

$$\beta(z_G) = \frac{C_D(z_G)}{C_{D-ref}} \tag{7}$$

where $b(z_G)$ and $C_D(z_G)$ are the projected width and drag coefficient of a tree at the height z_G from the ground surface, and b_{ref} and C_{D-ref} are the reference width of the trunk and the reference drag coefficient at the breast height in principle, respectively.

2.2 Definition of forest thickness B_{dNall}

Shuto (1987) defined forest thickness by combining both effects of forest width and tree density. Tanaka et al. (2009) improved it to include the resistance characteristics due to tree species (C_{D-all}). In the present paper, the forest thickness improved by Tanaka et al. (2009) was used with SI unit as follows:

$$B_{dNall} = \gamma (1 \times B_F) b_{ref} C_{D-all} = \gamma B_F b_{ref}^* C_{D-all} \tag{8}$$

where b_{ref} can be considered as the reference width per one tree and b_{ref}^* is a logical reference width to make so that B_{dNall} has a unit of meter in the simple form. B_F is the cross-shore forest width. Note b_{ref}^* has the same value as b_{ref} but the unit of $m^2/tree$.

2.3 Definition of non-dimensional forest thickness

In the present study, the following non-dimensional forest thickness combining forest and tsunami conditions is defined:

$$\frac{B_{dNall}}{T \sqrt{gH_{s10}}} = \frac{\gamma B_F b_{ref}^* C_{D-all}}{T \sqrt{gH_{s10}}} \tag{9}$$

where $T \sqrt{gH_{s10}}$ is considered the representative wave length at the shoreline, and T and H_{s10} are tsunami period and height at the shore line, respectively. The range of this non-dimensional parameter in the present study was 0–0.00217 excepting the additional case of $B_F = 1000$ m.

2.4 Tsunami force

A tsunami force vector (\vec{F}^*) is defined by the following equation (Tanimoto et al. 2007; Thuy et al. 2010, 2012; Thuy et al. 2017):

$$\vec{F}^* = \frac{1}{2} \rho d \vec{V} |\vec{V}| \tag{10}$$

where V is the flow velocity. This is a potential tsunami force integrated over the inundated depth d and corresponds to the total drag force due to tsunami acting on a virtual high column with a unit width and a unit drag coefficient. For an example, the integrated drag force vector (\vec{F}_{Tree}) on a single tree with the height of H_{Tree} can be calculated by the following relation:

$$\begin{aligned} \vec{F}_{Tree} &= C_{D-all} b_{ref} \vec{F}^*, & H_{Tree} \geq d \\ &= C_{D-all} b_{ref} \frac{H_{Tree}}{d} \vec{F}^*, & H_{Tree} < d \end{aligned} \tag{11}$$

In reality, flow bifurcation near a tree can be observed. This generates imbalance in flow. In the numerical model however the depth-averaged flow is considered through the forest.

2.5 Method of numerical simulations

Equations (1) and (2) were solved by a finite-difference method with a staggered leap-frog scheme. An upwind scheme was used for nonlinear convective terms in order to maintain numerical stability. A semi-Crank–Nicholson scheme was used for the terms of bed friction, drag, and inertia (Nandasena et al. 2008; Thuy et al. 2009a, b, 2010, 2012). The wave generation zone has a constant water depth in which governing equations are behaved as linear long waves. This method was used to generate non-reflective waves at the wave generation boundary. The incident sinusoidal tsunami was given as a time-dependent boundary condition at the wave generation zone. A number of algorithms are necessary to simulate the flow when the water surface elevation is high enough can flow to the adjacent dry cells.

3 Experiments and validation of numerical model

3.1 Experimental setup and conditions

The present experiments were similar to that of Thuy et al. (2009a, b, 2010) in which a simplified forest model of vertical cylinders with a fixed width, and tree density was investigated by a fixed condition of long waves in a wave channel with 0.4 m wide. The model scale was 1:300. However, the vertical configuration of a real *Pandanus* tree was scaled down to a rigid cylinder by taking breast height diameter and some contribution from Alpha function. We also kept the Froude number similarity between the model and the prototype. The effect of forest conditions (width and density) on the flow velocity and flow depth behind the forest model (Fig. 1) was mainly investigated.

The experimental setup in the wave channel where the forest model was set in the water area for the convenience of velocity measurements (Fig. 1). Trees were modeled by stiff wooden cylinders with a diameter of 0.005 m mounted in a staggered arrangement. The forest model was placed in shallow water and still water depth behind the model at $x = 11.36$ m was 0.037 m (Fig. 1). Three densities of trees with fixed forest width of 1.0 m were tested; 500, 1000, and 2200 trees/m². Then, the forest width was changed in cases of 0.2, 0.5, 0.7 and 1.0 m with the fixed density of 2200 trees/m². In addition to those cases, experiments for the case of no forest model were also conducted.

The flow velocity and water surface elevation were measured at the gauges (Fig. 1b). Water surface elevations were measured using capacitance type wave gauges, while flow velocities were measured using electromagnetic current meters in two perpendicular horizontal directions (along the flow and normal to the flow) at the middle of the still water depth. Wave conditions were fixed as that the incident wave height at still water depth of wave generation boundary 0.44 m was 0.02 m and the wave period was 20 s (Fig. 1a) similar to the previous experiments (Thuy et al. 2009a, b, 2010).

3.2 Model validation with experimental data

The uniform grid size of 0.005 m and time step of 0.002 s were selected for modeling of experimental data. The Manning's roughness coefficient was 0.012 s/m^{1/3} for the relatively

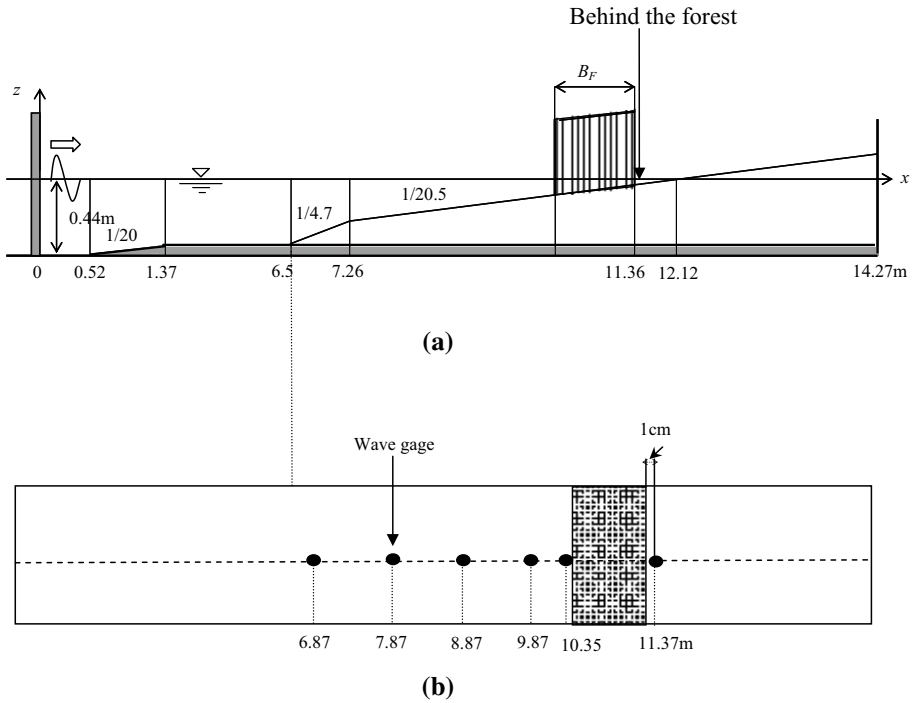


Fig. 1 **a** Experimental setup with the forest model in the wave flume, and **b** plan view of the flume showing the measuring locations for water surface elevation and velocity of waves

rough wooden bottom. The drag coefficient C_{D-ref} depends on both the Reynolds number and relative spacing of vegetation (s/D), where s is the distance between cylinders and D is the diameter of cylinder (Thuy et al. 2010). However, the interaction between multiple cylinders becomes small when s/D is larger than 2, and the drag coefficient of multiple cylinders approaches to a single cylinder (Chakrabati 1991). In our experimental conditions, the drag coefficient may be assumed as a single cylinder since the s/D is considerably greater than 2. The drag coefficient C_{D-ref} was determined to be 1.5 after calibration of the numerical model for the cases with the tree density of 1000 trees/m² and forest width of 0.5 m. The Reynolds number for the experiment was around 300 which is consistent with the drag coefficient of a circular cylinder in laminar flows. Figure 2 displays wave height measured at six locations (Fig. 1b) in cases of no forest model and forest model. In the figure, the two cases simulated with the incident wave height of 0.02 m were plotted for the actual channel length. The distribution of wave height along the channel length extended by 21 m which equals half a wavelength at the still water depth of 0.44 m were also shown. The simulated wave heights agreed well with measured wave heights. Figure 3 displays the temporal variation of flow velocity at the center point behind the forest model (at $x = 11.37$ m, Fig. 1) for the case $B_F = 1.0$ m and $\gamma = 0.22$ trees/cm². It is confirmed that the flow velocity was almost steady in pattern and the simulated maximum value in particular agrees well with the measured maximum values as already shown in the previous study (Thuy et al. 2009a, b, 2010).

Fig. 2 Comparison between numerical and experimental wave heights in wave channel

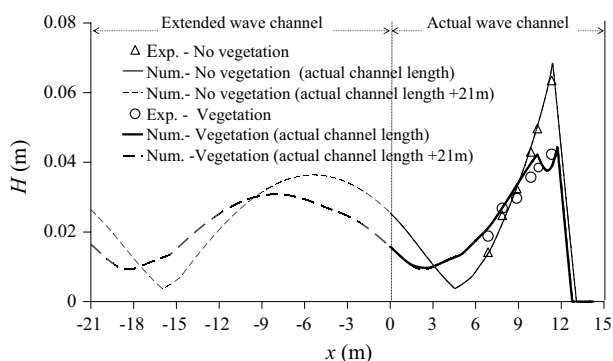


Fig. 3 Comparison between temporal variations of numerical and experimental flow velocity behind the forest model

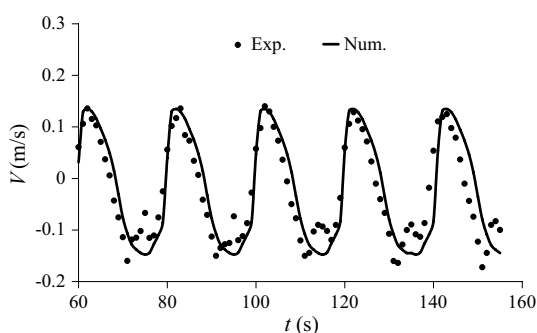


Figure 4 shows the change in wave crest (ζ_{max}), and maximum velocity at the center point behind the forest model (V_{max}) against the forest width and density, respectively. For both cases, the wave crest and velocity decreases as forest width and tree density increases. The numerical results agree fairly well with the experimental results.

4 Application of the model to prototype condition

4.1 Topography and forest

A uniform coastal topography (slope 1/500), as displayed in Fig. 5, was selected as a prototype case. The bathymetry profile consisted of three slopes 1/10, 1/100, and 1/50. The sea depth at the wave generation zone with a horizontal bottom was 100 m below the datum level of mean sea level. The tide level when the tsunami arrives was considered to be 2 m, and therefore the still water level was at 2 m above the datum level. The direction of the incident tsunami was normal to the shoreline. The coastal forest began at the starting point of the slope of 1/500 on the land ($x = 5700$ m; Fig. 5), where the height of the ground was 4 m above the datum level (i.e. 2 m above the tide level at tsunami attack). The forest was assumed to extend infinitely in the direction of the shoreline (y -axis) with the same arrangement.

Fig. 4 Effect of forest density and width on the maximum velocity and wave crest height

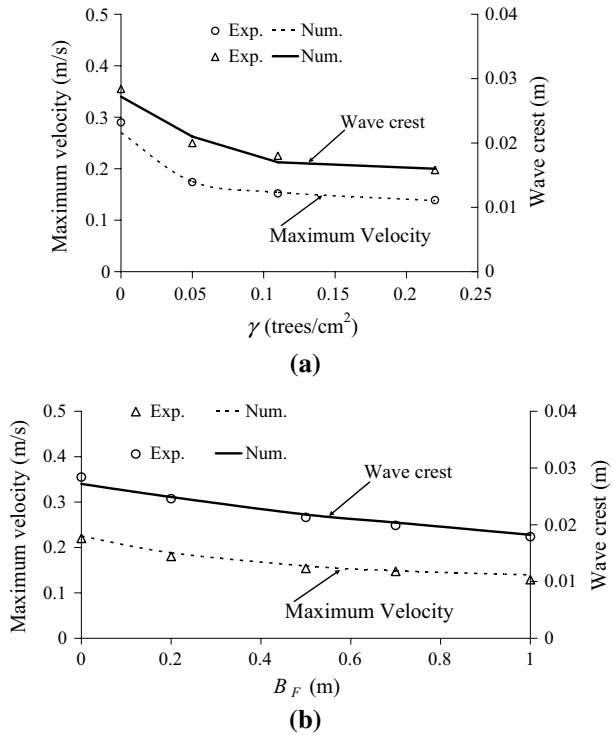
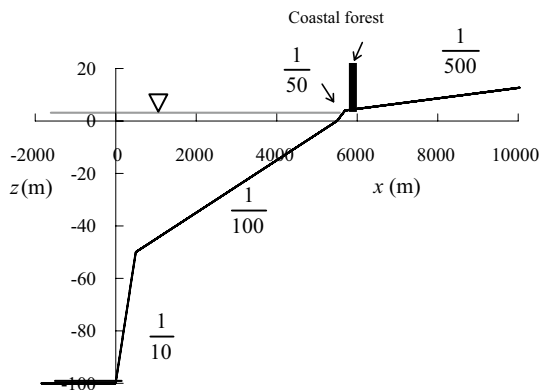
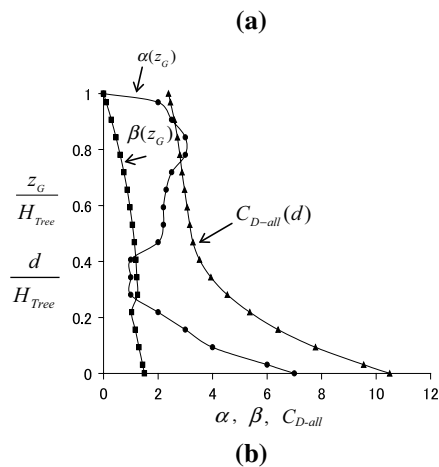


Fig. 5 Schematic sketch of bed profile with coastal forest for prototype simulation



Pandanus odoratissimus was considered the candidate tree type in the present study. They have a complex aerial root structure that provides additional stiffness and increases in the coefficient of drag (Tanaka et al. 2007). It was observed in the field surveys conducted after the 2004 Indian Ocean tsunami that a weak point of *P. odoratissimus* is just above the top of aerial roots as the root region shares the breaking moment (Tanaka et al. 2007). Figure 6b shows α , β and C_{D-all} of *P. odoratissimus* modified slightly from those proposed by Tanaka et al. (2007) to the following conditions: the tree height $H_{Tree} = 8$ m (for a mature

Fig. 6 Characteristics of *P. odoratissimus*. **a** Photograph of mature *P. odoratissimus* trees, and **b** vertical distribution of α , β and C_{D-all}



tree), the reference diameter $b_{ref} = 0.195$ m, and the reference drag coefficient $C_{D-ref} = 1.0$. The reference drag coefficient of 1.0 was adopted for the trunk with a circular section and a rough surface in the region of high Reynolds number (Nandasena et al. 2008; Thuy et al. 2009a, b, 2010, 2012). The value of C_{D-all} varies at different rate with the flow depth d (inundated depth) because the projected width b and the drag coefficient C_D vary differently with height from the ground surface Z_G . The drag coefficient C_D varied from 1.5 to 1, according to the spacing of the aerial roots and leaf, which obtained based on the field survey (Nepf 1999; Tanaka et al. 2007). The inertia coefficient was kept as 2.0 as there was no field values in particular related to tsunami-vegetation studies.

4.2 Conditions of tsunami and forest

As already described, the tsunami propagation to attack the coast was perpendicular to the shoreline at the tide level of 2 m. Incident tsunami waves at the offshore boundary was represented by large sinusoidal waves with different wave period and height which were changed in the ranges from 600 to 3600 s and from 2 to 8 m, respectively, for selected cases. In the present paper, the run-up of a single wave was analyzed that representing the

Table 1 Summary of all simulation cases of combined conditions of forest and tsunami

Series	B_F (m)	γ (trees/m ²)	H_{s10} (m)	T (s)
<i>Change of forest conditions</i>				
1	0–200, 1000	0.226	6.94	1200
2	100	0–0.4	6.94	1200
<i>Change of tsunami conditions</i>				
3	100	0.226	3.08–8.51	1200
4	100	0.226	6.94	600–3600
<i>Change of tree density and tsunami conditions</i>				
5	100	0.05	4.21–7.73	1200
6	100	0.05	6.94	600–3600
7	100	0.1	4.21–7.73	1200
8	100	0.1	6.94	600–3600
<i>Change of forest width and tsunami conditions</i>				
9	20	0.226	4.21–7.73	1200
10	20	0.226	6.94	600–3600
11	50	0.226	4.21–7.73	1200
12	50	0.226	6.94	600–3600

Table 2 Tsunami height at shoreline (H_{s10}), run-up height (R_{H0}) and distance (R_{D0}) in case of no forest ($T = 1200$ s)

H_i (m)	2	3	4	5	6	6.5	7	8
H_{s10} (m)	3.08	4.21	5.19	6.09	6.94	7.34	7.73	8.51
R_{H0} (m)	2.99	4.08	5.08	5.98	6.88	7.31	7.72	8.48
$R_{D0}/10^3$ (km)	5.91	1.14	1.64	2.09	2.54	2.75	2.96	3.32

highest wave among the wave train of a tsunami. Numerical simulations were conducted for twelve series of combined conditions of forest and tsunami as tabulated in Table 1.

5 Results and discussions

5.1 Modeling results and simple formulae

5.1.1 Tsunami height at shoreline, run-up height and distance

The incident tsunami height (H_i) at the generation boundary was random, because the generation boundary may be set at any arbitrary depth. Therefore, the tsunami height (H_{s10}) above the ground surface at the shoreline, the final run-up height (R_{H0}) above the still water level and the final run-up distance (R_{D0}) from the shoreline in the case of no forest are tabulated in Tables 2 and 3 in order to demonstrate the incident tsunami scale more generally. This means the conditions of the local tsunami were treated as the important factor than the incident wave conditions defined at the generation boundary. In this paper, therefore, H_{s10} was used instead of H_i and called the incident tsunami height for the simplicity. Note that the suffix 0 indicates the case of no coastal forest.

Table 3 Tsunami height at shoreline (H_{sl0}), run-up height (R_{H0}) and distance (R_{D0}) in case of no forest ($H_{sl0} = 6.94$ m)

T (s)	10×60	20×60	30×60	40×60	50×60	60×60
H_{sl0} (m)	6.94	6.94	6.94	6.94	6.94	6.94
R_{H0} (m)	6.01	6.88	7.22	7.36	7.45	7.46
$R_{D0}/10^3$ (km)	2.10	2.54	2.71	2.77	2.82	2.83

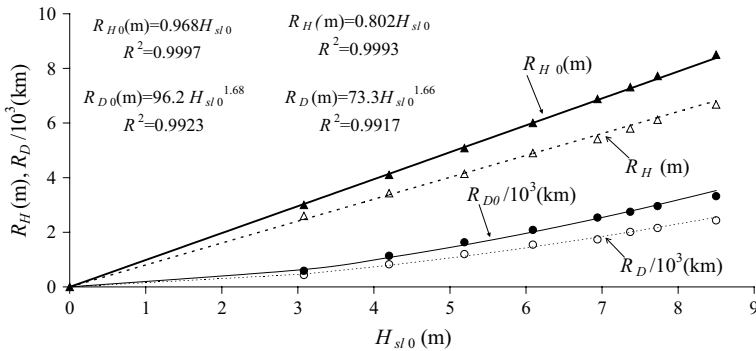


Fig. 7 Run-up height (R_H) and run-up distance (R_D) against incident tsunami height (H_{sl0})

Figure 7 shows the run-up height and run-up distance against the incident tsunami height H_{sl0} at the shoreline in case of $T = 1200$ s for both with and without forest condition. The forest condition in this case was width $B_F = 100$ m and density $\gamma = 0.226$ trees/m². The relationship between run-up height and incident tsunami height was almost linear and can be expressed as:

$$R_{H0} = 0.968H_{sl0}, \quad R_H = 0.802H_{sl0} \tag{12}$$

But the relationship between run-up distance and the incident tsunami height was slightly nonlinear due to the change of slope from 1/50 to 1/500 in the run-up zone. The run-up distance is not further discussed.

Fig. 8 Non-dimensional run-up height against non-dimensional combined parameter (vegetation and tsunami)

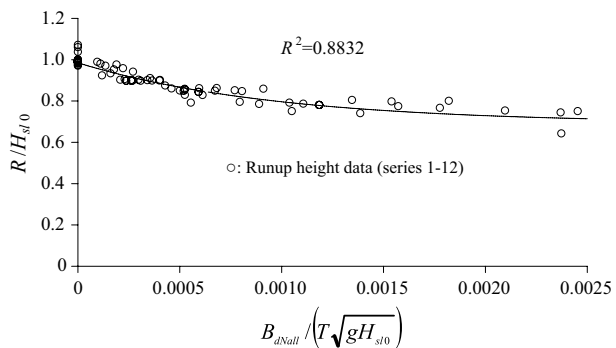


Fig. 9 Correlation of run-up height by numerical simulations and by curve-fit equation

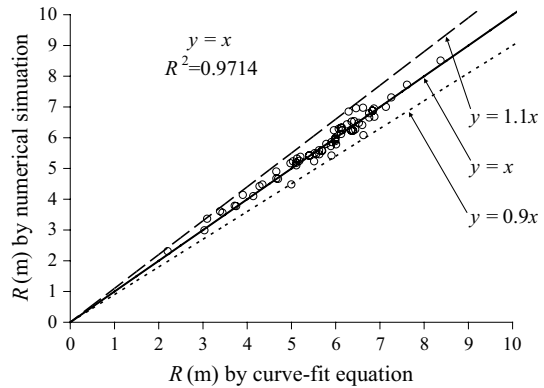


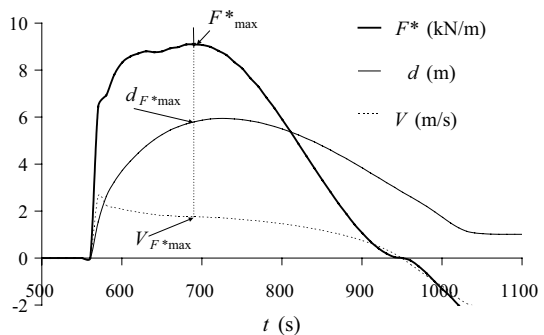
Figure 8 shows all simulation results of the run-up height by changing the conditions of tsunami and forest in the non-dimensional form. The run-up height was made dimensionless by H_{s10} , and the abscissa is the non-dimensional forest thickness defined by Eq. (9). The zero of the abscissa corresponds to the case of no forest and the non-dimensional run-up height is around 1.0 and it does represent the run-up for the case without vegetation.

The best-fit equation to represent the tendency of all results is given by the following equation:

$$\frac{R_H}{H_{s10}} = 0.293 \exp\left(-1032 \frac{B_{dNall}}{T \sqrt{gH_{s10}}}\right) + 0.692 \tag{13}$$

Equation (13) gives about 1.0 for the case of no forest and about 0.7 for the case of infinite non-dimensional forest thickness. The accuracy of proposed equation was not so bad although data were considerably scattered due to variety of conditions. Figure 9 shows the correlation of run-up height by numerical simulations and by the best-fit equation (Eq. 13). It can be noticed that the error is within 10%.

Fig. 10 Time profiles of flow depth (d), flow velocity (V), tsunami force (F^*) in front of the forest ($B_F = 100$ m, $\gamma = 0.226$ trees/m², $H_{s10} = 6.94$ m and $T = 1200$ s)



5.1.2 Tsunami forces

Figure 10 shows the time variations of flow depth d , flow velocity V , tsunami force F^* in front of the forest for the case of $B_F = 100$ m, $\gamma = 0.226$ trees/m², $H_{s10} = 6.94$ m and $T = 1200$ s. The flow velocity and tsunami force are vectors and, for example, flow velocity can be defined by the following equation in the direction of x -axis in this study:

$$V = \text{sign}(V_x) |\vec{V}| \tag{14}$$

As shown in Fig. 10, their peak appeared at different time. In particular, the maximum of V appeared early when the flow depth was low, consequently tsunami force was not at its peak. Therefore, representative flow depth and velocity are defined as values at the time of temporal maxima of tsunami force (F_{\max}^*). They are denoted as $d_{F^*\max}$, $V_{F^*\max}$ for F_{\max}^* . Those maximum and representative values are as follows:

$$\begin{aligned} d_{\max} &= 5.94 \text{ m}, \quad V_{\max} = 2.64 \text{ m/s}, \quad F_{\max}^*/10^3 = 9.09 \text{ kN/m} \\ d_{F^*\max} &= 5.80 \text{ m}, \quad V_{F^*\max} = 1.76 \text{ m/s} \end{aligned}$$

The maximum tsunami force F_{\max}^* was non-dimensionalized as the following relation:

$$\frac{F_{\max}^*}{\rho g H_{s10}^2} \tag{15}$$

where $\rho g H_{s10}^2$ (unit: N/m) equals two fold of hydrostatic force acting on an imaginary high wall per unit width by flow depth of H_{s10} . The non-dimensional tsunami forces obtained for the incident tsunami conditions of $T = 1200$ s and $H_{s10} = 6.94$ m with different forest conditions of width and tree density (series 1 and 2 in Table 1) and were plotted against the non-dimensional forest thickness in Fig. 11. The tree density was kept constant as 0.226 trees/m² when change in forest width and constant forest width as 100 m when change in density of forest. Tsunami forces behind the forest (point B) and in front of the forest (point A) are simply denoted as $F_{\max B}^*$ and $F_{\max A}^*$, respectively. In front of the forest and behind the forest, non-dimensional tsunami force decreased as the non-dimensional forest thickness increased, with change in forest width and tree density. The best-fit equations of tsunami

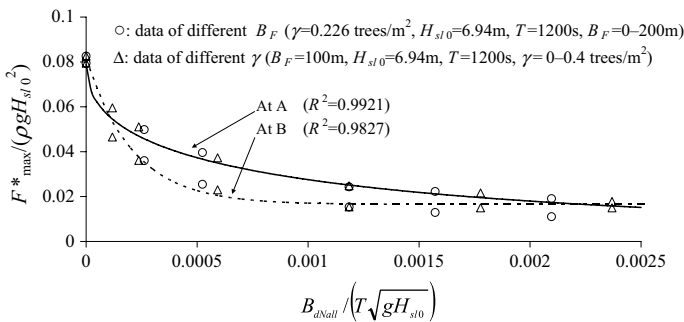
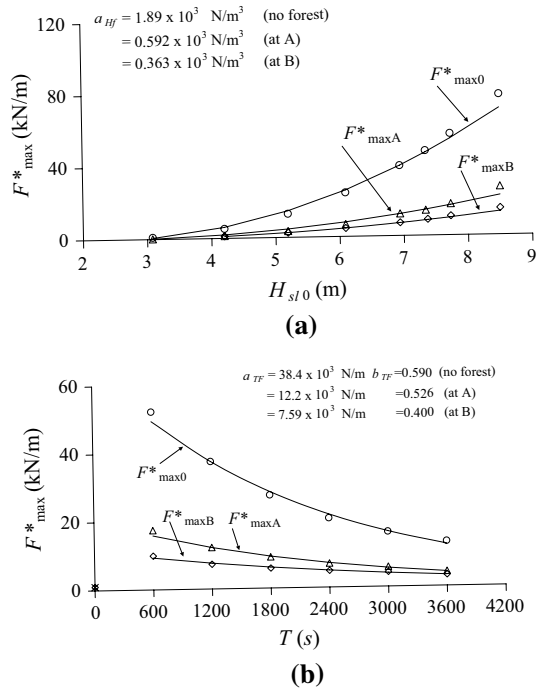


Fig. 11 Non-dimensional tsunami force against non-dimensional forest thickness at B (behind the forest) and A (in front of the forest)

Fig. 12 Tsunami force against **a** incident tsunami height, **b** tsunami period



force at A and B are given as Eqs. (16 and 17). Those best-fit equations agreed well with the simulation results.

$$\frac{F^*_{\max A}}{\rho g H^2_{sl0}} = 0.0794 \exp \left\{ 31.1 \left(\frac{B_{dNall}}{T \sqrt{g H_{sl0}}} \right)^{0.492} \right\} \tag{16}$$

$$\frac{F^*_{\max B}}{\rho g H^2_{sl0}} = 0.0814 \exp \left\{ 33.4 \left(\frac{B_{dNall}}{T \sqrt{g H_{sl0}}} \right) \right\} \tag{17}$$

When the incident tsunami condition varied, however, the formulation was not simple against the non-dimensional forest thickness. Therefore, the curve-fit equation with dimension was considered first. Figure 12a, b shows tsunami forces at two check points (B, behind the forest and A, in front of the forest) and the tsunami force $F^*_{\max 0}$ in the case of no forest against the incident tsunami height and period. The conditions were $B_F = 100$ m, $\gamma = 0.226$ trees/m², $T = 1200$ s (for varying tsunami height) and $H_{sl0} = 6.94$ m (for varying tsunami period), Table 1. The tsunami force increased as the incident tsunami height increased. The relationship between the tsunami force and incident tsunami height is non-linear and can be expressed as:

$$F^*_{\max} = a_{Hf} (H_{sl0} - H_{cf})^{b_{Hf}}, \quad H_{sl0} \geq H_{cf} \tag{18}$$

where H_{cf} is the threshold incident tsunami height at which the tsunami force becomes 0 and a_{Hf} has a dimension. In the present study, b_{Hf} was fixed as 2, because it may be logical to assume that tsunami force is proportional to the second power of the inundation depth and that the inundation depth is proportional to $(H_{s10} - H_{cf})$. H_{cf} was also fixed as 2.5 m in the present study after considering the effect on the result and simplicity. It is a function of forest condition and tsunami period. The empirical constant including the fixed values are as follows:

$$\begin{aligned}
 b_{Hf} &\equiv 2, H_{cf} \equiv 2.5 \text{ m} \\
 a_{Hf} &= 1.89 \times 10^3 \text{ N/m}^3 \quad (\text{no forest}) \\
 &= 0.592 \times 10^3 \text{ N/m}^3 \quad (\text{at A}) \\
 &= 0.363 \times 10^3 \text{ N/m}^3 \quad (\text{at B})
 \end{aligned}
 \tag{19}$$

On the other hand, the tsunami force decreased as the tsunami period increased. The relationship between the tsunami force and tsunami period can be given in the form of the following equation:

$$F_{\max}^* = a_{Tf} \exp \left\{ -b_{Tf} \left(\frac{T}{T_{\text{rep}}} - 1 \right) \right\}
 \tag{20}$$

where T_{rep} is the representative tsunami period and was taken as 1200 s in this study, and a_{Tf} is a dimensional parameter. The empirical constants of a_{Tf} and b_{Tf} are given in Eq. (21). Both best-fit relations against the incident tsunami height and period agreed well with numerical results.

$$\begin{aligned}
 a_{Tf} &= 38.4 \times 10^3 \text{ N/m}, \quad b_{Tf} = 0.590 \text{ (no forest)} \\
 a_{Tf} &= 12.2 \times 10^3 \text{ N/m}, \quad = 0.526 \text{ (at A)} \\
 a_{Tf} &= 7.59 \times 10^3 \text{ N/m}, \quad = 0.400 \text{ (at B)}
 \end{aligned}
 \tag{21}$$

Equation (9) is rearranged with new parameters as follows.

$$\frac{B_{d\text{Nall}}}{T_{\text{rep}} \sqrt{gH_{\text{rep}}}} = \frac{\gamma B_F b_{\text{ref}}^* C_{D\text{-all}}(H_{\text{rep}})}{T_{\text{rep}} \sqrt{gH_{\text{rep}}}}
 \tag{22}$$

where corresponds to the length of a long wave with period of T_{rep} and height of H_{rep} . It should be noted, however, that the non-dimensional forest thickness represents the forest condition only, since the tsunami condition is fixed to the representative tsunami condition in Eq. (22). The representative tsunami height H_{rep} and tsunami period T_{rep} were taken as 7 m and 1200 s, respectively, in the present study. The tsunami force F_{\max}^* was made dimensionless by the following relationship in consideration of the curve-fitting Eqs. (18 and 20) as:

$$\begin{aligned}
 \frac{F_{\max}^*}{\rho g H_{s10}^2} &= \frac{a_f (H_{s10} - H_{cf})^{b_{Hf}} \exp \{ -b_{Tf} (T/T_{\text{rep}} - 1) \}}{\rho g H_{s10}^2} \frac{F_{\max \text{rep}}^*}{a_f (H_{\text{rep}} - H_{cf})^{b_{Hf}}} \\
 &= \alpha_f f_{Hf} f_{Tf}
 \end{aligned}
 \tag{23}$$

$F_{\max\text{rep}}^*$ is the representative tsunami force by an incident tsunami with the representative height H_{rep} and arbitrary period T . α_f , f_{HF} and f_{TF} are non-dimensional and expressed as follows:

$$\alpha_f = \frac{F_{\max\text{rep}}^*}{\rho g H_{\text{rep}}^2} = \frac{F_{\max}^*}{f_{\text{HF}} f_{\text{TF}} \rho g H_{\text{s10}}^2} \tag{24}$$

$$f_{\text{HF}} = \left(\frac{1 - H_{\text{cf}}/H_{\text{s10}}}{1 - H_{\text{cf}}/H_{\text{rep}}} \right)^{b_{\text{HF}}} = 2.42 \left(1 - \frac{2.5}{H_{\text{s10}}} \right)^2 \tag{25}$$

$$f_{\text{TF}} = \exp \left\{ -b_{\text{TF}} \left(\frac{T}{T_{\text{rep}}} - 1 \right) \right\} \tag{26}$$

The empirical constant of b_{TF} at B (behind the forest) and A (in front of the forest) is

$$\begin{aligned} b_{\text{TF}} &= 0.526 \quad (\text{at A}) \\ &= 0.400 \quad (\text{at B}) \end{aligned} \tag{27}$$

All simulated results of non-dimensional value of α_f of Eq. (24) against the non-dimensional forest thickness of Eq. (22) are shown in Fig. 13. f_{HF} and f_{TF} are modification factors so that the non-dimensional tsunami force is normalized to the non-dimensional tsunami force due to the incident tsunami with the representative height of H_{rep} . The α_f is called the normalized tsunami force. The best-fit curves for data in Fig. 13 are given as:

$$\begin{aligned} \alpha_f &= 0.0794 \exp \left(-0.0311 \times 10^3 \left[\frac{\gamma B_{\text{F}} b_{\text{ref}}^* C_{\text{D-all}}(H_{\text{rep}})}{T_{\text{rep}} \sqrt{g H_{\text{rep}}}} \right]^{0.492} \right), \quad \text{at A} \\ &= 0.0139 + 0.0678 \exp \left(-4.05 \times 10^3 \frac{\gamma B_{\text{F}} b_{\text{ref}}^* C_{\text{D-all}}(H_{\text{rep}})}{T \sqrt{g H_{\text{rep}}}} \right), \quad \text{at B} \end{aligned} \tag{28}$$

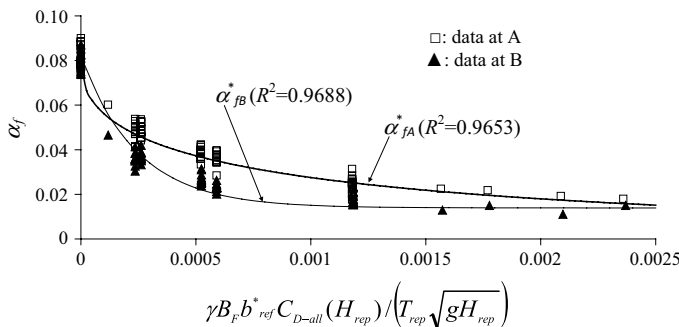
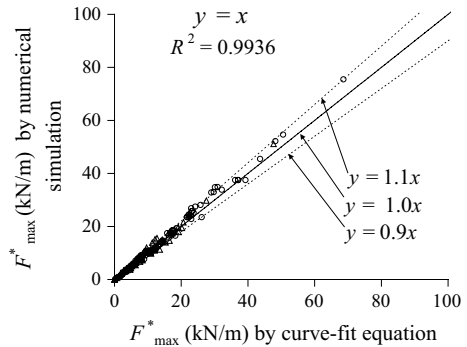


Fig. 13 Non-dimensional tsunami force against non-dimensional forest thickness at B (behind the forest) and A (in front of the forest)

Fig. 14 Correlation of tsunami force by numerical simulations and by curve-fit equation at A, B (series 1–12 in Table 1)



Equation (28) represents the average relationship of the non-dimensional tsunami force against non-dimensional forest thickness fairly well although the data are considerably scattered due to a number of variables in the problem.

