

大洋涌浪耗散研究及模式应用的进展及主要问题

毕凡^{1,2}, 宋金宝³

(1. 中国科学院海洋研究所 海洋环流与波动重点实验室, 山东 青岛 266071; 2. 青岛海洋科学与技术国家实验室 海洋动力过程与气候功能实验室, 山东 青岛 266237; 3. 浙江大学 海洋学院, 浙江 杭州 310058)

摘要: 大洋中涌浪普遍存在且对大气-海洋之间的物理过程有较大影响, 但目前对涌浪的耗散过程研究尚不充分。总结了关于涌浪传播和耗散的观测事实, 着重指出利用遥感数据推进相关研究的可能性; 同时分析可能的物理机制, 并论述其在海浪模式中的应用及不足。通过梳理大洋涌浪耗散的研究进展, 为今后开展涌浪相关研究提供依据。

关键词: 涌浪; 耗散; 遥感数据; 海浪模式

中图分类号: P76 文献标识码: A 文章编号: 1000-3096(2016)09-0128-07
doi: 10.11759/hyqx20151010002

涌浪是海面极为普遍的波浪形式, 影响海气间能量和通量的交换形式, 使得其与风浪状态下的过程有很大差异; 在浪流相互作用的动力过程中, 涌浪影响着 Langmuir 环流流态^[1-2]和非破碎混合^[3-5], 其水体输运和能量传递则存在气候学意义^[6-8]。开展涌浪影响下的动力过程或波候等的研究^[9-10]、或需要大面积的连续涌浪参数时, 借助第三代海浪模式进行模拟是目前最为常见和直接的手段^[11], 而这依赖准确的模拟结果。依照海浪模式的基本框架, 涌浪能量的生成事实上来源于风能输入, 而耗散项通常是平衡风能输入项经验、半经验性地设定^[12], 其中风浪的耗散(破碎为主)与涌浪耗散(非破碎)又有着本质的区别。近十几年的模式发展使得风输入和破碎耗散更加符合物理过程和观测事实^[13-21], 而涌浪的耗散过程研究相对滞后。这受制于较为缺乏的观测实验和数据, 导致对耗散的主导机制存在争议, 继而影响在模式中的参数化以及最终对涌浪的模拟效果。

随着卫星遥感技术的提高, 利用 ASAR(Advanced Synthetic Aperture Radar)波模式的波浪二维谱数据可以分离出涌浪分量, 并借助其开展涌浪传播耗散的研究^[22-24]。从研究角度来看, 借助遥感数据可以提高对涌浪影响的海气边界层过程的认识; 从应用角度来看, 这有望引入到海洋模式并提高对涌浪的模拟效果。由此, 目前国际上已经有一些研究, 提出了耗散率并加入到海浪模式中^[20-21], 而国内尚少。因此, 有必要对此领域进行回顾并展望。本文将遵循观测——理论——应用的逻辑顺序, 从观测数据、耗散机制和模式方案三个方面总结涌浪耗散的研究现状, 并对

利用卫星数据研究涌浪耗散问题及其在模式中的应用做出评述。

1 涌浪传播耗散的观测研究

从物理过程本身来看, 涌浪是产生于源区风浪, 离开风区后继续传播、变形并发生能量耗散^[25-26]; 许多观测事件表明, 大洋西风带产生的涌浪可以传播到大洋中部, 甚至跨越赤道影响另一侧大洋海况^[27-30]。针对涌浪事件的观测相对较少, 近些年随卫星遥感技术的发展, 对涌浪的研究逐渐得到关注。

1.1 个例观测

涌浪的空间尺度较大, 一直以来, 直接大面积观测十分困难, 多为单点连续观测或小范围观测, 而通过追踪涌浪过程进行耗散研究更是屈指可数。最早在大洋中开展针对涌浪传播的观测, 可追溯到 Snodgrass 等^[27]在太平洋上从新西兰到阿拉斯加之间依赖岛屿设置的仪器阵列: 仪器布放基本沿球面大圆, 其两个半月的观测记录了 12 次南半球西风带产生的风暴引发涌浪传播的现象, 并依据波高拟合了涌浪耗散率。其主要结论是: (1)周期在 12~14 s 左右

