风浪状态对海面风应力影响的初步研究

丁 赟 , 管长龙

(中国海洋大学物理海洋实验室,山东青岛 266003)

摘要:利用新近提出的海面风应力系数线性参数化理论,定性地分析了已有风应力和风浪 的观测数据。分析发现这些观测数据表明在小波陡的情形下海面风应力系数随风速的变化 较大波陡的情形更加迅速。结果定性地倾向于支持 Toba 等的结果,即成熟的风浪较年轻的 风浪更加粗糙。

关键词:海面风应力;风浪;风浪成长状态 中图分类号:P731.2 文献标识码:A

文章编号:1000-3096(2007)03-0054-04

海-气界面之间的动量交换是海洋-大气研究中重 要课题之一。由于海-气界面之间发生的小尺度动力 过程非常复杂,这些过程对海-气动量交换的宏观效 应需用参数化方法描述,通常采用海面风应力定量地 表示海-气界面间的动量传输率。海面风应力强烈地 依赖于海面平均风速,块体公式表达了此种依赖性: $\tau = u_*^2 = C_d U^2$ (1)

其中₇为海面风应力, U*为摩擦风速, U 为海 面上一定高度处的平均风速,通常取为海面上 10 m 高度处, Cd为相应于 U 的拖曳系数。在 20 世纪 60 年代前, C_d 被视为常数。其后的大量海上观测研究将 Cd表达成 U的函数,其中绝大多数关系式为线性函数。 然而,这些线性关系式彼此间存在很大不协调性[1,2], 表明 C_d 的变化不能完全由风速来解释。目前人们普 遍认为,除风速外海面风应力还与风浪状态有关,将 无因次粗糙度视为波龄的函数提出了推广的 Charnock 关系,根据观测提出了许多不同的幂函数形 式的经验公式,但对于风浪状态如何影响海面风应力 尚无一致观点,甚至存在对立的观点^[3,4]。事实上, 在物理海洋研究中 Ca 的应用更加广泛,因此反映风 浪成长状态影响的 C_d 更有实际意义。Guan 和 Xie^[5] 最近从理论上指出,在一定条件下 C_d 为风速的线性 函数,其斜率由风浪状态控制。作者以该理论结果分 析现有观测数据,从而阐明风浪状态如何影响海面风 应力。

1 Charnock 关系

Charnock^[6]根据量纲分析指出,存在风浪的条件 下海面粗糙度与风应力成正比,提出了如下著名的 Charnock 关系:

$$\frac{gz_0}{u_*^2} = \alpha \tag{2}$$

其中 g为重力加速度 z_0 为海面粗糙度 α 为 Charnock 系数。不同作者给出的 α 不同 ,如 Charnock^[6]认为 α = 0.012 ,Garratt^[7]取 α =0.014 4 ,而 Wu^[8]则取 α =0.018 5。

由于海面粗糙度主要源于海浪,在已发表的文献 中对海面风应力对风浪状态的依赖性做了大量的研 究。Stewart^[9]提出了如下扩展的 Charnock 关系:

$$\frac{gz_0}{u_*^2} = f\left(\beta_*\right) \tag{3}$$

式中, $\beta_* = C_r/u_*$ 为以摩擦速度无因次化的波龄, C_p 为风浪谱峰分量的相速度。(3)式表明考虑风浪状态

海洋科学/2007年/第31卷/第3期

收稿日期:2005-05-20;修回日期:2005-09-18 基金项目:国家自然科学基金项目(40476008);高等学校 博士学科点专项科研基金项目(20040423002) 作者简介:丁赟(1980-),女,山东潍坊人,硕士研究生,研究方向 为海浪,电话:0532-82032362,E-mail:mianer1980@yahoo. com.cn;管长龙,男,通讯作者,教授,电话:0532-82032192, E-mail:clguan@ouc.edu.cn

的效应后 Charnock 系数不再是常数。 f 的具体函数形式是未知的,目前文献中广泛采用的函数形式为:

$$\frac{gz_0}{u_*^2} = A\beta_*^B \tag{4}$$

其中 A 和 B 为需由观测确定的系数。若 B 取为 零,则(4)式退化为(2)式,此时 A 等同于 a。许 多作者基于海上和实验室观测数据,将无因次糙度与 波龄在对数坐标系绘出,这些数据点通常非常分散, 根据这些数据提出了不同的 A 和 B(见表 1)。非常明 显这些数值呈现非常大的分散性,特别重要的是海面 粗糙度对波龄的依赖性还存在两组矛盾的结果。正 B值表明在相同风速下成熟风浪的海况比年轻风浪的 海况具有更大粗糙度,而负 B 值则建议相反的情形。