Figure 14 shows the comparison between tsunami forces estimated by Eq. (28) and obtained by numerical simulations. The agreement is acceptable. The error was within 10%.

At this moment there is no data from field that can be used for validation of best-fit equations, in particular, the tsunami height and period at the shoreline, and the tsunami force. However, although the coastal tree was not *Pandanus*, the pine trees in Japan were affected by the 2011 Japanese tsunami. The trees were destroyed but mitigated the tsunami (Tanaka et al. 2014). The numerical model (Eqs. 1–7) in this study, the source for these best-fit equations, was used to simulate tsunami flow depth and inundation area (Tanaka et al. 2014). The model worked well for reproducing the tsunami flow depth and inundation and as well as damaged area of the forest (Tanaka and Onai 2016).

The curve-fitting equations developed herein may be used to calculate tsunami run-up and tsunami forces both in front of forest, this is important to determine damage to forest, and behind the forest, this is useful to determine damage to houses or infrastructures against a design tsunami condition when proposing bio-shield concept to protect from the tsunami. These calculations are simple compared to advance numerical modeling saving time and cost effective. Such first-hand information is pertinent for preliminary decision making in pilot projects of tsunami mitigation from bio-shields prior to a detailed analysis. Calculation steps for a case study are given in “Appendix”.

6 Summary and conclusions

Laboratory experiments were conducted to validate a numerical model based on one-dimensional nonlinear long-wave equations including resistance of trees (drag and inertia) on fluid flow and porosity between trees. The water surface elevation and flow velocity by the numerical simulations agree well with the experimental results for various forest conditions of width and tree density. Then the numerical model was applied to simulate prototype conditions of coastal vegetation against tsunamis. *P. odoratissimus* was considered as the potential tree type and numerical simulations were carried out to investigate the effects of forest characteristics (width and tree density) and incident tsunami conditions (period

and height) on potential tsunami force (simply called tsunami force). As a useful information, the run-up height was also investigated. These parameters were mostly discussed in non-dimensional forms with best-fit equations. The aim of proposing these best-fit equations is to form a set of simplified formulae for designing a coastal forest against tsunamis. The curve-fit equations agree well with the modeling results for most of the cases with the error of about 10%.

In this study, uniform distribution of *P. odoratissimus* in the forest has been considered. However, this is not the case for actual forests and even for planted forests that may be changed with the growth stage. Further tree breaking was not considered. To investigate the effects of non-uniform distribution of trees at various growth stages and tree breaking on the tsunami force is an exciting subject to be considered in future. Moreover, the real conditions of tsunami wave and topography should be studied in future.

Acknowledgements This research is funded by Vietnam National Foundation for Science and Technology Development (NAFOSTED) under Grant Number 105.06-2017.07 (numerical method), and partially funded by Ministry of Science and Technology under grant number ĐTĐL-C.35/15 (long wave like abnormal water level), to which the authors are gratefully acknowledged.

Appendix

Calculations of run-up height and tsunami force for tsunami height at shore $H_{s10} = 6.5$ m, tsunami period $T = 1800$ s, forest width = 100 m, tree density $\gamma = 0.226$ trees/m².

Constant parameters:

$$\text{Gravitational acceleration} = 9.81 \text{ m/s}^2$$

$$\text{Density of sea water} = 1029 \text{ kg/m}^3$$

$$T_{\text{rep}} = 1200 \text{ s}, H_{\text{rep}} = 7 \text{ m}, b_{\text{ref}}^* = b_{\text{ref}} = 0.195 \text{ m}, b_{\text{TF}} = 0.526 \text{ (at A)}; = 0.4 \text{ (at B)}$$

$$C_{\text{D-all}(H_{\text{rep}})} = 2.66$$

(a) For run-up height

Step 1:

Estimate $C_{\text{D-all}}$ from Fig. 6b based on the tsunami height H_{s10}

Step 2:

$$B_{\text{dNall}} = \gamma(1 \times B_F) b_{\text{ref}} C_{\text{D-all}} = \gamma B_F b_{\text{ref}}^* C_{\text{D-all}}$$

Step 3: Run-up height

$$R_H = H_{s10} \left[0.293 \exp \left(-1032 \frac{B_{\text{dNall}}}{T \sqrt{g H_{\text{rep}}}} \right) + 0.692 \right]$$

Solution

Case number	Tsunami height at shore line H_{s10} (m)	Tsunami period T (s)	Forest width B_F (m)	Tree density γ (trees/m ²)	Drag coefficient $C_{\text{D-all}}(H_{s10})$	$B_{\text{dNall}} (\gamma B_F b_{\text{ref}}^* C_{\text{D-all}})$	Run-up height R_H (m)
1	6.5	1800	100	0.226	2.56	11.3	5.3

Case number	Tsunami height at shore line H_{s10} (m)	Tsunami period T (s)	Forest width B_F (m)	Tree density γ (trees/m ²)	Drag coefficient C_{D-all} (H_{s10})	$B_{dNall} (\gamma B_F b_{ref} C_{D-all})$	Run-up height R_H (m)
2	6.5	1800	0 (no forest)	0	0	0	6.4

(b) For tsunami force

Step 1:

$$f_{Hf} = 2.42 \left(1 - \frac{2.5}{H_{s10}} \right)^2; \quad f_{Tf} = \exp \left\{ -b_{Tf} \left(\frac{T}{T_{rep}} - 1 \right) \right\}$$

Step 2:

$$\alpha_f = 0.0794 \exp \left(-0.0311 \times 10^3 \left[\frac{\gamma B_F b_{ref}^* C_{D-all} (H_{rep})}{T_{rep} \sqrt{g H_{rep}}} \right]^{0.492} \right), \quad \text{at A}$$

$$= 0.0139 + 0.0678 \exp \left(-4.05 \times 10^3 \frac{\gamma B_F b_{ref}^* C_{D-all} (H_{rep})}{T \sqrt{g H_{rep}}} \right), \quad \text{at B}$$

Step 3: Tsunami force at A and B

$$F_{max}^* = \alpha_{fA} f_{Hf} f_{Tf} \rho g H_{Hs10} \quad \text{at A}$$

$$= \alpha_{fB} f_{Hf} f_{Tf} \rho g H_{Hs10} \quad \text{at B}$$

Solution

Case number	Tsunami height at shore line H_{s10} (m)	Tsunami period T (s)	Forest width B_F (m)	Tree density γ (trees/m ²)	f_{Hf}	f_{Tf}	Tsunami force at A (kN/m)	Tsunami force at B (kN/m)
1	6.5	1800	100	0.226	0.92	0.77 (at A) 0.82 (at B)	7.7	4.6
2	6.5	1800	0 (no forest)	0	0.92	0.82		26.1

References

- Chakrabati SK (1991) Wave force on offshore structures. In: Herbich JB (ed) Handbook of coastal and ocean engineering, vol 2. Gulf Publishing Company, Houston, pp 1–54
- Danielsen F, Sorensen MK, Olwig MF et al (2005) The Asian tsunami: a protective role for coastal vegetation. Science 310:643
- Imamura F, Goto K, Ohkubo S (2008) A numerical model of the transport of a boulder by tsunami. J Geophys Res 113:C01008

- Kathiresan K, Rajendran N (2005) Coastal mangrove forests mitigated tsunami. *Estuar Coast Shelf Sci* 65:601–606
- Kerr AM, Baird HB (2007) Natural barriers to natural disasters. *Bioscience* 57(2):102–103
- Mascarenhas A, Jayakumar S (2008) An environmental perspective of the post-tsunami scenario along the coast of Tamil Nadu, India: role of sand dunes and forests. *J Environ Manag* 89:24–34
- Nandasena NAK, Tanaka N, Tanimoto K (2008) Tsunami current inundation of ground with coastal vegetation effects; an initial step towards a natural solution for tsunami amelioration. *J Earthq Tsunami* 2(2):157–171
- Nandasena NAK, Sasaki Y, Tanaka N (2012) Modeling field observations of the 2011 Great East Japan tsunami: efficacy of artificial and natural structures on tsunami mitigation. *Coast Eng* 67:1–13
- Nepf HM (1999) Drag, turbulence, and diffusion in flow through emergent vegetation. *Water Resour Res* 35(2):479–489
- Shuto N (1987) The effectiveness and limit of tsunami control forests. *Coast Eng Jpn* 30(1):143–153
- Tanaka N (2009) Vegetation bioshields for tsunami mitigation: review of the effectiveness, limitations, construction, and sustainable management. *Landsc Ecol Eng* 5:71–79
- Tanaka N, Onai A (2016) Mitigation of destructive fluid force on buildings due to trapping of floating debris by coastal forest during the Great East Japan tsunami. *Landsc Ecol Eng* 13:131–144
- Tanaka N, Sasaki Y, Mowjood MIM, Jinadasa KBSN (2007) Coastal vegetation structures and their functions in tsunami protection: experience of the recent Indian Ocean tsunami. *Landsc Ecol Eng* 3:33–45
- Tanaka N, Nandasena NAK, Jinadasa KSBN, Sasaki Y, Tanimoto K, Mowjood MIM (2009) Developing effective vegetation bioshield for tsunami protection. *J Civ Environ Eng Syst* 26:163–180
- Tanaka N, Yasuda S, Iimura K, Yagisawa J (2014) Combined effects of coastal forest and sea embankment on reducing the washout region of houses in the Great East Japan tsunami. *J Hydro-Environ Res* 8:270–280
- Tanimoto K, Tanaka N, Nandasena NAK, Iimura K, Shimizu T (2007) Numerical simulation of tsunami prevention by coastal forest with several species of tropical tree. *Annu J Coast Eng* 54(2):1381–1385 (in Japanese)
- Thuy NB, Tanimoto K, Tanaka N, Harada K, Iimura K (2009a) Effect of open gap in coastal forest on tsunami run-up—investigations by experiment and numerical simulation. *Ocean Eng* 36:1258–1269
- Thuy NB, Tanaka N, Tanimoto K, Harada K, Iimura K (2009b) Tsunami flow behind the coastal forest with an open gap—effects of tsunami and tree condition. In: Proceedings of the 6th international conference on coastal dynamic, Tokyo-Japan (CD-Rom). https://doi.org/10.1142/9789814282475_0050
- Thuy NB, Tanimoto K, Tanaka N (2010) Flow and potential force due to runup tsunami around a coastal forest with a gap—experiments and numerical simulations. *Int J Sci Tsunami Hazards* 29:43–69
- Thuy NB, Tanaka N, Tanimoto K (2012) Tsunami mitigation by coastal vegetation considering the effect of tree breaking. *J Coast Conserv* 16:111–121. <https://doi.org/10.1007/s11852-011-0179-7>
- Thuy NB, Nandasena NAK, Dang VH, Kim S, Hien NX, Hole LR, Thai TH (2017) Effect of river vegetation with timber piling on ship wave attenuation: investigation by field survey and numerical modeling. *Ocean Eng* 129:37–45



Tropical Cyclone Research and Review

Open access

[Latest issue](#) [All issues](#) [Submit your article ↗](#)

[Search in this journal](#)

Volume 7, Issue 2

Pages 77-151 (May 2018)

[Download full issue](#)

[← Previous vol/issue](#)

[Next vol/issue >](#)

Receive an update when the latest issues in this journal are published

[Sign in to set up alerts](#)

Open access

Contents

Page i

[Download PDF](#)

Research article Open access

The World Meteorological Organization Fourth International Workshop on Tropical Cyclone Landfall Processes (IWTCLP-IV): A Summary

Robert F. Rogers, Kevin Cheung, Russell L. Elsberry, Nadao Kohno, ... Peter Otto

Pages 77-84

[Download PDF](#) [Article preview](#) ✓

Research article *Open access*

Recent Advances in Research and Forecasting of Tropical Cyclone Track, Intensity, and Structure at Landfall

Marie-Dominique Leroux, Kimberly Wood, Russell L. Elsberry, Esperanza O. Cayan, ... Zifeng Yu

Pages 85-105


[Download PDF](#) [Article preview](#) 

Research article *Open access*

Recent Advances in Research and Forecasting of Tropical Cyclone Rainfall

Kevin Cheung, Zifeng Yu, Russell L. Elsberry, Michael Bell, ... Kazuhisa Tsuboki

Pages 106-127

[Download PDF](#) [Article preview](#) 

Research article *Open access*

Recent Progress in Storm Surge Forecasting

Nadao Kohno, Shishir K. Dube, Mikhail Entel, S.H.M. Fakhruddin, ... Nguyen Ba Thuy

Pages 128-139

[Download PDF](#) [Article preview](#) 

Research article *Open access*

Mind The Gap: Towards and Beyond Impact Messaging to Enhance Tropical Cyclone Risk Communication

Peter Otto, Amisha Mehta, Brooke Liu

Pages 140-151

[Download PDF](#) [Article preview](#) 

ISSN: 2225-6032

Copyright © 2019 The Shanghai Typhoon Institute of China Meteorological Administration. Production and hosting by Elsevier B.V. on behalf of KeAi Communications Co., Ltd.

ELSEVIER

[About ScienceDirect](#) [Remote access](#) [Shopping cart](#) [Advertise](#) [Contact and support](#) [Terms and conditions](#)
[Privacy policy](#)

We use cookies to help provide and enhance our service and tailor content and ads. By continuing you agree to the [use of cookies](#).

Copyright © 2019 Elsevier B.V. or its licensors or contributors. ScienceDirect® is a registered trademark of Elsevier B.V.

RECENT PROGRESS IN STORM SURGE FORECASTING

NADAO KOHNO¹, SHISHIR K. DUBE², MIKHAIL ENTEL³, S. H. M. FAKHRUDDIN⁴,
 DIANA GREENSLADE³, MARIE-DOMINIQUE LEROUX⁵, JAMIE RHOME⁶, AND NGUYEN BA THUY⁷

¹*Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan*

²*Amity University Rajasthan, Jaipur, India*

³*Bureau of Meteorology, Melbourne, Australia*

⁴*Tonkin + Taylor International Ltd, Auckland, New Zealand*

⁵*National Hurricane Center, Miami, USA*

⁶*Meteo-France, La Reunion, France*

⁷*National Center for Hydro-Meteorological Forecasting, Hanoi, Viet Nam*

ABSTRACT

This report briefly summarizes recent progress in storm surge forecasts, one of topics discussed during the fourth International Workshop on Tropical Cyclone Landfall Process (IWTCLP 4) held during 5-8 December, 2017. In the workshop, improvement of storm surge forecasting system was mainly discussed with relevance to the problem of estimating the impacts of tropical cyclone landfall.

To deal with storm surges, accurate TC condition (predictions and forecasts) as input, reasonable storm surge predictions (with forecasting systems), and effective advisories/warnings (i.e. useful information products) are necessary. Therefore, we need to improve storm surge related matters systematically: input, prediction system, and effective information.

This report tries to highlight recent progress in the field of storm surges in relation to three key points: improvement in storm surge forecasting models/system, TC conditions as input for storm surge predictions, and informative products for end users.

Keywords: storm surges, tropical cyclone, forecast system, warning, landfall

1. Introduction

Storm surges are generated by atmospheric storm forcing, such as tropical cyclones, developed mid-latitude lows and so on. Storm surges are phenomena occurring in coastal regions and heavy inundations associated with storm surge have led to severe damage in history (Dube et al, 2009; Needham et al, 2015). Severe disasters by storm surges still occur worldwide as listed in Table 1. Considering the number of cases, it is clear that major storm surge disasters happen infrequently, but once they occur, the impact can be very serious.

In 2017, a number of such storm surge disasters occurred: Hurricane Harvey in the USA, Typhoon Hato in Hong Kong and Macau China, and Hurricane Irma caused severe damages in Caribbean countries. Although those disasters did not come only from storm surges, storm surges caused huge economic damages in those regions. Fortunately, total death tolls in most recent storm surge cases were not as high as previous historical cases which killed

thousands of people or more. While storm surge warning systems apparently worked well in recent cases, we need to keep in mind that storm surges are capable of causing high death tolls and may kill many people in the future as populations in coastal regions are growing. Storm surge is surely one of the key topics in disaster risk reduction, despite their relatively infrequent occurrence.

Presently, storm surge forecasts are mainly created by numerical storm surge models. Storm surge model numerics were developed in many years ago, and there has been little recent improvement in physical processes. The improvement is mainly carried out in dynamical aspect such as grid resolution or coordinates. Other improvements are related to model coupling. When we talk about a risk of storm surges, it means rather inundation risk which is also affected simultaneously by many factors: astronomical tides, waves, river flows or precipitations and so on. Wave and atmospheric models are becoming increasingly reliable and useful, so coupled models can consider interacting processes and make integrated predictions based on the total water level envelope (TWLE).

Corresponding author: Nadao Kohno, nkono@met.kishou.go.jp

TABLE 1. Major storm surge disasters in recent years

TC name	Year	Max. Intensity (10-min wind)	Economic loss* (billion)	Fatalities*	Typical storm surge
Katrina	2005	902hPa 135kt	\$108	1,833	4-7m
Sidr	2007	944hPa 120kt	\$1.7	~15,000	3-6m
Nargis	2008	962hPa 100kt	\$12.9	138,366	3-5m
Sandy	2012	940hPa 95kt	\$68	233	3-4m
Haiyan	2013	895hPa 125kt	\$2.86	6,329+1,074	5-7m
Winston	2016	884hPa 155kt	\$1.4	44	3m
Hato	2017	965hPa 76kt	\$6.82	24	3.5-4m
Irma	2017	914hPa 123kt	>\$64.76	66+80	3-4.5m

*Total (not only by storm surges)

In the next section, progresses in storm surge models and systems are discussed. Section 3 and 4 focus on improvement in TC conditions for storm surge forecast input and effective information, and section 5 summarizes the discussion.

2. Progress in storm surge forecasting models/systems

Numerical storm surge models have become very reliable over recent decades and the basic model numerics have changed little. In a sense, physical understandings of storm surges and prediction models have matured; there have been no breakthrough in this field in recent years. However, model dynamical frameworks have been improved; unstructured methods such as Finite Element Method (FEM) or Finite Volume Method (FVM) are becoming popular.

In operational fields, storm surge forecasting systems are applied in many countries and their predictions are issued in real-time. In addition, global scale storm surge forecasts are also available now.

Another area of progress is the inclusion of other physical effects. Storm surge risk should be interpreted not solely based on storm surges, but with other factors such as tides and waves. Such integrated forecasting systems have been developed in the research field, and they are gradually transitioning into operations.

a. Progress in numerical models/systems

Recently, many unstructured storm surge models have been developed. The merits of unstructured models are freedom of model bathymetry setting. The model can set grids freely to fit with complicated coast lines and to set the grid resolution to be fine at the coast and coarse in offshore regions. The coarse model grid resolution offshore, where

storm surges are not an important issue, saves computation resources while fine mesh nearshore provides an ability to resolve detailed storm surge behaviors there. There are several models commonly used for storm surge predictions, such as FVCOM (Chen et al., 2006), ADCIRC (Luettich and Westerink, 2004), SELFE (Zhang and Baptista, 2008), and Delft3D (DELTA RES). Those models support the widespread use of unstructured storm surge models.

Nowadays ocean wave models are also available and recent trend is to develop a surge - (tide) - wave coupled system. Wave setup is a rather small scale phenomenon but high resolution models are skillful in simulating that effect accurately.

b. Operational storm surge prediction

Many National Met/Hydro Services (NMHSs) have come to use storm surge models in operation and issue warnings or advisories based on the predictions. This is one of the achievements of occasional international activities to develop storm surge modeling and forecasting, such as a series of workshop on storm surge and wave forecasting organized by WMO/IOC Joint Technical Commission for Oceanography and Marine Meteorology (JCOMM) and WMO Tropical Cyclone Programme (TCP).

Those operational models are rather simple. Sophisticated storm surge models require huge computer resources, but ease-of-use and robustness is most important in operational work. Besides, accuracy of those straightforward storm surge models may not significantly different from more sophisticated models. Since storm surge forecast errors arise mainly from TC forecast errors (input for storm surge model), not from the lack of skill in storm surge models, even simple storm surge models work well in op-

erational fields. There are several countries where computer resources are not sufficient for operating a complicated storm surge model but storm surge information is nonetheless required. Simple storm surge models are very useful for those countries.

c. Global scale storm surge information

Although storm surges are rather localized phenomena, severe storm surge disasters are usually devastating and monitoring and risk analysis needs to be carried out globally to cover all regions. One of those activities is the regional Storm Surge Watch Scheme (SSWS) of the World Meteorological Organization (WMO).

WMO Storm Surge Watch Scheme (SSWS)

Severe storm surge disasters happened worldwide in the late 2000s. In particular, the Cyclone Nargis disaster in Myanmar in 2008 was the trigger for the establishment of a global range storm surge watch scheme. At the 60th WMO Executive Council held in June 2008, a request to facilitate development of a storm surge watch scheme was put to the WMO Secretary General. The schematic image is shown in Figure 1. Establishment of such a scheme was encouraged in all tropical cyclone regions, and each Regional Specialized Meteorological Center (RSMC) for tropical cyclones is expected to provide storm surge information.

In the North Indian Ocean, the Panel on Tropical Cyclones and RSMC-Delhi (Indian Meteorological Department IMD) firstly developed SSWS in the Region, and RSMC-Delhi started issuing storm surge graphical advisories in 2009. In the Western North Pacific where tropical cyclone (typhoon) activity is most active, RSMC-Tokyo

(Japan Meteorological Agency JMA) developed a regional storm surge forecasting system and issues real-time storm predictions to Typhoon Committee members. The operation started in June 2011 and products are gradually enhanced (Hasegawa et al., 2017). The current products are horizontal distribution maps, time series charts at 78 stations, and possible maximum storm surge map. RSMC La Reunion (Meteo-France) created a “cyclone surge atlas” for all coasts in the south Indian Ocean in 2013. Those atlases are the results of huge storm surge simulations with various assumed cyclonic conditions. The storm surge impacts are indicated in the atlases with classification of TC intensity. RSMC Nadi (Fiji Meteorological Service, FMS) is going to issue real time storm surge guidance to NMHSs in the South Pacific region soon. Some product examples are shown in Figure 2.

d. Integration of related factors

Although the storm surge model itself is not so changed, there are now numerous approaches to integrate related factors or to develop coupled models. Strictly speaking, a storm surge is defined as an anomaly from “regular sea level”. Such an anomaly indicates the magnitude of response to meteorological forcing, e.g. strong wind and pressure depression. It is a good indicator for evaluating the magnitude of the phenomena. However, it does not necessarily indicate the real risk of storm surge.

A disaster due to storm surge actually means coastal inundation. Inundation occurrence can be interpreted by total sea level which is determined by not only storm surges but also by astronomical tides and so on. Storm surge as anomaly is not sufficient for risk assessment, but total wa-

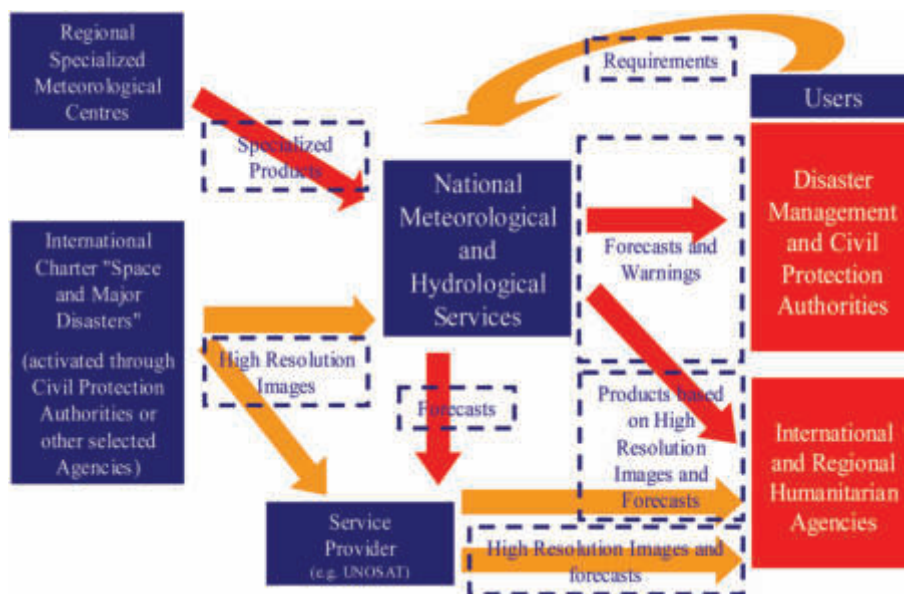


FIG. 1. The schematic image of Storm Surge Watch Scheme (SSWS)

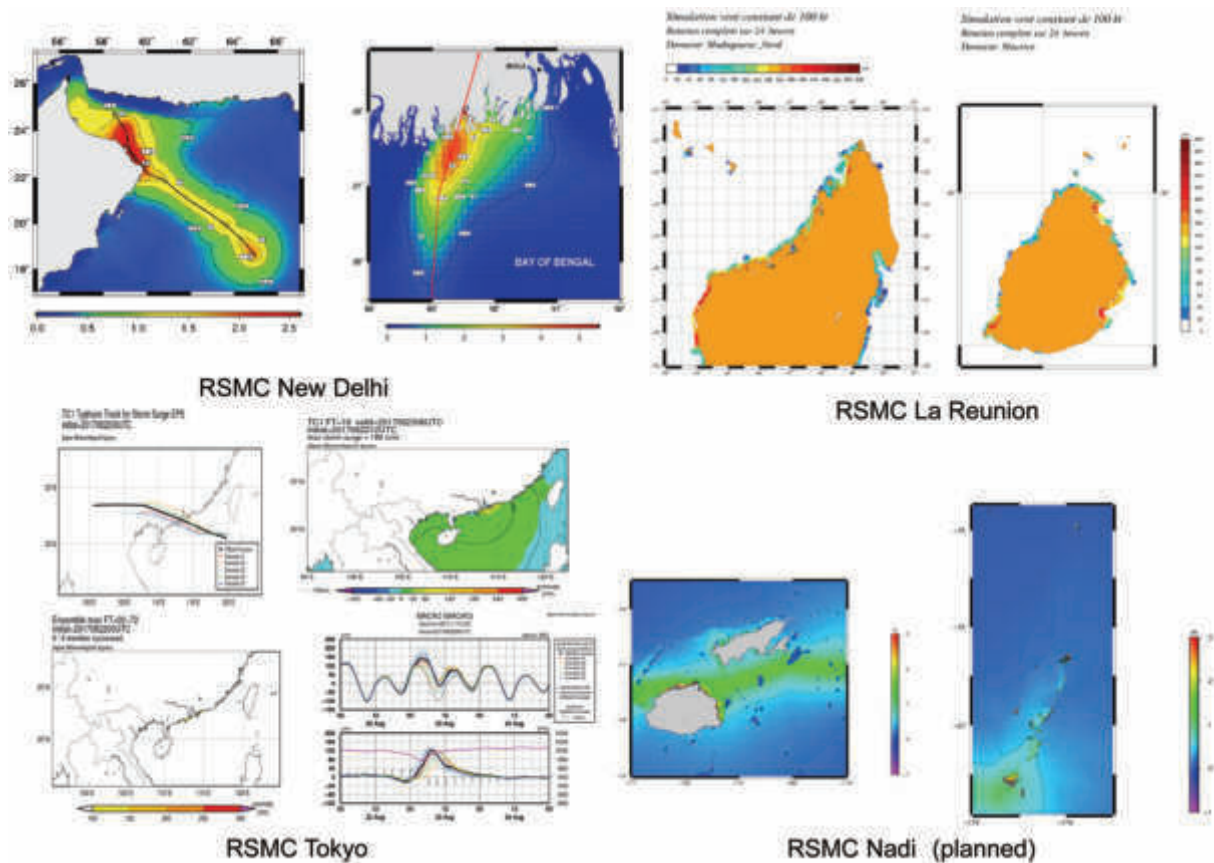


Fig. 2. SSWS Product samples issued by RSMCs

ter level is required. Therefore, we need to consider all of possible factors which may alter sea level.

Recently, various kinds of numerical models have been developed and are available for estimating other effects. There are several tide models, for example, FES 2014 (Carrere et al., 2015), TPXO.8 (Egbert et al., 1994; Egbert and Erofeeva, 2002), and GTSM (Kernkamp et al., 2011) calculate astronomical tides over the globe, and give reasonable tide values. Those models give tidal constituents which can be included with storm surge predictions.

Numerical wave models are widely used in many NHMSs. Recent operational wave models give very reasonable wave predictions. However, even though significant wave heights in offshore are accurate, wave setup, which is the key effect of waves in relation to storm surges, is not well resolved. It needs quite fine grid resolution (namely around 50 m) for models to accurately estimate wave setup (Sasaki and Iizuka, 2007), which may be acceptable in research models but is not always feasible in operational ones. Therefore, there are several attempts to develop a way for estimating wave setups in operational use. A simple formula for the coasts of Australia was developed for the Bureau of Meteorology's operational storm surge system

(O'Grady et al., 2015). Wave setup along the Australian coasts was first calculated with a fine mesh wave model and a regression equation was derived from the results. A similar approach was carried out in Environment Canada (Telford, 2015). JMA are developing a simple wave setup estimation model, which estimates wave modification in the shallow water zone. In the USA, National Center for Environmental Prediction (NCEP) is trying to develop a wave-surge coupled system in which a simple wave model, namely the second generation wave model is used (Westhuisen et al., 2015). The second generation wave model requires fewer computation resources than the third generation wave models, and such a coupled model can be used in operational environment.