收稿日期: 2015-10-10; 修回日期: 2015-12-16

基金项目: 国家自然科学基金项目(41506033); 国家高技术研究发展计划(863 计划, 2013AA122800)

[Foundation: National Natural Science Foundation of China, No. 41506033; National High Technology Research and Development Program (863 Program) of China, No. 2013AA122803]

作者简介: 毕凡(1986-), 女, 山东济宁人, 博士, 主要从事海浪相关研究, E-mail: bifansd@163.com

的涌浪空间耗散率约为 10^{-7} m^{-1} ，并存在较大的离散；(2) 14 s 以上周期的涌浪耗散太低而无法测量；(3) 涌浪在穿越信风带时没有明显的耗散异常，换言之，其观测没有发现明显的耗散与局地风的关系。需要指出的是，仪器受岛屿影响、地形限制而存在折绕射误差校正，影响关于涌浪耗散的数据的准确性；同时，固定的仪器布放位置只能记录相似源地和路径的涌浪个例。由于布放跨大洋的仪器阵列较为复杂，这种直接观测此后几乎没有出现。

为了检验涌浪的传播机制，人们转而使用局地连续观测波浪并从谱中分离出涌浪成分^[30-35]，可以借此研究局地涌浪能量随时间的变化，再借助群速关系转换成空间耗散率。这样的个例研究可包括浮标观测^[36]或借助实验室观测^[37-38]，其结果也的确证实了涌浪的能量群速传播关系并提供了倒推涌浪生成时间的可能；但是由于只依赖局地能量的变化，导致得到的涌浪源地生成时间和空间位置都存在偏差^[32]。就涌浪的耗散而言，最新的观测事实表明其在不同的空间位置(有不同的局地海况和背景风)能量会受风浪和风速风向的影响而并非简单的均匀衰减^[30, 36]，以上的偏差恰恰从侧面证实了这种局地连续观测的局限性，即无法包含传播过程中其他效应对能量生衰的影响。

1.2 卫星大面积观测

随着卫星观测的积累，Young 等^[39]尝试利用高度计波高数据进行涌浪耗散率的研究。高度计反演的波高优点是观测较密集，但无法区分风浪和涌浪成分，所以在提取涌浪个例时进行了较强的限定：需要选择沿轨(大圆)数据确保来自同一个涌浪事件、需要借助模式界定涌浪的波速、需要选择风速较低(波龄较大)同时波陡较大的事件来排除强的风输入的影响。这存在两个缺陷：(1) 必须选择在距离源地较近的范围进行数据拟合(目前的尝试是小于 10^3 km)，来保证能量(波高)较大且受其他因素影响可略——而事实上西风带大部分涌浪能量是可以传播至 10^4 km ；(2) 依然限制了对非局地效应的反映。

值得关注的是，随着卫星遥感手段的革新，星载合成孔径雷达的应用为大洋海浪研究提供了新的视角和契机^[40-41]。ERS(European Remote Sensing)-1, ERS-2 及 ENVISAT(Environmental Satellite)卫星搭载的 SAR 传感器波模式可提供大面积长时间的不连续海浪谱观测数据，利用风和波浪参数的经验关系可以分离风浪和涌浪^[36]，并提取涌浪个例进行耗散的集合研究。Collard 等^[40]首次进行了基于 ENVISAT

数据的涌浪耗散率拟合：通过扫描太平洋上的离散的涌浪要素(波高、波长、波向)观测数据，根据单频波频散关系反推此次观测的传播轨迹，再由所有交汇点得到大体的涌浪发生位置(点源)，从而由不同时刻不同位置的观测得到(并再现)同一个涌浪事件。他们得到的简单的线性空间耗散率为 $3.1 \times 10^{-7} \sim 4 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1}$ ，是 Snodgrass 等^[27]结果的 2 倍多。由于线性耗散存在较大的离散，Arduin 等^[41]继而提出，耗散率可能依赖其他参数并尝试非线性拟合，引入了涌浪能量显性的受边界层参数(如风速)影响的可能。这也是其改进海浪模式中涌浪耗散的观测基础。

