

ESTUDO DA ELEVAÇÃO DO NÍVEL DE ÁGUA INDUZIDA POR CICLONES TROPICAIS COM O USO DAS EQUAÇÕES DE ÁGUAS RASAS

STUDY OF TROPICAL CYCLONE-INDUCED WATER LEVEL ELEVATION USING THE SHALLOW WATER EQUATIONS

Marcos Wilson Ogata¹ 

Herbert Martins Gomes² 

Alexandre Luis Braun³ 

Renato Vaz Linn⁴ 

Resumo: A modelagem da interação entre tempestades como ciclones tropicais sobre oceanos é muito relevante no campo da meteorologia, pois permite a previsão de riscos e mitigação de danos que esses eventos extremos podem causar nas zonas costeiras. O presente trabalho tem por objetivo estudar a elevação de água gerada pelo surgimento de ciclones tropicais no mar, usando para isso o Método das Diferenças Finitas na solução das Equações de Águas Rasas. O vento gerado pelo ciclone foi simulado através de um modelo analítico que leva em consideração parâmetros meteorológicos e sua interação sobre a dinâmica do oceano, incorporada como tensões tangenciais aplicadas na superfície livre. Foram feitas simulações em dois domínios: um hipotético de batimetria constante e outro que simula de maneira simplificada uma costa marítima. Como resultado, foi possível determinar que os fatores mais impactantes na elevação são o raio onde ocorre a velocidade máxima do ciclone e a diferença de pressão entre o centro da tempestade e sua periferia, resultando em elevações da ordem de 5.00 metros nos casos mais severos. Além disto, a velocidade de translação gerou pouco impacto na elevação, diferente do ângulo de incidência do vento, onde ângulos menores produziram elevações maiores na costa marítima.

Palavras-chave: Ciclones Tropicais. Equações de Águas Rasas. Método das Diferenças Finitas.

Abstract: The modeling of the interaction between storms such as tropical cyclones over oceans is highly relevant in the field of meteorology, as it enables the prediction of risks and mitigation of the damage that these extreme events can cause in coastal zones. The present work aims to

¹ Mestre em Engenharia Civil, PPG em Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, e-mail: marcos.ogata@hotmail.com.

² Doutor em Engenharia Civil, Departamento de Engenharia Mecânica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, e-mail: herbert@mecanica.ufrgs.br.

³ Doutor em Engenharia Civil, Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, e-mail: alexandre.braun@ufrgs.br.

⁴ Doutor em Engenharia Civil, Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, e-mail: renatolinn@ufrgs.br.

study the water elevation generated by the occurrence of tropical cyclones at sea, using the Finite Difference Method to solve the Shallow Water Equations. The wind produced by the cyclone was simulated through an analytical model that considers meteorological parameters and their interaction with ocean dynamics, incorporated as tangential stresses applied on the free surface. Simulations were performed in two domains: one hypothetical with constant bathymetry, and another that represents a simplified coastal region. As a result, it was found that the most influential factors in the elevation are the radius of maximum wind speed and the pressure difference between the storm center and its periphery, leading to elevations on the order of 5.00 meters in the most severe cases. Moreover, the translational speed had little impact on the elevation, unlike the wind incidence angle, where smaller angles produced higher elevations along the coastline.

Keywords: Tropical Cyclones. Shallow Water Equations. Finite Difference Method.

1 INTRODUÇÃO

No contexto da meteorologia, é de extrema importância a compreensão do comportamento dinâmico de oceanos, a fim de se prever com o máximo de antecedência possível eventos meteorológicos extremos, como tempestades e ciclones tropicais. Neste cenário, a modelagem computacional de tais eventos constitui uma importante ferramenta para análise e previsão destes fenômenos, sendo possível planejar e organizar a evacuação das zonas de risco que serão afetadas, reduzindo perdas materiais e humanas (Sun et al., 2023).

Quando a profundidade de um fluido é muito menor que as outras duas dimensões, pode-se simplificar as equações de Navier-Stokes para descrever seu escoamento, assumindo que o fluido é incompressível (Vallis, 2019). Desta forma, são construídas as Equações de Águas Rasas, que possuem um vasto campo de aplicação, principalmente na hidrodinâmica de oceanos e de escoamentos atmosféricos em macroescala. Essa formulação reduz substancialmente o custo computacional necessário para simular escoamentos de larga extensão, uma vez que resolve um sistema de equações diferenciais parciais onde a profundidade é considerada de forma implícita no equacionamento. Dito isto, o presente trabalho desenvolve um modelo numérico para simular a elevação da superfície livre oceânica causada por ciclones tropicais, resolvendo as Equações de Águas Rasas pelo Método das Diferenças Finitas. O ciclone é representado por um modelo analítico, incorporado às Equações de Águas Rasas como uma força de arrasto na superfície livre. Uma análise paramétrica da elevação oceânica decorrente de diferentes condições de passagem do ciclone sobre dois domínios representativos é apresentada. A metodologia proposta inclui os efeitos induzidos do ciclone sobre o campo de elevações, oferecendo uma abordagem numérica eficaz e acessível para simulações hidrodinâmicas costeiras, podendo servir como base para análises de vulnerabilidade, planejamento urbano e sistemas de alerta em áreas sujeitas à influência de ciclones. Diferentemente de uma análise com batimetria e comportamento da tempestade complexos, a adoção de um caso simplificado, mas representativo, tanto da batimetria como do ciclone, permite investigar os