表1 相应于不同作者的(4)式中的参数

 Tab. 1
 The parameters in equation (4) as proposed by various

authors		
文献	A	В
[3]	0.02	0.5
[10]	0.025	1.0
[11]	0.0129	-1.1
[12]	0.42	-1.03
[13]	0.86	-1.01
[14]	0.48	-1
[15]	2.87	-1.69
[16]	2.9	-2.0
[17]	1.89	-1.59
[18]	0.02	0.7
[19]	1.7	-1.7

2 Cd线性参数化的理论解释

在大气稳定度为中性的条件下,海面上平均风速 的垂直分布为对数形式:

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \tag{5}$$

其中u为海面上z高度处的平均风速 k=0.4为Karman 常数。将(4)和(5)式相结合得到^[5]:

$$A^{1/2}\beta^{B/2}\tilde{U} = C_{\rm d}^{-1/2+B/4} \exp\left(-\frac{\kappa}{2}C_{\rm d}^{-1/2}\right)$$
(6)

其中
$$\beta = C_p/U$$
为以平均风速无因次化的波龄, $U=$

 $U/\sqrt{g_{z_{10}}}$ 是可视为 Froude 数的无因次数, $z_{10}=10$ m为 海面上 10 m 处的高度。

对于成长中的风浪,Toba^[20]基于实验室观测提出 了著名的 3/2 指数律:

$$H_* = B_* T_*^{3/2} \tag{7}$$

其中 $B_*=0.062$, $H_* = gH/u_*^2$, $T_*=gT/u_*$, H和 T分 别为有效波高和有效周期。Toba^[21]认为在纯风浪的情 况下单个波的波高和周期不能随意取值, 它们在风的 强迫作用下在统计意义上通过(7)式彼此联系,风的作 用以摩擦风速体现。(7)式得到了广泛的观测支持^[22]。 3/2 指数律可以改写为^[5]:

$$\delta \beta^{1/2} = 0.85 C_{\rm d}^{1/4} \tag{8}$$

其中 $\delta = H\omega_p^2/g$ 为波陡, ω_p 为谱峰圆频率。结合(6) 和(8)式得到^[5]:

$$f(\delta)\tilde{U} = C_{\rm d}^{-1/2} \exp\left(-\frac{\kappa}{2}C_{\rm d}^{-1/2}\right)$$
(9)

其中

$$f(\delta) = 0.85^B A^{1/2} \delta^{-B}$$
(10)

 C_d 的观测值大体上是 $(1.0 \sim 4.0) \times 10^{-3}$ ^[23,24]。Guan 和 Xie^[5]指出,在此范围内(9)式与下式几乎是等价的。 $C_d = [0.78 + 4.7 f(\delta)\tilde{U}] \times 10^{-3}$ (11)

以平均风速 U 来表示,则有:

$$C_{\rm d} = [0.78 + 0.475 f(\delta)U] \times 10^{-3}$$
(12)

此处 U的单位为 m/s。(12)式说明,在大气中 性稳定条件下,若扩展的 Charnock 关系成立,则对 于纯风浪海况,海面拖曳系数随风速线性变化,变化 的斜率由风浪波陡控制。这为以往绝大多数海上观测 结果将 C_d 以风速的线性函数来表示提供了理论依据, 同时也为解释这些线性关系式彼此间存在的很大不 协调性提供一个可能的原因是波陡的不同。(10)式 说明波陡对斜率的控制决定于 B 值。然而正如表 1 所 表明的,目前由观测确定的B 值分成符号相反的 2 组。 正 B 值表明在相同风速下成熟风浪(小波陡)的海况 C_d 比年轻风浪(大波陡)的海况大,而负 B 值则情形 相反。

3 已有数据的分析结果

在已公开发表的文献中有表格形式的关于海面 风应力的数据及对应的海浪信息,具体物理量为海面 10 m 高度的 U, z₀, C_d, H,和ω_P。作者所用的数据为文 献[20, 25~29]中所发表的观测数据。本文旨在(12) 式来分析理解已有可获得的观测数据,从而分析风浪