国际上利用卫星数据的涌浪传播耗散研究正逐渐兴起，而国内的研究则相对较少。本文作者的相关研究^[36]利用太平洋 ENVISAT 卫星数据提取了有 400 个个例的涌浪数据集，分析研究表明，耗散存在以下特性：(1) 耗散存在与初始波陡(波高与波长之比)和反波龄(风速与波速之比)的相关关系。反波龄随波陡增加而增大，随周期增大，反波龄降低至 $-1 \sim 1$ ，随着离点源距离增加反波龄增大。波陡为 0.01 处为一较明显的分界线，当波陡小于 0.01 时，反波龄在 $-1 \sim 1$ ，正负相当，风速和波速方向同向和反向同样明显，且风速总小于波速；当波陡大于 0.01 时，风向与波同向较多，且在周期较短的分量上依然有风速大于或接近波速，涌浪依然受局地风的影响。(2) 各周期涌浪耗散率在距离源地 6 000 km 以内较大，而 6 000~12 000 km 相差不大，存在与传播距离的关系。(3) 在进入对侧半球西风带附近时，耗散率有负值，即可能存在能量的再成长。这就表明，需要进一步对耗散率非线性拟合，来更好地体现多种物理过程的影响。

2 涌浪耗散机制的研究进展

对观测的耗散过程和耗散率，需要基于物理过程的解释，但对此机制目前尚没有统一的认识^[42-43]。结合观测的不断积累，普遍认为影响涌浪能量耗散的过程主要有以下几个方面。

2.1 涌浪与气体湍流相互作用

有边界层观测表明，当风速较弱时，长波相速远大于风速，会导致波浪向大气边界层传递动量，从而产生向上的动量通量，可能导致波浪能量损失；而这种“波诱导气流”的现象在反波龄(风速与波速比)为 0.15~0.2 以下时最频繁^[43-47]。在大洋中，低风速区域(风速小于 2 ms^{-1})在赤道西太平洋(TOGA

COARE 站点)发生时间约占 16%^[45], 并非小概率事件。SCOPE(San Clemente Ocean Probing Experiment)计划的海上动量观测表明, 与涌浪同向的风应力在反波龄较小时的确有负值, 即大气有动量净收入。Semedo 等^[43]考虑负的波浪应力, 从理论上推导了边界层气流极大值出现的情况, 较好的解释了在白令海观测的强涌浪情形下的风速剖面分布。

Ardhuin 等^[41]提出, 涌浪轨道速度的变化会对上边界层气流产生剪切应力调制, 并存在一个依赖涌浪轨道速度、振幅和气体黏性的临界气体边界层雷诺数(约为 10^5), 当超过此临界值, 气体边界层成为湍流状态, 从而引起明显的涌浪耗散(观测的大部分涌浪过程雷诺数都超过临界值)。低于临界值则以黏性耗散为主^[48]。

2.2 涌浪与海洋湍流相互作用

涌浪直接存在于海洋表面, 与海洋中的湍流过程产生作用。

Babanin 等^[49]在实验室水槽中, 直接观测到了单频非破碎波在没有背景流剪切的情况下产生湍流, 亦即由波浪的速度场剪切生成湍流; 此处也认为存在一个依赖波速和海水黏性系数的临界雷诺数, 并经验地取为 3 000, 超过此值即产生湍流, 进而指出这种过程会导致涌浪能量耗散。非破碎波浪能够引起混合加深也侧面印证了这种耗散的可能^[3, 50-52]。这种机制在最新的海浪模式中也有体现。袁业立等^[53-54]指出平均流剪切和波浪破碎同时影响混合, 并统称之为“表面波引起的湍流”; 其基于二阶湍流模型, 给出表面波动引起的湍流混合在平衡解下的混合参数。这为进一步研究涌浪耗散的可能机制提供了理论支持。

更普遍的情形是, 海洋中存在背景湍流, 波浪的 Stokes 漂流剪切与湍流相互作用, 或称波浪引起的湍动能生成, 导致湍动能增加, 产生涌浪的能量向湍流的传递, 从而导致涌浪耗散^[55]。Ardhuin 等^[55]指出, 基于这种理论, 与风应力同向传播的波浪会产生耗散, 而反向浪则会从湍流中获取能量。对于与风反向的涌浪的增长, 则可以认为由于涌浪减弱了风浪导致的漂流剪切, 能量从风浪转移到涌浪部分。