efeitos dos parâmetros do modelo sobre o comportamento oceânico. Neste trabalho, a investigação da passagem de um ciclone sobre uma zona costeira com batimetria de variação linear é apresentada em um dos domínios de estudo citados, onde a influência de alguns dos parâmetros que descrevem o fenômeno é analisada, tais como: diferença de pressão, dimensões do ciclone e velocidade de deslocamento da tempestade. Tal investigação contribui para a compreensão da influência dos parâmetros que definem o comportamento de ciclones tropicais sobre a dinâmica do oceano.

2 METODOLOGIA

Neste capítulo é apresentada a base teórica que fundamentou o presente estudo. Inicia-se por uma breve discussão das Equações de Águas Rasas e sua aplicabilidade. Após, é apresentado e discutido um modelo analítico para descrever o campo de pressões e de velocidades de tempestades tropicais, e como ele pode ser incluído nas Equações de Águas Rasas.

2.1 Equações de Águas Rasas

As Equações de Águas Rasas são obtidas pela integração das Equações de Navier-Stokes ao longo da profundidade, utilizando o Teorema do Valor Médio e a Fórmula de Leibniz (Zienkiewicz, 2013). Assim, o modelo resultante descreve um escoamento incompressível com superfície livre, considerando que as dimensões horizontais, ou seja, nas direções x_1 e x_2 , são muito maiores que a dimensão vertical (profundidade na direção x_3). Nesta formulação, define-se um nível de referência, sendo ele o nível médio da superfície livre do mar. Assim sendo, são definidos três parâmetros em relação a este nível: H , que representa a profundidade do leito oceânico; η , um valor positivo ou negativo que representa a elevação do nível do mar em relação ao nível de referência; e h , que é a profundidade total. Estes três valores se relacionam da seguinte forma:

$$h(x_1, x_2, t) = H(x_1, x_2) + \eta(x_1, x_2, t) \quad (1)$$

Nesta expressão, assume-se que a batimetria H é constante no tempo. Além disto, consideram-se as componentes $u_i = hU_i$ ($i = 1,2$) como as velocidades médias horizontais U_i , multiplicadas por h . Com isto, obtém-se, a partir da equação da continuidade, que:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(hU_i)}{\partial x_i} = 0 \quad (2)$$

De maneira análoga, ao se incluir os termos $u_i = hU_i$ nas Equações de Navier-Stokes, obtém-se as seguintes expressões em notação indicial, considerando que $i = 1, 2$ e $j = 1, 2$:

$$\frac{\partial(hU_i)}{\partial t} + \frac{\partial(hU_i U_j)}{\partial x_j} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x_i} - \frac{1}{\rho} (\tau_{S,3i} - \tau_{B,3i}) = 0 \quad (3)$$

sendo g a aceleração da gravidade (9.81 m/s^2), ρ a massa específica do fluido (água), $\tau_{S,3i}$ a tensão de arrasto do vento na superfície livre e $\tau_{B,3i}$ a tensão de fricção do leito oceânico. Na Equação (3) foram desconsiderados os efeitos de turbulência, Coriolis e a variação espacial da pressão atmosférica. Além disto, foi considerado o modelo de Manning para descrever a tensão de fricção no leito oceânico, cuja formulação é dada por:

$$\tau_{B,3i} = \frac{\rho g n^2}{h^{1/3}} \|\mathbf{U}\| U_i \quad (4)$$

onde n é o coeficiente de rugosidade, igual a 0.025 neste estudo. Cabe salientar que este modelo já foi abordado em diversos trabalhos, como em Kurz et al. (2024) e Sun et al. (2023). Assim, reescrevendo a Equação (3), tem-se:

$$\frac{\partial(hU_i)}{\partial t} + \frac{\partial(hU_i U_j)}{\partial x_j} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x_i} - \frac{\tau_{S,3i}}{\rho} + \frac{gn^2}{h^{1/3}} \|\mathbf{U}\| U_i = 0 \quad (5)$$

