

Proceeding Series of the Brazilian Society of Computational and Applied Mathematics

Modelagem da turbulência gerada pela quebra de ondas oceânicas

Iury Ângelo Gonçalves¹

Departamento de Matemática Aplicada, UFES, São Mateus, ES

Valdir Innocentini² e Luciana de Freitas Tessarolo³

Departamento de Modelagem e Desenvolvimento, INPE, São José dos Campos, SP

Resumo. Trocas de massa e *momentum* entre o oceano e a atmosfera são significativamente influenciadas pela presença da agitação marítima. Experimentos em laboratório, assim com observações em alto mar, mostram que o crescimento da turbulência está associado ao aumento da agitação do mar e à quebra de ondas. Neste artigo, as formulações para a turbulência induzida pelas ondas foram aplicadas em um modelo unidimensional de camada limite com os fluxos parametrizados com a teoria de similaridade. Os resultados mostram que as ondas têm uma contribuição significativa na distribuição de *momentum*. Quando o efeito das ondas é considerado, a rugosidade do mar aumenta, reduzindo a velocidade do vento próximo à superfície em aproximadamente 25%. Essa redução é consequência da maior transferência de *momentum* da atmosfera para o oceano.

Palavras-chave. *Stress* turbulento, separação do escoamento do ar, quebra de ondas, transferência de *momentum*

1 Introdução

Atualmente, há um crescente interesse por simulações de clima e previsão de tempo a médio e curto prazo com modelos numéricos acoplados oceano-atmosfera. Os transportes de massa (CO₂, vapor e aerossóis), calor e *momentum* que cruzam a interface desses meios nos dois sentidos ocorrem em quantidades capazes de modificar significativamente a camada limite de ambos os lados, afetando a circulação atmosférica e oceânica, as condições meteorológicas e o clima. O fluxo de *momentum* para o oceano tem sido frequentemente incluído para simular correntes e ondas do mar, mas menos vezes no sentido oposto. Uma parte considerável do fluxo de *momentum* deve-se à presença da rugosidade da superfície do mar induzida pelas ondas e a parametrização desse efeito pode melhorar simulações de fenômenos meteorológicos sobre o mar, como por exemplo, depressões.

¹iury.goncalves@ufes.br

²valdir@cptec.inpe.br

³lutessarolo@hotmail.com

Entretanto, a maior parte dos modelos numéricos de previsão de tempo e dos modelos acoplados oceano-atmosfera [1, 3, 10] parametriza o arrasto da superfície do mar com formulações simplificadas, em que a turbulência ou o *stress* total (τ_{tot}) é computado apenas em função da velocidade do vento à superfície sem levar em conta o estado do mar. Todavia, a quebra de ondas tem um papel importante na dinâmica da baixa atmosfera acima dos oceanos, principalmente para ventos fortes ($> 15 \text{ m s}^{-1}$), como os que ocorrem em tempestades e furacões [3]. Experimentos em laboratório, assim com observações em alto mar, mostram que o crescimento da turbulência está associado ao aumento da agitação do mar e a quebra de ondas [2]. Por exemplo, [6] e [7] mostraram que há um aumento significativo na turbulência acima do oceano quando foram considerados os efeitos do movimento das ondas e da separação do escoamento do ar (SFA).

A SFA está associada ao mecanismo de quebra da onda, como ilustrada na Figura 1.

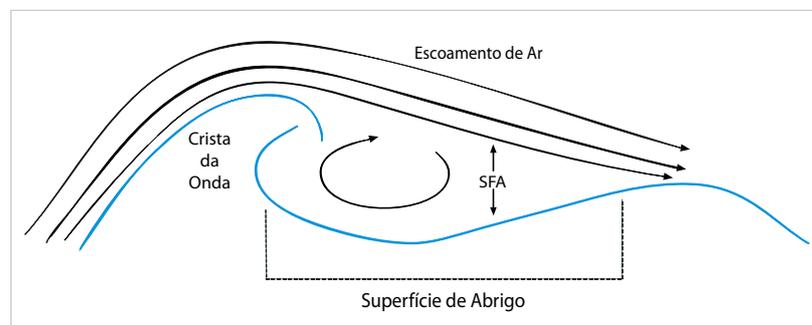


Figure 1: Quebra de onda e geração da separação do escoamento do ar.
Fonte: Adaptada de [4].

