

潘伟, 邹仲水, 宋金宝, 等. 低风速涌浪条件下浪致应力的研究[J]. 海洋学报, 2021, 43(10): 1–9, doi:10.12284/hyxb2021165

Pan Wei, Zou Zhongshui, Song Jinbao, et al. Studies of wave-induced stresses under swell-dominated low wind speed condition[J]. Haiyang Xuebao, 2021, 43(10): 1–9, doi:10.12284/hyxb2021165

低风速涌浪条件下浪致应力的研究

潘伟¹, 邹仲水¹, 宋金宝^{1*}, 黄健²

(1. 浙江大学 物理海洋研究所, 浙江 舟山 316021; 2. 中国气象局广州热带海洋气象研究所, 广东 广州 510640)

摘要: 本文基于 2012 年 2 月 15 日至 5 月 8 日的广东省茂名市附近海上铁塔实测数据, 分析了海气边界层的湍流运动。结果证实, 在涌浪条件下, 协谱和 Ogive 曲线存在明显受涌浪影响的区域。本文进一步研究, 发现浪致雷诺应力的正负符号变化与波龄相关, 并给出了顺风向和侧风向浪致雷诺应力正负符号反转时波龄的统计分布。此外, 本文基于协谱法提取了浪致雷诺应力 τ_{swell} , 并与传统方法得到的浪致雷诺应力 τ_{swell} 做比较。结果表明, 整体上 τ_{swell} 比 τ_{swell} 大 2~3 个量级, 这意味着传统方法显著低估了涌浪的浪致雷诺应力, 传统的浪致雷诺应力计算方法还有待改进。

关键词: 涌浪; 浪致雷诺应力; 协谱; Ogive 曲线

中图分类号: P731.2

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2021)10-0001-09

1 引言

海洋和大气是一个紧密的耦合系统, 发生在海气界面的动量通量交换对海洋、大气模式的精准预报至关重要, 是深刻理解多尺度海气相互作用的关键因素之一。

Monin-Obukhov 相似理论 (MOST)^[1] 是大气边界层的重要理论, 研究者们通常基于 MOST 将不同观测高度、稳定度的拖曳系数 (C_D) 转换为 10 m 高度处中性条件下的拖曳系数 (C_{DN}) 以分析边界层动力学特征。随着观测数据的不断增多, 研究发现同风速下不同观测之间的 C_{DN} 结果存在显著差异, 这种差异在低风速下尤其明显。以往的研究认为这是由于风浪的状态 (如波龄、波陡等) 造成的^[2-5]。然而, 最新研究表明风浪状态只能部分解释观测所得 C_{DN} 的离散特性, 涌浪和边界层的相互作用是导致 C_{DN} 离散的另一个可能原因, 具体表现在以下几个方面。

(1) 涌浪影响动量通量传输过程。海浪与大气边

界层之间通过浪致雷诺应力进行动量传输。风浪引起的浪致雷诺应力与局地风平衡, 而涌浪的传播速度比局地风速大, 在涌浪诱导下, 产生新的浪致雷诺应力^[6]。涌浪与风浪的浪致雷诺应力叠加在一起, 使得同等风速下动量总通量不再是简单的关于风浪波龄、波陡的函数^[7]。在涌浪存在的情况下, 如果只考虑风浪对动量通量的贡献而忽略涌浪的影响, 会给拖曳系数造成很大不确定性。

(2) 涌浪影响 MOST 的适用性。Zou 等^[8] 研究显示, MOST 只能刻画边界层由剪切和浮力产生的湍流, 而在涌浪存在的情况下, 边界层湍流除了受剪切和浮力影响, 还受涌浪激发的扰动影响。在此情况下继续采用 MOST 会引入误差^[9-10]。

(3) 涌浪造成风应力偏离主风方向。Geernaert^[11] 根据 Navier-Stokes 方程发现边界层内风应力方向与主风向基本一致, 它们之间的夹角小于 5°。但涌浪的传播方向可能和风向偏差较大, 其诱导的浪致雷诺应力与湍流应力满足矢量合成法则, 这将导致总风应力

收稿日期: 2020-08-12; 修订日期: 2021-01-18。

基金项目: 国家自然科学基金项目 (41830533, 41806028); 中国博士后科学基金 (2019M65206)。

作者简介: 潘伟 (1996—), 男, 浙江省温州市人, 主要从事海气边界层的研究。E-mail: 21834005@zju.edu.cn

* 通信作者: 宋金宝, 教授, 主要从事小尺度海气相互作用研究。E-mail: songjb@zju.edu.cn

偏离主风方向。所以,如果把主风向上的风应力作为动量通量会带来较大误差^[12-14]。

(4)涌浪通过调制风浪间接影响边界层。涌浪通过影响海面粗糙度从而间接影响动量通量,动量通量又反过来影响风浪的成长,形成海浪与风的耦合过程。例如 Geernaert^[11]和 Grachev 等^[12]的研究显示,涌浪可能导致风浪向高频偏移^[15]或者平衡域能量降低^[16-17],使得海浪与边界层相互作用变得更为复杂。

为了研究涌浪对边界层的影响,目前采用的方法主要是谱方法。例如许多研究显示大气边界层中的湍流谱存在一个与涌浪同频率的谱峰^[13-14, 18-19]。除此之外,在涌浪条件下, Högström 等^[18]、Young^[20]和 Kahma 等^[21]的研究发现协谱可以记录涌浪的浪致雷诺应力。据此,人们给出了大量的涌浪向大气传输动量通量的证据。除此外,还有研究显示涌浪的浪致雷诺应力不仅可以为负(海洋向大气传输能量),也可以为正(从大气吸收能量)^[14]。而且, Högström 等^[22]研究发现上述两种情况在风速为 4.5 m/s 时发生反转。