2.3 其他可能性及小结

Texeira 等^[56]利用湍流畸变理论模型(RDT)研究理想单频波发现, 涌浪与风同向时能量耗散、与风相反时能量加强, 说明局地风向对涌浪耗散有所影响。

此外, 其他诸如风的直接调制^[57]、长短波相互作用等等也可能导致耗散。

结合直接或间接观测数据以及现有的海洋模式 WAM(Wave Modelling)和 WW3(Wavewatch), 在各种机制下都发现了可能对耗散产生影响的证据^[55]。经作者初步比较而言, 涌浪与气体、海洋湍流的相互作用占的比重相对较大: 依赖这两种机制预测的耗散率与前述涌浪数据集大体匹配在同量级上^[36]。而这种结果的另一个原因是, 二者的机制在表达形式上是等价的^[39], 即二者都代表了涌浪与湍流相作用的耗散, 只是选取的雷诺数和临界值不同。需要指出的是, 由于同时展开边界层风、浪、湍流的观测数据的稀少, 捕捉到的完备的涌浪事件更少, 目前并不清楚已有的各种机制是否有可能有统一表达, 或者是否在不同背景条件下有所侧重, 需要更多验证。

3 海浪模式的涌浪耗散方案

基于观测的拟合及对耗散的机制探讨, 其中一个应用出口为改进海浪模式的模拟效果。目前常见的海浪模式的一个明显短板是涌浪能量(波高)的不准确, 特别是中低纬带涌浪明显占优的海域偏差更大^[20-21, 58-59]。常用的第三代海浪模式有 WAM、WW3、SWAN(Simulating WAVes Nearshore)等, 其中 WW3 发展了开放的模式框架, 包含了关于涌浪耗散的最新源函数方案。此处以 WW3 为例进行综述, 不失一般性。

3.1 WW3 中的长波(涌浪)耗散

海浪模式中将风输入和耗散项作为相互匹配的一套设置进行参数化, 即耗散是根据对风能输入的平衡进行调整。但是, 这种调整和参数化是基于物理过程的, 且随着对波浪成长、传播、衰减过程研究的深入而更加符合实际。在 WW3 常用和典型的输入耗散方案中, 目前统计上风浪、涌浪等波要素整体模拟结果最好的三种是 TC、ST4 和 ST6 方案^[59]。

由于输入耗散总是匹配出现, 因此在论述各方案的耗散项时, 有必要先对其风输入项做简要介绍, 再对比耗散项的设置。

1) WW3 模式的默认方案 TC^[60-62]中, 风能输入是线性形式, 主要依赖于无量纲的风-浪参数, 并根据谱频率的不同人为地给定参数取值。由于在大洋中高估了反向风或弱风时的涌浪耗散, 又对风能输入项进行了滤波: 使相对低频的组分输入增加来抵消衰减过强。

耗散源函数项将低频和低频耗散分开考虑,其中低频部分的耗散是类比湍流耗散给出的,使用了预设的经验长波耗散形式,认为耗散正比于波数 k 、摩擦风速 u_* 平方和谱密度值。最终将低频和高频耗散以线性关系加权叠加。

2) ST4 方案风能输入项的基础是 WAM4 模式,主要考虑了 Miles 剪切不稳定成长机制和阵风引起的边界层不稳定。相比 TC 模型,考虑了风输入的方向分布、波龄、波致应力的作用。涌浪的耗散被作为负项直接加在风输入项之后,主要由于其基于波浪和气体湍流相互作用。

在耗散方面,基于 ASAR 数据,Arduin 等^[21]拟合了非线性涌浪耗散率。定义了海气边界层有效雷诺数(波雷诺数 $Re=2u_{orb,s}H_s/\nu_a$, $u_{orb,s}$ 为涌浪轨道速度, H_s 为涌浪波高, ν_a 为空气黏性系数),通过 Re 的量值区分层流或湍流状态下的涌浪耗散,并给出临界雷诺数 Re_c 。当 $Re>Re_c$ 时,边界层是湍流,非线性湍流耗散项耗散正比于频率平方、涌浪轨道速度、谱密度值和一个无因次参数 f_c ; 当 $Re<Re_c$ 时,气体边界层为层流,涌浪耗散类似黏性耗散。另一方面,波和海洋湍流相互作用的参数化^[21]也写入了耗散项,并适用于整个波谱,包括涌浪部分。