No processo de quebra, quando acontece a ruptura da superfície próxima à crista da onda (Figura 1), ocorre uma forte queda de pressão nessa região, gerando um vórtice turbulento essencialmente instável e uma zona de circulação contínua que se prolonga desde a crista até o cavado da onda. Essa zona bem definida de circulação caracteriza a SFA, sendo que o fluxo separado é limitado por uma camada com grande cisalhamento e vorticidade negativa [9].

O movimento das ondas e a separação do escoamento do ar modificam a turbulência e o comprimento de rugosidade [7], gerando alterações nos balanços de *momentum*, calor e gás próximo à interface ar-mar. Portanto, estudar os mecanismos que modificam a turbulência na baixa atmosfera é importante para compreender a dinâmica do escoamento de ar sobre as ondas e os transportes (fluxos) que ocorrem à interface ar-mar.

Neste artigo, será estudado o impacto nos perfis de vento na camada limite planetária (CLP) com a inclusão de parametrizações do fluxo de *momentum* devido à presença de ondas. Para isso, será utilizado um modelo numérico de CLP unidimensional, com os fluxos segundo a teoria de similaridade. A evolução do vento no nível de 10 m acima da superfície será estudada com as formulações de turbulência de [6] e [7] em função do período de pico da onda (T_p).

2 Modelagem da turbulência acima das ondas

Considerando o efeito da agitação marítima, o *stress* total (τ_t), o qual define o balanço de *momentum* sobre as ondas, é parametrizado como [7]

$$\tau_t = \tau_{tb} + \tau_{on} + \tau_{sf} = \text{const} = \rho_a u_*^2, \quad (1)$$

em que τ_{tb} , τ_{on} e τ_{sf} representam o *stress* turbulento, o *stress* induzido pelo movimento das ondas (sem quebra), o *stress* induzido pela separação do escoamento de ar, respectivamente; ρ_a é a densidade do ar e u_* é a velocidade de fricção.

O termo τ_{on} é computado em função do espectro de ondas [6],

$$\tau_{on} = \rho_m g^{1/2} \int_k k^{1/2} \left[\int_\theta \beta(k, \theta) E(k, \theta) d\theta \right] dk, \quad (2)$$

sendo que ρ_m é a densidade da água do mar, g é a aceleração gravitacional; k e θ são o número de onda e a direção da onda, respectivamente; $\beta(k, \theta)$ é o parâmetro de crescimento de onda e $E(k, \theta)$ é o espectro de onda definido em um intervalo infinito de frequência.

O *stress* τ_{sf} induzido pela quebra de ondas é parametrizado como [7]

$$\tau_{sf} = C_s u_*^2 \int_0^{k < k_m} k^2 \left[\int_\theta \ln^2(e_b/k z_c) \beta(k, \theta) E(k, \theta) \cos^3 \theta d\theta \right] dk, \quad (3)$$

sendo $C_s = e_b \gamma / b k^2$ uma constante, em que $e_b = 0,5$; $\gamma = 1$ e $b = 0,01$; k_m o número de onda tal que $k_m = 2\pi/0,1$; $z_c = z_0 \exp(k c_f / (u_* \cos \theta))$, em que c_f é a velocidade de fase da onda e z_0 é o comprimento de rugosidade do mar.

Por outro lado, o *stress* τ_{tb} está associado à estratificação térmica da atmosfera, sendo expresso por [5, 6]

$$\tau_{tb} = \tau_{tot} \left(\frac{z}{z + z_1} \right), \quad (4)$$

em que z representa a altura em relação à superfície e z_1 o comprimento de rugosidade associado à onda, representado por

$$z_1 = z_{0e} \left[\sqrt{\frac{1}{(1 - \tau_{on} + \tau_{sf})/\tau_t} - 1} \right], \quad (5)$$

com

$$z_{0e} = 0,01 \frac{u_*^2}{g}. \quad (6)$$

Por fim, na Eq. (3), o comprimento de rugosidade do mar z_0 , o qual define o aspecto da interface ar-mar, é computado como [5]

$$z_0 = z_{0e} + z_1. \quad (7)$$

3 Modelo de camada limite

3.1 Modelo simplificado

Para computar o efeito das ondas no balanço de *momentum*, foi utilizado um modelo de camada limite simplificado proposto por [5]. Esse modelo é discretizado na direção vertical z e tem como variáveis prognósticas: *momentum* horizontal U , temperatura potencial θ_p , e vapor de água q . A equação prognóstica para a variável U , discretizadas em z , tem a forma