浪致雷诺应力的正负可以产生不同的效果,如 Babanin 等^[9]研究显示当浪致雷诺应力为正时,海浪边界层内的风速比 MOST 结果要小;反之,浪致雷诺应力为负时,海浪边界层内的风速比 MOST 结果要大^[23]。因此准确判断浪致雷诺应力的变号条件对海气耦合模式尤为重要。考虑到涌浪与大气边界层的相互作用是一个复杂的过程,而风速并不是浪致雷诺应力变号的唯一条件,本文利用茂名海上综合观测平台实测数据初步探讨浪致雷诺应力变号的条件。除此之外,浪致雷诺应力的大小对海气相互作用的研究也具有重要意义,本文拟从观测数据中提取浪致雷诺应力并检验当前浪致雷诺应力计算模型的准确性。

2 研究方法

在贴近海洋表面的大气边界层中,总应力可以分为 3 部分

$$\tau = \tau_{\text{vis}} + \tau_{\text{turb}} + \tau_{\text{wave}}, \quad (1)$$

式中, τ_{vis} 是分子黏性应力,由相邻流层间的摩擦产生,用于阻滞流层间的相对运动。在分子黏性子层以外,分子黏性应力远远比湍流应力小,因此在这里可以忽略不计。 τ_{turb} 是由平均风速剪切或者浮力产生的湍流应力,通常为正值,代表着大气向海洋输入能量; τ_{wave} 是波浪引起的浪致雷诺应力,当海浪从风中吸取动量通量时为正值,当大气从海浪中汲取能量时为负值。

根据 Grachev 等^[12],将海气间的应力写为谱的形式

$$\tau = - \int_0^{+\infty} \rho_a Co_{uw}(f) df i - \int_0^{+\infty} \rho_a Co_{vw}(f) df j, \quad (2)$$

式中, ρ_a 是空气密度; Co 是协谱; f 是频率; u, v 和 w 代表去除平均风速的三维雷诺脉动; i 和 j 分别代表 x (顺风向)和 y (侧风向)轴的单位矢量。实际上,协谱可能为正也可能为负。 Co_{uw} 为负表示大气向海洋传输能量; Co_{uw} 为正表示海洋向大气传输能量; Co_{vw} 为正(负)表示风应力偏向风的右(左)侧。观测^[24]显示,贴近海洋表面的湍流中除了剪切和浮力生成的湍流(u', v', w')外,还有海浪诱导的脉动($\tilde{u}, \tilde{v}, \tilde{w}$)。因此式(1)和式(2)进一步写为

$$\tau_{\text{turb}} = - \int_0^{+\infty} \rho Co_{u'w'}(f) df i - \int_0^{+\infty} \rho Co_{v'w'}(f) df j, \quad (3)$$

$$\tau_{\text{wave}} = - \int_0^{+\infty} \rho Co_{\tilde{u}\tilde{w}}(f) df i - \int_0^{+\infty} \rho Co_{\tilde{v}\tilde{w}}(f) df j. \quad (4)$$

在上述公式中,我们忽略了湍流与海浪扰动交叉项,这是因为我们的观测显示该项比湍流应力和浪致雷诺应力小约 10 个量级,其影响可以忽略不计。

式(2)至式(4)表达的物理意义是海气界面湍流应力和浪致雷诺应力在频率上的分布。因为海浪频率(约 0.05~10 Hz)与湍流频率(10^{-4} ~10 Hz)相比为窄谱,而海浪诱导的脉动与海浪频率一致,据此可以根据积分公式(2)和式(3)、式(4)研究海浪对湍流应力的影响^[14, 22, 25]。

根据式(2),我们定义 Ogive 曲线为协谱从当前频率 f 到最高频率 f_{max} 的积分,表达式如下

$$Og(f) = Og_x i + Og_y j = \int_f^{f_{\text{max}}} Co_{uw}(f) df i + \int_f^{f_{\text{max}}} Co_{vw}(f) df j. \quad (5)$$

从上面可见,当协谱(Co_{uw} 和 Co_{vw})体现出涌浪对边界层的影响时, Ogive 曲线因包含涌浪效应能够更直观的展现出这种影响。

对于浪致雷诺应力,可以通过对海浪谱进行积分来获得总体的浪致应力^[26]

$$\tau_{\text{wave}}(0) = \int_0^{\infty} \rho_w \omega \beta \Phi(\omega) d\omega, \quad (6)$$

式中, ρ_w 是水的密度; β 是波浪的增长/衰减率; $\Phi(\omega)$ 是海浪谱; ω 是海浪谱的角频率。研究显示浪致应力随高度呈指数衰减^[27]。因此,在不同高度的浪致应力为

$$\tau_{\text{wave}}(z) = \tau_{\text{wave}}(0) e^{-Az}, \quad (7)$$

式中, k 是波数; A 是衰减系数。一些学者通过实测数据和数值模拟对衰减系数进行了研究^[18, 28-30], Högström 等^[18]认为衰减系数范围为 1.0~2.1; 而 Hanley 和 Belcher^[28]则认为衰减系数应取 10。在本文中,参考 Semedo 等^[30]取 $A=2$,代入式(7)得到

$$\tau_{\text{wave}}(z) = \tau_{\text{wave}}(0) e^{-2kz}. \quad (8)$$

根据 Belcher 和 Hunt^[31] 的推导结果,波浪的增长/衰减率 β 可以表示为

$$\beta = \frac{dE/dt}{E} = c_\beta \omega \frac{\rho_a}{\rho_w} \left(\frac{u_*}{c} \right)^2, \quad (9)$$

式中, E 为海浪能量; c_β 为波浪的增长/衰减率系数; u_* 为摩擦速度; c 为波浪相速度。许多研究^[31-33] 一致认为 c_β 的取值在 16~48 范围内,而具体取值在很大程度上取决于实际模型。在本文中我们根据涌浪条件 ($c/u_* > 20$), 设置 $c_\beta = -35$, 此时式(8)变为

$$\tau_{\text{swell}}(z) = \exp(-2kz) \int_0^\infty c_\beta \rho_a \omega^2 (u_*/c)^2 \Phi(\omega) d\omega. \quad (10)$$

在涌浪的影响下, 协谱会在与海浪同频率区间产生明显的峰值, 据此可以通过对特定频率区间积分提取出浪致雷诺应力,

$$\tau_{\text{swell}} = \left| - \int_{f_1}^{f_2} \rho_a Co_{uv}^+(f) df i - \int_{f_1}^{f_2} \rho_a Co_{vw}^+(f) df j \right|, \quad (11)$$