3) ST6 方案主要基于外海观测和实验室结果对风输入和破碎耗散进行了改进,包括高风速下风输入减小、波浪增长率依赖波陡的关系以及破碎效应(阈值特性和积累效应)。风输入项比 TC 方案包含了更多的物理过程。而涌浪的耗散直接以波浪-海洋湍流相互作用进行参数化,使用的数据主要基于实验室观测 Barbanin 等^[15],并参照了在 SWAN 中的设置^[18]。其中,涌浪耗散正比于一个无因次参数 b_1 ,并经验地设置为常数。

由以上分析可以看出,波浪的生成阶段从风获得能量,无需区分风浪或涌浪,模式的发展使得更多的物理过程得到参数化。而在波浪生成后,涌浪的传播、衰减及与局地风的相互作用与风浪有所差别,所以耗散项是需要关注和继续改进的。

3.2 WW3 对涌浪的模拟效果

对比海浪模式模拟效果的研究较多,而针对涌浪的较少。作者^[59]针对太平洋开展的 WW3 模式评估中系统比较了模式多种方案对风浪及涌浪要素的模拟效果,其中包含以上提到的 3 种方案。就涌浪的模拟而言,与浮标相比 3 种方案差别不大。模式模拟的涌浪平均波长与 ENVISAT 观测相比均方误差在

50 m 以内,标准偏差为正值,说明模拟偏大,这与浮标对比平均周期亦偏大是相对应的。涌浪波向均方误差约 8° ,各方案之间没有明显差异。但就波浪 Stokes 水体输运的比较来看,ST4 方案与浮标结果更接近。

虽然不能仅从模拟结果角度判定输入和耗散方案的优劣,但综合来看,ST4 方案在考虑涌浪耗散时至少有几个优点:(1)所提出的波湍参数化基于更广泛的 ASAR 数据,具有更强的代表性;(2)分别考虑了包括黏性、向上动量损失和波-海洋湍流相互作用等的机制;(3)针对无因次参数 f_c ,可以进一步分析耗散率的离散与哪些因素有关。

综合以上的发展现状分析,虽然目前对涌浪耗散机制没有统一认识,但人们已经开始尝试经验、半经验地集合已有的观测,在模式中表达各种机制的共同作用,特别是波-湍相互作用;并且 WW3 的 ST4 方案提供了一个较好的基本框架。而基于大面积的 ENVISAT ASAR 波模式数据,提取并分析耗散率是十分有望继续改进模式耗散率参数化的手段。

4 涌浪耗散研究中的主要问题和展望

借助卫星观测数据,可以推进涌浪传播耗散的研究,但尚在初步发展阶段^[36],且存在如下一些问题。首先,观测得到的耗散率的特性表明,简单的线性拟合不能满足对这些不同特性的分类刻画,因而需要进行非线性拟合,并探索依赖哪些参量,才能更好地反映耗散特性。其次,就目前的历史观测而言,尚没有针对涌浪的气体边界层、海洋边界层与波浪参数同步地观测的可供拟合的数据,也就无法有效地区分涌浪与气体或海洋湍流相互作用这两种机制^[39]。

虽然模式中的波湍相互作用尚不能区分具体的机制,但借助目前的观测数据,可以考虑这样一种思路:与湍流相互作用的耗散是否可以反映观测的涌浪特性,并是否在不同涌浪分类下适用性有所不同;在此基础上,需要提炼依赖耗散特征参量和风参量的更加合理的耗散率。这需要两方面的准备,即基于分类的卫星数据的耗散率拟合和基于 WW3 模式框架的耗散实验。由此,目前可以探讨的问题有:(1)大洋中不同状况的涌浪耗散率分别主要受哪些参量影响,如何影响;(2)目前的主要耗散理论是否可以解释这些特性、是否存在适用性差异;(3)如何结合特征参量和物理过程进行耗散率拟合改进并应用于 WW3 模式当中。