$$\frac{\partial U_i}{\partial t} = \frac{\tau_{i+\frac{1}{2}} - \tau_{i-\frac{1}{2}}}{\Delta z_i} + \Psi_i, \quad i = 2, 3, \dots, N_z - 1 \quad (8)$$

em que i refere-se ao nível, τ é o *stress* turbulento, Ψ_i representa todos os outros termos (advecção, difusão horizontal, força de Coriolis, força de pressão e dissipação), N_z é o número de níveis. Na superfície, a tensão $\tau_{3/2}$ é formulada pela teoria de similaridade de Monin-Obukhov [8].

3.2 Experimento numérico

As simulações consideraram o avanço do campo de onda sob uma atmosfera em equilíbrio com o objetivo de avaliar o impacto da agitação marítima na transferência de *momentum*. Nesse contexto, o perfil inicial U , mantido em equilíbrio por forçantes externas, é perturbado pelo espectro de onda não necessariamente em balanço com o vento local, sendo esse espectro caracterizado por período de pico T_p variando entre 2 e 16 s. O espectro de onda imposto não é alterado durante a integração por ação do vento local e o modelo é integrado até um novo estado de equilíbrio ser alcançado. Inicialmente, é considerado um comprimento de rugosidade $z_0 = 0.00001\text{m}$, o que corresponde a uma superfície praticamente lisa, sem ondas. Após a imposição do espectro de onda, em cada passo de integração, z_0 é calculado através de um método iterativo de forma que U_{10} e z_0 satisfaçam os perfis adimensionais na camada limite superficial.

Para verificar o efeito das ondas na distribuição de *momentum*, foram realizados três experimentos numéricos:

- Experimento Completo: o modelo é integrado com o balanço de *momentum* dado pela Equação (1);
- Experimento TbOn: como no experimento Completo, porém com $\tau_{sf} = 0$;
- Experimento TbSf: como na experimento Completo, porém com $\tau_{on} = 0$.

Desse modo, comparando os experimentos, será possível avaliar o efeito isolado da contribuição de τ_{sf} e τ_{on} na distribuição de *momentum*.

Em cada experimento, foram utilizados como estados iniciais $U_{10} = 15$ e 30 m s^{-1} , umidade relativa de 80% e temperatura potencial de 280 K. O modelo foi integrado várias vezes até o estado de equilíbrio ser restabelecido, sendo utilizado o método implícito de discretização com o passo de tempo $\Delta t = 18 \text{ s}$.

4 Resultado e uma análise

Como apresentado na Seção 2, o balanço de *momentum* [Eq. (1)] pode ser modificado pela agitação marítima ao incluir os termos τ_{on} e τ_{sf} . Com o intuito de quantificar a contribuição de τ_{tb} , τ_{on} e τ_{sf} em relação ao *stress* total, esses termos normalizados, para $U_{10} = 15$ e 30 m s^{-1} com T_p variando de 2 a 16 s, são ilustrados nas Figuras 2a-b. Valores maiores de T_p significam mar mais agitado, com maior energia espectral. Nota-se, em ambas simulações, que para mares com pouca energia espectral ($T_p < 4$ s) o *stress* τ_{tb} é dominante na distribuição de *momentum*, isto é, turbulência gerada pela estratificação térmica da atmosfera é dominante em relação à turbulência gerada pela agitação marítima. Entretanto, para $T_p > 4$ s, τ_{tb} reduz significativamente e τ_{on} e τ_{sf} dominam o balanço de *momentum*, contribuindo em aproximadamente 80% e 20%, respectivamente, do *stress* total. Isso ocorre porque, para T_p grande, o mar mais agitado produz maior turbulência devido à intensificação do processo de quebra de ondas. Consequentemente, a turbulência induzida pela onda cresce e domina a turbulência gerada pela estratificação térmica. Resultados semelhantes foram obtidos nos trabalhos de [7]. O efeito da agitação do mar na distribuição de *momentum* afeta diretamente o escoamento do vento próximo à interface ar-mar [2]. Para verificar esse efeito, nas Figuras 2c-d são ilustrados, respectivamente, z_0 e U_{10} em equilíbrio como uma função de T_p para as simulações Completo, TbOn e TbSf. Para os três experimentos, observa-se (Figuras 2c) que z_0 aumenta com T_p crescendo. Na simulação Completo, os valores de z_0 são maiores. Logo, conclui-se que maior turbulência na interface ar-mar gera uma maior rugosidade. Por outro lado, quando um dos termos τ_{on} ou τ_{sf} é desprezado (simulação TBSf ou TbOn), z_0 é reduzido em aproximadamente 50%. Portanto, o efeito da agitação do mar é importante para quantificar a rugosidade do mar. Esses resultados estão de acordo com os apresentados por [5].