Foi utilizado o Método das Diferenças Finitas para resolver o sistema de equações diferenciais parciais formado pelas Equações (2) e (5), obtendo U_i e a elevação do nível do mar η ao longo do tempo. A discretização temporal foi feita com a aproximação da derivada por diferenças progressivas e a espacial por diferenças centrais (Rajput et al., 2023). A implementação de tal método já foi empregada anteriormente, cujas formulações detalhadas estão presentes em Kurz et al. (2024) e Kurz et al. (2023). Apesar da simplicidade do tratamento

numérico, o método demonstra ser eficaz na solução das Equações de Águas Rasas em algumas situações, sendo que a introdução dos termos de fricção do leito e superfície livre auxiliam na estabilidade do método, uma vez que reduzem o caráter hiperbólico das equações.

2.2 Tensões Mobilizadas pelo Vento

O vento interage dinamicamente com o escoamento oceânico através da mobilização de tensões tangenciais na sua superfície. Apesar desta tensão geralmente ser de baixa magnitude, seu efeito, quando considerado sobre um grande corpo hídrico, pode ser catastrófico (Dean e Dalrymple, 1991). Assim, para estimar o valor da tensão tangencial, diversas abordagens são propostas na literatura, sendo as duas mais usadas a de Wu (1969) e Van Dorn (1953). No método proposto por Wu (1953) a i -ésima componente da tensão tangencial $\tau_{S,3i}$, proveniente do arrasto do vento sobre a superfície média da água, é dada por:

$$\tau_{S,3i} = \rho_{ar} k_w \|V_r\| V_{r,i} \quad (6)$$

onde $V_{r,i}$ é a i -ésima componente da velocidade do vento a 10 m de altura da superfície média do fluido, ρ_{ar} é a massa específica do ar (1.22 kg/m^3), e k_w é o coeficiente de arrasto, assumido neste trabalho como constante e igual a 0.0026. Porém, em eventos extremos como ciclones tropicais, faz-se necessária a descrição completa do campo de velocidades e de pressões geradas por essas tempestades, havendo diversas abordagens possíveis para isto. Em Kawahara et al. (1980), por exemplo, foi utilizada a distribuição de pressões e de velocidades propostas por Fujita (1952). Sun et al. (2023), por outro lado, no seu estudo comparativo, apresentam mais três modelos: o de Jelenianski, o de Holland e o modelo proposto por Xinian et al. (1991), sendo este último o modelo adotado no presente trabalho, por ele aprimorar o modelo de Fujita (1952).

Para modelar o ciclone, primeiramente se caracteriza o movimento de seu centro, descrevendo as suas coordenadas $x_{c,i}$ ($i = 1,2$) no plano, no instante $(k + 1)\Delta t$, da seguinte forma:

$$x_{c,i,k+1} = x_{c,i,k} + V_{c,i}\Delta t \quad (7)$$

onde $V_{c,i}$ são as componentes nas direções de x_i da velocidade de translação do centro do ciclone. Cabe destacar que, para o funcionamento correto do método, deve-se especificar as coordenadas iniciais do centro. Agora, são modelados os campos de pressões e velocidades do ciclone, de acordo com a formulação presente em Xinian et al. (1991), sendo tais campos expressos usualmente em coordenadas radiais. Para isto, define-se a distância radial r de cada nó da malha, com coordenadas (x_1, x_2) até o centro da tempestade, pela equação:

$$r = \sqrt{(x_1 - x_{c,1})^2 + (x_2 - x_{c,2})^2} \quad (8)$$

Com isto, o campo de pressões é descrito por uma combinação dos modelos analíticos de Fujita (1952) e de Kahawara et al. (1980), o que resulta em uma função radial no seguinte formato:

$$P(r) = \begin{cases} P_\infty - \frac{\Delta P}{\sqrt{1 + 2(r/R)^2}} & \text{se } 0 \leq r \leq 2R \\ P_\infty - \frac{\Delta P}{1 + r/R} & \text{se } 2R < r < +\infty \end{cases} \quad (9)$$

onde P_∞ é a pressão em uma zona remota não perturbada pelo ciclone, sendo neste trabalho igual à pressão atmosférica ao nível do mar, de 1013.25 hPa. O termo $\Delta P = P_\infty - P_c$ representa a diferença de pressão entre a zona remota e o centro do ciclone P_c , sendo usualmente um valor entre 870 (para eventos fortes) e 1010 hPa (NOAA, 2025). Finalmente, R é a distância radial onde ocorre a máxima velocidade do ciclone. Desta forma, para descrever o campo de velocidades, primeiro se calcula a distribuição da magnitude do gradiente V_g nos nós que compõem a malha do problema. Tal distribuição é dada por:

$$V_g(r) = \begin{cases} -\frac{f}{2} + \sqrt{\frac{f^2}{4} + \frac{2\Delta P}{\rho_{ar}R^2} \left[1 + 2\left(\frac{r^2}{R^2}\right)\right]^{-3/2}} & \text{se } 0 \leq r \leq 2R \\ -\frac{f}{2} + \sqrt{\frac{f^2}{4} + \frac{\Delta P}{\rho_{ar}(1 + r/R)^2 Rr}} & \text{se } 2R < r < +\infty \end{cases} \quad (10)$$