依赖新的观测事实和对研究现状的分析, 可以开展对涌浪传播耗散过程的研究。目前, 结合已有的耗散机制, 需要细化对涌浪耗散率的拟合, 从而改进海浪模式对涌浪的模拟能力, 促进海洋预报的准确性; 同时, 将为后期中法卫星观测的海浪数据提供准确的校正资料, 也为海气边界层过程和耦合模式的发展提供依据。

参考文献:

- [1] McWilliams J C, Sullivan P P, Moeng C H. Langmuir turbulence in the ocean[J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1997, 334: 1-30.
- [2] McWilliams J C, Huckle E, Liang J, et al. Langmuir turbulence in swell[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2013, 44(3): 870-890.
- [3] Huang C J, Qiao F. Wave-turbulence interaction and its induced mixing in the upper ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2010, 115(C4): C04026.
- [4] Babanin A V, Onorato M, Qiao F. Surface waves and wave-coupled effects in lower atmosphere and upper ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C11): C00J01.
- [5] 管长龙, 张文清, 朱冬琳, 等. 上层海洋中浪致混合研究评述[J]. *中国海洋大学学报*, 2014, 44(10): 20-24. Guan Changlong, Zhang Wenqing, Zhu Donglin, et al. Review of research on surface wave induced mixing in upper ocean layer: progress and existing problems[J]. *Periodical of Ocean University of China*, 2014, 44(10): 20-24.
- [6] 邓增安, 吴克俭, 于婷. 太平洋东边界波浪输运[J]. *海洋学报*, 2007, 29(6): 1-9. Deng Zengan, Wu Kejian, Yu Ting. The wave transport of the eastern area of the Pacific[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2007, 29(6): 1-9.
- [7] Deng Z A, Wu K, Zhao D, et al. Effects of wind waves of the Pacific westerly on the eastern Pacific wave transport[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2009, 28(1): 83-88.
- [8] Bi F, Wu K, Zhang Y. The effect of Stokes drift on Ekman transport in the open sea[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2012, 31(6): 12-18.
- [9] Alves J H G M. Numerical modeling of ocean swell contributions to the global wind-wave climate[J]. *Ocean Modelling*, 2006, 11(1-2): 98-122.
- [10] Young I R. Seasonal variability of the global ocean wind and wave climate[J]. *International Journal of Climatology*, 1999, 19(9): 931-950.
- [11] Hemer M A, Katzfey J, Trenham C E. Global dynamical projections of surface ocean wave climate for a future high greenhouse gas emission scenario[J]. *Ocean Modelling*, 2013, 70: 221-245.
- [12] Komen G J, Hasselmann K. On the Existence of a fully developed wind-sea spectrum[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1984, 14(8): 1271-1285.
- [13] Abdalla S, Bidlot J R. Wind gustiness and air density effects and other key changes to wave model in CY25R1[R]. Reading, U K: Research Department, ECMWF, 2002.
- [14] Tsagareli K N, Babanin A V, Walker D J, et al. Numerical investigation of spectral evolution of wind waves. Part I: Wind-input source function[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2009, 40(4): 656-666.
- [15] Babanin A V, Tsagareli K N, Young I R, et al. Numerical investigation of spectral evolution of wind waves. Part II: Dissipation term and evolution tests[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2010, 40(4): 667-683.
- [16] Banner M L, Morison R P. Refined source terms in wind wave models with explicit wave breaking prediction. Part I: Model framework and validation against field data[J]. *Ocean Modelling*, 2010, 33(1-2): 177-189.
- [17] Zieger S, Babanin A V, Rogers E, et al. Observation-based dissipation and input terms for a wavewatch III: implementation and simple simulations[R]. Melbourne, Victoria, Australia: Swinburne University of Technology, 2011.
- [18] Rogers W E, Babanin A V, Wang D W. Observation-consistent input and Whitecapping dissipation in a model for wind-generated surface waves: description and simple calculations[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2012, 29(9): 1329-1346.
- [19] 王毅. SWAN 模式及数据同化技术在海浪预报中的试验研究和应用[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2011. Wang Yi. Study and application of SWAN model and data assimilation technology in wave forecast[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2011.
- [20] Bidlot J R, Abdalla S, Janssen P A E M. A revised formulation for ocean wave dissipation in CY25R1[R]. Reading, U K: Research Department, ECMWF, 2005.
- [21] Ardhuin F, Rogers E, Babanin A V, et al. Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. Part I: definition, calibration, and validation[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2010, 40(9): 1917-1941.
- [22] Hwang P A, Ocampo-Torres F J, García-Nava H. Wind sea and swell separation of 1D wave spectrum by a spectrum integration method[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2012, 29(1): 116-128.
- [23] Holt B, Liu A K, Wang D W, et al. Tracking storm-generated waves in the northeast Pacific Ocean with ERS-1 synthetic aperture radar imagery and buoys[J]. *J Geophys Res*, 1998, 103: 7917-7929.
- [24] Heimbach P, Hasselmann K. Development and application of satellite retrievals of ocean wave spectra[C]//