Esse crescimento da rugosidade do mar afeta diretamente o escoamento do ar próximo à interface, como notado na Figura 2d. Para a simulação Completo, U_{10} apresenta uma redução máxima de 25%. Já nas simulações TbOn e TbSf, a redução máxima é de aproximadamente 15% e 13%, respectivamente. Essa redução da velocidade do escoamento do ar está diretamente relacionada com o aumento da rugosidade do mar. À medida que T_p cresce, aumenta a agitação do mar, gerando maior turbulência próxima à interface ar-mar (Figura 2a-b). Logo, z_0 cresce (Figura 2c). Se o mar está mais rugoso, há uma maior dissipação de energia entre o ar e o mar [1, 5], ou seja, há uma maior transferência de *momentum* da atmosfera para o oceano, reduzindo a velocidade do vento (Figura 2d).

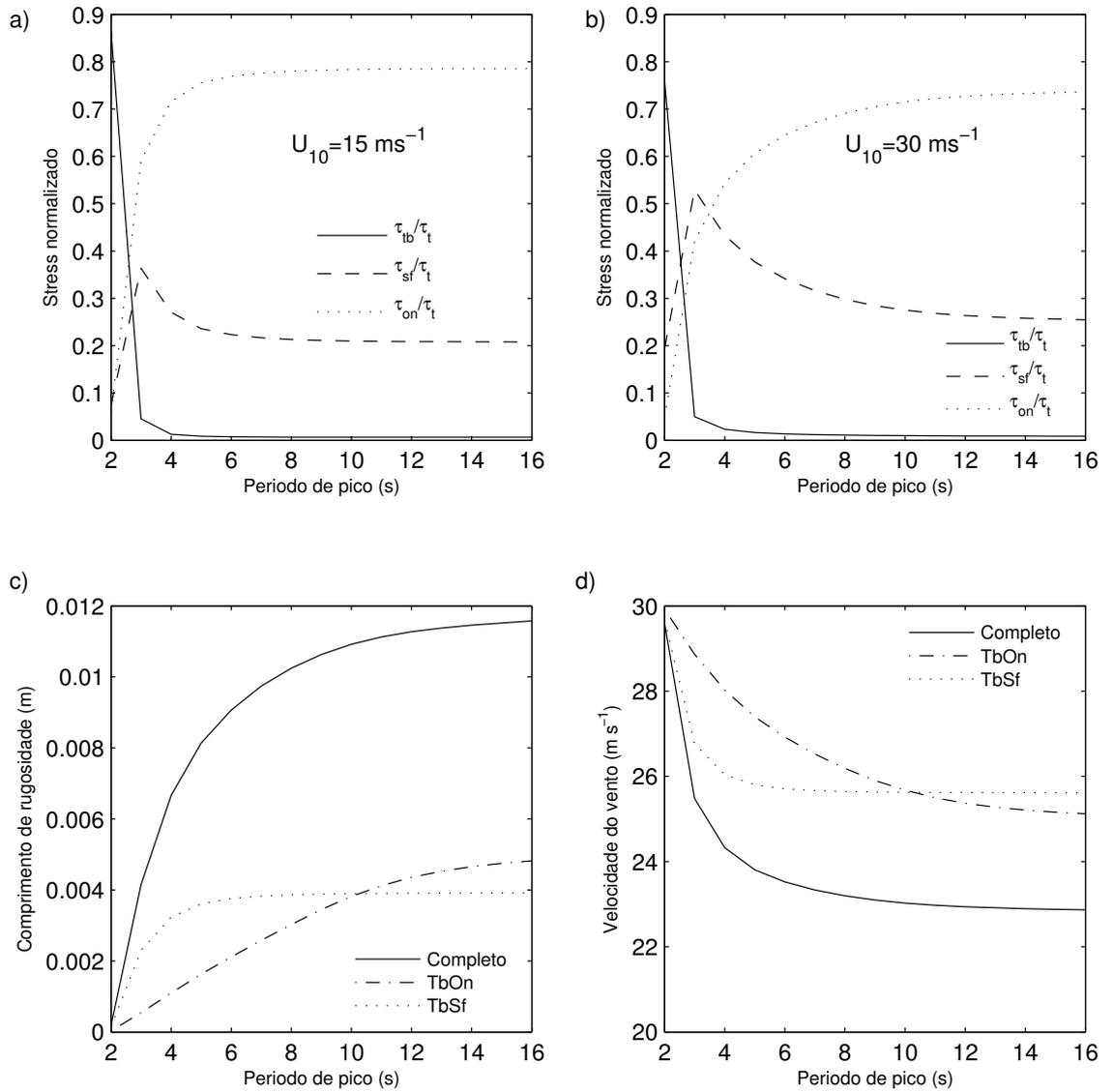


Figure 2: Efeito da agitação do mar na distribuição de *momentum*, sendo: (a) e (b) o *stress* normalizado em equilíbrio como uma função do período de pico da onda para $U_{10} = 15$ e 30 m s^{-1} , respectivamente; (c) o comprimento de rugosidade em equilíbrio como uma função do período de pico da onda para $U_{10} = 30 \text{ m s}^{-1}$; (d) a velocidade do vento U_{10} em equilíbrio como uma função do período de pico da onda para $U_{10} = 30 \text{ m s}^{-1}$.

5 Conclusões

Com essa pesquisa, conclui-se que a agitação do mar tem potencial para modificar a distribuição de *momentum* entre o oceano e a atmosfera. O *stress* gerado pelo movimento e quebra de ondas domina o balanço de *momentum* em situações com mar agitado.

Além disso, as ondas aumentam a turbulência próxima à interface ar-mar, modificando a rugosidade do mar. Considerando a agitação marítima, a superfície do mar fica mais rugosa, o que aumenta a transferência de *momentum* entre o oceano e a atmosfera. Nos experimentos apresentados, a interação considerada é apenas do mar para a atmosfera, sem permitir que o espectro de ondas seja modificado. Uma redução tão grande de velocidade terá influência na evolução das ondas, que por sua vez suavizaria a redução da velocidade. Estudos mais avançados com modelo acoplado em situações idealizadas, onde haja interações em ambos sentidos, são necessários.