It is widely accepted that wave setup is important for storm surges, especially for solitary islands or area of steep bathymetry where wind setup is less important. Figure 3 indicates the importance of wave setup at such a coast. When typhoon Haiyan hit the Philippines in 2013, wave setup had an effect comparable to storm surge and could have contributed to the total water level in Guiuan, which faces the deep and the Philippine Trench. In Tacloban, large storm surges were generated by the typhoon, but wave setup was

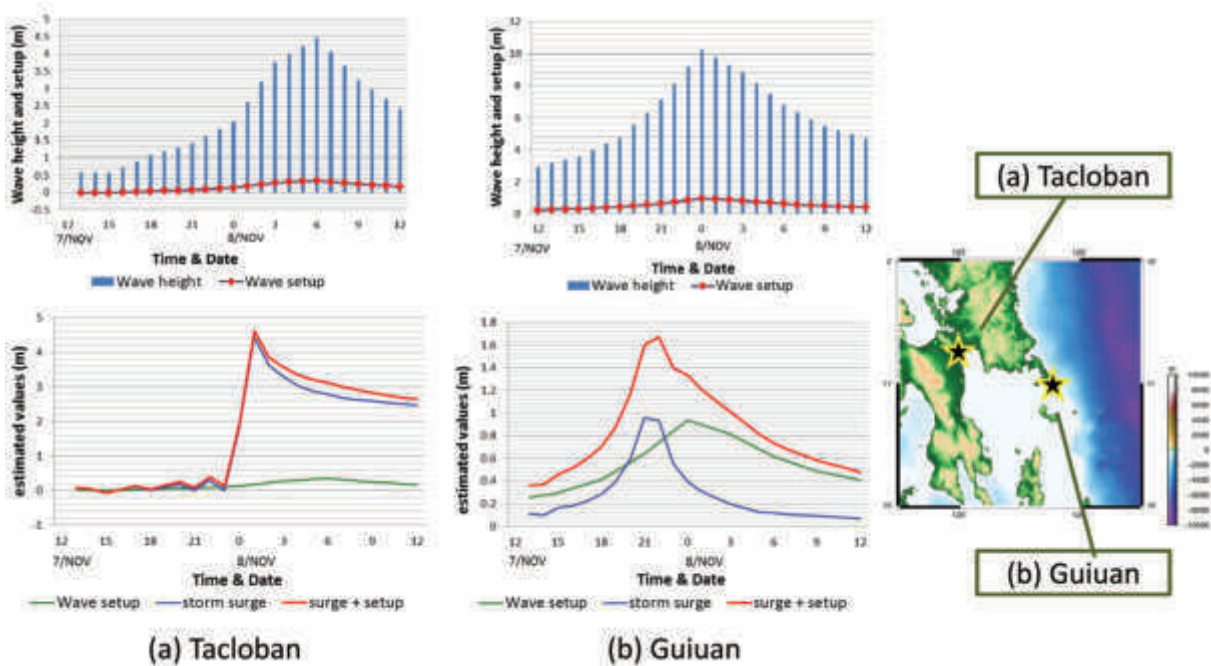


FIG. 3. Simulated wave heights, wave setup, and storm surges for the case of typhoon Haiyan (1430). The values are at (a) Tacloban and (b) Guiuan, in the Philippines.

not so large because the city is located in the inner part of Leyte Gulf. Developments of a method of estimating wave setup are ongoing, but they are not yet completed and further developments are expected.

Nowadays, many sophisticated hydrological models were developed that can provide river flow or flood information. The coupling with those models to storm surge models are not yet common, but it may also become popular eventually. There is such a project promoted by WMO.

WMO Coastal Inundation Forecast Demonstration Project (CIFDP)

JCOMM is leading the implementation of the WMO Coastal Inundation Forecasting Demonstration Project (CIFDP), jointly with WMO Technical Commission for Hydrology (CHy), to demonstrate how integrated coastal inundation forecasting and warnings can be improved and effectively coordinated by the NMHSs (WMO, 2013). CIFDP is aiming to develop an integrated system for inundation forecasts, which can be used in operational environment. The project deals with coordination of effective information and its flow to end users too. This is a demonstration project and it is intended to focus on demonstrating operational forecasting capabilities for integrated coastal inundation. Five sub-projects of CIFDP are implemented in Bangladesh, Dominican Republic, Fiji, Indonesia and Shanghai/China, and the Bangladesh sub-project was successfully completed in 2017.

The Bangladesh Meteorological Department (BMD) and

related authority stakeholders in the country worked together to develop an integrated warning system for coastal flooding. The system considered storm surges, tide, wave setup, and river floods and those effects are integrated by Delft-FEWS. An example is shown in Figure 4. The performance of the system was evaluated in the three most recent cyclones and its usefulness was verified. The system is now used in BMD as an operational system.

3. TC conditions for storm surge prediction inputs

TC conditions are indispensable for storm surge simulations. Reasonable storm surge predictions cannot be expected without accurate TC forecasts. Storm surges generated by TCs tend to have large anomalies and those behaviors are highly dependent on TC location and intensity. The accuracy of storm surge prediction is determined by surface wind and pressure fields in addition to bathymetry.

TC forecast skill has been continuously improving and now is fairly accurate, but currently is often insufficient for storm surge predictions. Many NMHSs operationally analyze and issue TC forecasts, such as location, intensity, strong wind areas etc. For storm surge predictions TC location and intensity are most important.

Conventionally, many storm surge models use wind fields derived from parametric models. Sea level pressures (SLPs) in the region of the TC are expressed by some empirical pressure profile such as Holland (1980), Schloemer (1954), or Fujita (1952). From the derived SLPs, wind fields are calculated by utilizing the gradient wind relation. An asym-

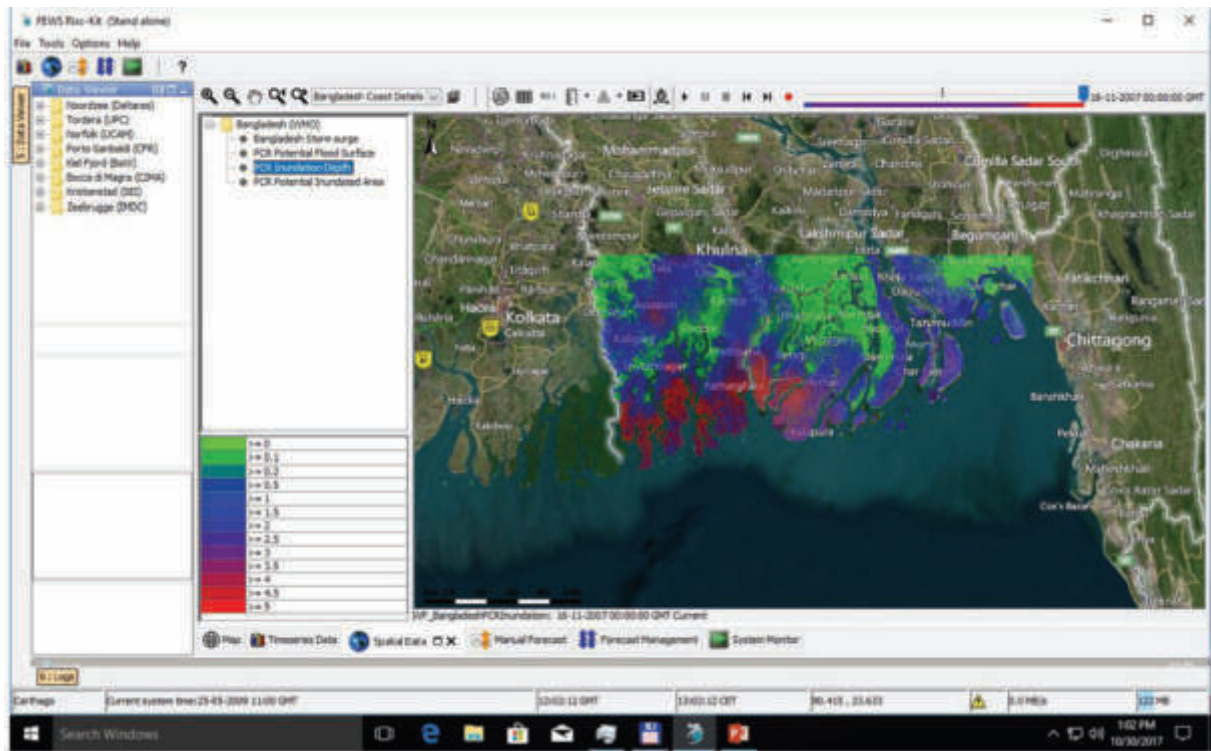


FIG. 4. Example of an inundation map of the CIFDP Bangladesh system.

metric wind component related with TC movement may be added too. This input condition may look very simplistic, it works well and gives reasonable storm surge values. In general, NWP models do not adequately resolve TC intensity, and parametric models with analyzed TC intensity may give better wind and pressure inputs. Besides, the TC track can be easily set in a parametric model, so as to adjust to official forecast or slightly shifted tracks. Therefore parametric models remain useful and will be continue to be utilized.

Parametric models also require the radius of maximum wind, which is a very important parameter for describing the storm extent. However, the parameter is determined empirically and contains large uncertainty. Several formulae for the radius exist, but there is still some room for improvement.

a. NWP products for storm surge input

Recently numerical weather prediction (NWP) models have been improved progressively and have fair skill in resolving tropical cyclone conditions. Track forecasts for short ranges have been improved and 24- hours forecast error is within about several tens of kilometers. The problem is that storm surges are critically dependent on landfall point, even a 10km error in the location may lead to large errors in storm surge predictions. Wind direction becomes opposite (onshore / offshore) around TC center, and a

large gap may be generated in storm surge values there. Moreover, the intensity from NWP models is generally underpredicted, which is typical when a TC is very strong or its size is small. Those predictions are not yet satisfactory for storm surge inputs and thus parametric models are still popular.

However, some recent results using high resolution non-hydrostatic models reasonably predict TC intensity, if initial conditions are well assimilated with observed data, or techniques of appropriate bogus vortex initialization are used. NWP models can provide detailed TC structure and wind fields because modulations by environmental pressure patterns or orographic effects are considered. The wind fields dynamically calculated by NWP models are much accurate in the cases when TC structures vary from the standardized forms used in parametric models. Figure 5 indicates that typhoon Kalmaegi (1415) was highly influenced by large-scale pressure patterns and the wind peak was located behind the typhoon center. The NWP model skillfully predicted the wind structure and led to better storm surge predictions. Such situations may often happen in extratropical transition stage too. When a typhoon hits a bay surrounded by mountainous lands, wind fields are modulated by orographic effects. The NWP model gave better wind fields than a simple parametric model, which led to more accurate storm surge predictions as shown in Figure 6.

Perhaps, NWP predictions will be used in storm surge

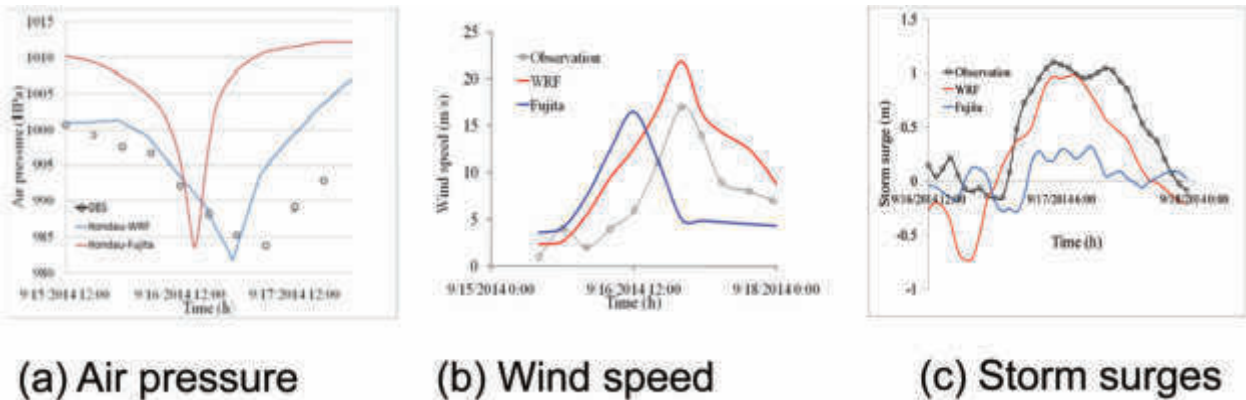


FIG. 5. Calculated and observed values at Hon Dau station for typhoon Kalmaegi in 2014. The graphs indicate (a) air pressures, (b) wind speeds, and (c) storm surges, respectively. The NWP was WRF model and Fujita's formula was used for the parametric model. (Thuy et al, 2014)

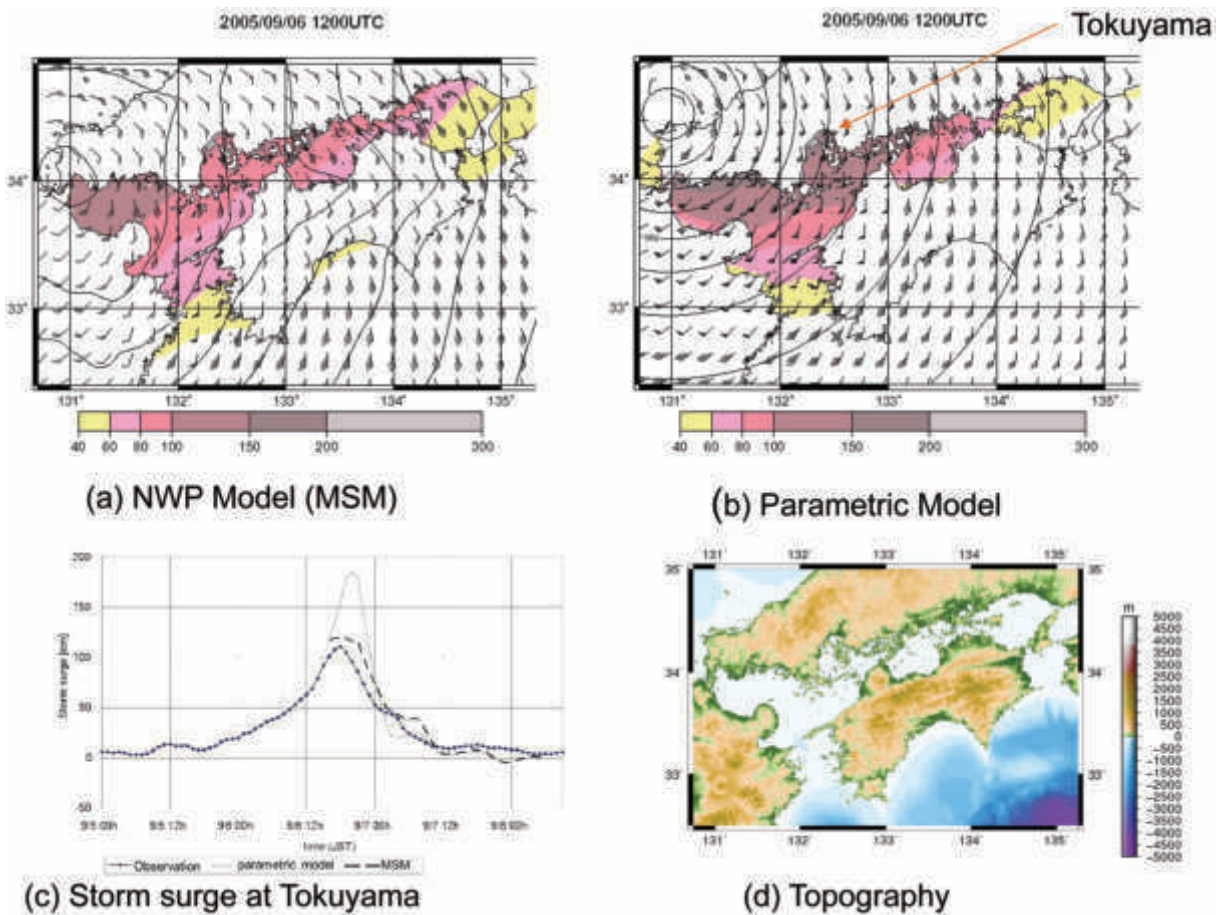


FIG. 6. Comparison of pressures, winds, and storm surges calculated by NWP model and parametric model. Calculated (a) NWP model MSM and (b) parametric model, for the case of typhoon Nabi in 2005. Calculated storm surges at Tokuyama and topography are also shown in (c) and (d) respectively.

predictions more and more in the future. The problem would be that NWP models do not always predict the exact same track or intensity as official forecasts. Some combination of NWP model and parametric model will still be necessary.

b. Ensemble forecast

We cannot entirely remove TC forecast errors, although the errors may become small. We need to consider a realistic amount of TC forecast error and incorporate this information into our storm surge forecasts. In such a condition, a single deterministic forecast is too uncertain to rely on, and thus probabilistic forecasts with multi-scenario (ensemble) predictions should be introduced.

There are several merits to ensemble forecasts. First, several kinds of storm surge values as mean (possible), maximum (worst) and minimum (optimum) are given. Ensemble forecasts also give spread information which helps interpret the reliability and range of predicted values. Besides, predicted ensemble mean (consensus) generally shows more stable and reliable conditions than a single forecast. In ensemble forecasts, the reliability becomes higher as the number of forecast member becomes larger but it requires more

computer resources. Therefore, a simple and fast storm surge model is desirable for a forecasting system with large number of ensemble members.

Ensemble products become very useful as forecast time is extended as 2 to 3 days when the TC track forecast error becomes larger. For storm surges, earlier warning is required for taking longer lead time, so that end-users can prepare or evacuate before the dangerous situation. For that purpose, ensemble storm surge forecasts will be necessary.

Storm surge forecasts with many ensemble members or multi-scenarios are gradually becoming more common in operational environment. NHC creates storm surge forecasts, considering the change of various kinds of parameters, location, intensity and size etc. All of those parameters are shifted around the official forecast, considering an error range. The storm surge values are statistically determined by the results. The Australian Bureau of Meteorology (BoM) has developed an ensemble storm surge system (Greenslade et al, 2017). Based on an official TC forecast track, 1000 possible tracks are produced by the method of DeMaria et al. (2009). Storm surge model runs are made with 200 ensemble members that are randomly chosen from these possible tracks. Some examples of the

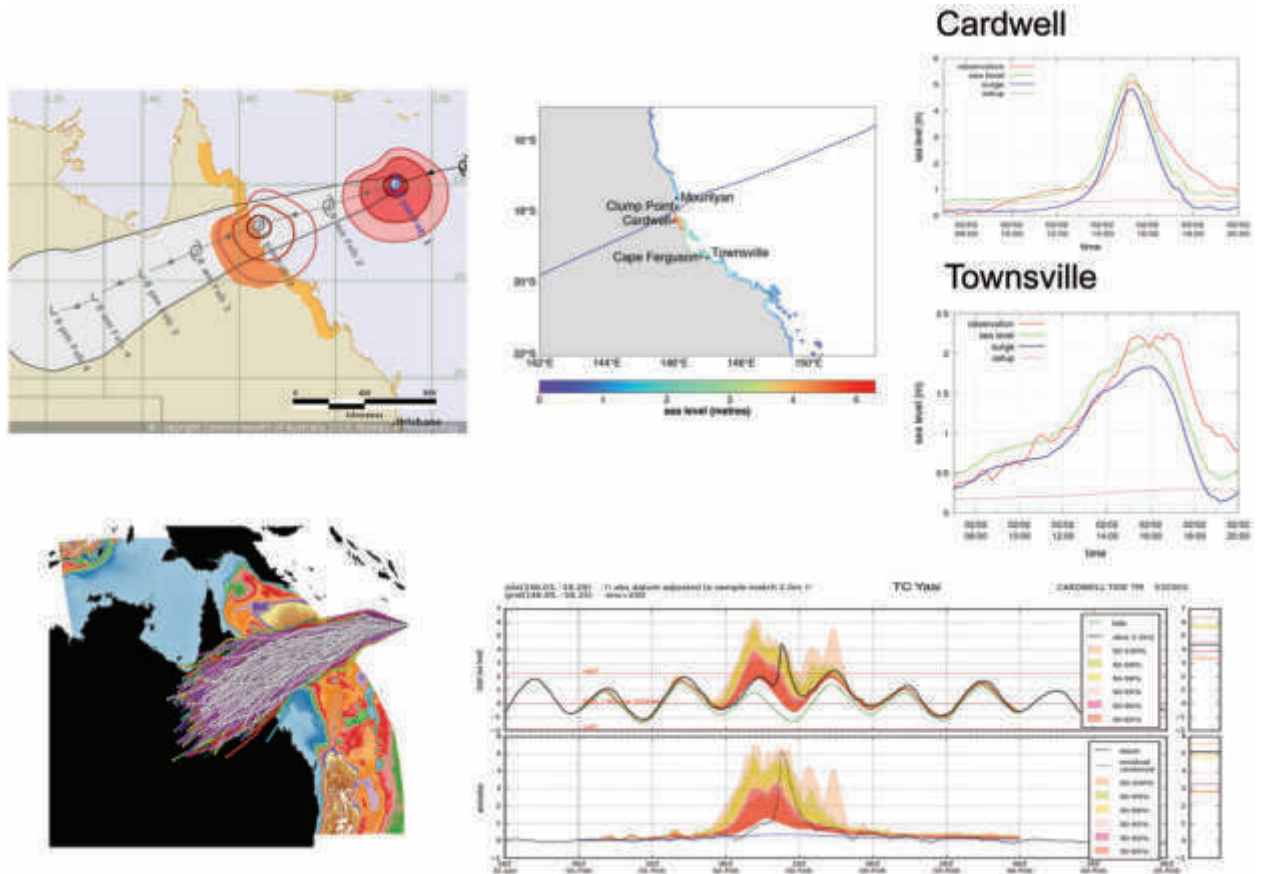


FIG. 7. Example of a storm surge ensemble forecast from the Bureau of Meteorology for TC Yasi in 2011. (Greenslade et al., 2017)

ensemble tracks and resulting forecasts for TC Yasi in 2011 are shown in Figure 7.

In storm surge ensemble forecasts, TC tracks are artificially created considering its forecast error range etc. There is another approach to make use of ensemble weather predictions. Weather models can predict possible TC tracks and spreads. They are determined with dynamical processes and environmental conditions. Basically, spreads of TC track forecasts are not the same among TCs and the values become narrow or broad. Such a dynamically calculated spread can be used in storm surge ensemble predictions. JMA started multi-scenario storm surge predictions with six typical typhoon tracks extracted using cluster analysis from an ensemble weather prediction system (Hasegawa et al., 2017).

Meteo-France in Reunion Island has developed an original method to generate ensemble scenarios around the RSMC's official track forecast in the SPICy project (Bonnardot et al., 2016). The method allows modulation of both tracks and intensity of the cyclone and is based on both climatological errors and the dispersion of the ECMWF EPS ensemble. A distinct probability is attributed to each scenario. Given this ensemble of meteorological forecasts, wind and pressure fields are generated through meso-scale modeling (Meso-NH model) for each individual scenario using a bogusing method. This high resolution ensemble of wind fields can finally be used for forcing a wave model and produce probabilistic forecast of oceanic and coastal conditions.

4. Informative products

Storm surges are possibly one of the least known phenomena to public. Even some NHMS forecasters are not so

familiar with this phenomenon. This may be because people who are living in land are not overly concerned about oceanographic phenomena. However, there may be other reasons.

The first reason is that large storm surge disasters seldom happen, compared with heavy rain or strong wind, and people tend to disregard storm surge risk. Even though they might have suffered from storm surges, people tend to forget and lose their sensitivity to storm surges if they occur rarely. There is a popular phrase in Japan by Torahiko Terada who was a researcher on earthquakes and a writer: “天災は忘れた頃にやって来る”, which means that “*A natural disaster strikes when people lose their memory of the previous one*”. It is a good thing that storm surge disasters do not happen frequently, but it also makes people tend to ignore the disaster. The public may forget about storm surge cases, NHMS staff must maintain memories of historical cases and knowledge on storm surges. In addition, education to the public and communication with stakeholders or residents are necessary for capacity building of storm surge risk management.

The second matter is that storm surge risk is not easily understood by the public. This is mainly because people do not know about storm surges but also because storm surges do not directly lead to disaster. As a matter of fact, small or moderate storm surges often happen but they seldom lead to disasters. What is storm surge disaster? It is coastal inundation, which is determined by total water level and land height as shown in Figure 8. When people talk about the risk of "storm surges", the main issue of concern is “coastal inundation”.

“Storm surges” is a technical term for expressing the phenomenon of abnormal sea level rise by meteorological

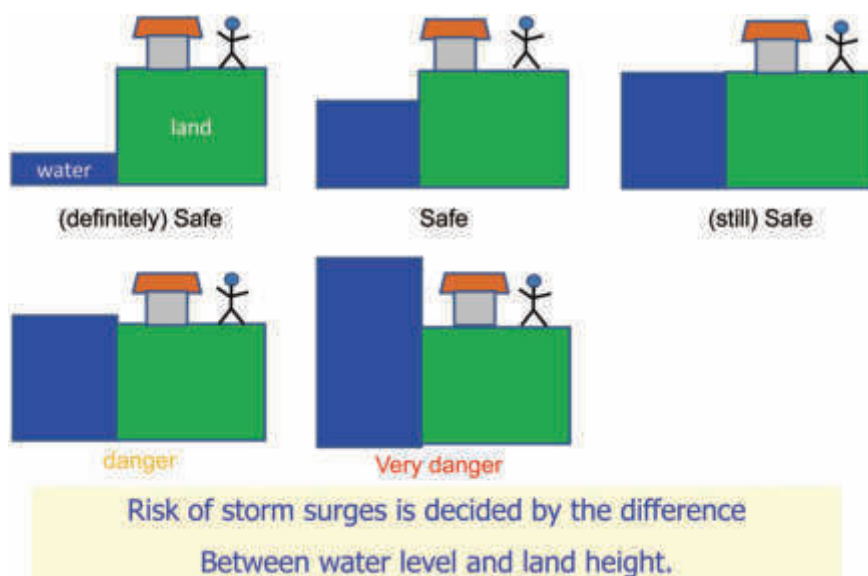


FIG. 8. Schematic image of Storm Surge Risk

forcing. By definition, storm surges refer only to anomaly from usual sea level and do not contain astronomical tides. The general public tends to use “storm surges” for expressing highly risen water levels or just mentioning the phenomenon, which is rather imprecise usage. Storm surge risk should be evaluated in regards of total sea level, considering of possibility of coastal inundation. There are several technical terms related with inundation as shown in Figure 9. Those terms are useful in the scientific world, but are very complicated to the public. Besides, total sea levels are decided by not only storm surges but also tide, waves, river flows etc. Those other effects must be included in discussing inundation risk.

Forecasting staff must understand those mechanisms and evaluate their contributions to total water levels as technical experts. However, the public does not need to know nor care about those mechanisms; they are just concerned about whether inundation may occur or not. This means some translation would be necessary for informing actual risk by storm surges to the public. This is quite different from other phenomena such as rain, because people can understand the meaning of rainfall amount. Storm surge risk should be communicated in a simple and user-friendly way. An example is the recent products issued from National Hurricane Center (NHC) of the USA.

National Storm Surge Hazard Map of NHC

NHC has made considerable efforts to improve storm surge information, based on experiences of storm surge cases by strong hurricanes. NHC tried to develop integrated information based on total water level in which surge, tides, waves, and fresh water and background anomaly are included. In addition, predicted water levels are converted to inundation guidance and issued as graphical images by utilizing a GIS tool. In the development of the product, they also engaged with experts in social science. The new

graphical images are plain and people can understand the risk much easier than text message warnings. The new product became operational in the 2017 hurricane season. The first official risk maps, shown in Figure 10, were issued for hurricane Harvey in 2017.

5. Summary

Recent progress in the field of storm surges is briefly summarized. To repeat, it is necessary for improvement in storm surges to integrate various topics, improvement in TC forecasts and their usages, user-friendly and communicative information, as well as knowledge on storm surge physics and development of storm surge forecasting systems. Storm surge models consist of rather simple physics and numerics, which is relatively well-understood and mature. However, there are strong requirements for detailed forecasts with fine mesh models or integrating other related factors to calculate total sea level. It is mainly because other numerical models, such as tide models, wave models, and hydrological models have been developed and are reliable, and thus, nowadays coupled systems become increasingly feasible. Those coupled systems will be main-stream in future, and many processes will be coupled eventually.

Improvement of TC information (analyses and forecasts) is very important issue itself, but is also crucial for storm surge forecasts, and thus, accurate TC forecasts are eagerly expected. Recent NWP models come to have ability for resolving fair TC intensity. NWP models dynamically estimate TC structure, more specifically pressure and wind fields. Those conditions can simulate more realistic storm surge behaviors than ideal parametric model input, and direct use of those predicted grid point values for storm surge forecasts will be spreading.

The other trend is probabilistic forecasting with ensemble systems. We cannot entirely remove TC forecast errors, and ensemble techniques provide would be practical way for

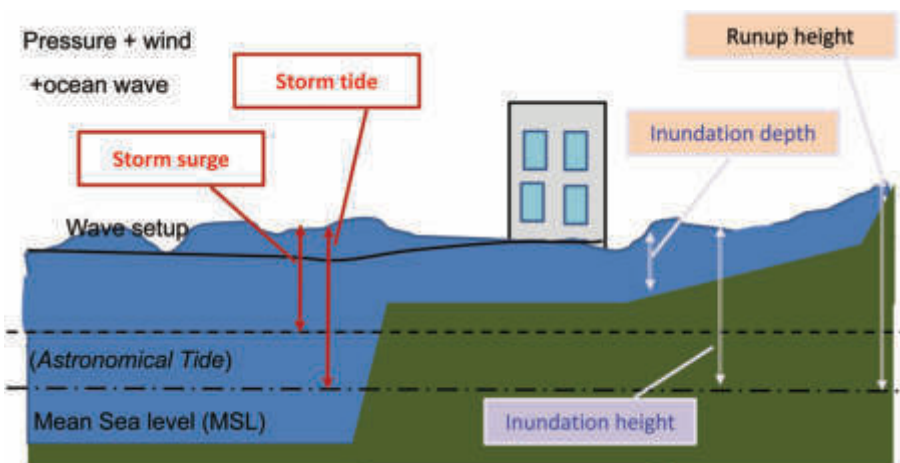


FIG. 9. Terms related with storm surges and inundation

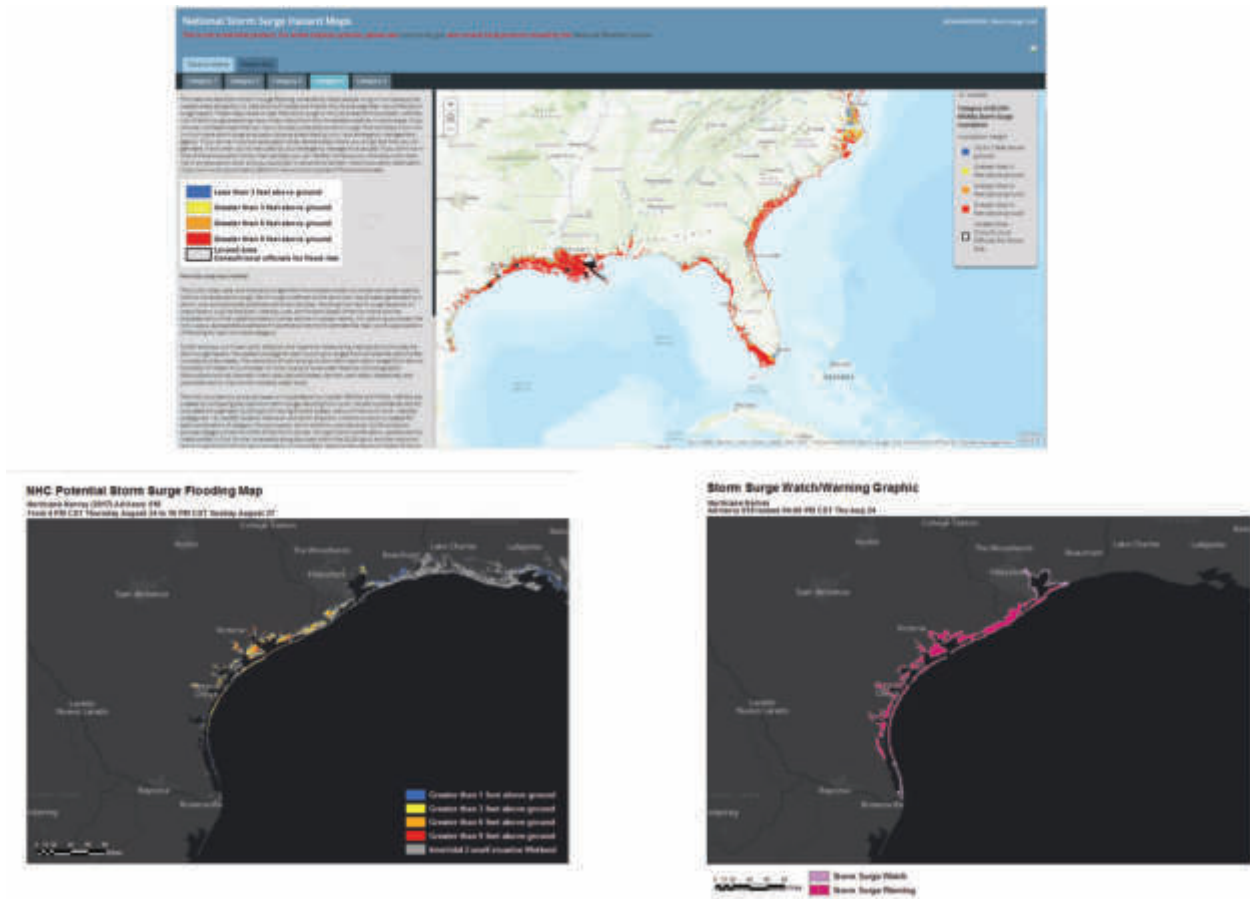


FIG. 10. Example of storm surge hazard map of NOAA NHC and NWS. The first operational risk map issued for Hurricane Harvey in 2017.

estimation of possible storm surges, including uncertainty and probability. Ensemble weather prediction systems are now widely used in many NHMSs and those predictions will give very useful storm surge predictions. However, the grid resolutions of EPS models are generally coarser than deterministic models and there is a concern that TC intensity would not fairly be resolved in EPS models. Improvement of EPS TC forecasting skill is also expected.