式中, f_1 和 f_2 分别代表受涌浪影响的区间的上界和下界, 且在该区间内, 只取受涌浪影响的部分作为浪致雷诺应力, 即当由涌浪引起的谱峰向上时, Co^+ 取 $Co > 0$ 的部分; 当由涌浪引起的谱峰向下时, Co^+ 取 $Co < 0$ 的部分。

3 实测数据

本文使用的数据来自广东茂名博贺海洋气象观测站, 该平台位于南海海域, 经纬度为 $21^\circ 26.5' N$, $111^\circ 23.5' E$, 距离海岸线 6.5 km, 平均水深约为 16 m,

平台的结构如图 1^[14] 所示。在铁塔观测中, 我们在距平均海面 8 m、20 m、28 m 和 36 m 处各安装了一套涡相关观测系统, 包括超声风速仪、 CO_2/H_2O 分析仪、红外辐射仪和温湿探头等, 用于测量 3 个方向的风速、超声虚温和水汽等脉动。除此之外, 我们在海底布放了一套海浪观测设备 (AWAC; Nortek, Rud, Norway) 用于观测海浪和海流信息。

本文所使用的风速数据来自 8 m 高度的超声风速仪, 采样频率为 20 Hz, 朝向为正东。波浪数据来自海底的 AWAC, 该设备每 3 h 进行一次观测, 采样频率为 1 Hz。湍流和波浪数据的时间均从 2012 年 2 月 15 日至 5 月 8 日。为确保数据的有效性, 在分析数据之前我们对数据进行了预处理, 包括去除野点、倾斜校正和去除趋势^[34]。

经过上述质量控制后, 我们总共得到 2 758 个数据点, 每个数据点以半小时为一个单元进行平均处理。图 2a 给出了观测期间风速、波龄随着时间的变化, 其中 U_8 是 8 m 高度的平均风速, c_p/U_8 代表波龄。由于摩擦速度 u_* 会受到涌浪的影响, 此处波龄采用 c_p/U_8 而非 c_p/u_* 。观测期间大多数情况下风速小于 10 m/s, 处于低风速条件下。从波龄可以看出, 观测期间涌浪 ($c_p/U_8 > 1.2$) 占优, 这为我们研究涌浪对大气边界层的影响提供了条件。图 2b 给出了风向和浪向 (本文中的风向定义为来向) 随着时间的变化。风向从 60° 朝 180° 转向, 即由东北向逐渐转为南向; 浪向从 120° 朝

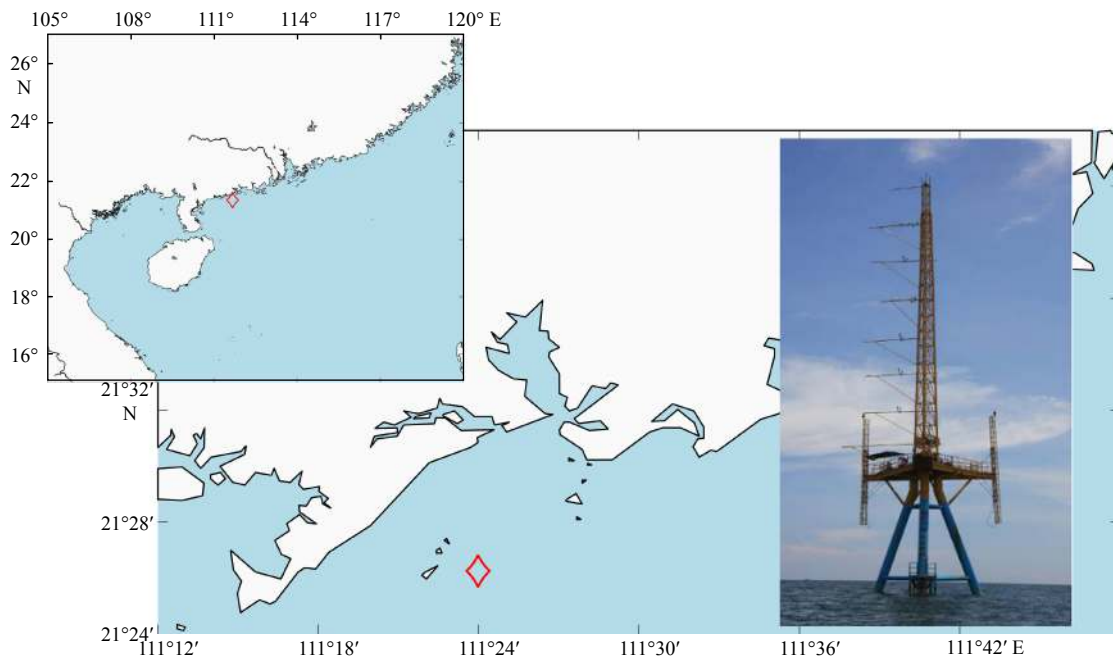


图 1 实测数据的平台位置和结构^[14]

Fig. 1 Platform location and structure of measured data^[14]

180°转向,即由东南向逐渐转为南向。整体上,风向与浪向之间的差值约为30°。

4 结果分析

4.1 涌浪对边界层的直观影响

对观测数据进行谱分析后,我们发现湍流谱在风浪和涌浪条件下的表现明显不同。图3a和图3b分别给出了风浪条件下(3月8日9时)和涌浪条件下

(4月9日10时)的湍流谱。从图3b中可以看出涌浪存在时,湍流谱 S_{uu} 、 S_{vv} 和 S_{ww} 在约0.1 Hz处都具有明显的谱峰,这与前人的研究一致^[18, 35-36]。图3b还显示水平(u 和 v)和垂向(w)的谱峰大小不一致,其中 S_{ww} 的峰值更加明显。根据Miles^[37]剪切不稳定理论:海浪可以激发3个方向的脉动($\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$),但是不同方向的脉动随高度的衰减系数不同,其中 \bar{u} 、 \bar{v} 的衰减系数大而 \bar{w} 的衰减系数小。因此 S_{ww} 的峰值比 S_{uu} 和 S_{vv} 更加