References

- [1] E. L. Andreas, L. Mahrt, and D. Vickers, A new drag relation for aerodynamically rough flow over the ocean, *Journal of the Atmospheric Sciences*, volume 69, 2520-2537, 2012.
- [2] M. L. Banner, The influence of wave breaking on the surface pressure distribution in wind-wave interactions, *Journal of Fluid Mechanics*, volume 221, 463-495, 1990.
- [3] J. W. Bao, J. M. Wilczak, J. K. Choi, and L. H. Kantha, Numerical simulations of air-sea interaction under high wind conditions using a coupled model: a study of hurricane development, *Monthly Weather Review*, volume 128, 2190-2210, 2000.
- [4] I. A. Gonçalves, Parametrizações dos efeitos da quebra de ondas oceânicas e gotículas na modelagem numérica dos processos de troca de CO₂, momentum e calor na interface oceano-atmosfera. Tese de Doutorado, INPE, 2014.
- [5] V. Innocentini and I. A. Gonçalves, The impact of spume droplets and wave stress parametrizations on simulated near-surface maritime wind temperature, *Journal Physical Oceanography*, volume 4, 114-128, 2010.
- [6] P. A. E. M. Janssen, Quasi-linear theory of wind wave generation applied to wave forecasting, *Journal Physical Oceanography*, volume 21, 1631-1642, 1991.
- [7] V. N. Kudryavtsev and V. K. Makin, The impact of air-Flow separation on the Drag of Sea Surface, *Boundary-Layer Meteorology*, volume 98, 155-171, 2001.
- [8] A. S. Monin and A. M. Obukhov, Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere, *Trudy Geofizicheskogo Instituta-Akademiya Nauk SSSR*, volume 24(151), 163-187, 1954.
- [9] N. Reul, H. Branger, and J. P. Giovanangeli, Air flow separation over unsteady breaking waves, *Physics of Fluids*, volume 11, 1959-1960, 1999.
- [10] Y. Wang, J. D. Kepert, and G. J. Holland, The impact of sea spray evaporation on tropical cyclone boundary layer structure and intensity, *Monthly Weather Review*, volume 129, 2481-2500, 2001.