Aqui, $f = 2\omega \cdot \sin(\varphi)$ é o chamado parâmetro de Coriolis, com o valor igual a $8.3304 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ para uma latitude φ de 39° e uma velocidade angular ω igual

a $7.292 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, valores estes adotados para ser possível a validação de resultados conforme a literatura. As demais grandezas também estão com as unidades no Sistema Internacional (SI). Os valores de V_g em cada nó são combinados com as componentes $V_{c,i}$ da velocidade de translação do centro do ciclone, resultando nas seguintes componentes $V_{r,i}$ do campo de velocidades:

$$V_{r,1} = C_1 V_{c,1} \exp\left(-\frac{\pi |r - R|}{4 R}\right) - C_2 V_g [(x_1 - x_{c,1}) \sin \theta + (x_2 - x_{c,2}) \cos \theta] \quad (11)$$

$$V_{r,2} = C_1 V_{c,2} \exp\left(-\frac{\pi |r - R|}{4 R}\right) + C_2 V_g [(x_1 - x_{c,1}) \cos \theta - (x_2 - x_{c,2}) \sin \theta] \quad (12)$$

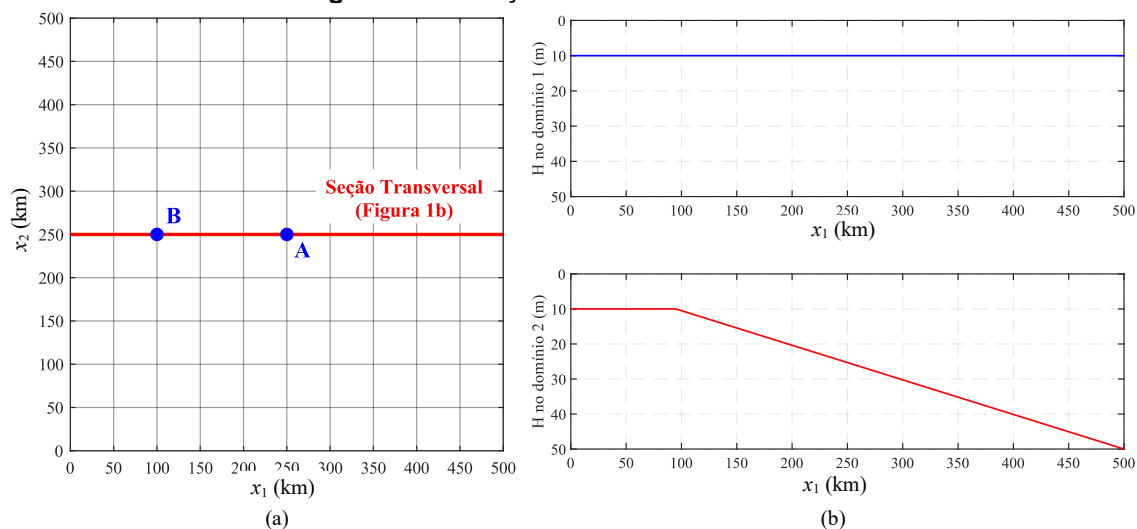
Aqui, θ é o ângulo de incidência do vento que forma o ciclone, que afeta o formato da tempestade. C_1 e C_2 são constantes que valem, respectivamente, 1.0 e 0.8 (Xinian et al., 1991). Com isto, pode-se aplicar as Equações (11) e (12) na Equação (6), para obter a distribuição de tensões cisalhantes atuantes na superfície oceânica, induzidas pelo vento. Finalmente, ao inserir esta distribuição na Equação (5) é possível resolver o sistema de equações formado por (2) e (5) para obter o campo de elevações e de velocidades médias do fluido.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Foi desenvolvido em ambiente MATLAB® um programa para analisar o escoamento em águas oceânicas sob efeito da ação do vento com o uso das Equações de Águas Rasas. O ciclone foi modelado considerando parâmetros meteorológicos e de interação dinâmica com o oceano, obtidos da literatura técnica, como em Sun et al. (2023), por exemplo. Com isto, obtém-se as tensões de arrasto do vento sobre a superfície do oceano, a cada instante de tempo e em cada ponto da malha, de acordo com o movimento da tempestade. Além disto, a cada passo de tempo, é feita uma atualização do campo de velocidades médias do mar e da elevação do nível do mar. No presente estudo foram utilizados dois domínios: um de profundidade constante e igual a 10 m e outro