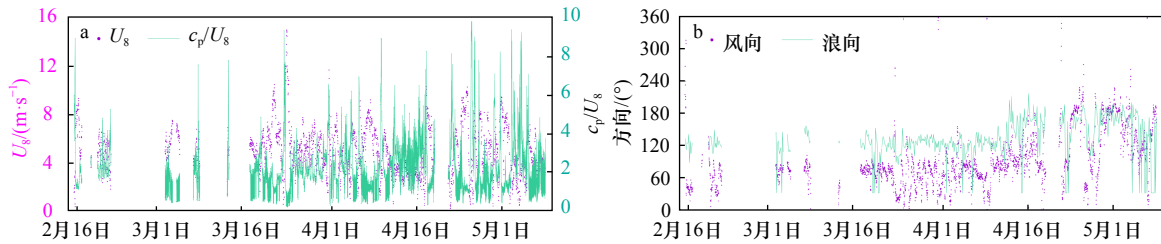


图2 距平均海平面8 m高度的风速和波龄 c_p/U_8 (a), 风向和浪向(b)

Fig. 2 Wind speed at 8 m height above mean sea level and wave age (a), wind direction and wave direction (b)

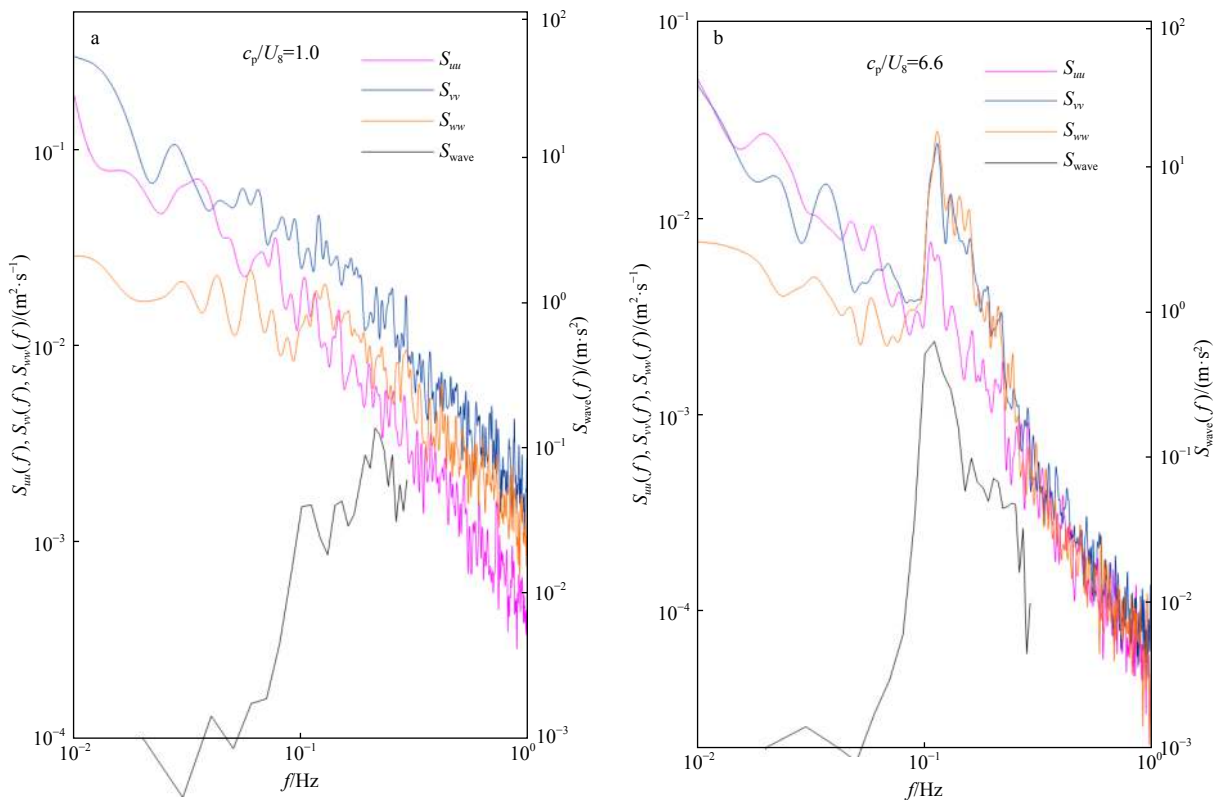


图3 3个方向的湍流谱和海浪谱

Fig. 3 Power spectra in three directions and directional wave spectrum

a. 在3月8日9时,波龄 $c_p/U_8=1.0$,风浪条件下;b. 在4月9日10时,波龄 $c_p/U_8=6.6$,涌浪条件下。紫红色的线(S_{uu})、青色的线(S_{vv})和橘色的线(S_{ww})分别代表顺风向、侧风向和垂向的湍流谱,黑色的线(S_{wave})代表海浪谱

a. Under wind sea at 9 o'clock on March 8 when wave age $c_p/U_8=1.0$; b. under swell conditions at 10 o'clock on April 9 when wave age $c_p/U_8=6.6$.

The magenta line (S_{uu}), cyan line (S_{vv}), and orange line (S_{ww}) represent longitudinal, lateral, and vertical wind power spectra, respectively.