- Halpern D. Satellites, Oceanography and Society. Amsterdam: Elsevier Science, 2000: 5-33.
- [25] Groen P, Dorrestein R. Ocean swell: its decay and period increase[J]. *Nature*, 1950, 165(4194): 445-447.
- [26] 文圣常. 涌浪谱[J]. *山东海洋学院学报*, 1960, 1: 44-64.
Wen Shengchang. Ocean swell spectra[J]. *Journal of Ocean University of Qingdao*, 1960, 1: 44-64.
- [27] Snodgrass F E, Groves G W, Hasselmann K F, et al. Propagation of ocean swell across the Pacific[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 1966, 259(1103): 431-497.
- [28] Gjevik B, Rygg O, Krogstad H E, et al. Long period swell wave events on the Norwegian Shelf[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1988, 18(5): 724-737.
- [29] Vassie J M, Woodworth P L, Holt M W. An example of North Atlantic deep-ocean swell impacting ascension and St. Helena Islands in the central South Atlantic[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2004, 21(7): 1095-1103.
- [30] Delpy M T, Ardhuin F, Collard F, et al. Space-time structure of long ocean swell fields[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2010, 115(C12): C12037.
- [31] Gerling T W. Partitioning sequences and arrays of directional ocean wave spectra into component wave systems[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1992, 9(4): 444-458.
- [32] Aarnes J E, Krogstad H E. Partitioning sequences for the dissection of directional ocean wave spectra: a review[R]. Oslo, Norway: SINTEF Applied Mathematics, 2001.
- [33] Hanson J L, Phillips O M. Automated analysis of ocean surface directional wave spectra[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2001, 18(2): 277-293.
- [34] Portilla J, Ocampo-Torres F J, Monbaliu J. Spectral partitioning and identification of wind sea and swell[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2009, 26(1): 107-122.
- [35] 李水清, 赵栋梁. 风浪和涌浪分离方法比较[J]. *海洋学报*, 2009, 34(2): 23-29.
Li Shuiqing, Zhao Dongliang. Comparisons on partitioning techniques to identify wind-wave and swell[J]. *Acta Oceanol Sin*, 2009, 34(2): 23-29.
- [36] 毕凡. 波浪对环流运输影响和涌浪传播耗散特征研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2013.
BI Fan. On the wave-induced effect to circulation transport and the characteristics of swell propagation and dissipation[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2013.
- [37] Kantha L. A note on the decay rate of swell[J]. *Ocean Modelling*, 2006, 11(1-2): 167-173.
- [38] Babanin A V. Swell attenuation due to wave-induced turbulence[C]//ASME. ASME 2012, 31st International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering, Volume 2: Structures, Safety and Reliability. Rio de Janeiro, Brazil: Ocean, Offshore and Arctic Engineering Division, 2012: 439-443.
- [39] Young I R, Babanin A V, Zieger S. The Decay Rate of Ocean Swell Observed by Altimeter[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2013, 43(11): 2322-2333.
- [40] Collard F, Ardhuin F, Chapron B. Monitoring and analysis of ocean swell fields from space: New methods for routine observations[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2009, 114(7), C07023.
- [41] Ardhuin F, Chapron B, Collard F. Observation of swell dissipation across oceans[J]. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36(6), L06607.
- [42] The WISE Group, Cavaleri L, Alves J H G M, et al. Wave modelling – The state of the art[J]. *Progress in Oceanography*, 2007, 75(4): 603-674.
- [43] Semedo A, Sætra Ø, Rutgersson A, et al. Wave-induced wind in the marine boundary layer[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2009, 66(8): 2256-2271.
- [44] Harris D L. The Wave-Driven Wind[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1966, 23(6): 688-693.
- [45] Grachev A A, Fairall C W. Upward momentum transfer in the marine boundary layer[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2001, 31(7): 1698-1711.
- [46] Hanley K E, Belcher S E. Wave-driven wind jets in the marine atmospheric boundary layer[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2008, 65(8): 2646-2660.
- [47] Hanley K E, Belcher S E, Sullivan P P. A global climatology of wind-wave interaction[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2010, 40(6): 1263-1282.
- [48] Dore B D. Some effects of the air-water interface on gravity waves[J]. *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, 1978, 10(1): 215-230.
- [49] Babanin A V, Haus B K. On the existence of water turbulence induced by nonbreaking surface waves[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2009, 39(10): 2675-2679.
- [50] Babanin A V. On a wave-induced turbulence and a wave-mixed upper ocean layer[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(20): L20605.
- [51] Qiao F, Yuan Y, Yang Y, et al. Wave-induced mixing in the upper ocean: distribution and application to a global ocean circulation model[J]. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L11303.
- [52] Dai D J, Qiao F, Sulisz W, et al. An experiment on the nonbreaking surface-wave-induced vertical mixing[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2010, 40(9): 2180-2188.