Even if storm surge forecasts are accurate, it is in vain if the risk is not well understood to the end user. People do not have much knowledge on storm surge characteristics, and they may forget because storm surges seldom happen. Education for the public, and communication with stakeholders and residents is necessary. Simple information which public people can easily understand is very important in disaster risk managements (DRM). Especially, storm surge is not a widely understood phenomenon by the general public, it is quite difficult to appropriately inform end users of the potential hazard. Since storm surge disaster means coastal inundation, the risk should be issued in

relation to water level above ground (inundation), instead of just mentioning a phenomenon such as anomaly (storm surge). Recent development of forecasting models may enable the estimation of total sea level, and thus inundation heights. However, people usually do not know their elevation heights and we may further convert inundation heights (from mean sea level) to inundation depths above their local land height. To estimate inundation depth, we also need high mesh land elevation data may not be available in multiple countries. Inundation depth information may be not an easy task but remains a goal for the future.

Finally, we would like to stress the importance of observations, which was not so much discussed in the workshop. Storm surges are mainly observed by tide gauges. Much observed data are now shared under the Global Sea Level Observing System (GLOSS); however the number of tide stations is far from satisfactory, especially in developing countries where storm surges happen. A more dense observation network is desired, but it is not an easy task to install and maintain many tide stations along whole coast lines

because of cost.

Recently remote sensing with micro-wave sensors of satellites becomes a popular way to obtain ocean observations. One of the many challenges associated with this data is that those satellites other than altimeters cannot directly observe storm surges because storm surges are limited in coastal area where satellite sensors are unable to measure. In addition, polar orbiting satellites will infrequently observe TC area and the storm surge might be missed. Various communities need to collaborate for constructing tide observing networks. Tide observations are used for not only storm surge monitoring but also for tsunamis, so a dense tide observing network is useful for multi-purposes.

In regards of observations, we may expect indirect merits. If data from coastal weather radars or space-borne satellites can be assimilated to correct TC intensity or structure, the modified TC condition surely lead to better storm surge forecast. Better observations should be expected to contribute to storm surge forecast improvements, even though it does not directly measure storm surges.

Acknowledgments

The first author would like to show appreciation to all co-authors who are listed in alphabetical order, not the degree of contribution. The authors would like to thank Prof. Uma Charan Mohanty and Dr. Jeff Steward, other presentators in the storm surge session, for their contributions to the workshop and helpful comments to this summary report. The authors also would like to thank all the workshop participants for their fruitful discussions.

Figure 5 was created by a part of the fund of the project "Study the mechanism of the after-runner storm surge in the north coast of Vietnam by a coupled numerical model and propose the improvement technology of forecasting storm surge under the climate change", by Vietnam National Foundation for Science and Technology Development (NAFOSTED).

References

- Bonnardot F., H. Quetelard, O. Bousquet, D. Barbary, S. Bielli, C. Barthe, J. Meister, S. Lecacheux, R. Pedreros, F. Paris, E. Chateauminois, A. Nicolae-Lerma, J. Rohmer, R. Recouvreur, M. C. Germain, S. Sauvagnagues, P. A. Ayrat, F. Tena-Chollet. 2016: An integrated tool for forecasting tropical cyclone and induced floods. Poster of 32nd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, <http://spicy.brgm.fr/en>.
- Carrere, L., F. Lyard, M. Cancet, and A. Guillot, 2015: FES 2014, a new tidal model on the global ocean with enhanced accuracy in shallow seas and in the Arctic region. *Geophysical Research Abstracts*, **17**, EGU2015-5481-1, EGU General Assembly 2015.
- Chen, C., R. C. Beardsley and G. Cowles, 2006: An unstructured grid, finite-volume coastal ocean model (FVCOM) system. Special Issue entitled "Advance in Computational Oceanography", *Oceanography*, **19**(1), 78-89.
- DeMaria, M. J. A. Knaff, R. Knabb, C. Lauer, C. R. Sampson, and R. T. DeMaria, 2009: A new method for estimating tropical cyclone wind speed probabilities. *Wea. Forecasting*, **24**, 1573-1591.
- Dube, S. K., Indu Jain, A.D. Rao and T.S. Murty, 2009: Storm surge modeling for the Bay of Bengal and Arabian Sea". *Natural Hazards*, DOI 10.1007/s11069-009-9397-9.
- Egbert, G. D., A. F. Bennett, and M. G. G. Foreman, 1994: TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model. *J. Geophys. Res.*, **C12**, 24821-24852.
- Egbert, G. D. and S. Y. Erofeeva, 2002: Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides. *J. Atmos. and Ocean. Tech.*, **19**, 183-204.
- Fujita, T., 1952: Pressure Distribution Within Typhoon. *Geophys. Mag.*, **23**, 437 - 451.
- Greenslade, D., J. Freeman, H. Sims, S. Allen, F. Colberg, E. Schulz, M. Velic, P. Divakaran, J. Kepert, A. Taylor, A. Donaldson, R. Bailey, M. Entel, 2017: An Operational Coastal Sea Level Forecasting System. Coasts & Ports 2017 Conference - Cairns, 21-23 June.
- Hasegawa, H., N. Kohno, M. Higaki, and M. Itoh, 2017: Upgrade of JMA's Storm Surge Prediction for the WMO Storm Surge Watch Scheme (SSWS). Technical review, RSMC Tokyo-Typhoon Center, **19**, 1-9.
- Holland, G. J., 1980: An analytical model of the wind and pressure profiles in hurricanes. *Mon. Weather Rev.*, **108**, 1212-1218.
- Kernkamp, H. W. J., A. Van Dam, G. S. Stelling, and E. D. de Goede, 2011: Efficient scheme for the shallow water equations on unstructured grids with application to the Continental Shelf. *Ocean Dyn.* **61**, 1175-1188.
- Luettich, R. A., and J. J. Westerink, 2004: Formulation and numerical implementation of the 2D/3D ADCIRC finite element model version 44. http://adcirc.org/adcirc_theory_2004_12_08.pdf.
- Needham, H.F., B. D. Keim, and D. Sathiaraj, 2015: A review of tropical cyclone-generated stormsurges: Global data sources, observations, and impacts. *Rev. Geophys.*, **53**, 545-591.
- O'Grady, J., K. McInnes, R. Hoeke, 2015: Forecasting maximum wave setup hazards around Australia, conference paper in Coast and Ports, Engineering Australia.
- Sasaki, W. and S. Iizuka, 2007: Sensitivity of model resolution to wave setup calculation. Poster in JCOMM 1st Storm Surge Symposium.
- Schloemer, R. W., 1954: Analysis and synthesis of hurricane wind patterns over Lake Okechobee, Florida. Hydrometeorology Rep. 31, Dept. of Commerce, Washington, DC, 49 pp.
- Telford, D. R., 2015: The Current State and Future Developments for the inclusion of Waves in Coastal flooding forecasting in Newfoundland and Labrador, presentation in 14th International Workshop on wave Hindcasting & forecasting and 2nd international Storm Surge Symposium. <http://www.waveworkshop.org/14thWaves/index.htm>.
- Thuy, N.B.; Cuong, H.D.; Tien, D.D.; Chien, D.D., and Kim, S. Y., 2014. Assessment of changes in sea-level caused by Typhoon Kalmegi Sept./2014 and forecast problems. *Scientific and Technical Hydro-Meteorological Journal*, **64**(7), 16-20 (in Vietnamese).
- WMO, 2013: CIFDP brochure. http://www.jcomm.info/images/stories/2013/cifdp_march2013.pdf
- Zhang, Y., and A. M. Baptista, 2008: SELFE: A semi-implicit Eulerian-Lagrangian finite-element model for cross-scale ocean circulation. *Ocean Modell.*, **21**(3-4), 71-96.



Effect of river vegetation with timber piling on ship wave attenuation: Investigation by field survey and numerical modeling



Nguyen Ba Thuy^{a,*}, N.A.K. Nandasena^b, Vu Hai Dang^c, Sooyoul Kim^d, Nguyen Xuan Hien^e, Lars Robert Hole^f, Tran Hong Thai^g

^a Vietnam National Hydrometeorological Forecasting Center, No 4 Dang Thai Than, Hoan Kiem, Hanoi, Vietnam

^b Department of Civil and Environmental Engineering, Faculty of Engineering, University of Auckland, Private Bag 92019, Auckland 1142, New Zealand

^c Institute of Marine Geophysics and Geology, 18 Hoang Quoc Viet, Cau Giay, Hanoi, Vietnam

^d Graduate School of Engineering, Tottori University, Koyama-cho Minami, Tottori 680-850, Japan

^e Vietnam Institute of Meteorology, Hydrology and Environment, 23/62 Nguyen Chi Thanh, Dong Da, Hanoi, Vietnam

^f Division of Oceanography and Maritime Meteorology, Norwegian Meteorological Institute, Bergen, Norway

^g National Hydrometeorological Service of Vietnam, No3 Dang Thai Than, Hoan Kiem, Hanoi, Vietnam

ARTICLE INFO

Keywords:

Ship wave
Timber piling
River vegetation
Erosion

ABSTRACT

The objective of this study is to investigate the effects of river vegetation and timber piling on the attenuation of ship-generated waves that cause erosion at river bank. A numerical model based on two-dimensional Boussinesq-type equations was developed to predict the ship wave propagation through river vegetation and timber piling. The model was validated with the field data and found that the model can reproduce well the field data when the disturbances from tides and winds were minimal. The numerical model was then used to simulate ship wave propagation through a belt of river vegetation consist of *Rhizophora apiculata*, a dominant type of mangroves planted in the Ca Mau River in the south Vietnam, and a timber piling. A 200 m long timber piling, parallel to the river bank, at 10 m from the bank reduced 51% and 89% of run-up height and wave force at the bank, respectively. If the timber piling combined with 20 m width of the vegetation the run-up height and wave force were reduced further 61% and 95%, respectively.

1. Introduction

Ship-generated waves (ship waves) have been researched for a long time in both theoretical and practical aspects with different aims. Since the middle of the nineteenth century, many scientists and engineers had studied about waves generated by ships (Rankine, 1868; Froude, 1877; Kelvin, 1887a, 1887b). After that, Havelock (1908), Johnson (1958), Sorensen (1969), Kofoed-Hansen et al. (1999), and Whittaker et al. (2001) developed ship wave theory and also conducted model experiments to validate their theories. A number of scientists have been using Boussinesq-type models for simulating ship waves in shallow water. Tanimoto et al. (2000) developed a simulation method to calculate ship waves in shallow water and studied ship waves in a channel restricted by vertical walls. Dam et al. (2006) investigated the transformation of ship waves on sloping bottom by a Boussinesq model and suggested that the refraction on slope is similar to the ordinary wind waves have. Dam et al. (2008) discussed the effect of Froude number on the characteristics of ship waves in a narrow channel restricted by vertical walls, based on observed data and the results

computed by a two-dimensional model in which wave breaking was considered.

Ship waves, depending mainly on their energy possessed, have been recognized as a threat to the environment. Kirkegaard et al. (1998) reported that a large number of vessels moving at high speed caused a danger to recreational use of beaches. Regarding environmental aspects, Nakase et al. (1999) concluded that the ship waves have a great impact on the activities in aquaculture. By using Michell's thin-ship theory, Dong et al. (2009) studied the impact of ship waves on marine structures and pointed out that the forces induced by ship waves are an important factor contributing to the damage to coastal structures and offshore structures as well.

Both aquatic vegetation and timber piling have been shown to be effective in minimizing wave energy. Coops et al. (1996) conducted an experiment to investigate wave forces that affected by bank slope and water depth, and that interfered with the emerged vegetation as well. Their results showed that the waves transmitted through the vegetation lose energy due to the resistance offered by the vegetation and bottom surface. Although a 4 m wide-band of vegetation can be regarded as a

* Corresponding author.

E-mail address: thuybanguyen@gmail.com (N.B. Thuy).

strip, wave height measurements in did show wave attenuation to occur. Roo and Troch (2010) evaluated reduction in the force by ship waves through the off-bank timber piling along the river Lys (Zulte, Belgium) by field observation data. They showed that a single row of off-bank piling cannot reduce the height of the primary wave system but only 20% reduction in the secondary wave system. Based on field data of river-bank erosion caused by boat-generated waves, Nanson et al. (1994) reported that the major threshold in erosive energy of ship waves is associated with the peak waves. Very recently, Trung et al. (2015), based on the field investigation in the Ca Mau River, Vietnam, pointed out that two types of vegetation *Rhizophora apiculata* (*R. apiculata*) and *Nypa fruticans* (*N. fruticans*) are able to dissipate wave energy and therefore have a high potential for riverbank protection. They found further that *R. apiculata* is more effective than *N. fruticans* in wave height reduction, although its porosity is greater. It is evident that those studies have been based mainly on field surveys and/or experimental studies. There is lack of numerical modeling studies which may help explore this problem at prototype scale.

In this paper, the effect of river vegetation and timber piling on the reduction of ship wave-generated run-up height and force on the bank of the Ca Mau River was analyzed by a new numerical model. The numerical model was based on two-dimensional Boussinesq equations (Dam et al., 2006), but was developed to simulate the wave run-up on the bank, with the resistance by vegetation and timber piling. Field surveys were conducted in a section of the Ca Mau River to measure the characteristics of ship waves (water surface fluctuation, current velocity, and run-up on the bank) for different ship speeds and those were used to validate the model. The numerical model then was applied to another section of the Ca Mau River where river vegetation and timber piling have been employed to minimize the bank erosion caused by ship waves.

2. Numerical method

2.1. Governing equations

The new numerical model (Eqs. (1)–(3)) to simulate ship wave run-up through vegetation was based on Boussinesq-type equations (Madsen and Sørensen, 1992; Dam et al., 2006). The coordinate system O_{xy} such that the origin O lies on the immobilized water-plane and the x -axis points in the direction of ship's forward motion while the y -axis perpendicular to the bank. The moving ship boundary (Chen and Sharma, 1995; Tanimoto et al., 2000; Dam et al., 2006, 2008) was used. The governing equations are written as:

$$b \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial Q_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q_x^2}{d} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q_x Q_y}{d} \right) + g d \frac{\partial \eta}{\partial x} - R_{bx} + \frac{\rho g n^2}{\rho d^{7/3}} Q_x \sqrt{Q_x^2 + Q_y^2} + \frac{F_x}{\rho} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} &= \left(\beta + \frac{1}{3} \right) h^2 \left(\frac{\partial^3 Q_x}{\partial t \partial x^2} + \frac{\partial^3 Q_y}{\partial t \partial x \partial y} \right) + h \frac{\partial h}{\partial y} \left(\frac{1}{6} \frac{\partial^2 Q_y}{\partial x \partial x} \right) \\ &+ \beta g h^2 \left\{ \frac{\partial h}{\partial x} \left(2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial h}{\partial y} \frac{\partial^2 \eta}{\partial x \partial y} \right\} + \beta g h^3 \left(\frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} + \frac{\partial^3 \eta}{\partial x \partial y^2} \right) \\ &+ h \frac{\partial h}{\partial x} \left(\frac{1}{3} \frac{\partial^2 Q_x}{\partial t \partial x} + \frac{1}{6} \frac{\partial^2 Q_y}{\partial t \partial y} \right) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} &\frac{\partial Q_y}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q_x Q_y}{d} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q_y^2}{d} \right) + g d \frac{\partial \eta}{\partial y} - R_{by} + \frac{\rho g n^2}{\rho d^{7/3}} Q_y \sqrt{Q_x^2 + Q_y^2} \\ &+ \frac{F_y}{\rho} \quad (3) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} &= \left(\beta + \frac{1}{3} \right) h^2 \left(\frac{\partial^3 Q_x}{\partial t \partial x \partial y} + \frac{\partial^3 Q_y}{\partial t \partial y^2} \right) + h \frac{\partial h}{\partial x} \left(\frac{1}{6} \frac{\partial^2 Q_x}{\partial t \partial y} \right) \\ &+ \beta g h^2 \left\{ \frac{\partial h}{\partial y} \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + 2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial^2 \eta}{\partial x \partial y} \right\} + \beta g h^3 \left(\frac{\partial^3 \eta}{\partial x^2 \partial y} + \frac{\partial^3 \eta}{\partial y^3} \right) \\ &+ h \frac{\partial h}{\partial y} \left(\frac{1}{6} \frac{\partial^2 Q_x}{\partial t \partial x} + \frac{1}{3} \frac{\partial^2 Q_y}{\partial t \partial y} \right) \end{aligned}$$

where $\eta(x, y, t)$ is the water surface elevation, $Q_x(x, y, t)$ and $Q_y(x, y, t)$ the depth-integrated velocity components in x and y directions, respectively, t the time, $h(x, y)$ the still water depth, g the gravitational acceleration, β the correction factor of the dispersion term ($\beta=1/15$), $d(x, y, t)$ the total water depth ($d=\eta+h$), and $b(x, y, t)$ the slot width parameter which was described in detail in the Section 2.2. R_{bx} and R_{by} are the eddy viscosity terms (Kennedy et al., 2000; Dam et al., 2006) as:

$$R_{bx} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu \frac{\partial Q_x}{\partial x} \right) + \frac{1}{2} \left[\frac{\partial}{\partial y} \left(\nu \frac{\partial Q_x}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu \frac{\partial Q_y}{\partial x} \right) \right] \quad (4)$$

$$R_{by} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu \frac{\partial Q_y}{\partial y} \right) + \frac{1}{2} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\nu \frac{\partial Q_x}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu \frac{\partial Q_y}{\partial x} \right) \right] \quad (5)$$

Where ν is the kinematic viscosity.

F_x, F_y the drag resistance due to the presence of vegetation in x and y directions, respectively. F_x, F_y are written as:

$$F_x = \frac{1}{2} \gamma C_{D-all} b_{ref} d \frac{Q_x \sqrt{Q_x^2 + Q_y^2}}{d} \quad (6)$$

$$F_y = \frac{1}{2} \gamma C_{D-all} b_{ref} d \frac{Q_y \sqrt{Q_x^2 + Q_y^2}}{d} \quad (7)$$

where, γ is the tree density (number of trees/m²), and C_{D-all} the depth-averaged equivalent drag coefficient considering the vertical strand structure of tree, which was defined by Tanaka et al. (2007) as:

$$C_{D-all}(d) = C_{D-ref} \frac{1}{d} \int \alpha(z_G) \beta(z_G) dz_G \quad (8)$$

$$\alpha(z_G) = \frac{b(z_G)}{b_{ref}} \quad (9)$$

$$\beta(z_G) = \frac{C_D(z_G)}{C_{D-ref}} \quad (10)$$

where $b(z_G)$ and $C_D(z_G)$ are the projected width (diameter) on a vertical plane perpendicular to flow direction and drag coefficient of a tree at the height z_G from the ground surface, respectively, and b_{ref} and C_{D-ref} are the reference projected width at $z_G=1.2$ m and reference drag coefficient of the trunk (=1.0), respectively.

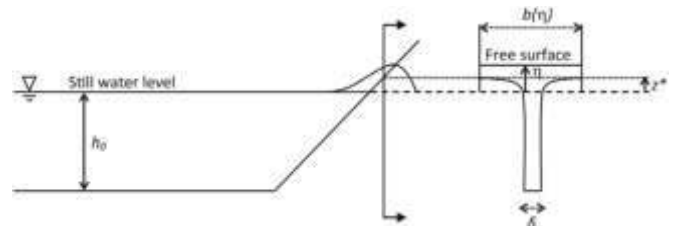


Fig. 1. A schematic view of a channel with the presence of a narrow slot (modified from Kennedy et al., 2000).

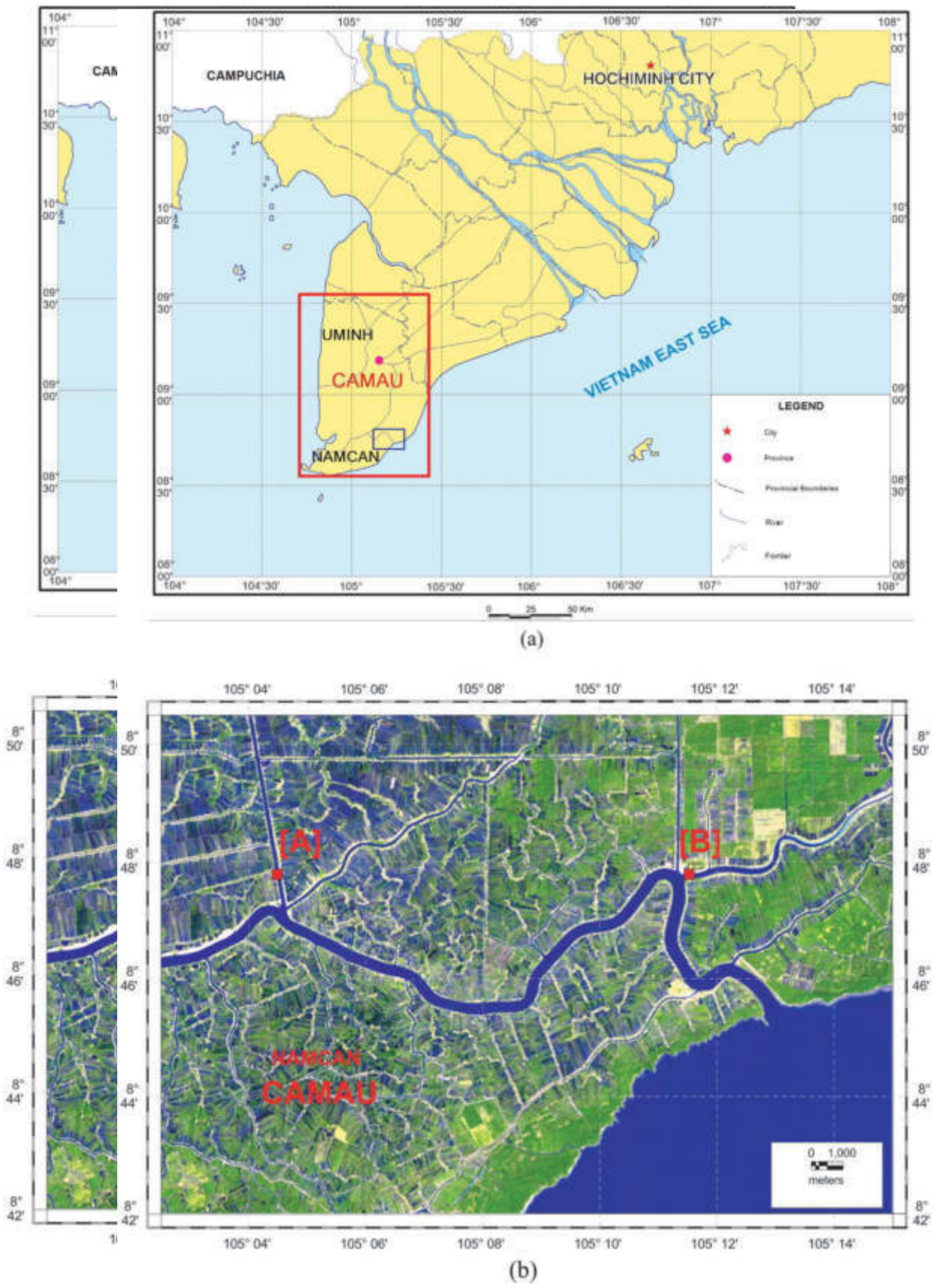


Fig. 2. (a) Ca Mau Province where the Ca Mau River flows through, (b) locations of site 1 [A] at Nang Keo and site 2 [B] at Kinh Sang Rivers.

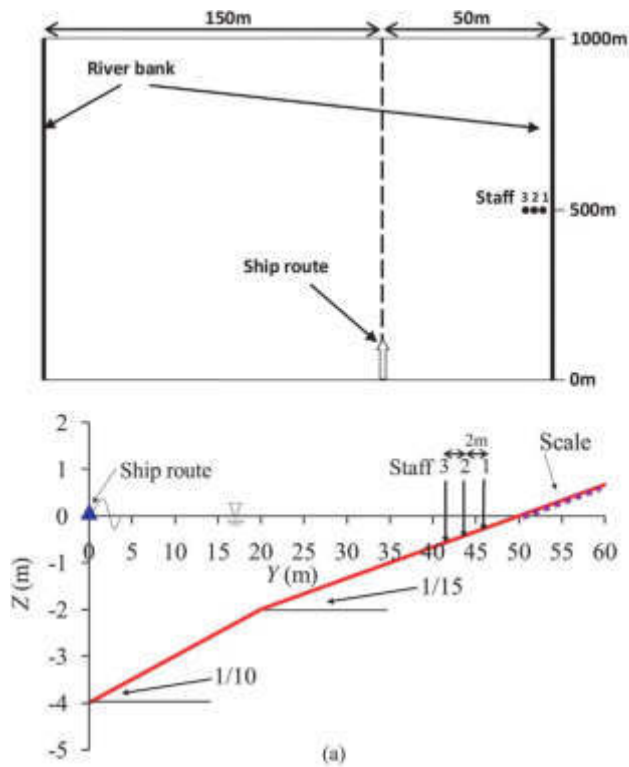


Fig. 3. (a) Schematic of plan and cross sections of the river with the locations of staffs to measure water surface elevation and scale to measure run-up at site 1, Nang Keo River, (b) video camera and staffs in place.

2.2. Modeling wave run-up

In the case of run-up simulation by the numerical model, one of the difficult points was the numerical treatment of the moving boundary (moving shoreline). In this study, instead of tracking the moving boundary during wave run-up and rundown on the slope, the entire computational domain was considered by employing an improved version of the slot or permeable slope technique proposed by Kennedy et al. (2000) for simulation of run-up. This technique assumes that, instead of being solid, the beach is porous or contains narrow slots, so it is possible for the water level to be below the bed elevation. Fig. 1 shows a schematic of a wave flume with a sloping bottom in the



Fig. 4. High-speed ship used to generate waves at site 1, Nang Keo River.

Table 1
Parameters of high-speed ship used to generate waves.

Type of ship	Length (m)	Width (m)	Horsepower	Draft (m)	Speed (m/s)
High-speed ship (34 seats)	21.75	8.5	320	1.65 m	2.8, 5.6, 8.3, 11.1, 12.5, 13.9, 16.7



Fig. 5. A typical timber piling constructed by residents, combined with vegetation for protecting river bank from ship waves in Kinh Sang River.

presence of a narrow slot (modified from Kennedy et al., 2000). The width of the wave flume is defined as:

$$b(\eta) = \begin{cases} 1, & \eta \geq z^* \\ \delta + (1 - \delta)e^{-\lambda(\eta - z^*)/h_0}, & \eta < z^* \end{cases} \quad (11)$$

in which δ is the slot width relative to a unit width of bed; λ is the shape parameter that controls the smooth transition of the cross-sectional area from the unit width to the slot width; z^* denotes the elevation of seabed where $b=1$; h_0 is a reference water depth that must be deeper than the water depth at the lower limit of swash zone. In the case of two-dimension, $b(\eta)$ is the function of the local surface elevation and depending on x , y and time t and $b(x,y,t)$ is unity for the water surface above the bed and decays exponentially to the value δ whenever the water surface disappears into the slot. For the stability of the model δ should be chosen in the interval of 0.01 to 0.001 and λ of

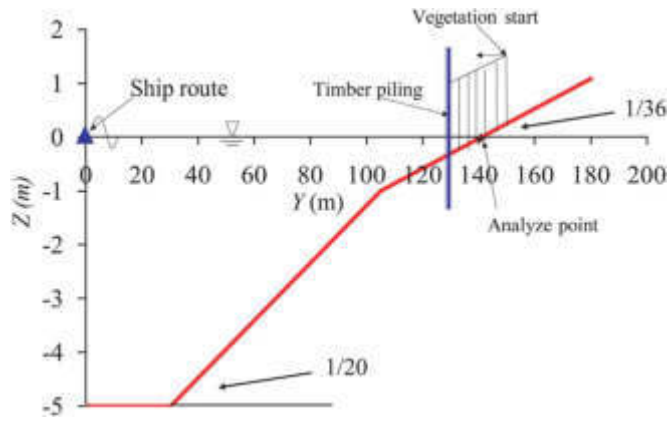


Fig. 6. Schematic of river cross section with timber piling and vegetation at site 2, Kinh Sang River.

the order 100. The cross-sectional area of the channel under the water surface can be expressed by integration:

$$A(x, y, t) = A(\eta) \equiv \int b(z) dz \tag{12}$$

or

$$A(\eta) = \begin{cases} (\eta - z^*) + \delta(z^* + h_0) + \frac{(1-\delta)h_0}{\lambda}(1 - e^{-\lambda(1+z^*/h_0)}) & \eta \geq z^* \\ \delta(\eta + h_0) + \frac{(1-\delta)h_0}{\lambda}e^{-\lambda(\eta-z^*)/h_0}(1 - e^{-\lambda(1+z^*/h_0)}) & \eta < z^* \end{cases} \tag{13}$$

The Eqs. (1)–(13) are solved implicitly by the finite difference technique, with the variables defined on a space staggered rectangular grid. In a time step, the solution is first made in the x-momentum equation followed by a similar solution in the y-direction. For the numerical simulation, the uniform grid size of 1.0 m in both x and y directions and time step of 0.015 s were selected. The Manning’s roughness coefficient *n* was set to 0.02 (Trung et al., 2015). The governing equations, and boundary conditions for wave generation due to ship motion have been referred from Tanimoto et al. (2000), and Dam et al. (2006, 2008).

2.3. Forces induced by ship waves

A ship wave force vector (\vec{F}) was defined by the following equation (Tanimoto et al., 2007):

$$\vec{F}^* = \frac{1}{2} \rho d \vec{V} |\vec{V}| \tag{14}$$

where *V* is the flow velocity. This is the potential force integrated over the flow depth *d* and corresponds to the total drag force due to ship waves acting on a virtual high column with a unit width and a unit drag coefficient.

3. Field measurements

In the Ca Mau River system (Fig. 2a), there have been hundreds of erosion places on the river bank, which caused significant damage to people’s lives, economic activities, land-use planning and the environment. One of the reasons that directly causes erosion is the ship waves

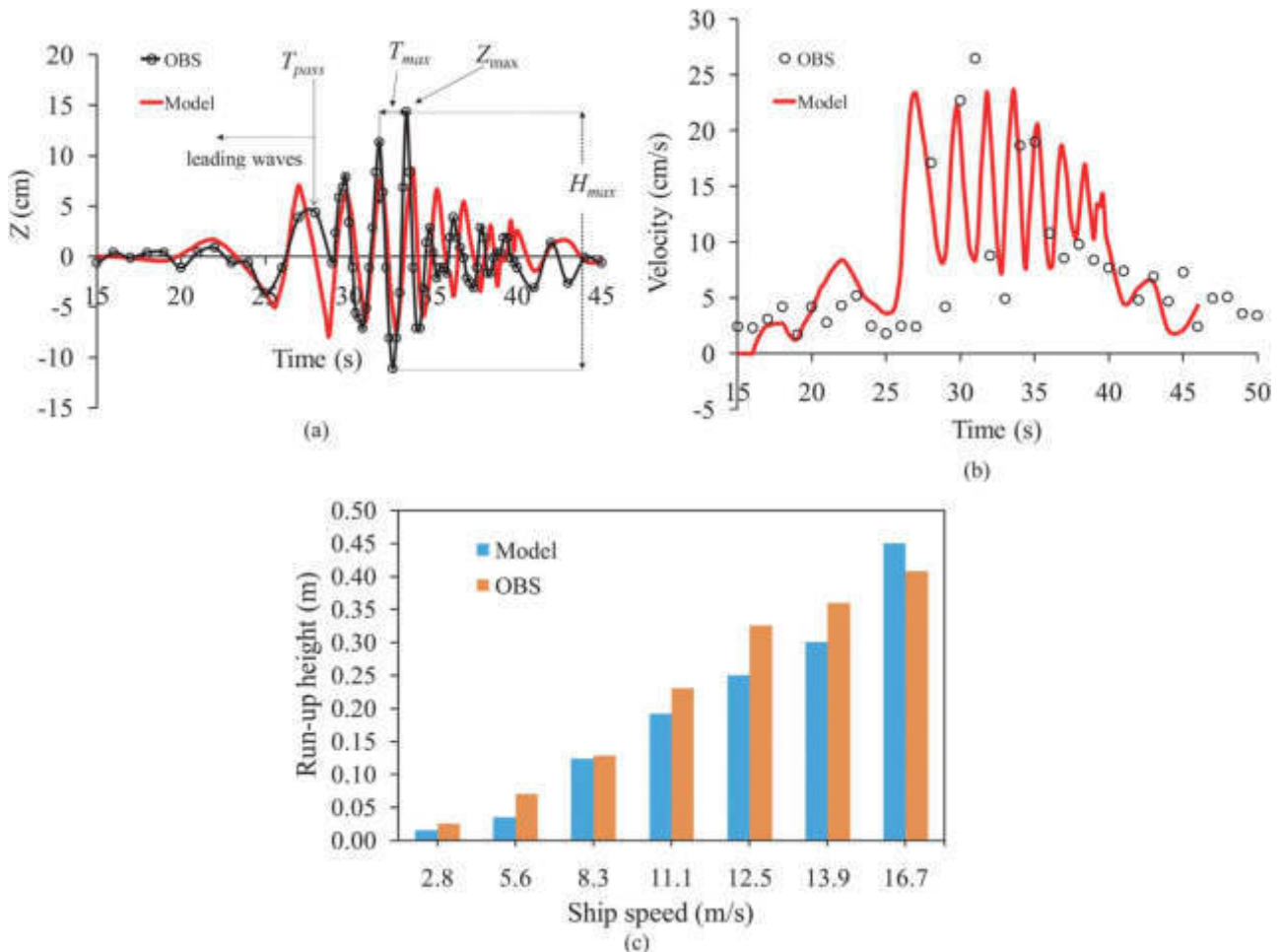


Fig. 7. Comparison between modeling and measured time profiles of (a) water surface elevation (b) current velocity at staff 2, and (c) run-up height at site 1, Nang Keo River.