The black line (S_{wave}) represents wave spectra

明显。值得一提的是,在该平台上,Chen等^[36]在海平面以上17 m处观测到同样的现象,表明涌浪诱导的脉动可以延伸到更高的高度。

协谱给出了湍流通量在各个频率上的分布。为了对比涌浪和风浪条件下动量通量的差异,图4给出了顺风向的协谱 Co_{uw} 和侧风向的协谱 Co_{vw} ,其中图4a和图4c的时间与图3a相同,图4b和图4d的时间与图3b相同。图4表明,在高频部分($f > 0.6$ Hz),协谱基本为0。此部分对应的湍流为惯性区间,该区间内湍流满足局地各向同性,因此对动量通量的贡献基本为0。在低频部分($f < 0.6$ Hz),协谱偏离零值。图4a显示风浪情况下的顺风向的协谱 Co_{uw} 整体为负值,表明湍流通量从大气向海洋传输。与风浪情况不

同,图4b显示涌浪情况下的协谱在0.1 Hz附近出现明显的正值(红色区域),与图3b的谱峰区对应,表示涌浪向大气传输动量通量。图4c显示风浪情况下的侧风向协谱 Co_{vw} 的正值与负值总体上均匀的分布在零值两侧;图4d则显示受涌浪影响,侧风向协谱 Co_{vw} 出现了偏离零值的异常(红色区域)。

为了更好地分析涌浪对总应力的影响,图5a和图5b分别给出了风浪情况和涌浪情况下与图4协谱相对应的Ogive曲线 Og_x (绿色)和 Og_y (蓝色)。在风浪情况下,顺风向的协谱 Co_{uw} 通常整体为负值,伴随着一些随机的正值。由式(4)可知, Og_x 随着频率的减小整体上呈现递减的趋势,这与图5a显示的情况一致。由于风应力的偏向不同,侧风向的协谱 Co_{vw} 正

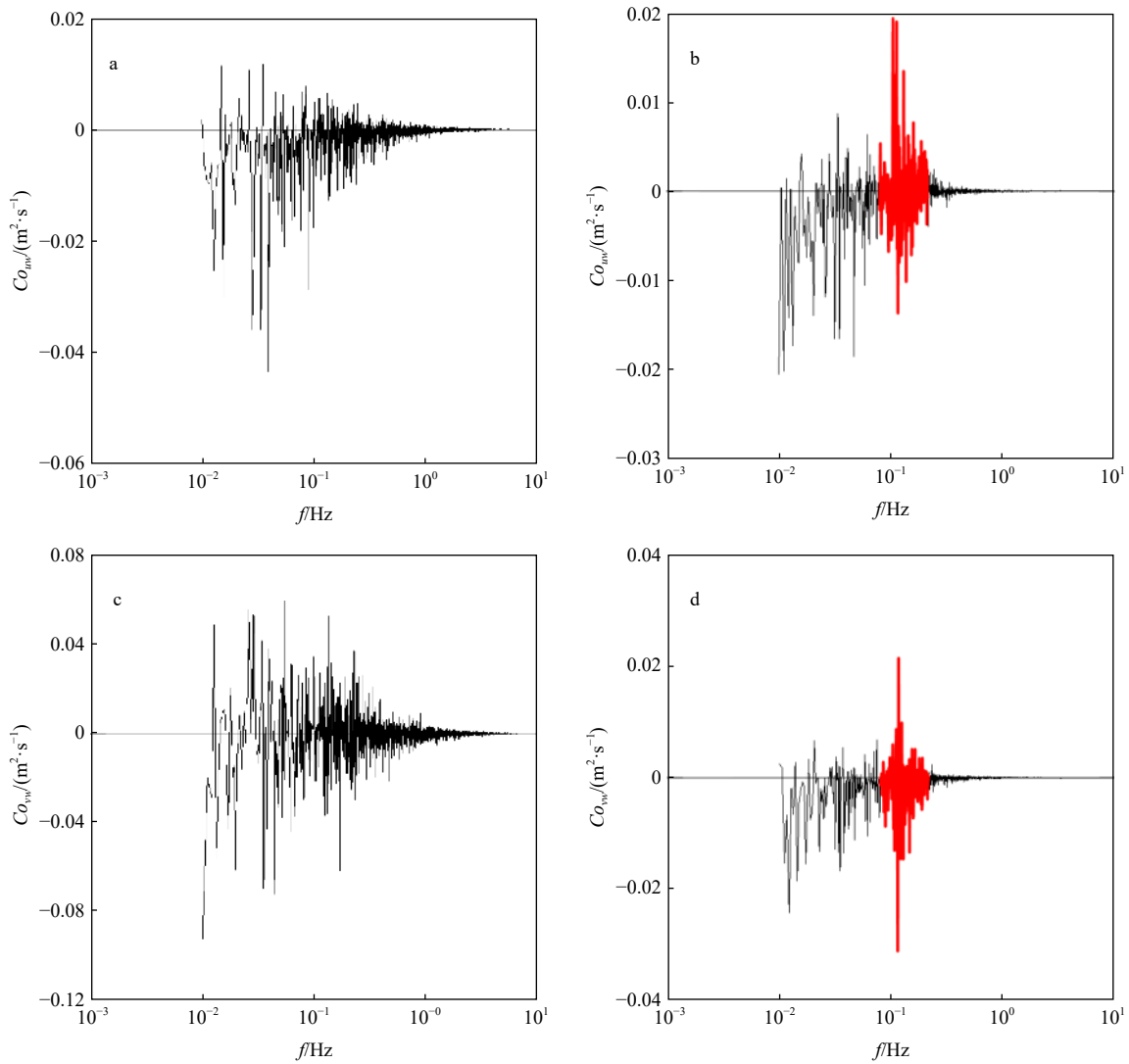


图4 顺风向(Co_{uw})和侧风向(Co_{vw})的协谱

Fig. 4 Along-wind (Co_{uw}) and cross-wind (Co_{vw}) cospectra

a和c表示在3月8日9时,风浪条件下;b和d表示在4月9日10时,涌浪条件下。红色的区间代表受涌浪影响的区域
a and c. Under wind sea condition at 9 o'clock on March 8; b and d. under swell condition at 10 o'clock on April 9.

