M, HIBIYA T. Estimates of energy dissipation rates in the three-dimensional deep ocean internal wave field [J]. Journal of Oceanography, 2005, 61: 123—127.
- [41] LAMB K G. Energy and pseudoenergy flux in the internal wave field generated by tidal flow over topography [J]. Continental Shelf Research, 2007, doi: 10.1016/j.csr.2007.01.020.
- [42] ORR M H, MCENEREY P C. Nonlinear internal waves in the South China Sea: Observation of the conversion of depression internal waves to elevation internal waves [J]. Journal of Geophysical research, 2003, 108 (C3): 3064, doi: 10.1029/2001 JC001163.
- [43] BANNER M L, PEREGRINE D H. Wave breaking in deep water [J]. Annual Reviews Fluid Mechanics, 1993, 25: 373—397.

The Advance of Internal Waves Breaking and Energy Dissipation in the Ocean

LIU Guo-tao, SHANG Xiao-dong, CHEN Gui-ying, LIU Zhun-in, LIU Liang-gang, CHEN Xiao-bo

(1. Key Laboratory of Tropical Marine Environmental Dynamics// South China Sea Institute of Oceanology

The Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China

2. Faculty of Information Technology, Macau University of Science and Technology, Macau, China

3. School of Physics and Engineering, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China)

Abstract Internal waves are common phenomena in the ocean, and instabilities and breaking of internal waves play an essential role on the redistribution of energy in the ocean. That the energy of waves is transferred directly from large scale to small one results in turbulent mixing, which will influence importantly on marine environment. The study of breaking mechanism of internal waves and energy dissipation of breaking internal waves in the past fifteen years are summarized.

Key words internal wave; breaking mechanism; energy dissipation