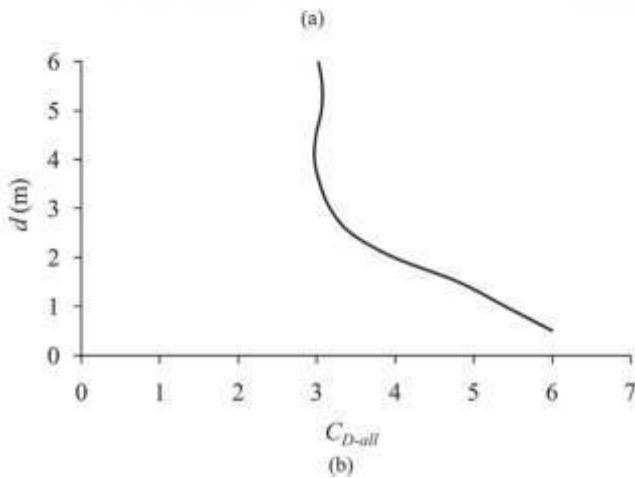


Fig. 8. (a) A belt of *Rhizophora apiculata* grown in Ca Mau River and (b) vertical distribution of C_{D-all} of a *Rhizophora* tree (based on average properties: tree height $H_{Tree}=6.0$ m, root height $H_{Root}=1.0$ m, reference diameter $b_{ref}=0.12$ m, tree density $\gamma=4$ trees/m², and the reference drag coefficient $C_{D-ref}=1.0$).

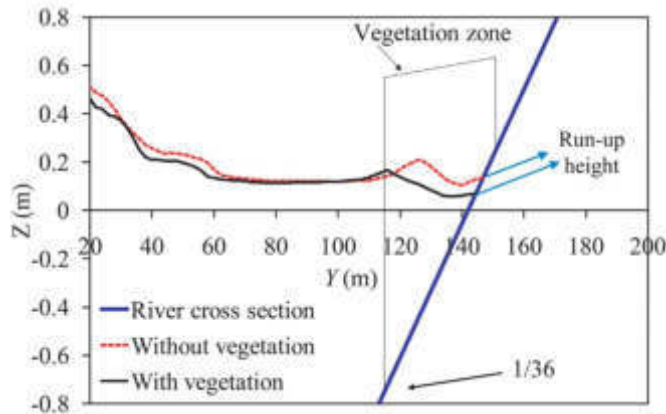


Fig. 9. The model predicted spatial variation of maximum water surface elevation along the river section. With vegetation effect in Black and without vegetation effect in Red. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

with strong energy propagation towards the river bank. Field survey was conducted at two sites in Nang Keo (without vegetation) and Kinh Sang (with vegetation and timber piling) tributaries of the Ca Mau River in September 2013. The sites are under the effect of semidiurnal tide with a range of 0.9–1.4 m.

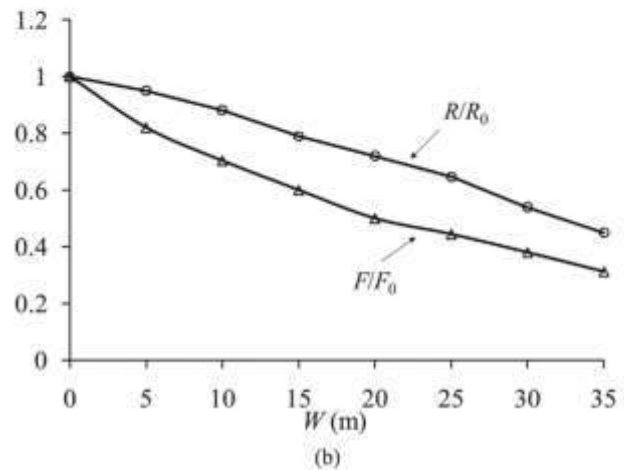
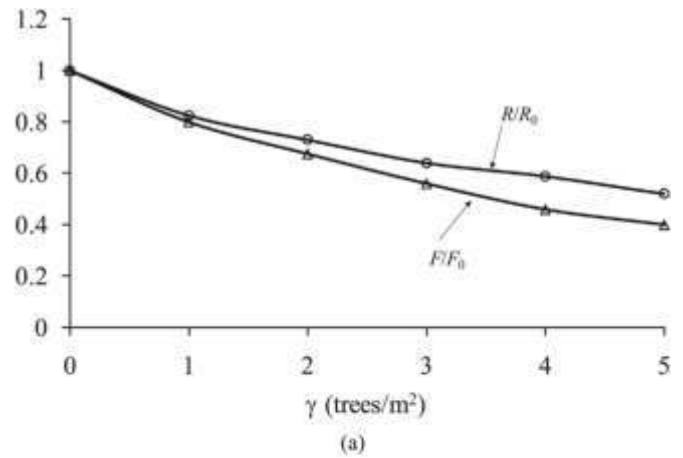


Fig. 10. Change rate in maximum run-up height (R/R_0) and ship wave force (F/F_0) against (a) tree density γ , and (b) vegetation width W . Note that R_0 and F_0 are run-up and force, respectively, in the case of without vegetation.

Fig. 3a displays a schematic of plan and cross sections of the river with staffs to measure water surface elevation at the site Nang Keo (8.79°N, 105.19°E, point A in Fig. 2b). A 36-seat high-speed passenger ship (Fig. 4) was selected to generate ship waves. It is a popular passenger vessel in Ca Mau's waterways. According to local residents, the river bank erosion is mainly due to waves generated by such ships that are frequent, travelling at high speed. The parameters of the ship are given in Table 1. Shipping route was parallel to the bank. The ship was required to run along a river section of 500 m in length within which the staffs were positioned. This distance was sufficient to generate fully developed waves. The speed of the ship was determined by an onboard speedometer and ranged from 2.8 to 16.7 m/s and the corresponding relative depth Froude number ranged from 0.45 to 2.67 in this study. Water surface elevations at the measuring staffs (Fig. 3b) were recorded by a camera (Hitachi DZ-MV350 NTSC DVD) with optimal video recording mode. The distance between two staffs was 2.0 m in the direction perpendicular to the river bank. The recorded data were processed by VideoSpirit Pro software. This software allows to extract frames from the video, with good quality and high resolution (1920*1080-16:9). In order to calculate wave heights from water surface elevations, frames were extracted from the video with an accuracy of up to 0.2 s. Wave-induced currents were measured by a Compact Multibeam Echosounder at the staff 2, and were recorded at 1 Hz for all cases. The maximum run-up height above the still water level (hereafter, simply run-up height) was measured by a scale placed on the slope. The measurements were done in an hour from 10:00 am to 11:00 am on September 14, 2013 when tide reached the peak, with the average flow velocity of the river was about 0.05 m/s while light

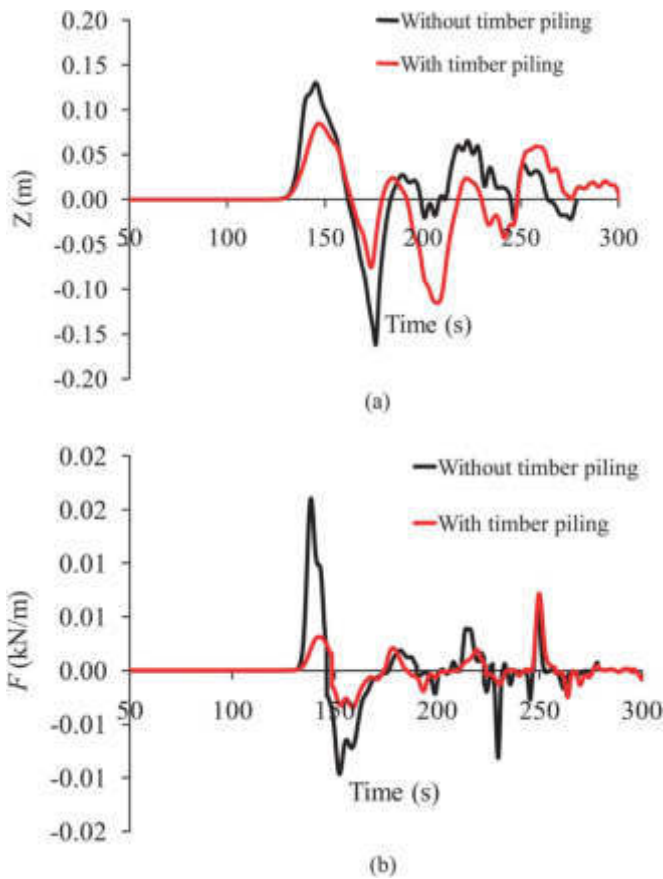


Fig. 11. Time profile of (a) water surface elevation, and (b) ship wave force at the analysis point (Fig. 6) for with and without timber piling. Without timber piling effect in Black and with timber piling effect in Red. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

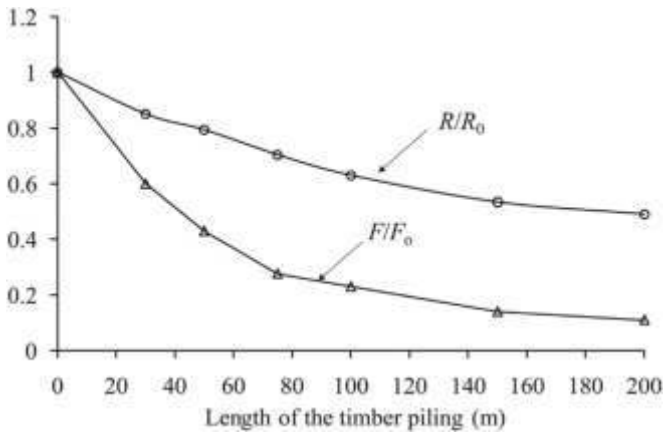


Fig. 12. Change rate in maximum run-up height (R/R_0) and ship wave force (F/F_0) against the length of timber piling. Note that R_0 and F_0 are run-up and force, respectively, in the case of without timber piling.

winds and no wind-generated waves existed. And there was no disturbance from other ships.

The site selected at the Kinh Sang River (8.79°N, 105.07°E – Fig. 2b, point B) was mainly used for collecting the characteristics of vegetation and timber piling. Fig. 5 shows a timber piling at the Kinh Sang River, which was constructed by residents for protection of the river bank from ship waves. However, it was not effective due to the spacing between two logs is quite large. The local government recommended the spacing between two logs to be 0.066 m. In the Kinh Sang River, *Rhizophora apiculata* is the dominant river vegeta-

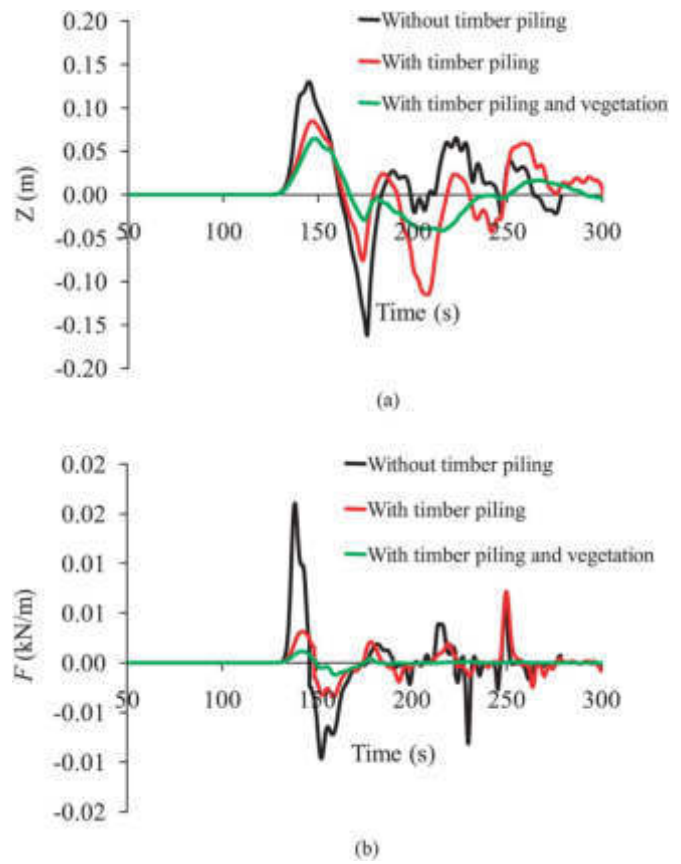


Fig. 13. Time profile of (a) water surface elevation, and (b) ship wave force at the analysis point (Fig. 6) for the cases of without timber piling and vegetation (Black line), only timber piling (Red line), and both timber piling and vegetation (Green line). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

tion type and the average height of a tree is 6.0 m, average root height 1.0 m from the ground, average tree density 4 trees/m², and forest width 10 m from the river bank. The conditions of topography, vegetation, timber piling, and analysis points for modeling are illustrated in Fig. 6. The river section considered was 1500 m long, 280 m wide, and 5 m deep at center. The ship considered was the same as in Table 1. However, the ship velocity was 5.6 m/s that was the upper limit set-up by the local government for the Kinh Sang River. The Ship was run at the center line of the river, which is the common shipping

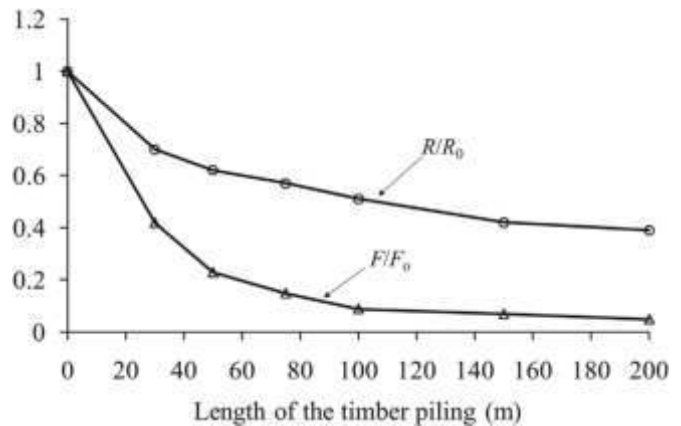


Fig. 14. Change rate in maximum run-up height (R/R_0) and ship wave force (F/F_0) against length of timber piling for the case of timber piling and vegetation. Note that R_0 and F_0 are run-up and force, respectively, in the case of without timber piling and vegetation.

route in most cases. River currents measured were similar or less in the magnitude compared to that of the site 1.

4. Results and discussions

4.1. Model validation without vegetation

The characteristics of ship waves from several combinations of ship speeds and routes were investigated in the field survey, and the field observations were presented in details in Thuy et al., (2014). In this paper, the measurements of water surface elevation and velocity at the staff 2, and run-up height for the case of the route 50 m from the bank Nang Keo were used for the validation of the model. Fig. 7a shows the variation in water surface elevation at the staff 2 for the case of ship speed of 5.6 m/s. On this figure, T_{pass} is the time when the ship's bow started to pass the position in front of the measuring staff, H_{max} and T_{max} are the maximum wave height and corresponding wave period respectively in the wave train. It can be seen that, before the ship bow passed the staff a smaller wave of relatively larger period had appeared, and it is termed leading wave. The incident wave was followed by about 8–10 waves. These successive waves typically have shorter periods, but they are having remarkably higher wave heights than the incident wave. The highest wave height H_{max} reached 0.255 m with the corresponding period T_{max} being 1.6 s. Wave-induced current velocity varied similar to wave height; the maximum velocity being 0.28 m/s when wave height became the maximum. Fig. 7a–b show the comparison between the modeled and measured wave height and velocity profiles. It can be seen that the numerical model can simulate well the characteristics of ship wave propagation (wave height, velocity, and phase). Fig. 7c shows a comparison of run-up heights for seven cases of ship speed. Despite the fact that the scatter in the observed data were relatively high for a particular ship speed, however the trend for the run-up height increased as the ship speed increased. The main reason for the scatter in the measured data was river currents generated by tides, and the local inconsistency of the ship speed. Given those effects are minimal, the model can be used for simulating the run-up height and the force of ship waves acting on the river bank.

4.2. Effect of river vegetation on ship wave

In this section, the effect of vegetation on ship waves was investigated at Kinh Sang River (8.79°N, 105.07°E – Fig. 2b, point B) where river bank erosion caused by ship waves. Vegetation was assumed to be distributed along the right bank in the direction of moving ship. The river vegetation starts at 10 m behind the shoreline (Fig. 6) and extends towards the shore. As shown in Fig. 8a, *R. apiculata* has a complex, dense aerial root structure that provides additional stiffness and that increases the drag coefficient. Fig. 8b shows C_{D-all} of *R. apiculata* that was derived from those proposed by Tanaka et al. (2007) to the following conditions: tree height $H_{\text{Tree}}=6.0$ m, root height $H_{\text{Root}}=1.0$ m, reference diameter $b_{\text{ref}}=0.12$ m, tree density $\gamma=4$ trees/m², and the reference drag coefficient $C_{D-ref}=1.0$. The reference drag coefficient of 1.0 was adopted for the trunk with a circular section and a rough surface in the region of high Reynolds number (order of 10⁴) in the actual scale. The value of C_{D-all} varies with the depth d . Effect of vegetation on ship wave attenuation was discussed against the tree density and vegetation width. Fig. 9 shows the spatial variation in the maximum temporal water surface elevation of the highest wave Z_{max} (Fig. 7a) for the cases of with and without vegetation. For the case of vegetation the conditions of vegetation width and tree density were fixed as 35 m and 4 trees/m², respectively. The maximum water surface elevation increased in front of vegetation due to the reflection and then decreased remarkably in the vegetation zone due to the resistance. The run-up height (Fig. 9) above the still water level was 0.06 m, which was 46% of that in the case of no vegetation.

4.3. Effect of river vegetation on run-up and force of ship wave

Fig. 10a shows the change rate in the maximum run-up height (R/R_0), and ship wave force (F/F_0) at the analyze point (Fig. 6) against the tree density. The suffix “0” indicates the case of no vegetation. The tree density γ varied from 0 (no vegetation) to 5 trees/m² while keeping constant vegetation width of 35 m. As the tree density increased, both the run-up height and force decreased. However, the reduction rate in force was higher than the reduction rate in run-up height as the tree density increased. Fig. 10b shows the change rate in the maximum run-up height and force at the analysis point (Fig. 6) against the vegetation width under the constant tree density of 4 trees/m². The vegetation width W varied from 0 to 35 m in 5 m steps. According to Fig. 10b, the change rate in run-up height decreased to 0.45 and in force greatly decreased to 0.311 for the vegetation width of 35 m. Increasing both tree density and vegetation width resulted in decreasing both the run-up and force.

4.4. Effect of timber piling on run-up and force of ship wave

Timber piling was modeled as cylinders in a straight line parallel to the riverbank at a distance of 10 m from the riverbank. The mean diameter and spacing between two logs were 0.2 m and 0.066 m respectively. These values were recommended by the local government for protecting river bank in Ca Mau River. For modeling timber piling the drag coefficient C_{D-ref} was 1.0, which is consistent with the drag coefficient for a circular cylinder. This C_{D-ref} is equal to.

C_{D-all} in the model. Therefore, the model can be used for simulating ship wave through the timber piling without any modification. Fig. 11(a–b) illustrate time profile of water surface elevation and ship wave force at the analysis point (Fig. 6) in the case of with and without the timber piling. The length of the timber piling parallel to bank was 100 m. Note that vegetation was not considered in this case. Modeling results pointed out that using 100 m length timber piling, water surface elevation and ship wave force reduced to 37% and 77%, respectively. The length of the timber piling was varied in order to investigate the effect of the length on the reduction in run-up and force. Fig. 12 shows the change rate in the maximum run-up height (R/R_0) and ship wave force (F/F_0) against the length of timber piling. The suffix “0” indicates the case of no timber piling. The run-up height and force decreased with the increase of length of the embankment as to the modeling results. Similar to the case of vegetation, the reduction in force was greater than in run-up height due to the strong attenuation of the wave-induced current velocity. With a length of 200 m timber piling, the run-up height and force can be reduced up to 51% and 89%, respectively.

4.5. Effect of both vegetation and timber piling on run-up and force of ship wave

For the case of vegetation with timber piling, the conditions of vegetation were fixed as tree density of 4 trees/m², and vegetation width of 20 m. Fig. 13 shows the time profiles of water surface elevation (Fig. 13a), and ship wave force (Fig. 13b) at the analysis point (Fig. 6) for the cases of without both timber piling and vegetation, only timber piling, and both timber piling and vegetation. The results confirmed that the ship wave-generated water surface elevation and force were greatly decreased for the case of vegetation and timber piling compared to that for the other two cases. This is because the resistance from the combined case was higher than that from each case alone. The effect of length of the timber piling with vegetation is displayed in Fig. 14, where the suffix “0” indicates the case of no timber piling and vegetation. Having the timber piling length of 200 m together with the vegetation belt of 20 m width and 4 trees/m² density was able to reduce run-up height and force 61% and 95%, respectively at the river bank.

5. Conclusions

In this study the effect of river vegetation and timber piling on the attenuation of ship waves was analyzed by an advanced numerical model. With a 2D Boussinesq-type model as basis, the model was further developed to trace the moving shoreline and to take the effect of resistance due to the presence of both vegetation and timber piling into account. Field investigations were made to measure ship-induced wave height, current velocity and run-up in Ca Mau River, Vietnam where the ship wave-induced erosion has increasingly occurred. The model was validated with the field data and found that the model can reproduce well the field data when the disturbances from tides and winds were minimal. The numerical model then applied to a section of Ca Mau River where the timber piling and vegetation (*R. apiculata*) were introduced to protect the river bank from erosion by ship-induced waves. The modeling results showed that the timber piling of 200 m length can reduce 51% and 89% of run-up height and wave force at the bank, respectively. If the 20 m width of the vegetation combined with the timber piling, the reduction in the run-up height and wave force was further increased to 61% and 95%, respectively. Although the above numerical results were for the simple cases of arrangement of timber piling and distribution of river vegetation, the numerical model has potential to analyze the more complex arrangements of river vegetation such as different distributions of vegetation types and patterns, and timber piling on ship wave attenuation and the results can be used to develop the guidelines on erosion control practices at the preliminary design stage. The validation of the model with flow through porous structures (vegetation and timber piling) will confirm the robustness of the results and that will be address in a future study.

Acknowledgments

This research is funded by Vietnam National Foundation for Science and Technology Development (NAFOSTED) under grant number 105.12-2012.02. Hole was funded by the Norwegian Ministry of Foreign Affairs.

References

- Chen, X.N., Sharma, S.D., 1995. A slender ship moving at a near-critical speed in a shallow channel. *J. Fluid Mech.* 291, 263–285.
- Coops, H., Geilen, N., Verheij, H.J., Boeters, R., Velde, G.V.D., 1996. Interactions between waves, bank erosion and emergent vegetation: an experimental study in a wave tank. *Aquat. Bot.* 53, 187–198.
- Dam, K.T., Tanimoto, K., Fatimah, E., 2008. Investigation of ship waves in a narrow channel. *J. Mar. Sci. Technol.* 13, 223–230.
- Dam, K.T., Tanimoto, K., Nguyen, B.T., Akagawa, Y., 2006. Numerical study of propagating of ship waves on a sloping coast. *Ocean Eng.* 33, 350–364.
- Dong, G.H., Sun, L., Zong, Z., Zhao, Y.P., 2009. Numerical analysis of the forces exerted on offshore structures by ship waves. *Ocean Eng.* 36, 468–478.
- Froude, W., 1877. Experiments upon the effect produced on the wave-making resistance of ships by length of parallel middle body. *Trans. R. Inst. Nav. Archit.* 18, 77–97.
- Havelock, T.H., 1908. The propagation of groups of waves in dispersive media, with application to waves on water produced by a traveling disturbance. *Proc. R. Soc. Lond. A* 8, 398–430.
- Johnson, J.W., 1958. Ship waves in navigational channels. In: *Proceedings of the 6th Conference on Coastal Engineering (ASCE)*, Gainesville, FL, pp. 666–690.
- Kennedy, A.B., Chen, Q., Kirby, J.T., Dalrymple, R.A., 2000. Boussinesq modeling of wave transformation, breaking and run-up. I: one dimension. *J. Waterw. Port., Coast. Ocean Eng.* 126, 39–47.
- Kirkegaard, J., Hansen, H.K., Elfrink, B., 1998. Wake wash of high-speed craft in coastal areas. In: *Proceedings of the 26th Conference on Coastal Eng. ASCE*, Copenhagen, Denmark, 22–26 June, pp. 325–337.
- Kofoed-Hansen, H., Jensen, T., Kirkegaard, J., Fuchs, J., 1999. Prediction of wake wash from high-speed craft in coastal areas. In: *Proceedings International Conference on Hydrodynamics of High Speed Craft*, London UK, pp. 1–10.
- Lord Kelvin (Sir William Thomson), 1887a. On the Waves Produced by a Single Impulse in Water of any Depth. *Proc. Royal Soc. London*, Vol. 42, pp. 80–83
- Lord Kelvin (Sir William Thomson), 1887b. On Ship Waves. *Proc. Inst. of Mech. Engrs.*, pp. 409–433
- Madsen, P.A., Sorensen, O.R., 1992. A new form of Boussinesq equations with improved linear dispersion characteristics – Part 2: a slowly-varying bathymetry. *Coast. Eng.* 18, 183–204.
- Nakase, H., Shimatani, M., Sekimoto, T., 1999. Distribution conditions of zoostera under the influence of ship generated waves. *Proc. Coast. Eng.* 46, 1196–1200, (in Japanese).
- Nanson, G.C., Krusenstierna, A.V., Bryant, E.A., Renilson, M.R., 1994. Experimental measurement of river-bank erosion caused by boat-generated waves on the Gordon River, Tasmania. *regulated rivers. Res. Manag.* 9, 1–14.
- Rankine, W.J.M., 1868. On waves which travel along with ships. *trans. Inst. Nav. Archit.* 9, 275–281.
- Roo, S.D., Troch, P., 2010. Response of technical-biological bank protection to ship-generated wave actions – first results. In: *Proceedings of the Fluvial Hydraulics, 5th International Conference*, Ghent University Academic Bibliography, pp.1339–1345.
- Sorensen, R.M., 1969. Waves generated by model ship hull. *J. Waterw. 95. Harbours Division, ASCE*, 513–538.
- Tanaka, N., Sasaki, Y., Mowjood, M.I.M., Jinadasa, K.B.S.N., 2007. Coastal vegetation structures and their functions in tsunami protection: experience of the recent Indian Ocean tsunami. *Landsc. Ecol. Eng.* 3, 33–45.
- Tanimoto, K., Kobayashi, H., Ca, V.T., 2000. Ship waves in a shallow and narrow channel. In: *Proceedings of the 27th Conference on Coastal Engineering*, Vol. 2, Australia, 16–21, July, pp. 1141–1154.
- Tanimoto, K., Tanaka, N., Nandasena, N.A.K., Iimura, K., Shimizu, T., 2007. Numerical simulation of tsunami prevention by coastal forest with several species of tropical tree. *Annu. J. Coast. Eng., JSCE* 54 (2), 1381–1385, (in Japanese).
- Thuy, N.B., Nandasena, N.A.K. Dang, V.H., Hien, N.X., Trinh, N.Q., 2014. Characteristics of ship waves in Ca Mau river. In: *Proceedings of the 19th IAHR-APD Congress 2014*, Hanoi, Vietnam.
- Trung, V.L., Yagisawa, J., Tanaka, N., 2015. Efficacy of *Rhizophora apiculata* and *Nypa fruticans* on Attenuation of boat-generated waves under steep slope condition. *Int. J. Ocean Water Resour.* 19 (2), 1103–1114.
- Whittaker, T.J.T., Doyle, R., Elsaesser, B., 2001. An experimental investigation of the physical characteristics of fast ferry wash. V. Bertram (Editor), HIPER'01. In: *Proceedings of the 2nd International Euro Conference on High Performance Marine Vehicles*, Hamburg, Germany, pp. 480–491.

Assessment of Storm Surge along the Coast of Central Vietnam

Nguyen Ba Thuy^{†*}, Sooyoul Kim[‡], Do Dinh Chien[§], Vu Hai Dang^{††}, Hoang Duc Cuong[†], Cecilie Wettre^{‡‡}, and Lars Robert Hole^{‡‡}

[†]Vietnam National Hydrometeorological Forecasting Center
Hanoi, Vietnam

[‡]Graduate School of Engineering
Tottori University
Tottori 680-850, Japan

[§]Vietnam Institute of Meteorology, Hydrology and Climate Change
Hanoi, Vietnam

^{††}Institute of Marine Geophysics and Geology
Hanoi, Vietnam

^{‡‡}Division of Oceanography and Maritime Meteorology
Norwegian Meteorological Institute
Bergen, Norway



ABSTRACT

Thuy, N.B.; Kim, S.; Chien, D.D.; Dang, V.H.; Cuong, H.D.; Wettre, C., and Hole, L.R., 2017. Assessment of storm surge along the coast of central Vietnam. *Journal of Coastal Research*, 33(3), 518–530. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749-0208.

In the present paper, the interaction of surge, wave, and tide along the coast of central Vietnam is assessed using a coupled model of surge, wave, and tide. A series of storm surge simulations for Typhoons Xangsane (2006), Ketsana (2009), and Nary (2013) are carried out, considering the effects of tides and waves that combines wave-dependent drag and wave-induced radiation stress to find a predominant factor in storm surge generation. The results indicate that the surge–wave interaction is crucial to the storm surge simulation in this area. In particular, the wave-dependent drag improves an accuracy of the storm surge level up to 30%. In addition, the radiation stress contributes up to 15%. However, the tide–surge interaction is negligible because there is less than 2% difference in results with and without the tide. A series of coupled surge and wave simulations for 49 historical typhoons in the period of 1951 to 2014 show that mean peak surge levels along the coast are 2.5 m. The highest peak surge level reached 4.1 m at Cuaviet in the Quangtri Province during Typhoon Harriet (1971).

ADDITIONAL INDEX WORDS: *Typhoon; coupled model of surge, wave, and tide; interaction of surge.*

INTRODUCTION

The Intergovernmental Panel on Climate Change's 5th Assessment Report (Field *et al.*, 2014) found that global climate change accelerates the activity of tropical cyclones (TCs), making them more intensive with accompanying severe storm surges. In recent years, the weather and hydrological phenomena in Vietnam have become more variable: the maximum daily rainfall trend is increasing and the frequency of TCs is rising on the south coast of Vietnam (*e.g.*, Tan and Thanh, 2013). Thus, the coastal areas are increasingly exposed to coastal disasters, such as strong wind, heavy rain, high waves, and storm surges. Storm surges due to typhoons, such as Typhoons Linda (1997), Wukong (2000), Chanchu (2006), Xangsane (2006), and Ketsana (2009), are catastrophic events, causing severe damage to ocean and coastal communities (Thanh, 2011). Typhoon Dan (1989) generated a record-breaking peak surge level of 3.6 m in the Province of Hatinh (Thanh, 2011). To mitigate potential storm surge damage, understanding storm surge is crucial for the planning of coastal facilities and activities.