The red interval represents the area affected by swell

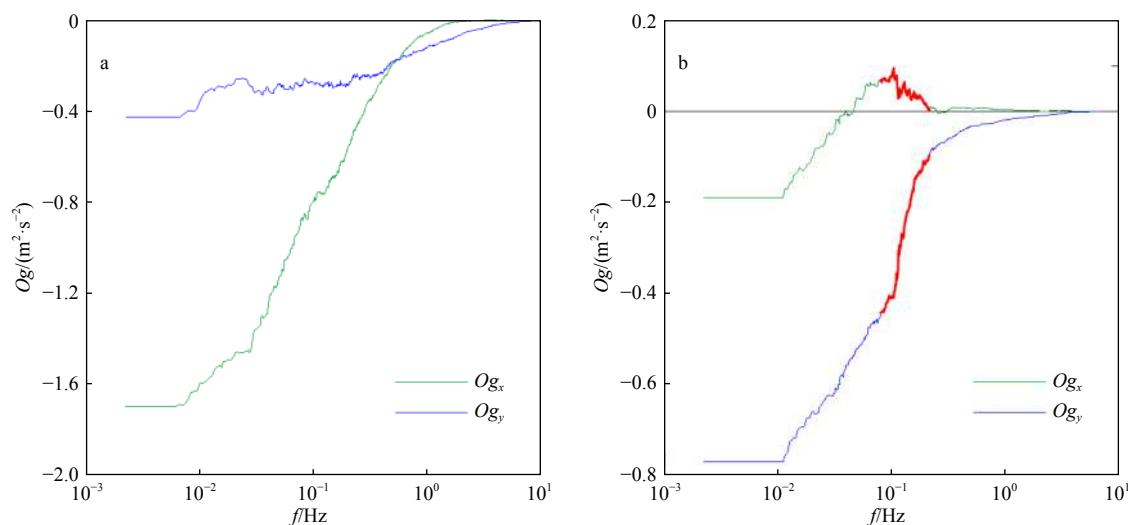


图5 Ogive 曲线

Fig. 5 Ogive curve

a. 在 3 月 8 日 9 时, 风浪条件下; b. 在 4 月 9 日 10 时, 涌浪条件下。绿色的线 (Og_x) 和蓝色的线 (Og_y) 分别代表顺风向和侧风向的 Ogive 曲线。

红色区间代表受涌浪影响的区域, 与图 4 对应

a. Under wind sea condition at 9 o'clock on March 8; b. under swell condition at 10 o'clock on April 9. The green line (Og_x) and blue line (Og_y) represent longitudinal and lateral Ogive curves. The red interval represents the area affected by swell just like Figure 4

值和负值都是可能存在的, 但其值比 Co_{uw} 小很多。因此 Og_y 的整体趋势朝正或者朝负由实际的风向和浪向决定, 其值比 Og_x 小很多。而涌浪情况下, 如图 5b 所示, Ogive 曲线的整体趋势与风浪情况一致, 但在约 0.1 Hz 处产生突变, Og_x 曲线突然增加, Og_y 曲线急剧下降, 分别对应协谱中谱峰向上 (图 4b) 和向下 (图 4d)。这些特征与 Zou 等^[14] 的结果相似。但在实际情况中, Ogive 曲线是突然增加还是急剧下降取决于浪向与风向的相对位置。浪向与风向小于 90° 时, 顺风向的协谱 Co_{uw} 谱峰向上, Og_x 突然增加; 浪向与风向大于 90° 时, 顺风向的协谱 Co_{uw} 谱峰向下, Og_x 急剧下降。浪向在风向的右侧时, 侧风向的协谱 Co_{vw} 谱峰向上, Og_y 突然增加; 浪向在风向的左侧时, 侧风向的协谱 Co_{vw} 谱峰向下, Og_y 急剧下降。

4.2 浪致雷诺应力反转符号时波龄的概率分布

图 4b 显示在涌浪情况下, 涌浪会在谱峰处激发向上的动量通量, 这意味着风从海浪中获取能量, 浪致雷诺应力为负。Zou 等^[14] 的研究显示, 这种情况发生在风和涌浪的角度差小于 90° 时, 图 4b 和图 4d 中风和涌浪的角度相差为 77.4° , 与 Zou 等^[14] 的结果相符。除此之外, Zou 等^[14] 的研究还显示, 当风和涌浪的角度差大于 90° 时, 涌浪反而从大气中吸收能量, 我们的研究结果中这种情况同样存在。Högström 等^[22] 的研究显示上述两种情况在风速为 4.5 m/s 时发生反转。然而, 考虑到海浪和边界层的相互作用是一个复

杂的过程, 我们筛选了涌浪条件下浪致雷诺应力符号反转 (包括由正变负和由负变正两个过程) 时的数据, 初步分析符号反转时波龄的统计分布特征。

图 6a 和图 6b 分别展示了当顺风向浪致雷诺应力和侧风向浪致雷诺应力反转符号时波龄的分布, 其中横坐标代表波龄的大小, 纵坐标代表数据集中相对应波龄的统计个数。从中可以看出, 图 6a 和图 6b 的统计结果基本服从正态分布, 均值 (临界值) 分别为 80 和 60 左右。因此分析可得, 当 $c_p/u_* \approx 80$ 时, 在顺风方向上浪致雷诺应力符号反转的概率较大; 当 $c_p/u_* \approx 60$ 时, 在侧风方向上浪致雷诺应力符号反转的概率较大。

4.3 浪致雷诺应力

本节对比协谱法 (式 (11)) 与传统方法 (式 (10)) 估算的浪致雷诺应力的差异, 图 7 中 τ_{swell} 为协谱法得到的浪致雷诺应力, τ_{*swell} 为传统方法得到的浪致雷诺应力。计算结果显示, τ_{swell} 的大小基本在 $10^{-4} \sim 10^{-2}$ 之间, τ_{*swell} 的大小基本在 $10^{-7} \sim 10^{-4}$ 之间, 整体上 τ_{swell} 比 τ_{*swell} 大 2~3 个量级, 这意味着式 (10) 可能显著低估了浪致雷诺应力, 浪致雷诺应力的传统计算方法还有待改进。

为了更直观地比较两者之间的差异, 我们将 τ_{*swell} 放大 500 倍后再与 τ_{swell} 进行比较。如图 7 所示, 横坐标为 τ_{swell} 的对数坐标, 纵坐标为 $500\tau_{*swell}$ 的对数坐标, 蓝点均匀分布在黑色直线的两侧, 且通过计算得到此坐标系下 τ_{swell} 与 τ_{*swell} 的相关系数为 0.84, 表明