que simula uma costa marítima, com uma rampa de declividade constante cuja profundidade inicial é de 10 m e final de 50 m (Figura 1). A malha de ambos é quadrada e de tamanho 500×500 km, com partição de 101 nós na direção x_1 e 101 na direção x_2 , sendo esta validada por um estudo de sensibilidade, onde foram testadas malhas com tamanhos de 51×51 e 76×76 nós. O passo de tempo adotado no processamento foi de 0.1 segundos. Cada simulação abrange um período de 40 horas.

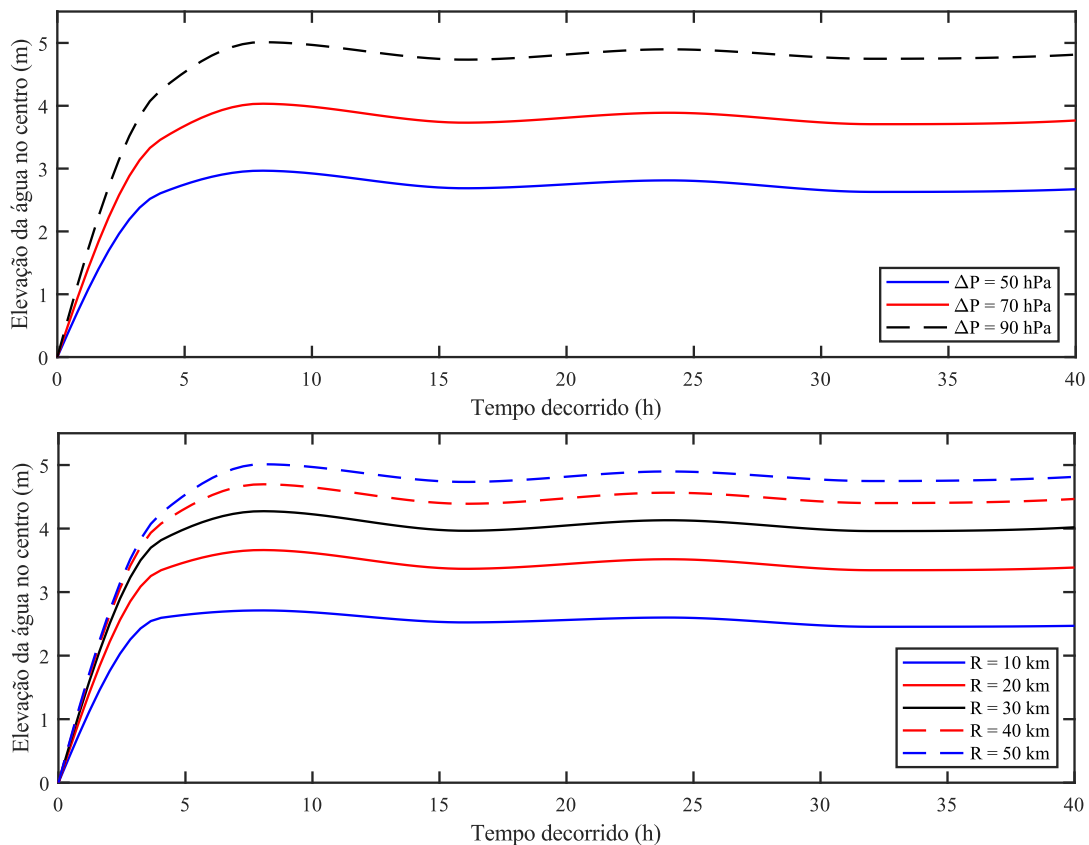
Figura 1 – Definição dos domínios de estudo.



Fonte: Dos autores.

Primeiramente, se fez o estudo de um ciclone centrado na malha, estacionário, com ângulo de incidência do vento a 0 graus e R de 50 km. Foi monitorada a evolução temporal da elevação de água no centro do domínio 1, coincidente com o centro do ciclone, sendo ele o ponto A da Figura 1 para três casos de diferença de pressão: 50 hPa, 70 hPa e 90 hPa. A Figura 2 apresenta os resultados, evidenciando no primeiro gráfico com três curvas que quanto maior a diferença de pressão maior tende a ser a elevação de água. Contudo, o formato das curvas se manteve semelhante, mudando apenas sua amplitude. Ainda usando do domínio 1, se realizou um comparativo para diversos valores de R , fixando a diferença de pressão ΔP em 90 hPa, o que resultou no segundo conjunto de cinco curvas da Figura 2, onde percebe-se que, novamente, quanto maior o valor de R maior será a elevação de água, estando coerente com resultados da literatura como em Peng et al. (2006).