To assess storm surges, there are two conventional types of physics-based numerical models: a decoupled model of storm surge and a coupled model of surge, wave, and tide (SuWAT). In the last three decades, coupled models have been given attention, especially those focusing on the interaction of surge,

wave, and tide. Several studies have introduced wind stress as a function of waves (Janssen, 1989, 1991). Since then, a number of studies that examined wave-induced stress directly obtained in coupled models of surge and wave showed the significant improvements of the model results compared with observation data (*e.g.*, Funakoshi, Hagen, and Bacopoulos, 2008; Kim, Yasuda, and Mase, 2008; Zhang and Li, 1997). Wave setup driven by a force of the divergence of radiation stress in the nearshore has also been studied with coupled models of surge and wave (*e.g.*, Bertin *et al.*, 2015; Kim, Yasuda, and Mase, 2010; Mastenbroek, Burgers, and Janssen, 1993). It was found that the wave setup induced by the force of the radiation stress was substantial in the peak surge level during Typhoon Anita (1970; *e.g.*, Kim, Yasuda, and Mase, 2010). It was found that the tide–surge interaction is not negligible when estimating local surge levels (*e.g.*, Chen, Wang, and Zhao, 2008; Choi, Eum, and Woo, 2003; Kim, Yasuda, and Mase, 2008). Besides the interaction of surge, wave, and tide, topographic characteristics (*e.g.*, bed slope) play an important role in the increase or decrease of wave setup, runup, and wind-driven surge (*e.g.*, Dietrich *et al.*, 2010; Kennedy *et al.*, 2012).

For several decades, climate change impact studies have focused on storm surge studies in Vietnam (*e.g.*, Ninh, 1992; Sao, 2008; Thang, 1999; Thuy, 2003). Conventional two-dimensional (or three-dimensional), nonlinear shallow-water equations have been used. In other words, other factors, such as tides and waves, were not taken into account in the storm surge model in those studies. Recently, the effect of waves on storm surge has been investigated in Vietnam. Hien *et al.* (2010) showed using an empirical formula that the wave setup

DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-15-00248.1 received 28 December 2015; accepted in revision 21 June 2016; corrected proofs received 26 August 2016; published pre-print online 21 October 2016.

*Corresponding author: thuybanguyen@gmail.com

©Coastal Education and Research Foundation, Inc. 2017

induced by the force of the divergence of radiation stress is significant in the storm surge on the coast of Haiphong. Thuy *et al.* (2014) found that the Typhoon Kalmaegi (2014) surge was significantly influenced by waves on the Haiphong coast, obtained from numerical simulations using SuWAT.

In the present study, primary factors affecting storm surge on the middle coast of Vietnam are quantitatively investigated using SuWAT. The study highlights that coupling processes between surge and wave are critical to the prediction of storm surge on the coast of central Vietnam and that only using SuWAT (developed by Kim, Yasuda, and Mase, 2008) can accurately estimate storm surges. A series of storm surge simulations are conducted for Typhoons Xangsane (2006), Ketsana (2009), and Nary (2013) that considers the interaction of surge, wave, and tide. Then, historical storm surges of 49 typhoons in the period of 1951 to 2014 are assessed. All typhoon data in this study are collected from the Regional Specialized Meteorological Center (RSMC) Best Track Data of the Japan Meteorological Agency (JMA, 2016).

In this study, the coastal area from the Provinces of Quangbinh to Quangnam (Figure 1a) was selected. This is where the most severe storm surges have occurred on the Vietnam coast. Although the frequency of typhoons in this area is 0.8 per year on average, great inundations occurred due to Typhoons Becky (1990), Xangsane (2006), and Ketsana (2009) (Thanh, 2011) because of a bathymetry feature in the area where there is shallow water in open sea and a low-lying area with no coastal structures.

The frequency of typhoons in terms of the Beaufort scale of wind (WMO Staff, 1998) in the study area is summarized in Table 1. In the period of 1951 to 2014, the frequency of typhoon intensity larger than level 12 is 28.3% in total and the typhoon frequency for intensity of larger than level 10 is dominantly 47.2%. Relative large surge levels were computed from the tidal gauge data in this area, for instance, 1.7 m at Thanhkhe in the Province of Quangbinh (Typhoon Cecil, 1975), 1.8 m at Cuagianh (Typhoon Becky, 1990), 1.5 m at Sontra (Typhoon Xangsane, 2006), and 2.4 m at Hoian (Typhoon Ketsana, 2009) (Thanh, 2011). Otherwise, higher surge levels were not measured because of lack of either measurement devices or field surveys. For example, Typhoon Harriet (1971) is the most intense typhoon in the history of Vietnam, but there are no observations. To examine a critical factor in the generation of storm surge in the study area, the representative Typhoons Xangsane (2006), Ketsana (2009), and Nary (2013) were selected. The typhoon tracks are provided in Figure 1b.

Because of the open sea in the region of interest, waves accompanying the typhoon devastate coastal infrastructures in low-lying areas. The maximum wave height reached 6.0 m at Sontra in the Province of Danang (Figure 1b) during Typhoon Xangsane. Such waves may potentially cause a wave setup in shallow-water regions during typhoon events. Therefore, in the surge and wave simulation, the wave-induced radiation stress is considered.

In the study area, tidal cycles are semidiurnal and tidal amplitudes tend to decrease from the northern coast of the Province of Quangbinh to the middle coast of Hue, and then

increase to the southern coast of the Province of Quangnam as shown in Figure 1a. In this region, the largest amplitudes in the Provinces of Quangbinh and Quangnam are approximately 0.9 m. In other words, the maximum tidal range is up to 1.8 m. Therefore, the tide is also taken into account in the simulation.

METHODS

To analyze the storm surge in the study area, the coupled SuWAT model developed by Kim, Yasuda, and Mase (2008) was used. SuWAT is capable of doing parallel computations for an arbitrary number of domains using the message passing interface. In the present study, three modules of surge, wave, and tide are integrated in SuWAT as shown in Figure 2, which reveals the information flow among modules and domains. The tidal module provides only boundary conditions to the surge modules in the outermost domain. Coupling parameters include open boundary values, internal exchange among modules, and domains in a machine. Calculations are sequentially carried out from the higher-level domain to the lower level; the rest of the lower-level domains waits for the completion of the higher-level domain at a time step. This modeling system has been implemented and verified in other studies (*e.g.*, Kim, Yasuda, and Mase, 2010; Kim *et al.*, 2014, 2015; Mase *et al.*, 2011).

Surge Module

The surge module solves the depth-averaged, nonlinear shallow-water equations using the staggered Arakawa C grid in space and the leapfrog scheme in time. The explicit finite difference scheme is used with the upwind method:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{d} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{d} \right) + gd \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ = fN - \frac{1}{\rho_w} d \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{1}{\rho_w} (\tau_s^x - \tau_b^x - F_x) + A_h \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{d} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{NM}{d} \right) + gd \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ = -fM - \frac{1}{\rho_w} d \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{1}{\rho_w} (\tau_s^y - \tau_b^y - F_y) + A_h \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (3)$$

where η is the sea surface level, M and N are the components of depth-integrated velocity in the horizontal and vertical directions, P is the atmospheric pressure, f is the Coriolis parameter, g is the gravitational acceleration, d is the total water depth ($\eta + h$), A_h is the horizontal eddy diffusions, and ρ_w is the density of water. In addition, F_x and F_y represent the components of wave force, which correspond to the gradients of wave-induced radiation stress:

$$F_x = -\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \quad (4)$$

$$F_y = -\frac{\partial S_{yx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \quad (5)$$

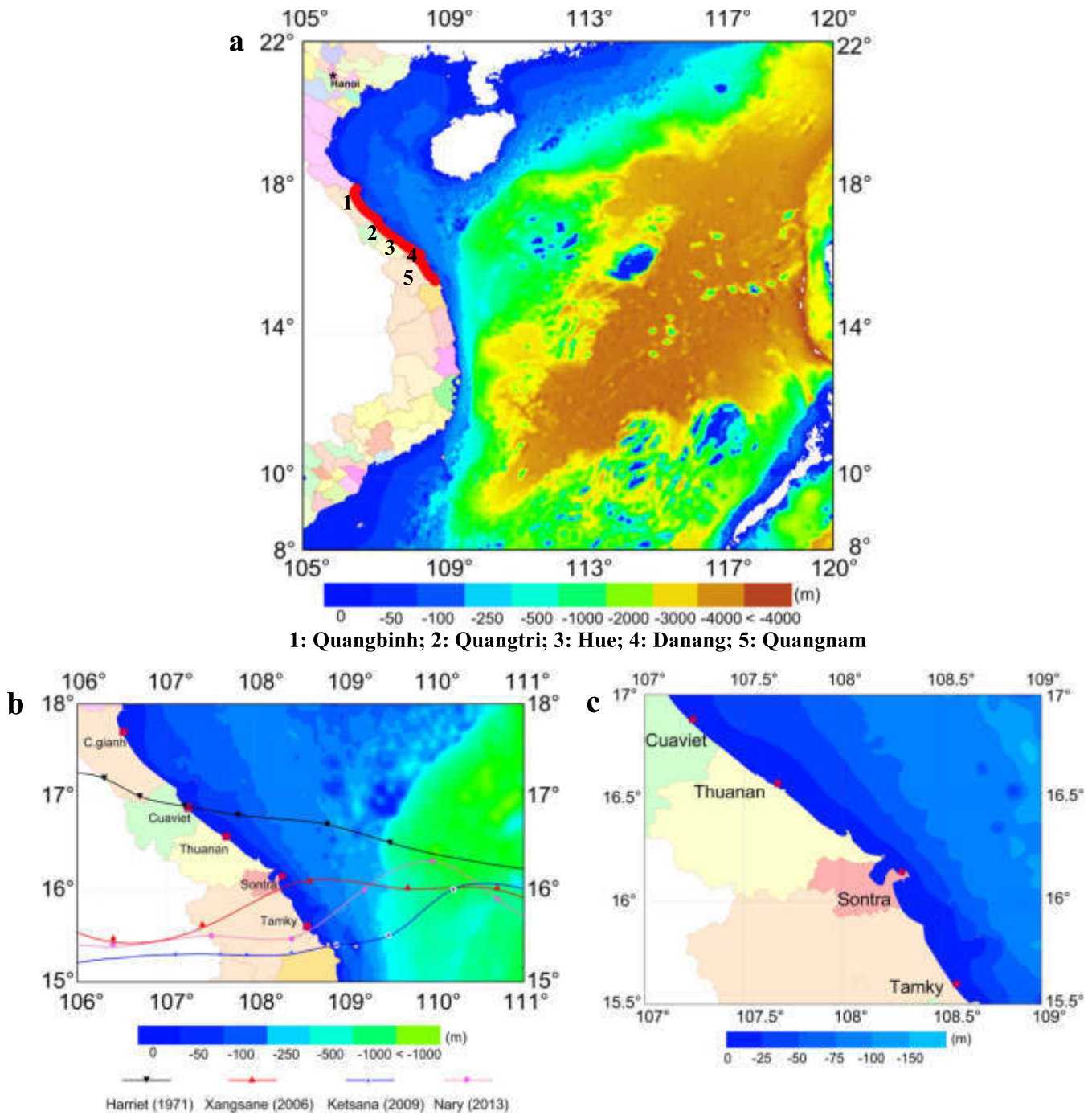


Figure 1. Geophysical domains of the study area with three levels. (a) Outermost domain of the Vietnam coast. (b) Intermediate domain with stations for tide (Cuagianh, Cuaviet, Thuanan, Sontra, and Tamky), meteorology (Thuanan and Sontra), and tracks (Typhoons Xangsane, Ketsana, Nary, and Harriet). (c) Innermost domain. (Color for this figure is available in the online version of this paper.)

Here, the wave radiation stresses are expressed by

$$S_{xx} = \rho g \iint \left[\frac{C_g}{C} \cos^2 \theta + \frac{C_g}{C} - \frac{1}{2} \right] E d\sigma d\theta \quad (6)$$

$$S_{xy} = S_{yx} = \rho g \iint [\cos \theta \sin \theta] E d\sigma d\theta \quad (7)$$

$$S_{yy} = \rho g \iint \left[\frac{C_g}{C} \sin^2 \theta + \frac{C_g}{C} - \frac{1}{2} \right] E d\sigma d\theta \quad (8)$$

where C and C_g are the wave velocity and the group velocity, respectively; σ and θ are the angular frequency and the wave direction, respectively; and E is the energy density spectrum.

Table 1. Typhoon frequency according to a wind speed scale (Beaufort scale) in the study area (period: 1951–2014).

Storm Level (Beaufort scale)	Wind Speed (m/s)	Typhoon Frequency (%) in Provinces					Total
		Quangbinh	Quangtri	Hue	Danang	Quangnam	
Under level 8	<17.8	9.4	5.7	3.8	0	7.5	26.4
Levels 8–9	17.9–22.0	15.1	1.8	1.9	5.7	1.9	26.4
Levels 10–11	22.1–30.9	9.4	1.9	1.9	1.9	3.8	18.9
Levels ≥12	>31.0	13.2	3.8	0	1.9	9.4	28.3

A conventional quadratic law is applied to the sea surface and bottom boundary layers. The bottom stress is computed by

$$\tau_b = \rho_w g n^2 \frac{\bar{Q}|\bar{Q}|}{d^{7/3}} \quad (9)$$

in which \bar{Q} is the depth-integrated velocity vector and n is the Manning number (0.025) in all domains, as determined by Chien (2015). The wind stress is usually estimated by the following equation:

$$\tau_s = \rho_a C_D \bar{U}_{10} |\bar{U}_{10}| \quad (10)$$

where ρ_a is the density of air, C_D is the drag coefficient, and \bar{U}_{10} is the wind speed at a 10-m height.

In a series of storm surge simulations, two C_D s are used. One is conventional C_D (Honda and Mitsuyasu, 1980):

$$C_D = \begin{cases} (1.290 - 0.024U) \times 10^{-3} & (U \leq 8 \text{ m/s}) \\ (0.58 + 0.063U) \times 10^{-3} & (U > 8 \text{ m/s}) \end{cases} \quad (11)$$

The other is the wave-dependent C_D (Janssen, 1989, 1991). In SuWAT, Mastenbroek, Burgers, and Janssen’s iteration (1993) for Janssen’s formulation of the exponential wave growth term in wave modules (given in the “Wave Module” section) is used to estimate the wave-dependent C_D . Following his assumption, waves influence the boundary layer: $\tau = \tau_w + \tau_t$, where τ_w is the wave-induced stress, τ_t is the turbulent stress, and τ is the total stress. The wind profile is given by

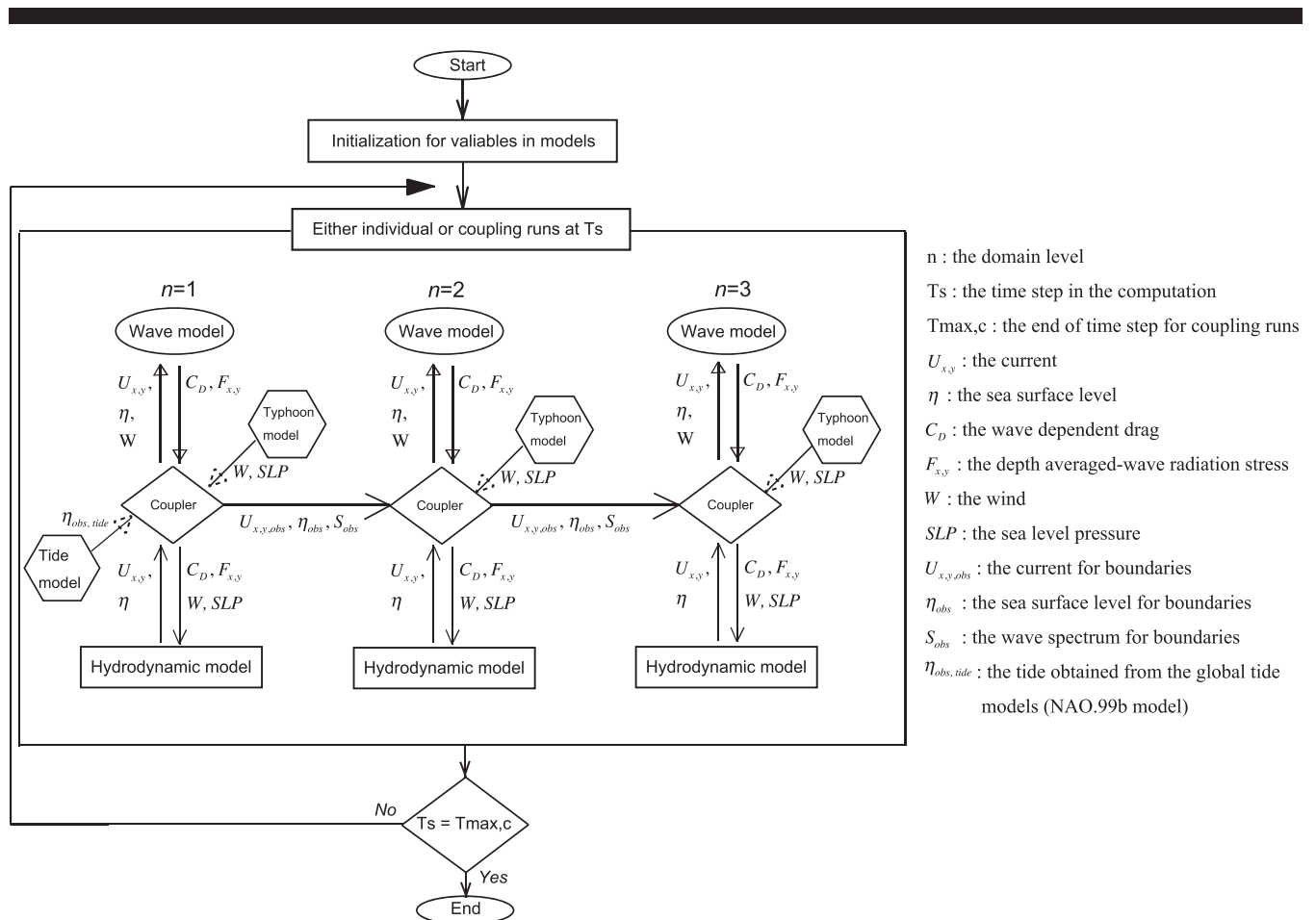


Figure 2. Framework of SuWAT for three level domains that shows the information flow between surge and wave modules in each domain.

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z + z_e + z_0}{z_e}\right) \quad (12)$$

where $U(z)$ is the wind speed at height, z_e is the effective roughness, z_0 is the roughness length, z is the height, and $\kappa = 0.4$ is the von Kármán constant. The turbulent stress is parameterized with a mixing-length hypothesis:

$$\tau_t = \rho_a (\kappa z)^2 \left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2 \quad (13)$$

where ρ_a is the air density.

If the wind profile in Equation (12) is differentiated, squared, and compared with the form in Equation (13), an expression for z_e for $z = z_0$ (Mastenbroek, Burgers, and Janssen, 1993) can be found:

$$z_e = \frac{z_0}{\sqrt{1 - \tau_w - \tau}} \quad (14)$$

where $\tau_w = \tau_w(z_0)$. To parameterize the roughness length z_0 , Janssen assumes that a Charnock-like relation $z_0 = \tilde{\alpha} u_*^2/g$ is valid with the values for $u_* = \sqrt{\tau/\rho_a}$ and $\tilde{\alpha} = 0.0081$, which is the Charnock parameter. With the effective roughness (z_e), the wave-dependent C_D is finally obtained by the following equation:

$$C_D = u_*^2/U(z)^2 = \left[\kappa/\ln\left(\frac{z + z_e - z_0}{z_e}\right)\right]^2 \quad (15)$$

In this study, Equation (15) is used to estimate the wind stress in Equation (10) instead of conventional C_D in Equation (11). The effect of leveling off at wind speeds of 22 to 33 m/s on C_D is not taken into account (Donelan *et al.*, 2004; Kim *et al.*, 2015; Powell, Vickery, and Reinhold, 2003).

The solid boundary condition is adopted at land boundaries for no inundation conditions. The radiation condition along open boundaries is given by following Flather's method (1994) in all domains. The current and sea surface level in the coarse grid domain are transferred to the nested open boundaries in the fine grid domain at each time step of 4 s. The time step is 4 s for the surge model.

Tidal Module

The astronomical tide in SuWAT is imposed by a global ocean tide model (Matsumoto, Takanezawa, and Ooe, 2000) that predicts tidal levels for 16 constituents: M2, S2, K1, O1, N2, P1, K2, Q1, M1, J1, OO1, 2N2, Mu2, Nu2, L2, and T2. At every time step, the tidal level is imposed on open boundaries in only the outermost domain. Along the open boundary, the sea surface level is given by

$$\eta = \eta_{tide} + \eta_{surge} \quad (16)$$

where η_{tide} is the tidal level and η_{surge} is the surge level.

Wave Module

The simulating waves nearshore (SWAN) model (Booij, Ris, and Holthuijsen, 1999) integrated in the wave module solves the spectral action balance equation to estimate a wave spectrum (Booij, Ris, and Holthuijsen, 1999). The wave in SuWAT is estimated by time-varying currents and sea surface levels calculated from the surge module. The updated param-

eters of the wave-dependent drag and the radiation stress in the wave module are returned to the surge module to calculate the current and sea surface level. SWAN version 40.41 has been integrated into SuWAT as the wave module (Kim, Yasuda, and Mase, 2008).

As done in Kim *et al.* (2015), in the present simulation, the default values of parameters for physics are used: Cavaleri and Malanotte-Rizzoli (1981) for linear wave growth, Janssen (1989, 1991) for exponential wave growth, Janssen (1991) for whitecapping, Hasselmann *et al.* (1985) for quadruplet interaction, Battjes and Janssen (1978) for depth-induced breaking, and Madsen, Poon, and Graber (1988) for bottom friction. The diffraction is adapted in the wave calculation. An Ursell number of 10 is used for the limit of the quadruplet interaction, with a factor of 1.0 for the fraction of breaking waves. The following discretizations were used: the direction resolution is 10° , and the frequency range is 0.05 to 1.00 Hz. In the outermost domain, the wave spectrum along open boundaries is estimated by the Joint North Sea Wave Project spectrum, with a peak enhancement parameter of 3.3, the peak period, and a directional width of 10° . The wave spectrum in the coarse grid domain is transferred to the open boundaries in the fine grid domain at each time step of 900 s. The time step is 900 s for the wave model.

Parametric Wind and Pressure Model

A parametric wind and pressure model implemented in the SuWAT model is used to estimate typhoon wind and pressure fields. Schloemer's formula (1954) is used for the pressure:

$$p = p_c + \Delta p \exp(-r_0/r) \quad (17)$$

where p is the atmospheric pressure at distance r from the center, p_c is the central atmospheric pressure, Δp is the difference between p and p_c , and r_0 is the radius to the maximum wind.

Fujii and Mitsuta's formula (1986) for the surface wind is written as follows:

$$V_{gr} = r_t \left(\sqrt{\frac{f^2}{4} + \frac{r_0 \Delta p}{\rho_a r^2 r_t} \exp(-r_0/r)} - \frac{f}{2} \right) \quad (18)$$

where V_{gr} is the geostrophic wind and r_t is the following relation:

$$r_t = r \left/ \left(1 + \frac{U_{10}}{V_{gr}} \sin \beta \right) \right. \quad (19)$$

In Equation (19), V_{gr} and U_{10} are at the previous time step. Here, β is the degree between the typhoon moving direction and the direction to r in the anticlockwise direction. U_{10} is calculated by multiplying V_{gr} by $G(x)$ as follows:

$$G(x) = G(\infty) + [G(x_p) - G(\infty)] (x/x_p)^{k-1} \exp(1-1/k) \left[1 - (x/x_p)^k \right] \quad (20)$$

$$U_{10} = V_{gr} G(x) \quad (21)$$

where $x = r/r_0$, $k = 2.5$, $x_p = 0.5$, $G(x_p) = 1.2$, and $G(\infty) = 0.667$ are given by Fujii and Mitsuta (1986). In the wind model, the geostrophic wind is reduced by a factor of $G(\infty)$. Finally, the

Table 2. List of the numerical experiments.

Typhoons	Simulation Case	Tide	Conventional C_D (without wave effect)	Wave-Dependent Drag	Wave Radiation Stress
Xangsane (2006)	Tide	Yes	No	No	No
	Uncoupled surge with tide	No	Yes	No	No
	Coupled surge with tide	Yes	Yes	No	No
	Uncoupled surge with wave	No	Yes	No	No
	Coupled surge with wave	No	No	Yes	Yes
	Coupled surge without radiation stress	No	No	Yes	No
Ketsana (2009) and Nary (2013)	Uncoupled surge with wave	No	Yes	No	No
	Coupled surge with wave	No	No	Yes	Yes
	Coupled surge with wave	No	No	Yes	Yes

wind at a 10-m height is obtained from the vector sum of the wind at a 10-m height calculated by Equation (21) and the typhoon moving speed. In the present model, deformation of the core structure in the typhoon is not considered.

Storm Surge Simulations

A series of numerical experiments is summarized in Table 2. First, to examine interactions of surge and tide and of surge and wave, six cases in Table 2 were carried out for Typhoon Xangsane (2006). For additional examination, the cases of coupled surge with wave and uncoupled surge with wave were conducted for Typhoons Ketsana (2009) and Nary (2013). For the historical storm surge simulations of typhoons from 1951 to 2014, the case of coupled surge with wave was executed.

In the case of tide, only the tide is simulated without typhoon fields of wind and atmospheric pressure. In the cases of uncoupled surge with tide and coupled surge with tide, the storm surge is calculated using the conventional C_D of Honda and Mitsuyasu (1980) in Equation (11). In the case of uncoupled surge with tide, the storm surge is calculated on mean sea level. The case of uncoupled surge with wave is the same as that of uncoupled surge with tide. The case of coupled surge without radiation stress uses the wave-dependent C_D (Janssen, 1989, 1991) in Equation (15) to estimate the wind stress on sea surface layers but excludes the radiation stress. The case of coupled surge with wave includes both the wave-dependent C_D and the radiation stress in the storm surge simulation.

Bathymetry

For numerical simulations, the complexity of the geophysical features was taken into account using the three-level grid system summarized in Table 3, where the outermost domain, D1 (Figure 1a), covers the whole East Sea and the domain D2 (Figure 1b) is set to cover the northern coast of the Province of Quangbinh to the southern coast of the Province of Quangnam. The innermost domain, D3, is focused on the four tidal stations of Cuaviet, Thuanan, Sontra, and Tamky (Figure 1c), where high surge levels (normally larger than 0.5 m) generated. The General Bathymetry Chart of the Ocean of the British Ocean Data Center was used to extract bathymetry for domains D1

Table 3. Information on computational domains.

Domain No.	Computational Domain	Grid Size (m)	No. Grid
D1	105–120° E, 8–22° N	$\Delta x = \Delta y = 7400$	226 × 211
D2	106–111° E, 12–18° N	$\Delta x = \Delta y = 1850$	241 × 301
D3	107.0–109° E, 15.5–17.0° N	$\Delta x = \Delta y = 925$	241 × 181

and D2. However, coastal topography maps with scales of 1/100,000 published by the Vietnam Administration of Seas and Islands were used for domain D3. As showed in Figure 1, the continental shelf strongly enlarges from south to north. This can be confirmed by Figure 3, where the bed profiles in the cross-shore direction at five stations are shown.

RESULTS

This section presents results of a series of storm surge hindcasts because of Typhoons Xangsane (2006), Ketsana (2009), and Nary (2013), as summarized in Table 2.

Hindcast of Typhoon Xangsane (2006)

To investigate how the tide influences the storm surge in the study area, a series of simulations were conducted to calculate the Typhoon Xangsane surge. According to the RSMC of JMA, after passing the Philippines, Typhoon Xangsane made landfall on the central coast of Vietnam, causing coastal flooding and landslides. The typhoon was responsible for at least 279 deaths, mostly in the Philippines and Vietnam, and \$747 million in damage (Thanh, 2011).

The six hourly synoptic observations of sea-level pressure indicate that the maximum depressions of sea-level pressure are 977 and 993 hPa at Sontra (Figure 4a) and Thuanan (Figure 4b), respectively. Observed winds reached 32 m/s at

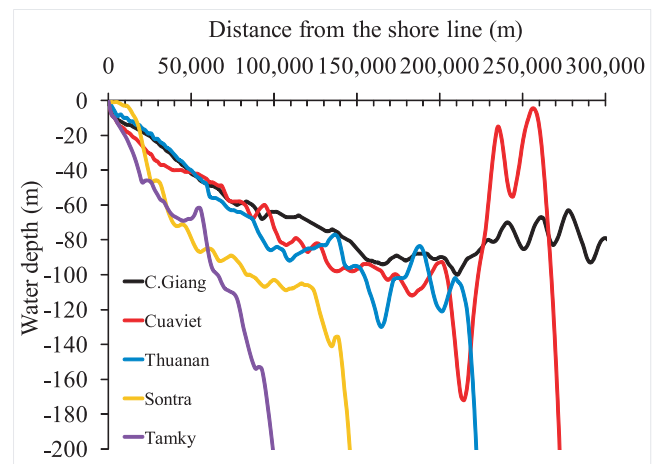


Figure 3. Bed profiles at five locations (Cuavianh, Cuaviet, Thuanan, Sontra, and Tamky). (Color for this figure is available in the online version of this paper.)

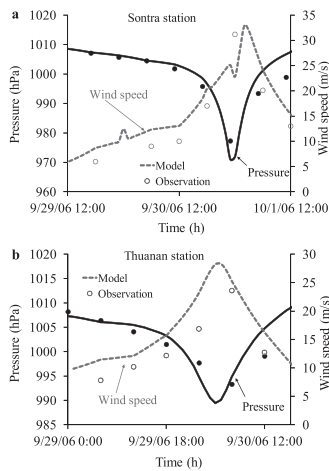


Figure 4. Time series of observed (circle) and calculated (line) winds and atmospheric pressures at the stations of Sontra (a) and Thuanan (b) because of Typhoon Xangsane. The solid line indicates pressure, and the dotted line denotes wind speed. The computations were carried out using the formulæ of Schloemer (1954) and Fujii and Mitsuta (1986) for atmospheric pressure and wind, respectively.

Sontra (Figure 4a). Calculated wind and pressure fields were slightly overestimated within the absolute errors of 10%; however, it is believed that overall the estimated wind and pressure fields are acceptable to calculate the Typhoon Xangsane surge.

In the numerical experiment, a series of three simulations of tide, uncoupled surge with tide, and coupled surge with tide

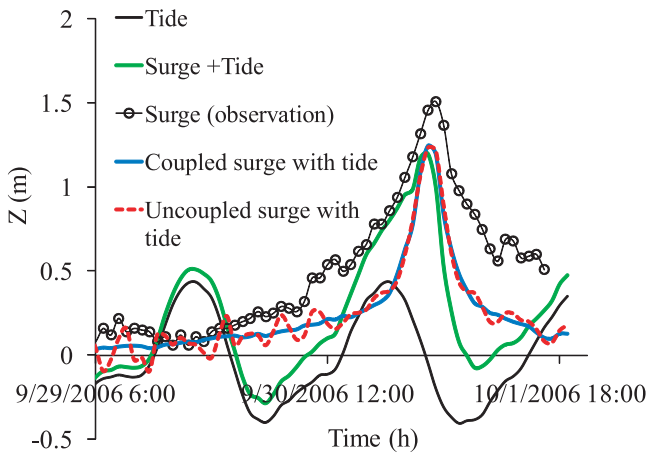


Figure 5. Time series of calculated tides only (tide), calculated surges coupled with tides (surge + tide), observed surges (observation), surges extracted from surge + tide (coupled surge with tide), and calculated surge on mean sea level (uncoupled surge with tide) at Sontra during Typhoon Xangsane. The storm surge simulations either including the tide (coupled surge with tide in Table 2) or excluding one (uncoupled surge with tide in Table 2) were conducted using the conventional drag of Honda and Mitsuyasu (1980). The use of conventional drag underestimated the surge heights regardless of the tide. (Color for this figure is available in the online version of this paper.)

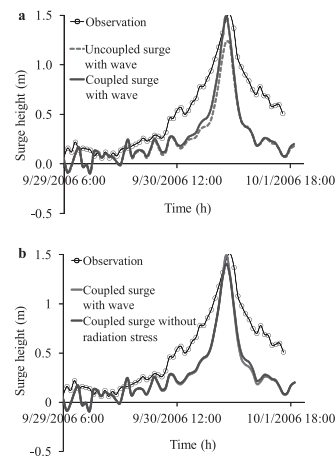


Figure 6. Time series of storm surge heights at Sontra. (a) In a series of simulations, the wave-dependent drag and radiation stress are included in the case of coupled surge with wave, while only the conventional drag is used in the case of uncoupled surge with wave. The calculation results indicate the inclusion of the wave-dependent drag and radiation stress improves surge heights. (b) The case of coupled surge with wave is the same as the case in (a). However, the radiation stress is ignored in the case of coupled surge without radiation stress. The radiation stress affected the surge height at peak.

were conducted. The cases of uncoupled surge with tide and coupled surge with tide listed in Table 2 used conventional C_D (Honda and Mitsuyasu, 1980) to estimate the wind stress without the wave impact of the radiation stress and wave-dependent drag. First, the case of coupled surge with tide in Table 2 was carried out to calculate the Typhoon Xangsane surge. Second, the tidal simulation in the case of tide was conducted to extract the surge level ($\eta_{surge,1}$, the case of coupled surge with tide in Figure 5), taking into account the surge and tide interaction as follows: $\eta_{surge,1} = \eta_{tide} + \eta_{surge}$. Finally, the case of uncoupled surge with tide was executed on mean sea level.