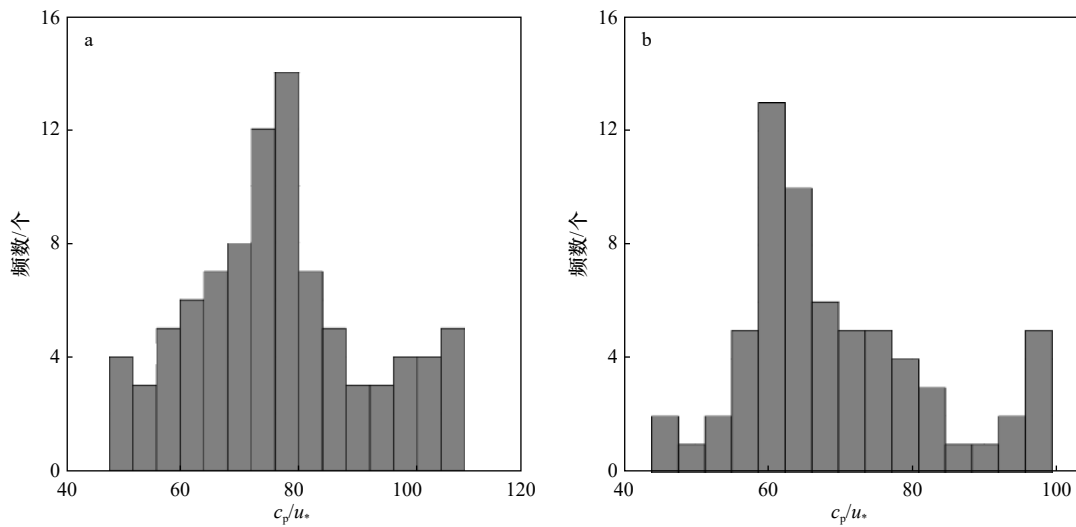


图6 顺风向(a)和侧风向(b)浪致雷诺应力反转符号时波龄的统计分布

Fig. 6 Statistical distribution of wave age when wave-induced Reynolds stress reverses sign of along-wind (a) and cross-wind (b)

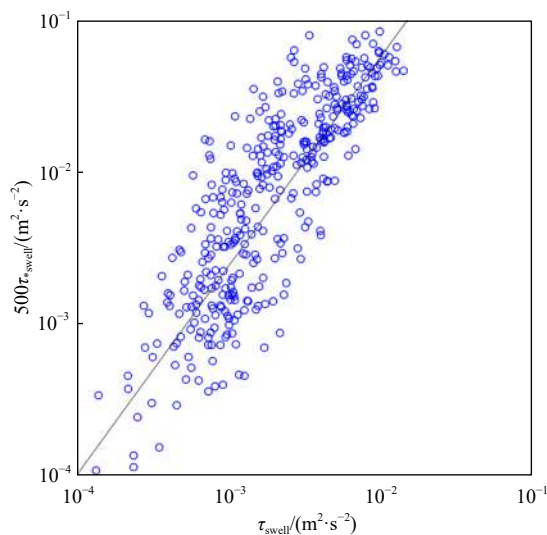


图7 协谱法和传统方法估算的浪致雷诺应力比较

Fig. 7 Comparison of wave-induced Reynolds stress estimated by cospectrum method and traditional method

两者相关性较强,这也从一定程度上说明基于协谱的估算方法是可靠的。

5 结论

本文基于中国南海茂名铁塔上的实测数据,通过

湍流谱研究了低风速涌浪条件下的海气边界层的湍流运动。分析结果表明,与风浪相比,在涌浪条件下3个方向的湍流谱 S_{uu} 、 S_{vv} 、 S_{ww} 和波浪谱 S_{wave} 在约0.1 Hz处都具有明显的谱峰。除此之外,本文还给出了顺风向的协谱 Co_{uw} 和侧风向的协谱 Co_{vw} 的变化曲线。对比风浪,涌浪情况下 Co_{uw} 和 Co_{vw} 具有向上或向下的突出谱峰,对应于Ogive曲线突然上升或下降的阶段。所有结果都表明,在某一频率区间上,涌浪对大气边界层湍流有显著影响。

浪致雷诺应力的正负与大小对海气相互作用的研究具有重要意义。因此,本文统计了浪致雷诺应力符号反转时的数据,研究了浪致雷诺应力的正负反转时波龄的临界值。结果表明,当 $c_p/u_* \approx 80$ 时,在顺风方向上浪致雷诺应力符号反转的概率较大;当 $c_p/u_* \approx 60$ 时,在侧风方向上浪致雷诺应力符号反转的概率较大。同时,我们还基于协谱法提取了浪致雷诺应力 τ_{swell} ,与传统方法计算的浪致雷诺应力 τ_{*swell} 做比较。结果表明, τ_{swell} 与 τ_{*swell} 的相关性较强,这从一定程度上说明基于协谱的估算方法是可靠的。但 τ_{swell} 的数值比 τ_{*swell} 大2~3个量级,这意味着由传统方法计算出的涌浪能量可能被大大低估了,传统的浪致雷诺应力计算方法还有待改进。

参考文献:

- [1] Monin A S, Yaglom A M. Statistical Fluid Mechanics[M]. Cambridge: The MIT Press, 1975.
- [2] Oost W A, Komen G J, Jacobs C M J, et al. New evidence for a relation between wind stress and wave age from measurements during ASGAMAGE[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2002, 103(3): 409-438.
- [3] Drennan W M, Graber H C, Hauser D, et al. On the wave age dependence of wind stress over pure wind seas[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(C3): 8062.