- [53] Yuan Y L, Qiao F L, Yin X Q, et al. Establishment of the ocean dynamic system with four sub-systems and the derivation of their governing equation sets[J]. *J Hydrodyn*, 2012, 24: 153-168.
- [54] Yuan Y, Qiao F, Yin X, et al. Analytical estimation of mixing coefficient induced by surface wave-generated turbulence based on the equilibrium solution of the second-order turbulence closure model[J]. *Sci China Earth Sci*, 2013, 56(1): 71-80.
- [55] Ardhuin F, Jenkins A D. On the Interaction of surface waves and upper ocean turbulence[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2006, 36(3): 551-557.
- [56] Teixeira M A C, Belcher S E. On the distortion of turbulence by a progressive surface wave[J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 2002, 458: 229-267.
- [57] Kudryavtsev V N, Makin V K. Impact of swell on the marine atmospheric boundary layer[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2004, 34(4): 934-949.
- [58] Hanson J L, Tracy B A, Tolman H L, et al. Pacific hindcast performance of three numerical wave models[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2009, 26(8): 1614-1633.
- [59] Bi F, Song J B, Wu K J, et al. Evaluation of the simulation capability of the Wavewatch III model for Pacific Ocean wave[J]. *Acta Oceanol Sin*, 2015, 34(9): 43-57.
- [60] Chalikov D V, Belevich M Y. One-dimensional theory of the wave boundary-layer[J]. *Bound-Lay Meteorol*, 1993, 63(1-2): 65-96.
- [61] Chalikov D. The parameterization of the wave boundary-layer[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1995, 25(6): 1333-1349.
- [62] Tolman H L, Chalikov D. Source terms in a third-generation wind wave model[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1996, 26(11): 2497-2518.

Progress and problems in the research and model application of swell dissipation

BI Fan^{1, 2}, SONG Jin-bao³

(1. Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves, Institute of Oceanology, the Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. Laboratory for Ocean and Climate Dynamics, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266237, China; 3. Ocean College, Zhejiang University, Hangzhou 310058, China)

Received: Oct. 10, 2015

Key words: swell; dissipation; remote sensing data; wave model

Abstract: Ocean swell largely affects air-sea interface processes and wave-current interaction, but there is still lack of detailed analysis on the mechanism of swell dissipation. This work summarizes the observations and experiments related to swell dissipation, and emphasizes the use of satellite wave spectra data to promote such research. The possible physical processes, together with model application and its shortcomings are also discussed. This review provides guidance for further research into swell-related air-sea interaction processes and model developments.

(本文编辑: 李晓燕)