The results of the series of simulations are shown in Figure 5, which presents comparisons between observations and calculations at Sontra. From the simulation results, there are discrepancies between the surge levels with and those without the tide from 29 to 30 September. However, two surge levels seem to be identical from 30 September. In addition, the use of conventional C_D is not enough to simulate the observations, regardless of the consideration of the surge and tide interaction. As a result, it was found that the tidal effect is insignificant in the surge level on the coast of the study area.

Next, additional calculations on mean sea level were carried out by coupling the wave. As listed in Table 2, the case of coupled surge with wave considered the wave-dependent drag and radiation stress, while the case of coupled surge without radiation stress excluded the radiation stress. Then, results were compared with those obtained from the case of uncoupled surge with wave that uses conventional C_D on mean sea level, as shown in Figure 6. As shown in Figure 6a, the peak surge level calculated with the wave-dependent drag and radiation stress is improved and in close agreement with the observation at Sontra. The difference between the two cases at the peak

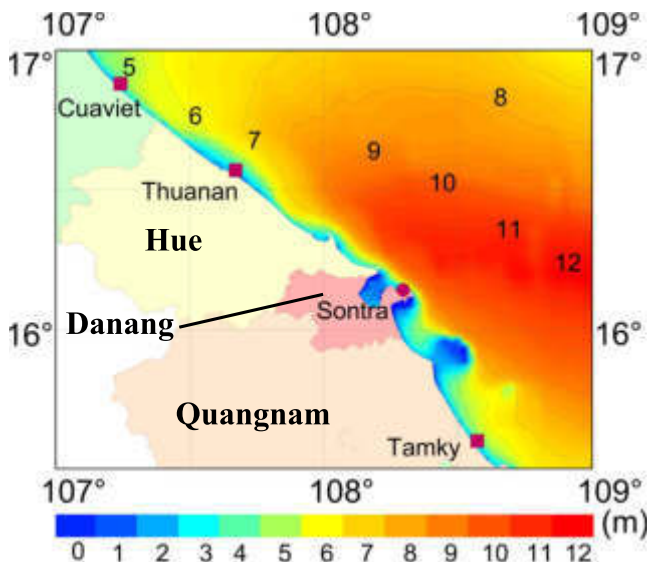


Figure 7. Maximum significant wave heights in the innermost domain because of Typhoon Xangsane. The simulation considered the wave-dependent drag and radiation stress. (Color for this figure is available in the online version of this paper.)

levels is 0.3 m. This suggests that the surge and wave interaction improves the surge level.

To clarify whether the wave-dependent drag or the radiation stress is more critical, the result of coupled surge with wave was compared to that of coupled surge without radiation stress as shown in Figure 6b. Comparing two surges, it was found that the surge level is underestimated, especially, at peak, when the radiation stress is ignored. The difference between both peak levels is 0.1 m. The results depicted that the calculated surge levels are overall underestimated except around the peak surge levels. These results may be due to underestimation of the wave setup estimated on the coarse resolutions, because the wave breaking was not fully solved in the innermost domain with the 1-km grid size, as shown in Figure 7. The maximum significant wave heights of larger than 12 m come from offshore and break nearshore, depending on the bed slopes, as seen in

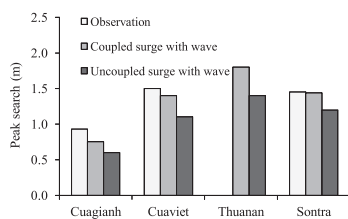


Figure 8. Comparisons of the observed peak surge levels (observation), the calculated ones including the wave-dependent drag and radiation stress (coupled surge with wave), and the calculated ones excluding both (uncoupled surge with wave) at Cuagianh, Cuaviet, Thuanan, and Sontra because of Typhoon Xangsane. The peak surge levels calculated with the wave-dependent drag and radiation stress were in good agreement with the observed ones. There is no observation at Thuanan.

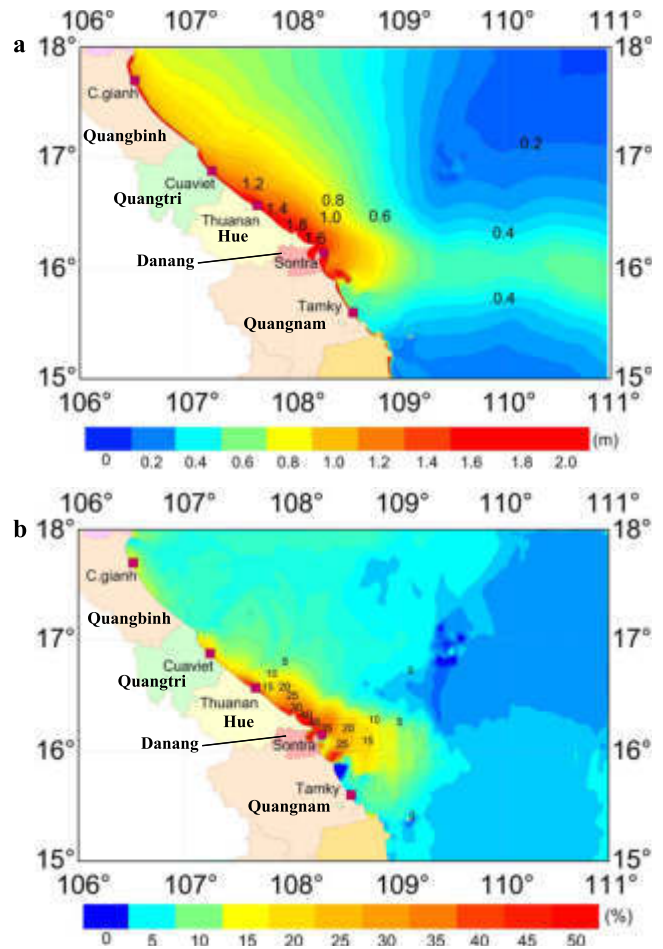


Figure 9. (a) Spatial distributions of the peak surge levels because of Typhoon Xangsane when considering the factors of wave-dependent drag, radiation stress, and atmospheric pressure. (b) The maximum contributions of the wave-dependent drag and radiation stress to the total surge levels as percentages. The impact of the wave-dependent drag and radiation stress reached up to 45% in total surge level along the coast. (Color for this figure is available in the online version of this paper.)

Figure 3. In addition, it might arise from the horizontal two-dimensional simplification to represent the Ekman transport in moderate water depth (e.g., Bertin *et al.*, 2015). This problem would be solved when using a three-dimensional model.

Figure 8 shows comparisons of the observed and calculated peak surge levels in the cases of coupled surge with wave and uncoupled surge with wave at four stations. The results show that in the case of coupled surge with wave, considering the wave effect makes an improvement in the accuracy of storm surge simulation at all stations in comparison with the case of uncoupled surge with wave (except at Thuanan because of no observations). Figure 9a shows the spatial distribution of the peak surge levels in the case of coupled surge with wave that combined the wave-dependent drag and the radiation stress. It could be found that the maximum surge level reaches up to 1.8 m on the coast. In addition, the maximum contribution of the

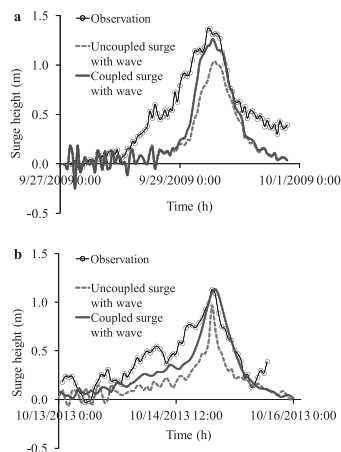


Figure 10. Time series of observed and calculated surge heights at Sontra station because of Typhoon Ketsana (a) and Typhoon Nary (b). In a series of simulations, the wave-dependent drag and radiation stress were included in the case of coupled surge with wave, while only the conventional drag is used in the case of uncoupled surge with wave. The calculated surge heights show that the wave impact was significant in the surge simulation.

wave-generated surge to the total surge level is larger than 45% nearshore (Figure 9b).

Hindcasts of Typhoons Ketsana (2009) and Nary (2013)

Additional simulations of the Typhoon Ketsana and Typhoon Nary surges were conducted that generated storm surges in the study area. In these simulations, two conditions in Table 2 were taken into account on mean sea level: (1) the uncoupled model of uncoupled surge with wave (the use of the conventional drag without the surge–wave interaction) and (2) the coupled model of coupled surge with wave (the use of the wave-dependent drag and the radiation stress). From the results of these simulations, a similar tendency was found that the uncoupled model underestimates the Ketsana (Figure 10a) and Nary (Figure 10b) surges at Sontra, while the coupled model estimates of the surge are in good agreement with observations. Similar to the Typhoon Xangsane surge, the influence of the surge–wave interaction is significant on the storm surge in both typhoons.

Historical Storm Surge on the Coast

Because of lack of observations for the storm surge in this region, information on historical storm surge levels has been needed for planning coastal facilities and mitigating potential coastal damage induced by the impact of climate change. To assess the historical storm surge in the area, a series of storm surge simulations were carried out for the historical typhoons in the period of 1951 to 2014, which uses all available typhoon data from the RSMC of JMA. The trajectories of the typhoons that struck the middle coast of Vietnam over these 63 years are shown in Figure 11. Among them, 49 typhoons were chosen for the storm surge simulations. In the simulations, tide was ignored because the tide–surge interaction is insignificant, as described in the previous section; only the surge–wave interaction, combined with the wave-dependent drag and the

radiation stress in the case of coupled surge with wave, was considered.

According to JMA, Typhoon Harriet (1971) was the most intensive typhoon; this hit the Quangtri Province along the track shown in Figure 1b. In Figure 12a, a time series of the Typhoon Harriet wind speed and sea-level pressure at Cuaviet in the Province of Quangtri is shown. It can be seen that the wind and pressure parametric model estimates the Typhoon Harriet wind and pressure field, reaching 45 m/s and 950 hPa, respectively, at Cuaviet. In Figure 12b, a time series of the Typhoon Harriet surge levels is seen, obtained from the coupled model of surge and wave considering the wave-dependent drag and radiation stress. The results show that the peak surge level is larger than 4.0 m. Even though the calculations cannot be validated because of lack of observations, these results of the historical storm surge are reliable based on those of the coupled model validated in the previous sections. The coupled model of surge and wave estimated surges from other typhoons (*e.g.*, Typhoons Cecil, 1975, and Betty, 1987) that are larger than 2.0 m on the coast where the typhoons hit, although the results are not shown here.

DISCUSSION

This section provides discussion of the impact of the tide and the wave and then an assessment of historical storm surges because of the typhoons in the period of 1951 to 2014.

Impact of Tide–Surge Interaction

In the surge simulations of Typhoon Xangsane (2006), it was found that the difference in the surge levels between uncoupled surge with tide and coupled surge with tide was small, probably coming from low tidal ranges below 1.0 m, as seen in Figure 5, for instance. As a result, it can be said that the tidal effect is insignificant in the surge level on the Danang coast of Vietnam. However, on the northern and southern coasts in the Provinces of Quangbinh and Quangnam, the tidal ranges reach up to 2.0 m. For further discussion on the tide–surge interaction, scenario-based typhoons were taken into account: a modeled typhoon that has the same intensity and track as Typhoon Xangsane but makes landfall in both provinces at different tidal phases of 0.9, 0.5, 0, -0.5 , and -0.9 m, resulting in the generation of maximum surge levels at the designated tidal phase. In these simulations, two models were used: (1) the uncoupled model of uncoupled surge with wave and (2) the coupled model of coupled surge with wave, as listed in Table 2. The tide–surge interaction was examined at Cuagianh and Tamky in both provinces, as shown in Figure 13. From the results of the uncoupled and coupled models, the peak surge level decreases slightly as the tide phase and current increase. However, the change of the peak surge level against the tide phase is within 2%, as found at Sontra in the “Hindcast of Typhoons Xangsane (2006)” section. These results are in line with results reported by Kim, Yasuda, and Mase (2008). In other words, it can be said that the tide–surge interaction is insignificant on the middle coast of Vietnam because of the small tide amplitude.

Impact of Surge–Wave Interaction

In the “Hindcast of Typhoons Xangsane (2006)” section, it was found from the series of numerical experiments that the

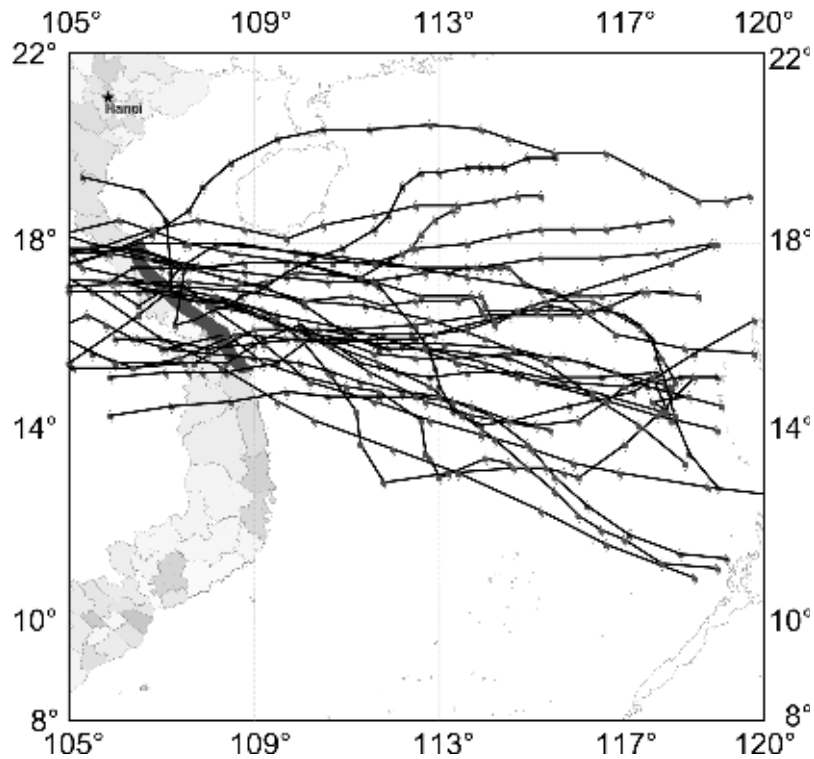


Figure 11. The trajectory of typhoons in the period of 1951 to 2014 that hits the study region.

surge–wave interaction is critical to the estimation of the Typhoon Xangsane surge on the middle coast of Vietnam. In other words, the effect of the wave, combined with the wave-dependent drag and the radiation stress, is the predominant

factor affecting the surge level, and its maximum contribution is 45% of the total surge level. At Sontra, the wave-dependent drag contributes approximately 14% to the total surge level, in comparison with the bulk formula. The radiation stress is in

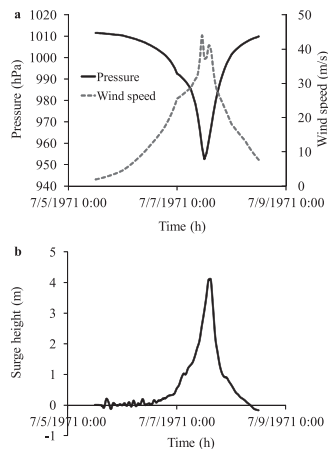


Figure 12. (a) Time series of atmospheric pressures and wind speeds at Cuaviet because of Typhoon Harriet, estimated by formulae of Schloemer (1954) and Fujii and Mitsuta (1986). (b) Time series of storm surges calculated by the surge–wave interaction at Cuaviet because of Typhoon Harriet. The typhoon winds and pressures reached 45 m/s and 950 hPa, respectively, at Cuaviet. The surge height was estimated to be approximately 4.1 m.

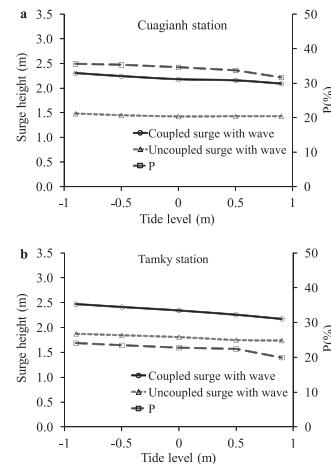


Figure 13. Changes of peak surge levels against different tidal phases at Cuagianh (a) and Tamky (b) in the cases of coupled surge with wave that combined the wave-dependent drag and radiation stress and uncoupled surge with wave that excluded both. In addition, the improvement of the peak surge level in the coupled surge with wave against that in the uncoupled surge with wave is shown as a percentage (P). The results show that the tide–surge interaction is insignificant in terms of tidal phase.

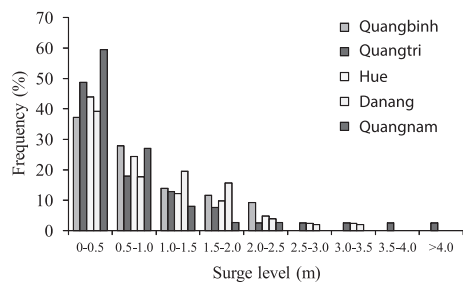


Figure 14. Frequencies of surge levels at five provinces in the period of 1951 to 2014. The figure shows the reproduction of the frequency of peak surge heights using the surge and wave coupled model.

charge of up to approximately 7% of the difference in the total surge level between the simulations including the wave-dependent drag and radiation stress and only the wave-dependent drag. Similar to Typhoon Xangsane, from the storm surge simulations of Typhoon Ketsana, the wave impact contributes up to 25% to the total surge level. In Typhoons Ketsana and Nary, the wave-dependent drag is in charge of maximally 16% in the total surge level compared to using only the bulk formula, while the radiation stress is responsible for up to 9% of the difference between the total surge levels obtained from using both the wave-dependent drag and the radiation stress and those obtained from using only the wave-dependent drag (the results are not shown here). Therefore, the importance of the surge–wave interaction in the present study is affirmed from the surge simulations of three typhoon surges of Typhoons Xangsane, Ketsana, and Nary. In addition, the surge–wave interaction significantly influences the peak surge level in all simulations, as found in the previous sections. Furthermore, the results indicate that the effect of the wave varies with locations: the highest percentage of the wave-generated surge in total surge at Cuagianh is 35% at the lowest tidal phase (Figure 13a), while that at Tamky is 24% (Figure 13b).

Analysis of Historical Storm Surge on the Coast

Based on the results of the historical storm surge simulations presented in the “Results” section, a frequency analysis of the surge levels for five provinces was carried out as shown in Figure 14. As a result, surge levels of smaller than 0.5 m predominantly appear in each province. In the Provinces of Quangtri, Hue, and Danang, surge levels of larger than 2.5 m appear. Especially, in Quangtri, the highest surge level of 4.1 m because of Typhoon Harriet (1971) was estimated. However, surge levels of less than 2.5 m occurred in the Provinces of Quangbinh and Quangnam. The spatial distribution of the highest peak surge level during the period of 1951 to 2014 is provided in Figure 15. It is seen that overall, the highest peak surge levels of more than 2.0 m mainly occurred along the coast. In particular, the highest peak surge levels of larger than 3.0 m are concentrated on the coasts of the Quangtri, Hue, and Danang Provinces because of the landfall of Typhoon Harriet, which was the most intense typhoon in these regions. It is believed that these results are useful in practice for designing

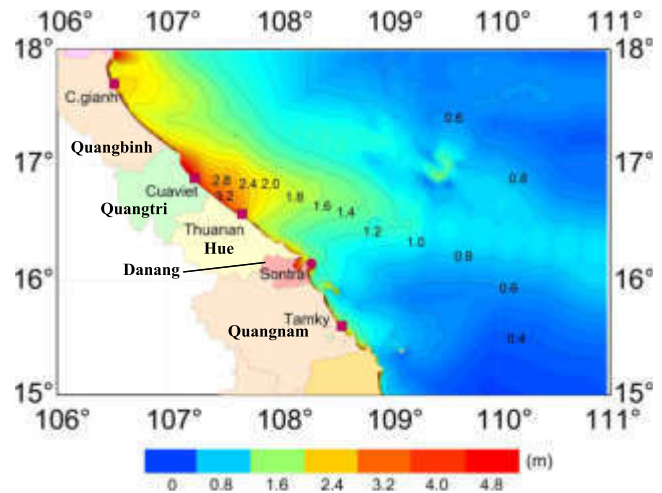


Figure 15. Distributions of maximum surge levels on the coast from Quangbinh to Quangnam in the period of 1951 to 2014. The figure shows that the highest peak surge levels of larger than 3.0 m were concentrated on the Provinces of Quangtri, Hue, and Danang because of the most intensive typhoon, Harriet. (Color for this figure is available in the online version of this paper.)

coastal facilities such as dikes and breakwaters and provide elementary information on planning mitigation of climate change impacts on the coastal zone in Vietnam.

CONCLUSIONS

In recent years, the activity of TCs has accelerated; as a result, the weather and hydrological phenomena in Vietnam have become more variable (*e.g.*, Tan and Thanh, 2013). To mitigate future storm surge damage, it is important to understand features of storm surges on the coast of central Vietnam. In the present study, assessment of extreme surge levels because of historical typhoons in the period of 1951 to 2014 is conducted. Before the assessment, the interaction of surge, wave, and tide is investigated to look for a predominant factor that contributes to storm surge generation on the middle coast of Vietnam during typhoon events. A series of storm surge simulations is conducted using SuWAT (Kim, Yasuda, and Mase, 2008). A parametric wind and pressure model is employed to estimate typhoon wind and pressure fields.

First, the interaction of surge and tide is investigated during Typhoon Xangsane (2006). Results that the tide–surge interaction is negligible, with a difference of 2% between the surge levels with and those without the tide. Then, the surge–wave interaction is examined for the same typhoon. For the surge–wave interaction, the two factors of wave-dependent drag and wave-induced radiation stress are focused on in the surge simulation. The results show that the wave-dependent drag influences the surge level: maximally 14% in the total surge level. The radiation stress also contributes to the surge level: up to 7% in the total surge level. From the series of storm surge simulations for Typhoons Ketsana (2009) and Nary (2013), it is also shown that the surge–wave interaction combining the wave-dependent drag and the radiation stress contributes up to

25% to the total surge level and is crucial to the simulation of the storm surge. As a result, it is found that the predominant factor is the wave-dependent drag in the storm surge simulation that takes into account the surge–wave interaction. In addition, it reveals that the radiation stress is a substantial factor.

Using the coupled model of surge and wave, a series of the historical storm surge simulations in the period of 1951 to 2014 is conducted to assess the storm surge on the middle coast of Vietnam because of lack of observations. From this period, 49 typhoons are selected. The results indicate that in the study area, surge levels of 2.0 to 2.5 m are predominant on the coasts of the Provinces of Quangbinh to Danang. Surge levels larger than 3.0 m are concentrated on the coasts of the Provinces of Quangtri, Hue, and Danang: in particular, the highest surge level of 4.1 m occurs in Quangtri because of Typhoon Harriet (1971). It is believed that these results provide elementary information on planning and designing coastal facilities and mitigations for potential supertyphoons due to climate change impacts on the coastal zone in Vietnam.

In the present study, the relatively coarse grid size of 925 m on the innermost domain was used to look at the effect of the radiation stress on the storm surge. However, the spatial resolution should be increased to more accurately examine the effect of the radiation stress (e.g., Kennedy *et al.*, 2012). Hence, further studies should be done on higher resolutions of less than 1-km grid sizes when planning and managing coastal facilities and structures. In addition, the present study does not consider a wind speed–capped drag at 25 to 30 m/s in the surge and wave interaction in the sea surface boundary (e.g., Kim *et al.*, 2015). A surge–wave interaction in the bottom boundary is not taken into account. Therefore, further studies considering these would be needed to assess supertyphoon-induced surges.

ACKNOWLEDGMENTS

This research is funded by Vietnam National Foundation for Science and Technology Development (NAFOSTED) under grant 105.12-2012.02, partially supported by Japan Society for the Promotion of Science KAKENHI in Japan and the Norwegian Ministry for Foreign Affairs (L.R.H. and C.W.).

LITERATURE CITED

- Battjes, J.A. and Janssen, J.P.F.M., 1978. Energy loss and set-up due to breaking of random waves. *Proceeding of 16th International Conference Coastal Engineering* (ASCE), pp. 569–587.
- Bertin, X.; Li, K.; Roland, A., and Bidlot, J.R., 2015. The contribution of short waves in storm surges: two recent examples in the central part of the Bay of Biscay. *Continental Shelf Research*, 96, 1–15.
- Booij, N.; Ris, R.C., and Holthuijsen, L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions. Part I: Model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104(C4), 7649–7666.
- Cavaleri, L. and Malanotte-Rizzoli, P., 1981. Wind wave prediction in shallow water: Theory and applications. *Journal of Geophysical Research*, 86(c11), 10961–10973.
- Chen, Q.; Wang, L., and Zhao, H., 2008. An integrated surge and wave modeling system for Northern Gulf of Mexico: Simulations for Hurricanes Katrina and Ivan. *Proceedings of the 31st International Conference on Coastal Engineering* (Hamburg, Germany), Vol. 2, pp. 1072–1084.
- Chien, D.D., 2015. Researching the Scientific Basis to Assess the Storm Surge in the Sea Areas from Quang Binh to Quang Nam. Hanoi, Vietnam: University of Science–Vietnam National University, Ph.D. dissertation, 117p [in Vietnamese].
- Choi, B.H.; Eum, H.M., and Woo, S.B., 2003. A synchronously coupled tide–wave–surge model of Yellow Sea. *Coastal Engineering*, 47, 381–398.
- Dietrich, J.C.; Bunya, S.; Westerink, J.J.; Ebersole, B.A.; Smith, J.M.; Atkinson, J.H.; Jensen, R.; Resio, D.T.; Luettich, R.A.; Dawson, C.; Cardone, V.J.; Cox, A.T.; Powell, M.D.; Westerink, H.J., and Roberts, H.J., 2010. A high resolution coupled riverine flow, tide, wind, wind wave and storm surge model for southern Louisiana and Mississippi: Part II—Synoptic description and analyses of Hurricanes Katrina and Rita. *Monthly Weather Review*, 138, 378–404.
- Donelan, M.A.; Haus, B.K.; Reul, N.; Plant, W.J.; Stiassnie, M.; Graber, H.C.; Brown, O.B., and Saltzman, E.S., 2004. On the limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds. *Geophysical Research Letters*, 31, L18306. doi:10.1029/2004GL019460
- Field, C.B.; Barros, V.R.; Dokken, D.J.; Mach, K.J.; Mastrandrea, M.D.; Bilir, T.E.; Chatterjee, M.; Ebi, K.L.; Estrada, Y.O.; Genova, R.C.; Girma, B.; Kissel, E.S.; Levy, A.N.; MacCracken, S.; Mastrandrea, P.R., and White, L.L., 2014. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. The Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press, 1132p.
- Flather, R.A., 1994. A storm surge prediction model for the northern Bay of Bengal with application to the cyclone disaster in April 1991. *Journal of Physical Oceanography*, 24, 172–190.
- Fujii, T. and Mitsuta, Y., 1986. Synthesis of a stochastic typhoon model and simulation of typhoon winds. *Annuals of the Disaster Prevention Research Institute*, 29(B-1), 229–239 [in Japanese].
- Funakoshi, Y.; Hagen, S.C., and Bacopoulos, P., 2008. Coupling of hydrodynamic and wave models: Case study for Hurricane Floyd (1999) hindcast. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 134(6), 321–335. doi:10.1061/(ASCE)0733-950X
- Hasselmann, S.; Hasselmann, K.; Allender, J.H., and Barnett, T.P., 1985. Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity wave spectrum. Part II: Parameterizations of the nonlinear transfer for application in wave models. *Journal of Physical Oceanography*, 15(11), 1378–1391.
- Hien, N.X.; Uu, D.V.; Thuc, T., and Tien, P.V., 2010. Study on wave setup with the storm surge in Hai Phong coastal and estuarine region. *Vietnam National University Journal of Science, Earth Sciences*, 26, 82–89.
- Honda, T. and Mitsuyasu, H., 1980. Experimental study of wind stress in the sea surface. *Annual Journal of Coastal Engineering*, 27, 90–93 [in Japanese].
- Janssen, P.A.E.M., 1989. Wave-induced stress and the drag of air flow over sea waves. *Journal of Physical Oceanography*, 19, 745–754.
- Janssen, P.A.E.M., 1991. Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 1631–1642.
- JMA (Japan Meteorological Agency), 2016. *RSMC Best Track Data*. <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/besttrack.html>.
- Kennedy, A.B.; Westerink, J.J.; Smith, J.M.; Hope, M.E.; Hartman, M.; Taflanidis, A.A.; Tanaka, S.; Westerink, H.; Cheung, K.F.; Smith, T.; Hamann, M.; Minamide, M.; Ota, A., and Dawson, C., 2012. Tropical cyclone inundation potential on the Hawaiian Islands of Oahu and Kauai. *Ocean Modelling*, 52–53, 54–68. doi:10.1016/j.ocemod.2012.04.009
- Kim, S.Y.; Matsumi, Y.; Yasuda, T., and Mase, H., 2014. Storm surges along the Tottori coasts following a typhoon. *Ocean Engineering*, 91, 133–145.
- Kim, S.Y.; Mori, N.; Mase, H., and Yasuda, T., 2015. The role of sea surface drag in a coupled surge and wave model for Typhoon Haiyan 2013. *Ocean Modelling*, 96(1), 65–84. doi:10.1016/j.ocemod.2015.06.004
- Kim, S.Y.; Yasuda, T., and Mase, H., 2008. Numerical analysis of effects of tidal variations on storm surges and waves. *Applied Ocean Research*, 30, 311–322.

- Kim, S.Y.; Yasuda, T., and Mase, H., 2010. Wave set-up in the storm surge along open coasts during Typhoon Anita. *Coastal Engineering*, 57, 631–642.
- Madsen, O.S.; Poon, Y.K., and Graber, H.C., 1988. Spectral wave attenuation by bottom friction: Theory. *Proceeding of 21st International Conference Coastal Engineering* (ASCE), pp. 492–504.
- Mase, H.; Muto, R.; Mori, N.; Kim, S.Y.; Yasuda, T., and Hayashi, Y., 2011. Storm surge simulation due to Isewan Typhoon using detail meteorological re-analysis data. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Series B2 (Coastal Engineering)*, 67(2), 401–405 [in Japanese].
- Masterbroek, C.; Burgers, G., and Janssen, P.A.E.M., 1983. The dynamical coupling of a wave model and a storm surge model through the atmospheric boundary layer. *Journal of Physical Oceanography*, 23, 1856–1866.
- Matsumoto, K.; Takanezawa, T., and Ooe, M., 2000. Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: A global model and a regional model around Japan. *Journal of Oceanography*, 56, 567–581.
- Ninh, P.V., 1992. The Storm Surge Models. *UNDP Project VIE/87/020*, Hanoi, Vietnam: Institute of Mechanics, 147p.
- Powell, M.D.; Vickery, P.J., and Reinhold, T.A., 2003. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, 422, 279–283.
- Sao, N.T., 2008. Storm surge predictions for Vietnam coast by Delft3D model using results from RAMS model. *Journal of Water Resources and Environmental Engineering*, 23, 39–47.
- Schloemer, R.W., 1954. *Analysis and Synthesis of Hurricane Wind Patterns over Lake Okechobee*. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office, *Report No. 31*, 49p.
- Tan, P.V. and Thanh, N.D., 2013. Climate change in Vietnam: Some research findings, challenges and opportunities in international integration. *Vietnam National University Journal of Science*, 29, 42–55 [in Vietnamese, abstract in English].
- Thang, N.V., 1999. Building Scheme for Storm Surge Prediction in Hai Phong Coastal Zone. Hanoi, Vietnam: Vietnam Institute of Meteorology, Hydrology and Environment, Ph.D. dissertation, 120p [in Vietnamese].
- Thanh, H.T., 2011. The Variation of Sea Level in Coastal Zone of Vietnam. Hanoi, Vietnam: Institute of Meteorology, Hydrology and Environment, Ph.D. dissertation, 91p [in Vietnamese].
- Thuy, N.B.; Cuong, H.D.; Tien, D.D.; Chien, D.D., and Kim, S.Y., 2014. Assessment of changes in sea-level caused by Typhoon No. 3 in 2014 and forecast problems. *Scientific and Technical Hydro-Meteorological Journal*, 647, 16–20 [in Vietnamese].
- Thuy, V.T.Th., 2003. Storm Surge Modeling for Vietnam's Coast. Delft, The Netherlands: Delft Hydraulic, Master's thesis, 140p.
- WMO (World Meteorological Organization) Staff, 1998. *Guide to Wave Analysis and Forecasting*, 2nd edition, *WMO-No. 702*. Geneva, Switzerland: Secretariat of the World Meteorological Organization, 159p.
- Zhang, M.Y. and Li, Y.S., 1997. The dynamic coupling of a 3rd-generation wave model and a 3D hydrodynamic model through boundary-layers. *Continental Shelf Research*, 17, 1141–1170.