- [4] Drennan W M, Taylor P K, Yelland M J. Parameterizing the sea surface roughness[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2005, 35(5): 835–848.
- [5] Edson J B, Jampana V, Weller R A, et al. On the exchange of momentum over the open ocean[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2013, 43(8): 1589–1610.
- [6] Smedman A, Höögström U, Bergström H, et al. A case study of air-sea interaction during swell conditions[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1999, 104(C11): 25833–25851.
- [7] Grachev A A, Fairall C W. Upward momentum transfer in the marine boundary layer[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2001, 31(7): 1698–1711.
- [8] Zou Zhongshui, Li Shuiqing, Huang Jian, et al. Atmospheric boundary layer turbulence in the presence of swell: Turbulent kinetic energy budget, monin-obukhov similarity theory, and inertial dissipation method[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2020, 50(5): 1213–1225.
- [9] Babanin A V, Mcconochie J, Chalikov D. Winds near the surface of waves: Observations and modeling[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2018, 48(5): 1079–1088.
- [10] Voermans J J, Rapizo H, Ma Hongyu, et al. Air-sea momentum fluxes during tropical cyclone Olwyn[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2019, 49(6): 1369–1379.
- [11] Geernaert G L. Measurements of the angle between the wind vector and wind stress vector in the surface layer over the North Sea[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1988, 93(C7): 8215–8220.
- [12] Grachev A A, Fairall C W, Hare J E, et al. Wind stress vector over ocean waves[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2003, 33(11): 2408–2429.
- [13] Zhang F W, Drennan W M, Haus B K, et al. On wind-wave-current interactions during the shoaling waves experiment[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2009, 114(C1): C01018.
- [14] Zou Zhongshui, Song Jinbao, Li Peiliang, et al. Effects of swell waves on atmospheric boundary layer turbulence: A low wind field study[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2019, 124(8): 5671–5685.
- [15] Chen Gang, Belcher S E. Effects of long waves on wind-generated waves[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2000, 30(9): 2246–2256.
- [16] García-Nava H, Ocampo-Torres F J, Hwang P A, et al. Reduction of wind stress due to swell at high wind conditions[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C11): 1–11.
- [17] 陈汉宝, 刘海源, 徐亚男, 等. 风浪与涌浪相互影响的实验[J]. 天津大学学报(自然科学与工程技术版), 2013, 46(12): 1122–1126.
Chen Hanbao, Liu Haiyuan, Xu Ya'nan, et al. Experiment on interaction between wind wave and swell[J]. *Journal of Tianjin University (Science and Technology)*, 2013, 46(12): 1122–1126.
- [18] Höögström U, Sahlée E, Smedman A S, et al. Surface stress over the ocean in swell-dominated conditions during moderate winds[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2015, 72(12): 4777–4795.
- [19] Chen Sheng, Qiao Fangli, Jiang Wenzheng, et al. Impact of surface waves on wind stress under low to moderate wind conditions[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2019, 49(8): 2017–2028.
- [20] Young I R. Directional spectra of hurricane wind waves[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2006, 111(C8): C08020.
- [21] Kahma K K, Donelan M A, Drennan W M, et al. Evidence of energy and momentum flux from swell to wind[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2016, 46(7): 2143–2156.
- [22] Höögström U, Sahlée E, Smedman A S, et al. The transition from downward to upward air-sea momentum flux in swell-dominated light wind conditions[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2018, 75(8): 2579–2588.
- [23] Zou Zhongshui, Zhao Dongliang, Zhang Jun, et al. The influence of swell on the atmospheric boundary layer under nonneutral conditions[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2018, 48(4): 925–936.
- [24] Buckley M P, Veron F. Structure of the airflow above surface waves[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2016, 46(5): 1377–1397.
- [25] Rieder K F, Smith J A. Removing wave effects from the wind stress vector[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1998, 103(C1): 1363–1374.
- [26] Makin V K, Kudryavtsev V N, Mastenbroek C. Drag of the sea surface[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1995, 73(1/2): 159–182.
- [27] Wu Lichuan, Hristov T, Rutgersson A. Vertical profiles of wave-coherent momentum flux and velocity variances in the marine atmospheric boundary layer[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2018, 48(3): 625–641.
- [28] 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.
- [29] Sullivan P P, Edson J B, Hristov T, et al. Large-eddy simulations and observations of atmospheric marine boundary layers above nonequilibrium surface waves[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2008, 65(4): 1225–1245.
- [30] Semedo A, Saetra Ø, Rutgersson A, et al. Wave-induced wind in the marine boundary layer[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2009, 66(8): 2256–2271.
- [31] Belcher S E, Hunt J C R. Turbulent shear flow over slowly moving waves[J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1993, 251: 109–148.
- [32] Plant W J. A relationship between wind stress and wave slope[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1982, 87(C3): 1961–1967.
- [33] Cohen J E, Belcher S E. Turbulent shear flow over fast-moving waves[J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1999, 386(1): 345–372.

- [34] Zou Zhongshui, Zhao Dongliang, Liu Bin, et al. Observation-based parameterization of air-sea fluxes in terms of wind speed and atmospheric stability under low-to-moderate wind conditions[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017, 122(5): 4123–4142.
- [35] Höglström U, Rutgersson A, Sahlée E, et al. Air-sea interaction features in the Baltic Sea and at a pacific trade-wind site: An inter-comparison study[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2013, 147(1): 139–163.
- [36] Chen Sheng, Qiao Fangli, Huang Chuanjiang, et al. Deviation of wind stress from wind direction under low wind conditions[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(12): 9357–9368.
- [37] Miles J W. On the generation of surface waves by shear flows[J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1957, 3(2): 185–204.

Studies of wave-induced stresses under swell-dominated low wind speed condition

Pan Wei¹, Zou Zhongshui¹, Song Jinbao¹, Huang Jian²

(1. *Institute of Physical Oceanography, Zhejiang University, Zhoushan 316021, China*; 2. *Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology, China Meteorological Administration, Guangzhou 510640, China*)

Abstract: Data measured by ultrasonic anemometer moored at a fixed platform near Maoming City, Guangdong Province from February 15 to May 8, 2012 has been used to analyze turbulence within wave boundary layer. The results confirmed that under swell conditions, there are areas obviously affected by swell in the cospectrum and Ogive curves. Furthermore, the sign change of wave-induced Reynolds stress is related to wave age. This paper presents the statistical distribution of the sign reversal of the Reynolds stress caused by the waves in the along-wind and cross-wind directions with wave age. In addition, this paper extracts the wave-induced Reynolds stress τ_{swell} based on cospectrum method, and compares it with the wave-induced Reynolds stress τ_{swell} calculated by traditional method. The results show that the value of τ_{swell} is 2–3 orders of magnitude larger than that of τ_{swell} , which indicates that the traditional method significantly underestimates the wave-induced Reynolds stress, and the traditional method needs to be improved.

Key words: swell; wave-induced reynolds stress; cospectra; Ogive curves