Figura 2 – Evolução temporal da elevação da água no ponto A da malha do domínio 1, para diversos valores de ΔP e R .



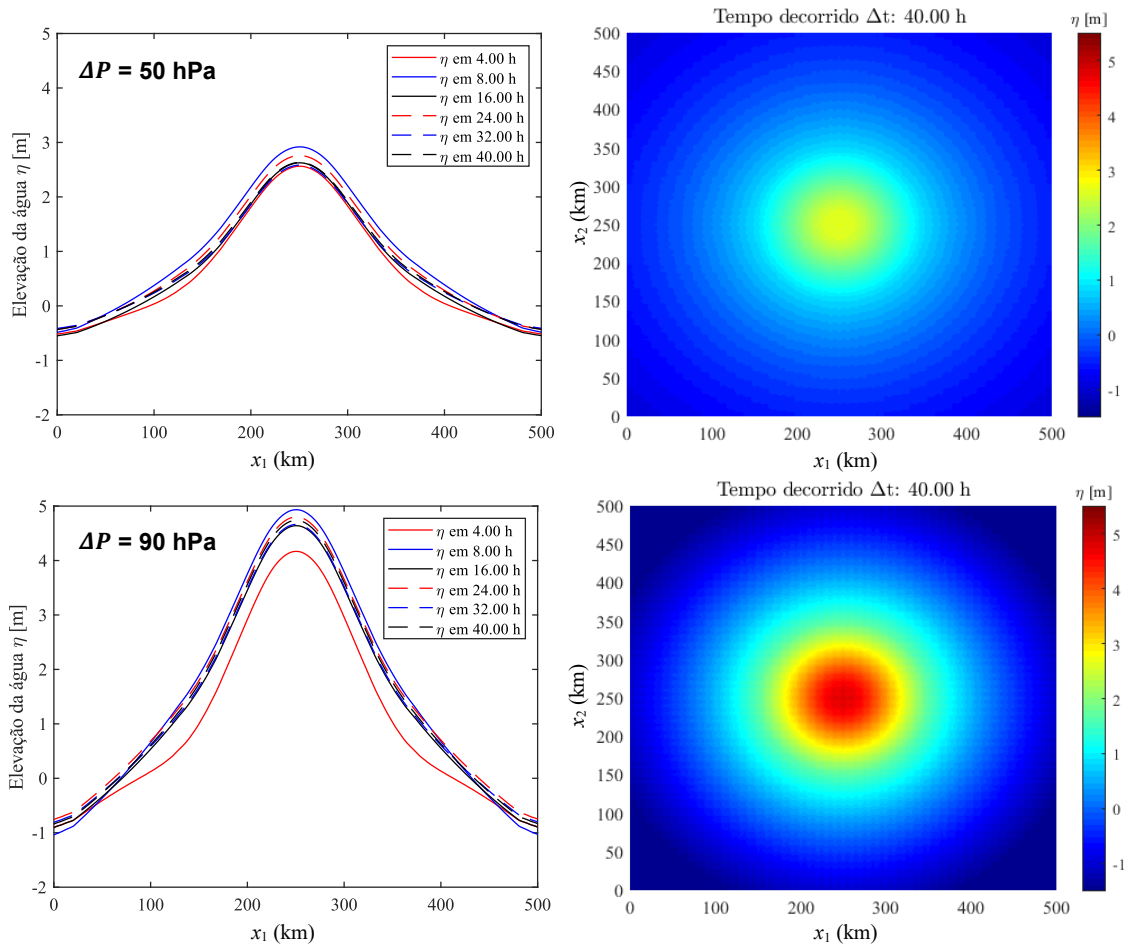
Fonte: Dos autores.

Ainda sobre o domínio 1, foi feita uma seção ao longo do eixo x_1 a fim de se visualizar explicitamente a evolução temporal das curvas que representam a elevação neste corte, para os dois casos extremos de ΔP , ou seja, de 50 hPa e 90 hPa. Com isto, produziram-se as curvas mostradas na Figura 3, junto com uma vista superior da superfície de elevações ao final da simulação.

Aqui é possível notar o pico de elevação que ocorre no centro da tempestade, situação típica do efeito do barômetro inverso, fenômeno destacado anteriormente no trabalho de Walsh et al. (2012). Neste efeito, a elevação da água sobe devido à queda de pressão que ocorre no centro de tempestades tropicais. Além disto, observa-se que acréscimos de ΔP da ordem de 40 hPa produzem elevações de pico 66% maiores, aumentando a elevação de 3 para 5 metros, aproximadamente. O pico ocorre para ambos os casos depois de um período de 8 horas, mostrando que a diferença de pressão não produz impactos

significativos no instante de ocorrência do pico do nível do mar, para ciclones tropicais estacionários e sob uma barometria constante e uniforme.