Marine Sciences/Vol.31,No.3/2007

状态对海面风应力的影响。(12)式的适用条件为大 气稳定度为中性,深水情形的纯风浪状态。为使所采 用的数据基本符合所需的适用条件,对上述数据进行 了筛选。文献[27]中仅取最深水深 d=12.6 m 的数据。 对选用的全部数据又以是否符合 3/2指数律作为判断 纯风浪的依据,按(7)式计算每组数据相应的 3/2指数律的系数 B,其值介于 $[0.9B_*, 1.1B_*]$ 作为满足纯 风浪条件的数据。将经过筛选后的数据按波陡可分成 δ 0.6 和 δ >0.6 的两组数据,考察这两组数据对应的 C_d 随 U的变化,如图 1 所示。



图 1 在不同波陡条件下 C_d 随 U 的变化



图 1 表明这两组数据在分布上呈现出较为分明 的两组,波陡小的一组风应力系数随风速的变化更快 一些,而波陡大的一组风应力系数随风速的变化相对 平缓。图中的两条实线分别代表两组数据的最小二乘 拟合,显然波陡小的一组数据对应的斜率更大一些。 根据(10)式定性地表明系数 B 的值为正,也就是说这 些观测数据的此种分析结果倾向于支持 Toba 等^[3]的 结果。此结果在物理上意味着,在相同风速下海气之 间的动量交换在风浪大的海况下较风浪小的海况下 为大。显然,这与物理直观相符合。原则上在图 1 中 两组数据应该截然分明地分成两组。但事实上,两组 数据有一定的重叠,表现了数据的相当分散性。那些 作者^[3, 10-19]在对数坐标系下拟合无因次糙度与波龄 的关系时,数据都呈现非常大的分散性,而图 1 为线 性坐标系,数据呈现这种分散性就不难理解了。

4 结语

作者利用新近提出的海面风应力系数线性参数

化理论^[5],定性地分析了已有风应力和风浪的观测数 据。分析发现这些观测数据表明在小波陡的情形下海 面风应力系数随风速的变化较大波陡的情形更加迅 速。作者的结果定性地倾向于支持 Toba 等^[3]的结果, 即成熟的风浪较年轻的风浪更加粗糙。在物理上就是 指在相同风速下海气之间的动量交换在风浪大的海 况下较风浪小的海况下为大。由于已有数据的分散 性,作者的结论只是一个初步的定性分析结果。这种 分散性的可能原因有二。一是数据的分散性和可变性 是通常地球物理数据所固有的。二是这些数据源自于 不同作者的观测结果,由于使用的观测方法和仪器的 不同,因而数据的可变性程度就不同,而且不同作者 的观测数据所对应的风浪成长状态通常局限于一个 比较窄的范围,有可能使风浪成长状态的差异淹没于 数据的可变性中。因此要定量阐明风浪成长状态对海 面风应力影响,还有赖于长时段系统的具有各种风浪 成长状态的观测结果。

参考文献:

- Wu J. Wind-stress coefficients over sea surface near neutral conditions – A revisit[J]. J Phys Oceanogr, 1980, 10: 727-740.
- [2] Geernaert G L. Bulk parameterizations for the wind stress and heat fluxes[A]. Geernaert G L , Plant W J. Surface Waves and Fluxes, Vol.1 Current Theory[C]. Dordrecht: Kluwer Academic, 1990. 91-172.
- [3] Toba Y, Iida N, Kawamura H, et al. Wave dependence of sea-surface wind stress[J]. J Phys Oceanogr, 1990, 20: 705-721.
- [4] Donelan M A, Dobson F W, Smith S D, et al. On the dependence of sea surface roughness on wave development[J]. J Phys Oceanogr, 1993, 23: 2 143-2 149.
- [5] Guan C, Xie L. On the linear parameterization of drag coefficient over sea surface[J]. J Phys Oceanogr, 2004, 34(12): 2 847-2 851.
- [6] Charnock H. Wind stress on a water surface[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1955, 81: 639-640.
- [7] Garratt J R D. Review of drag coefficients over oceans and continents[J]. Mon Weather Rev, 1977, 105: 915-929.
- [8] Wu J. Wind-stress coefficients over sea surface near neutral conditions – A revisit[J]. J Phys Oceanogr, 1980, 10: 727-740.
- [9] Stewart R W. The air-sea momentum exchange[J]. Bound Layer Meteorol, 1974, 16: 151-167.
- [10] Toba Y, Koga M. A parameter describing overall conditions of wave breaking, whitecapping, sea-spray production and wind stress[A]. Monahan E C, MacNiocaill G. Oceanic

海洋科学/2007年/第31卷/第3期



Whitecap[C]. Dordrecht: D Reidel, 1986. 37-47.