Figura 3 – Evolução temporal da elevação da água ao longo da seção horizontal da malha para o domínio 1, considerando os casos extremos de ΔP .

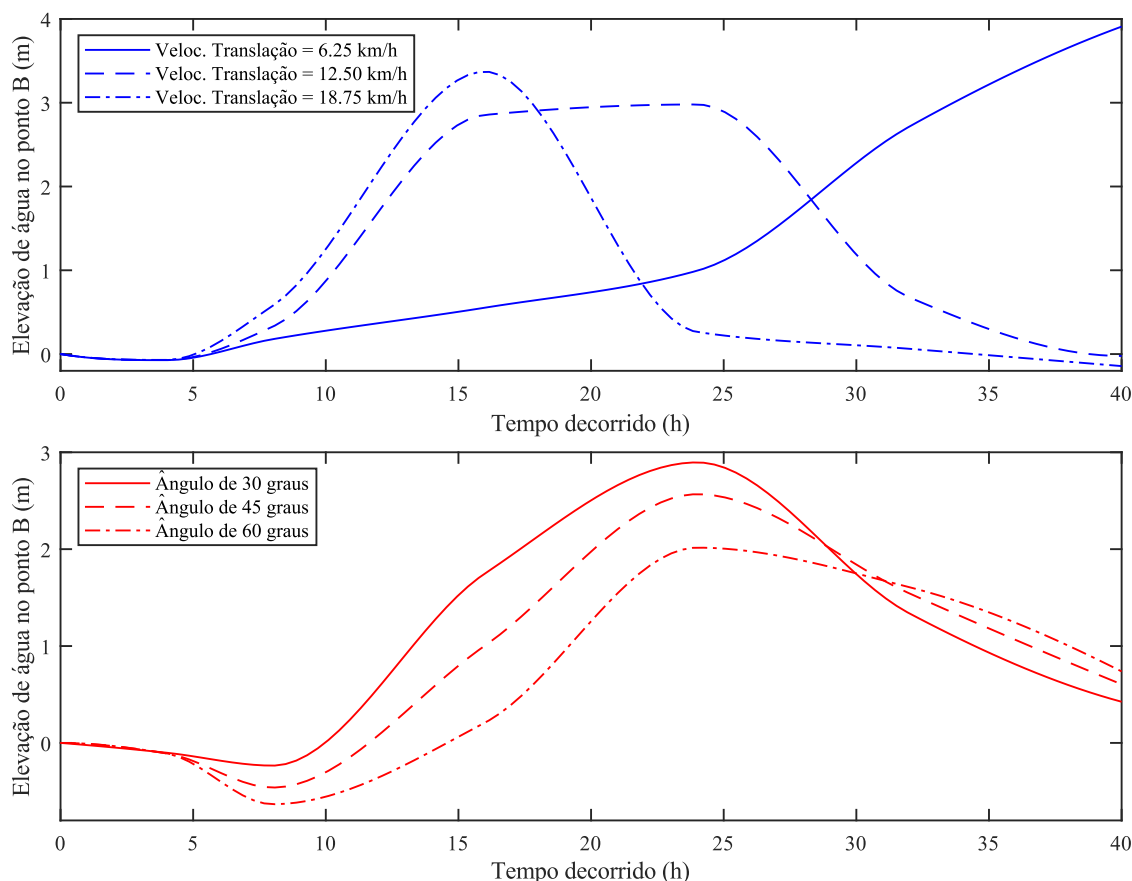


Fonte: Dos autores.

Agora, no domínio 2, foi modelado um ciclone com diversas velocidades de translação do seu centro, cuja trajetória hipotética é vertical de sul para norte, percorrendo a costa marítima e passando pelo ponto B da Figura 1. O valor de R foi fixado em 50 km e a diferença de pressão em 90 hPa. Os resultados são mostrados na forma de uma linha do tempo da elevação no ponto B na Figura 4, onde é possível notar que a maior elevação ocorreu para a velocidade de 6.25 km/h, pois com o movimento mais devagar do centro da tempestade houve a possibilidade do escoamento se desenvolver plenamente. Isto é possível observar quando se aumenta a velocidade para 18.75 km/h, havendo um pico

breve durante apenas 2 horas. Por outro lado, na velocidade intermediária de 12.50 km/h, nota-se uma leve ascensão entre o período de 15 a 25 horas.

Figura 4 – Evolução temporal da elevação de água no ponto B da malha do domínio 2, para diversos valores de $V_{c,2}$ e θ .



Fonte: Dos autores.

Foram realizadas mais três simulações sob os mesmos parâmetros, agora fixando a velocidade de translação em 12.50 km/h e alterando o ângulo de incidência do vento, onde foram produzidas curvas de elevação para ângulos de 30°, 45° e 60°. Com isto, obtiveram-se as três curvas presentes também na Figura 4, onde foi possível notar que a redução do ângulo gerou um aumento na elevação. Isto ocorreu devido ao fato de que a inclinação mais próxima de 0° corresponde ao vento incidindo horizontalmente na malha, ou seja, na direção da costa, onde é esperada uma elevação maior.

4 CONCLUSÃO

O trabalho fez um estudo paramétrico de como a elevação da água do mar varia, alterando de forma isolada cada variável do campo de velocidades de um ciclone tropical. Observou-se que ΔP e R geram impactos similares na elevação de água, possuindo uma relação diretamente proporcional. Em contrapartida, a velocidade de translação gerou pouco impacto no aumento do nível do mar, enquanto o ângulo de incidência, ao direcionar o vento transversalmente à costa, resultou em elevações mais significativas. Estudos de caso envolvendo batimetrias complexas e diferentes modelos para a descrição de ciclones constituem as etapas futuras desta pesquisa.

REFERÊNCIAS

- DEAN, R.; DALRYMPLE, R. **Water wave mechanics for engineers and scientists**. World Scientific Publishing Company, 1991, ISBN: 9789814365697.
- FUJITA, T. T. Pressure distribution within typhoon. **Geophysical magazine**, v. 23, pp. 437–451, 1952.
- KAWAHARA, M.; NAKAZAWA, S.; OHMORI, S.; TAGAKI, T. Two-step explicit finite element method for storm surge propagation analysis, **International Journal for Numerical Methods in Engineering**, v. 15, n. 8, pp. 1129–1148, 1980. doi:10.1002/nme.1620150803.
- KURZ, G.; QUADROS, R.; LINN, R. Manning coefficient effect on the shallow water flow equation. **Defect and Diffusion Forum**, v. 435, n. 9, pp. 15–25, 2024.
- KURZ, G.; QUADROS, R.; LINN, R.; FERNANDO, J.; JESUS, W. **Efeito do coeficiente de Manning na equação de águas rasas**. *XI ERMAC-RS: Encontro Regional de Matemática Aplicada e Computacional do Rio Grande do Sul*, 2023.
- NOAA. **National Center for Environmental Information: Monthly Climate Reports**. <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/monthly-report/tropicalcyclones>, Acesso em: 20 jan. 2025.
- PENG, M.; XIE, L.; PIETRAFESA, L. J. Tropical cyclone induced asymmetry of sea level surge and fall and its presentation in a storm surge model with parametric wind fields. **Ocean Modelling**, v. 14, n. 1, pp. 81–101, 2006. doi:10.1016/j.ocemod.2006.03.004.
- RAJPUT, S. A.; KAMBOH, S. A.; AMUR, K. B.; MEMON, S.; GHOTO, A. A. Numerical Simulation of 2D Shallow water equation with constant external body force by using Finite difference method. **VFAST Transactions on Mathematics**, v. 11, n. 1, pp. 170–179, 2023. doi:10.21015/vtm.v11i1.1469.

- SUN, Z.; DING, K.; LI, Z.; CHENG, F.; ZHONG, S. An analytic model of typhoon wind field and simulation of storm tides. **Frontiers in Marine Science**, v. 10, 2023.
- VALLIS, G. **Essentials of atmospheric and oceanic dynamics**. 1^a ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2019, ISBN: 9781107692794.
- VAN DORN, W. Wind stress on an artificial pond. **Journal of Marine Research**, v. 12, n. 3, pp. 249–276, 1953.
- WALSH, K. J. E.; MCINNES, K. L.; MCBRIDE, J. L. Climate change impacts on tropical cyclones and extreme sea levels in the South Pacific – A regional assessment. **Global and Planetary Change**, v. 80-81, pp. 149–164, 2012. doi:10.1016/j.gloplacha.2011.10.006.
- WU, J. Wind stress and surface roughness at air-sea interface. **Journal of Geophysical Research**, v. 74, n. 2, pp. 444–455, 1969. doi:10.1029/JB074i002p00444.
- XINIAN, W.; QINGJIANG, Y.; BAOMING Z. Research and applications of a forecasting model of typhoon surges in China seas. **Advances in Water Science**, v. 2, n. 1, pp. 1–10, 1991.
- ZIENKIEWICZ, O.; TAYLOR, R.; NITHIARASU, P. **The Finite Element Method for Fluid Dynamics**, 7^a ed. Oxford: Butterworth-Heinemann, 2013, ISBN: 9780080951379.