- [11] Masuda A, Kusaba T. On the local equilibrium of winds and wind-waves in relation to surface drag[J]. J Oceanogr Soc Japan, 1987, 43: 28-36.
- [12] Donelan M A. Air-sea interaction[A]. Le Mehaute B, Hanes D M. The Sea[C]. New York: Wiley-Interscience, 1990. 239-292.
- [13] Maat N, Kraan C, Oost W A. The roughness of wind waves[J]. Bound Layer Meteorol, 1991, 54: 89-103.
- [14] Smith S D, Anderson R J, Oost W A, et al. Sea surface wind stress and drag coefficients: the HEXOS results[J]. Bound Layer Meteorol, 1992, 60: 109-142.
- [15] Monbaliu J. On the use of the Donelan wave spectral parameter as a measure for the roughness of wind waves[J]. Bound Layer Meteorol, 1994, 67: 277-291.
- [16] Vickers D, Mahrt L. Fetch limited drag coefficients[J]. Bound Layer Meteorol, 1997,83: 53-79.
- [17] Johnson H K, Hojstrup J, Vested H J, et al. On the dependence of sea roughness on wind waves[J]. J Phys Oceanogr, 1998, 28: 1 702-1 716.
- [18] Sugimori Y, Akiyama M, Suzuki N. Ocean measurement and climate prediction – expectation for signal processing[J]. J Signal Processing, 2000, 4: 209-222.
- [19] Drennan W M, Graber H C, Hauser D, et al. On the wave age dependence of wind stress over pure wind seas[J].J Geophys Res, 2003, 108(C3): 8062, doi: 10.1029/2000JC00-0715.
- [20] Toba Y. Local balance of in the air-sea boundary processes On the growth process of wind waves [J]. J Oceanogr Soc

Japan, 1972, 28: 109-120.

- [21] Toba Y. Wind-forced strong wave interactions and quasilocal equilibrium between wind and windsea with the friction velocity proportionality[A]. Perrie W. Nonlinear Ocean Waves[C]. Southampton, Boston: Computational Mechanics Publications, 1998. 1-59.
- [22] 管长龙,孙群.风浪成长关系的分析及其对 3/2 指数律的 支持[J].青岛海洋大学学报,2001,31(5):633-639.
- [23] Wu J. Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane[J]. J Geophys Res, 1982, 87(C12): 9 704-9 706.
- [24] Yelland M, Taylor P. Wind stress measurements from the open ocean[J]. J Phys Oceanogr, 1996, 26: 541-558.
- [25] Donelan M A. On the fraction of wind momentum retained by waves[A]. Nihoul J C J. Marine Forecasting[C]. Amsterdam,Oxford,New York: Elsevier, 1979. 141-159.
- [26] Katsaros K B, Atakturk S S. Dependence of wave-breaking statistics on wind stress and wave development[A]. Banner M L, Grimshaw R H J. Breaking Waves[C]. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1992. 119-132.
- [27] Anctil F, Donelan M A. Air-water momentum flux observations over shoaling waves[J]. J Phys Oceanogr, 1996, 26: 1 344-1 353.
- [28] Janssen J A M. Does wind stress depend on sea-state or not? A statistical error analysis of HEXMAX data[J]. Bound Layer Meteorol, 1997, 83: 479-503.
- [29] Banner M L, Chen W, Walsh E J, et al., The Southern Ocean waves experiment. Part 1: Overview and mean results[J]. J Phys Oceanogr, 1999, 29: 2 130-2 145.

Preliminary study on the effect of wind wave development on sea surface wind stress coefficient

DING Yun, GUAN Chang-long

(Physical Oceanography Laboratory, Ocean University of China, Qingdao 266003, China)

Received: May, 20, 2005

Key words: sea surface wind stress; wind wave; wind wave development

Abstract: In the present paper, the most recently presented theory for the linear parameterization of sea surface wind stress coefficient has been used to analyze the available observation data in the literatures concerning sea surface wind stress and corresponding wind wave. The analyses of these data indicate that the variation of sea surface wind stress coefficient with wind speed was more rapid for small wave steepness than that for large wave steepness. The present results tend to qualitatively support Toba *et al* 's result which states that the mature wind wave is rougher than younger wind wave. (本文编辑:刘珊珊)

Marine Sciences/Vol.31,No.3/2007