Research Article

Verification of Forecast Weather Surface Variables over Vietnam Using the National Numerical Weather Prediction System

Tien Du Duc,¹ Lars Robert Hole,² Duc Tran Anh,¹
Cuong Hoang Duc,¹ and Thuy Nguyen Ba¹

¹National Center for Hydro-Meteorological Forecasting, 4 Dang Thai Than Street, Hoan Kiem, Hanoi 10000, Vietnam

²Norwegian Meteorological Institute, Bergen 5007, Norway

Correspondence should be addressed to Lars Robert Hole; lrh@met.no

Received 18 December 2015; Revised 19 April 2016; Accepted 8 May 2016

Academic Editor: Jorge E. Gonzalez

Copyright © 2016 Tien Du Duc et al. This is an open access article distributed under the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

The national numerical weather prediction system of Vietnam is presented and evaluated. The system is based on three main models, namely, the Japanese Global Spectral Model, the US Global Forecast System, and the US Weather Research and Forecasting (WRF) model. The global forecast products have been received at 0.25- and 0.5-degree horizontal resolution, respectively, and the WRF model has been run locally with 16 km horizontal resolution at the National Center for Hydro-Meteorological Forecasting using lateral conditions from GSM and GFS. The model performance is evaluated by comparing model output against observations of precipitation, wind speed, and temperature at 168 weather stations, with daily data from 2010 to 2014. In general, the global models provide more accurate forecasts than the regional models, probably due to the low horizontal resolution in the regional model. Also, the model performance is poorer for stations with altitudes greater than 500 meters above sea level (masl). For tropical cyclone performance validations, the maximum wind surface forecast from global and regional models is also verified against the best track of Joint Typhoon Warning Center. Finally, the model forecast skill during a recent extreme rain event in northeast Vietnam is evaluated.

1. Introduction

Vietnam stretches over 15-degree latitude and has a seasonal and relatively predictable weather. The northern regions have a humid subtropical climate, while the south is in the tropical zone. However, because of differences in latitude and the marked variety of topography, the climate tends to vary considerably from place to place [1].

The weather in Vietnam is dominated by the East Asia Monsoon. During the winter or dry season, extending roughly from November to April, the monsoon winds usually blow from the northeast along the China coast and across the Gulf of Tonkin, picking up considerable moisture; consequently the winter season in most parts of the country is dry only by comparison with the rainy or summer season [2].

The rainy season lasts from May or earlier to October. About 80–90 percent of the precipitation is related to the southwesterly summer monsoon, tropical cyclones from the East Sea of Vietnam, and other tropical disturbances. Annual

rainfall ranges from 1200 to 3000 millimeters; the average of monthly precipitation amount in summer ranges from 150 to 300 millimeters [3]. The average annual temperature is generally higher in the plains than in the mountains and plateaus. Temperatures range from a low of 5°C in December and January, the coolest months, to more than 37°C in April, the hottest month. Seasonal divisions are more clearly marked in the northern half than in the southern half of the country, where, except in some of the highlands, seasonal temperatures vary only by a few degrees, usually in the 21°C–28°C range.

Downscaling of global climate models indicates that even though the air temperature in Vietnam is expected to increase by up to 0.5 K per decade in summer, the precipitation signal depends more on season and region [4]. Overall, an increase in rainfall can be expected, even though the influence of global warming on monsoon patterns is highly uncertain [5]. It is generally expected that there will be a higher occurrence

of extreme precipitation events with global warming, and improved accuracy of operational forecasts can be expected to be of increasing importance to society [6].

It is important to improve the short term forecasting in Vietnam in order to increase the preparedness and mitigate effects of weather induced events such as river flooding, landslides, and strong winds [7]. In order to test and enhance the forecasting system at the National Hydro-Meteorological Service of Vietnam (NHMS), verification against routine observations is useful, preferably including several years of data. Other important phenomena affecting Vietnam are tropical cyclones. With over 3200 km coastal length, Vietnam is also affected by 8–12 tropical cyclones every year moving from Western North Pacific Ocean or generated in South China Sea, the East Sea of Vietnam [8]. Tropical cyclones affect both land and sea by strong wind and heavy rainfall.

By comparing with satellite-derived precipitation, forecast validations from both global and regional models over Southeast Asia have previously been carried out. For example, Yuan et al. [9] validated precipitation forecast from GFS/NCEP system with PERSIAN data for 1–7-day forecast ranges. The results showed that, for the Southeast Asia region, the RMSE of GFS is 5–10 mm/day for 24-hour forecast range and large RMSE values were found over the coastal areas of the center and the south of Vietnam: Indonesia and the Philippines. At regional forecast scales, Hayashi et al. [10] verified the forecast from WRF-ARW model (running at 20 km horizontal resolution) with CMORPH observations over the northern parts of Southeast Asia (Indonesia) from 2007 to 2008. They showed that the forecasts of daily rainfall had a tendency of overestimation for threshold under 5 mm/3 h (bias > 2) and underestimation at higher threshold (bias below 0.3 for higher 10 mm/3 h).

The purpose of this paper is threefold. Firstly, we want to present a brief overview of the operational forecasting system and some characteristics of the weather in Vietnam. Secondly, we will discuss the performance of the forecasting models for different regions and seasons, with emphasis on wind and precipitation since extreme maxima of these two parameters are key threats to lives, livelihoods, and infrastructure. We will present verification statistics for the period 2010–2014. Finally, we will discuss the performance of the model system during an extreme rainfall event in the northern region of Vietnam in July/August 2015.

2. Materials and Methods

Operational forecasting at the National Center for Hydro-Meteorological Forecasting in Vietnam (NCHMF) is based on three main models, namely, the Japanese Global Spectral Model (GSM), the NOAA Global Forecast System (GFS), and the National Center for Atmospheric Research (NCAR, US) Advanced Research of Weather Research and Forecasting (WRF) model, which is run locally.

The WRF model version 3.1 [11] has been applied since 2010 as the main forecasting tool at NHMS Vietnam. Due to limited computing power available, it is run in a 1-domain setup of 16 km resolution and other configurations

including the Rapid Radiative Transfer Model (RRTMG) for long- and short-wave radiation schemes, the Monin-Obukhov surface layer scheme, the Noah land surface model land surface parameterization, the Yonsei University planetary boundary layer, and the Kain-Fritsch cumulus parameterization scheme. Boundary conditions are taken from GFS or GSM model with 0.5 deg resolution. Model output is given every 3 hours with 60-hour lead time. At the surface, the following parameters are analyzed: mean sea level pressure (MSLP), cloud cover, specific humidity, precipitation, 2 m temperature, and wind at 10 m. At standard pressure levels, air temperature, wind, geopotential height, and specific humidity are analyzed.

GFS is the global spectral model of NCEP (National Center for Environmental Predictions) (USA) and was put into operation in NCEP since 1988 [12]. The GFS model is a model with an approximate horizontal resolution of 13 km for the first 10 days and 27 km from 240 to 384 hours (16 days). In the vertical, the model is divided into 64 layers and it produces forecast output every hour for the first 12 hours, every three hours through days 10, and every twelve hours through day 16. Since 2005, NCHMF began to receive GFS model output with resolution of 0.5 degrees and 27-level outputs.

GSM is the global spectral model of Japan Meteorological Agency (JMA), and it was put into operation at JMA in 1988 [13]. The first model had horizontal resolution of 55 km and 16 vertical levels, the top isobaric level was 10 hPa, and primitive equations were written in sigma coordinates. In 2007, horizontal resolution was improved to 20 km and the number of vertical layers was increased from 40 to 60. In 2013, the range of the forecast run at 12 UTC was extended from 216 to 264 hours for both the GSM and the One-Week Ensemble Prediction System. NHMS Vietnam has applied GSM since 1997. Since 2008, NCHMF began to receive GSM model with resolution of 0.5 degrees and 21-level output. NCHMF also received GSM surface fields with resolution of 0.25 degrees since 2010.

The initial and boundary conditions for the WRF model are taken from above GSM and GFS forecasts at surface and pressure levels. Depending on driving boundaries, the WRF forecasts are named as WRF-GFS if using GFS and WRF-GSM if using GSM. An example of different rainfall forecast from GSM and GFS and downscaling forecast from WRF-GSM and WRF-GFS is illustrated in Figure 8.

During tropical cyclones, the track and intensity forecast are calculated from these models by finding the minimum sea surface pressure (as position of tropical cyclones) and maximum surface wind (as intensity of tropical cyclone).

The number of observation stations in Vietnam increased from 89 in 1988 to 178 in 2015, with 4 or 8 observations per day. In this paper, in order to verify model data, we use observation data from 168 stations. The spatial distribution of all local observations is plotted in Figure 1(a). Of these 168 stations, only about 18–24 stations are reported to WMO every 6 hours. The highest station density is in the Red River Delta area with approximately 1 station per 750 km². The coarsest station density is in the central highland area

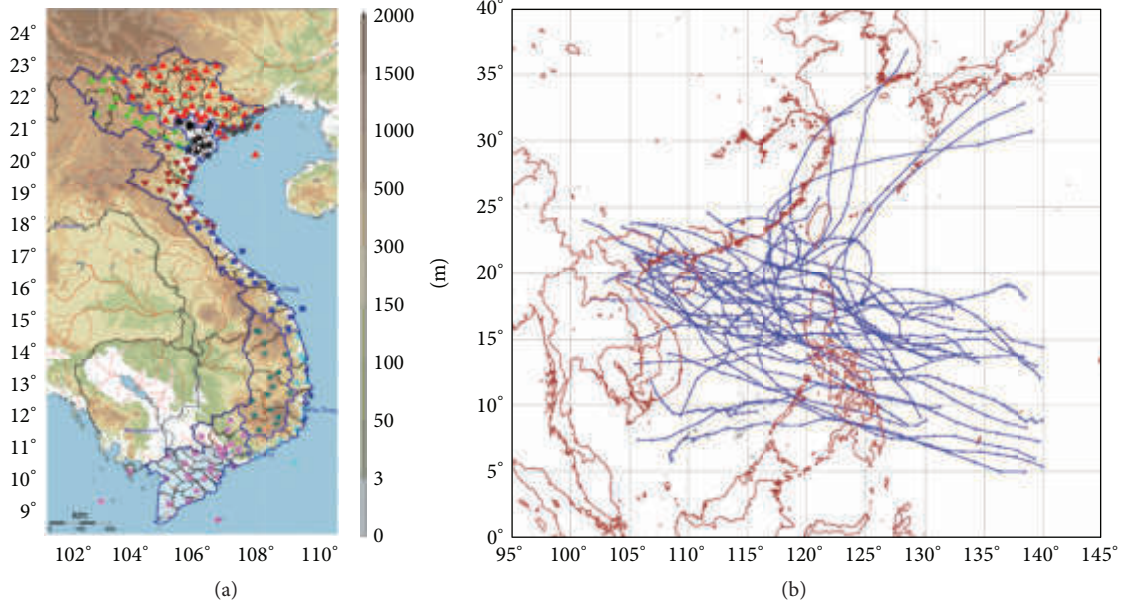


FIGURE 1: (a) Weather stations in Vietnam where 21 stations over the northwest are marked by green circles, 49 stations over the northeast are marked by red triangles, 12 stations over Red River Delta are marked by black stars, 20 stations over the north center are marked by inverted brown triangles, 15 stations over the middle center are marked by blue squares, 11 stations over the south center are marked by blue rhombuses, 17 stations over the central highland are marked by dark green pentagons, and 23 stations over the south are marked by pink circles. (b) Tropical cyclone activities over East Sea of Vietnam from 2010 to 2014.

with approximately 1 station per 3200 km². On average, the current surface observation network density of Vietnam is about 1 station per 1500 km² for flat regions and 1 station per 2500 km² for complex regions.

Here we have used simple statistics in order to compare forecasts with observations. The 24 h forecast for the period 2010–2014 has been stored for each station and compared with observations. Three main verification scores will be used in this study including mean absolute error (MAE), root mean square error (RMSE), and equitable threat score (ETS) [14]. The definition of ETS is as follows:

$$ETS = \frac{H - Hits_{random}}{H + M + F - Hits_{random}}, \quad (1)$$

where $Hits_{random} = (H + F)(H + M)/T$, H is the hit rate of occurring rainfall (at a given threshold) for both forecast and observation, M is missed rate of occurring rainfall forecasts, F is the false alarm rate of the forecast, and T is a sum of H , M , and F and number of nonoccurring rainfalls for both forecast and observation.

For tropical cyclone performance validations, the maximum wind surface forecast from global and regional models will also be verified against the best track of Joint Typhoon Warning Center (JTWC) [15] for this period.

3. Results and Discussion

The observation quality control processes are based on the comparisons of observation values and other references including climatology and mean values of surrounding stations and from model forecast. If deviations of observations

and references are high, these observations will be classified as high probability of wrong observation. The criteria for classification are also dependent on variables and climate regions. In our study, the precipitation and wind observation are simply controlled if they are within reasonable ranges. The temperature observations are accepted only when passing through two steps: (i) they are numerically with a reasonable range compared to climatology data and (ii) they are checked to be not too much off from their surrounding observations. For example of quality control results, on March 16, 2011, for WMO station Da Nang with ID 48885, the temperature of 00Z (7 am local time), 06Z (13 pm local time), 12Z (19 pm local time), and 18Z (01 am local time) was 20.3°C, 18.8°C, 17.9°C, and 18.4°C. The minimum of temperature of climate data for 06Z (13 pm local time) is 20.1°C (the mean value minus five times the standard deviation of temperature for Da Nang station from 1998 to 2010); therefore the value 18.8°C for 18Z had been qualified as wrong value even though actually this is caused by cold surge from the north. Another example also for Da Nang station on April 18, 2011, the temperature of 00Z, 06Z, 12Z, and 18Z was 25.7°C, 23.2°C, 23.9°C, and 22.7°C. The value 23.2 for 06Z was qualified also for the climatology check. In summary, Tables 1 and 2 show the percentage of data perfection in every month of 2010–2014 for temperature and wind speed, respectively. About 85% of the temperature observations and 88% of the wind speed observations are accepted for this period.

The maps for average wind (Figure 2) reveal temporal and regional patterns. Not surprisingly wind speeds (U10) are highest in the late afternoon (12Z observations). Wind speeds are highest along the coast (particularly the Red

TABLE 1: Percentage (%) of observation data (T2m) kept after quality control.

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
2010	86.31	82.19	84.79	85.71	79.13	81.13	79.99	79.27	78.59	84.17	83.86	87.91
2011	88.96	85.18	80.33	85.29	84.66	84.46	79.77	80.73	75.99	86.82	85.93	89.24
2012	88.10	83.41	84.73	77.98	81.85	81.30	81.06	78.54	82.38	84.33	84.92	83.25
2013	89.62	87.00	86.56	85.80	83.02	86.34	84.27	79.11	78.35	84.48	88.74	90.97
2014	91.16	89.48	85.67	85.09	84.95	87.33	84.83	83.14	83.77	88.77	88.47	92.62

TABLE 2: Same as Table 1, but for wind (U10).

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
2010	87.43	87.28	87.49	87.82	84.37	88.02	87.83	87.43	87.57	87.14	83.82	88.16
2011	88.61	88.89	83.37	88.65	87.81	87.86	88.77	89.18	86.87	90.46	87.99	88.76
2012	89.67	86.78	88.26	81.73	87.43	87.32	88.08	88.42	87.74	86.83	87.87	84.07
2013	90.87	88.05	88.16	88.35	89.67	89.43	89.67	88.33	81.95	87.12	89.22	90.04
2014	88.92	88.12	88.46	88.29	90.47	91.86	92.99	92.30	90.86	91.65	91.57	93.30

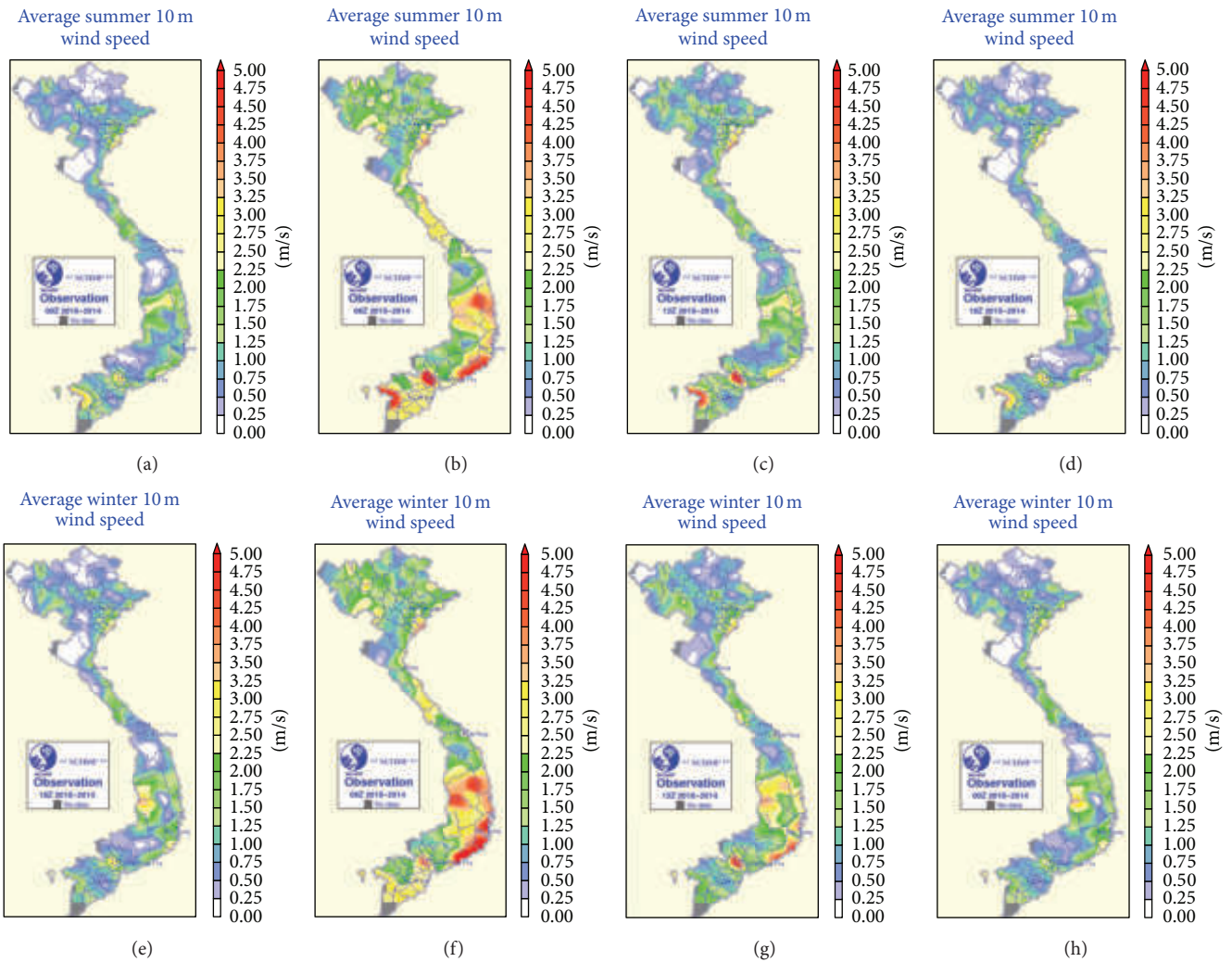


FIGURE 2: Summer (April–September) average wind speed in Vietnam from observations 2010–2014 at different forecast cycles: (a) 00 UTC (07 am local time), (b) 06 UTC (13 pm local time), (c) 12 UTC (19 pm local time), and (d) 18 UTC (01 am local time). (e–h) Winter (October–March) average wind speed in Vietnam from observations 2010–2014 at different forecast cycles: (e) 00 UTC (07 am local time), (f) 06 UTC (13 pm local time), (g) 12 UTC (19 pm local time), and (h) 18 UTC (01 am local time).

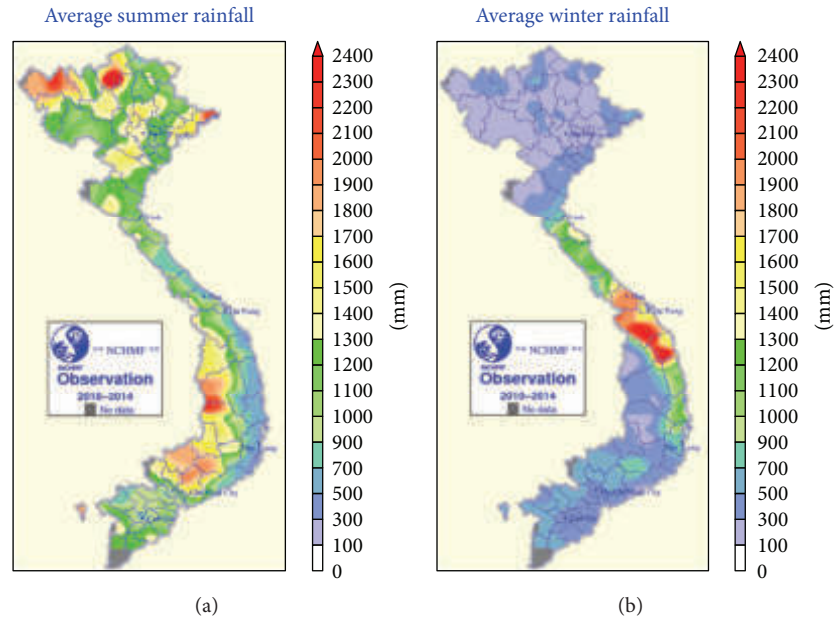


FIGURE 3: Average summer (a) and winter (b) 24 h accumulated rainfall from observations.

River Delta and the South Central region) and in the central highland. In the latter region, the observation network is sparse. Average wind speeds are somewhat higher in winter, mainly due to cold surges from the north. Sometimes these cold surges can affect the central region of Vietnam (latitude $\sim 15\text{-}16^\circ\text{N}$). In the southwesterly monsoon season (summer), precipitation is highest (around 2500 mm in six months) in the northern mountain regions (Figure 3(a)), while during the northeast monsoon during winter the central region near Da Nang receives the most precipitation (around 2500 mm in six months) (Figure 3(b)).

Looking at forecasts of U10 (Figure 4), the two global models (GSF and GSM) have a RMSE compared to observations of around 1 m/s in most of the country, except in the central highland south and central coastal areas, where the RMSE is around 3 m/s. For the two regional realizations with global models on the boundaries (WRF-GFS and WRF-GSM), the RMSE is around 3–6 m/s for the entire country. Patterns are similar in both summer and winter, but with slightly higher errors in winter. There were no systematic biases for U10 from both global and regional forecasts.

About 42 tropical cyclones affecting Vietnam, with about 600 forecast cycles (see Table 3 and Figure 1(b)) from 2010 to 2014, have been verified. The global forecast mean absolute errors range from 9 to 10 m/s for 24 h forecast range and 10 to 11 m/s for 48 h forecast range. The regional forecasts perform 10–15% better compared to global errors, from 8 to 9 m/s for 24 h forecast and 8.5 to 9.5 m/s for 48 h forecast (see Table 4). Some track forecasts validations (not shown here) also for these tropical cycles showed that there were small differences between regional and global forecasts.

For 24-hour accumulated precipitation, RR24 (Figure 5), in winter, the GFS forecasts compare slightly better to observations compared to GSM, with MAE < 10 mm for

most regions, while the regional models reveal errors of 10–20 mm in most regions. In summer, the GSM provides the most accurate forecast. Again, errors are highest in the central highland. In general, moderate rain is overestimated, while severe rains are underestimated (Tables 5 and 6), which corresponds to the results by Hayashi et al. [10].

The ETS was computed at three thresholds for this period and shown in Table 8. The GSM showed highest values for both 24 h forecast range (0.2) and 48 h forecast range (0.16). The regional models can compare with global forecast only at the threshold below 16 mm/24 h. At the higher threshold (over 50 mm/24 h), the ETS is reduced from 30 to 40% compared to the lower threshold.

For 2 m air temperature, T2M (Figure 6), errors tend to be smaller in the south, with GSM having the most accurate forecasts (MAE < 1 K in the south), otherwise mostly MAE < 2 K. Again, the regional models seem to have poorer skill than their global counterparts.

Finally, we have studied the extreme precipitation episode in the northeast region during the period from 25 July to 3 August 2015 (Figure 7). This region is characterized by a relatively dense observation network (49 stations, Figure 1). A tropical depression was stationary off the coast in this period, providing a northeast air flow with unprecedented 216 hr precipitation amounts at several stations. The highest precipitation was recorded at Cua Ong (StationID: 48836, 107.35E; 21.02N, 57 masl) with 1172 mm. This station is not in the GTS WMO list for Vietnam and consequently not assimilated in the global models. During this episode, GFS seems to be more accurate, with MAE for RR24 of around 70 mm in the affected region (Figure 8). The regional model forecasts reveal MAE of around 100 mm, showing that the extreme precipitation episode was grossly underpredicted by all models (Table 7).

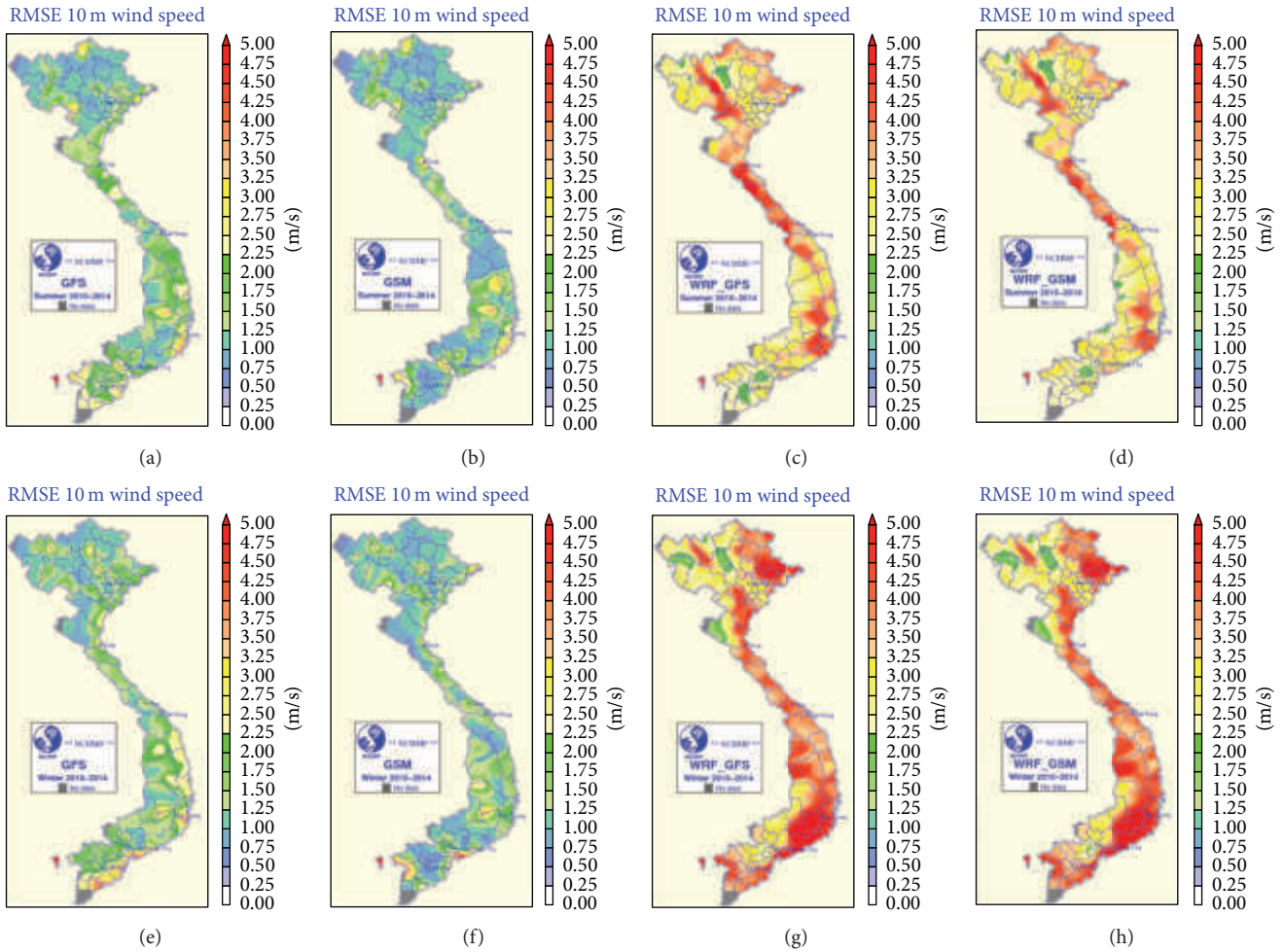


FIGURE 4: (a–d) Root mean square error of wind speed for model GFS (a), GSM (b), WRF-GFS (c), and WRF-GSM (d) forecasts, summer (April–September) 2010–2014. (e–h) Root mean square error of wind speed for model GFS (e), GSM (f), WRF-GFS (g), and WRF-GSM (h) forecasts, winter (October–March) 2010–2014.

4. Conclusions

The forecasting system at National Center for Hydro-Meteorological Forecasting, National Hydro-Meteorological Service of Vietnam, has been described and evaluated. The system is based on available data from two global models (GFS and GSM) as well as a regional model (WRF) which is run locally with 16 km resolution. Here, we have presented verification results for 24-hour accumulated precipitation (RR24), 10 m wind speed (U10), and air temperature at 2 m (T2m). Model data has been stored for 168 stations for the period 2010–2014 and compared with observations at these stations. Related tropical cyclones, the maximum surface wind, or intensity forecasts were also verified against the best track of JTWC.

For precipitation forecasts, the results show low skill of all models for thresholds over 16 mm per day. All models can provide correct forecasts over 90% for only small amount of rainfall (0–16 mm/24 h) and below 30% for heavy rainfall. The models can capture precipitation over 16 mm/day better

in winter compared to summer (30–50% compared to 10–30% in summer). In general, the GSM has better skills in precipitation forecast than other systems (highest ETS). The skills of regional forecast for surface variables are clearly lower than global forecasts. For tropical cyclone forecasts, there is no improvement of track forecasts in regional forecasts but the regional forecast can provide slightly more accurate intensity than global forecasts.

For RR24, the MAE for all stations with height below 500 m was 6.8 mm for GSM, 5.8 mm for GFS, and 5.7 mm for both WRF-GSM and WRF-GFS. For stations with height above 500 m (29 stations) the MAE was 6.1 mm for GSM, 6.7 mm for GFS, 8.9 mm for WRF-GSM, and 10.3 mm for WRF-GFS. The poorer performance for high altitude stations is in accordance with Shea et al. [16]. For U10 and T2m, there is no clear difference in errors for station above or below 500 m.

In addition, an extreme rain event during the period from 25 July to 3 August 2015 has been studied in particular. In general, the regional model has lower skill than the

TABLE 3: Tropical cyclones affecting Vietnam sea from 2010 to 2014.

Year	Name	Start date	End date	Maximum surface wind (kt)
2014	HAGUPIT	2014120112	2014121200	155
	SINLAKU	2014112606	2014112918	55
	FUNG WONG	2014091712	2014092312	50
	KALMAEGI	2014091018	2014091618	70
	RAMMASUN	2014071212	2014071900	135
	HAGIBIT	2014061406	2014061700	45
	KAJIKI	2014013018	2014020118	35
2013	HAIYAN	2013110320	2013111100	170
	KROSA	2013102913	2013110400	100
	NARI	2013100908	2013101500	105
	WUTIP	2013092618	2013093012	90
	USAGI	2013091618	2013092212	140
	UTOR	2013080818	2013081412	130
	MANGKHUT	2013080518	2013080718	40
	JEBI	2013073100	2013080306	60
	BEBINCA	2013062012	2013062306	35
	SONAMU	2013010312	2013010818	45
	2012	WUKONG	2012122418	2012122812
BOPHA		2012120112	2012120900	140
SONTINH		2012102318	2012102900	110
GAEMI		2012100112	2012100612	55
TEMBIN		2012081900	2012082912	115
KAI TAK		2012081212	2012081718	70
VINCENTE		2012072018	2012072400	115
DOKSURI		2012062612	2012063000	50
TALIM		2012061718	2012062100	45
PAKHAR		2012032900	2012040118	65
2011	WASHI	2011121306	2011121912	55
	BANYAN	2011101000	2011101418	35
	NALGAE	2011092706	2011100512	130
	HAITANG	2011092412	2011092618	35
	NESAT	2011092312	2011093012	105
	NOCK TEN	2011072418	2011073006	65
	HAIMA	2011061618	2011062418	35
	SONGDA	2011052006	2011052806	140
	AERE	2011050606	2011051100	50
2010	MEGI	2010101300	2010102306	155
	MERANTI	2010090800	2010091000	65
	LIONROCK	2010082706	2010090200	55
	MINDULLE	2010082212	2010082412	60
	CHANTHU	2010071806	2010072212	75
	CONSON	2010071112	2010071718	75

TABLE 4: MAE of maximum surface wind forecast for tropical cyclone affecting East Sea of Vietnam from 2008 to 2014 (unit m/s) for 24 h and 48 h forecast ranges. Notice that the GSM in this table is in 0.5-degree resolution.

Model Year\range	GFS		GSM		WRF-GFS		WRF-GSM	
	24 h	48 h	24 h	48 h	24 h	48 h	24 h	48 h
2010	11.5	11.0	9.5	5.1	8.6	7.1	6.1	5.1
2011	3.8	6.0	3.8	5.9	3.9	10.0	3.7	5.9
2012	9.0	8.1	9.5	7.3	7.2	6.3	7.8	7.3
2013	13.3	14.6	16.6	9.6	8.7	9.3	11.0	9.6
2014	10.9	13.4	13.4	26.9	15.2	13.9	24.3	26.9

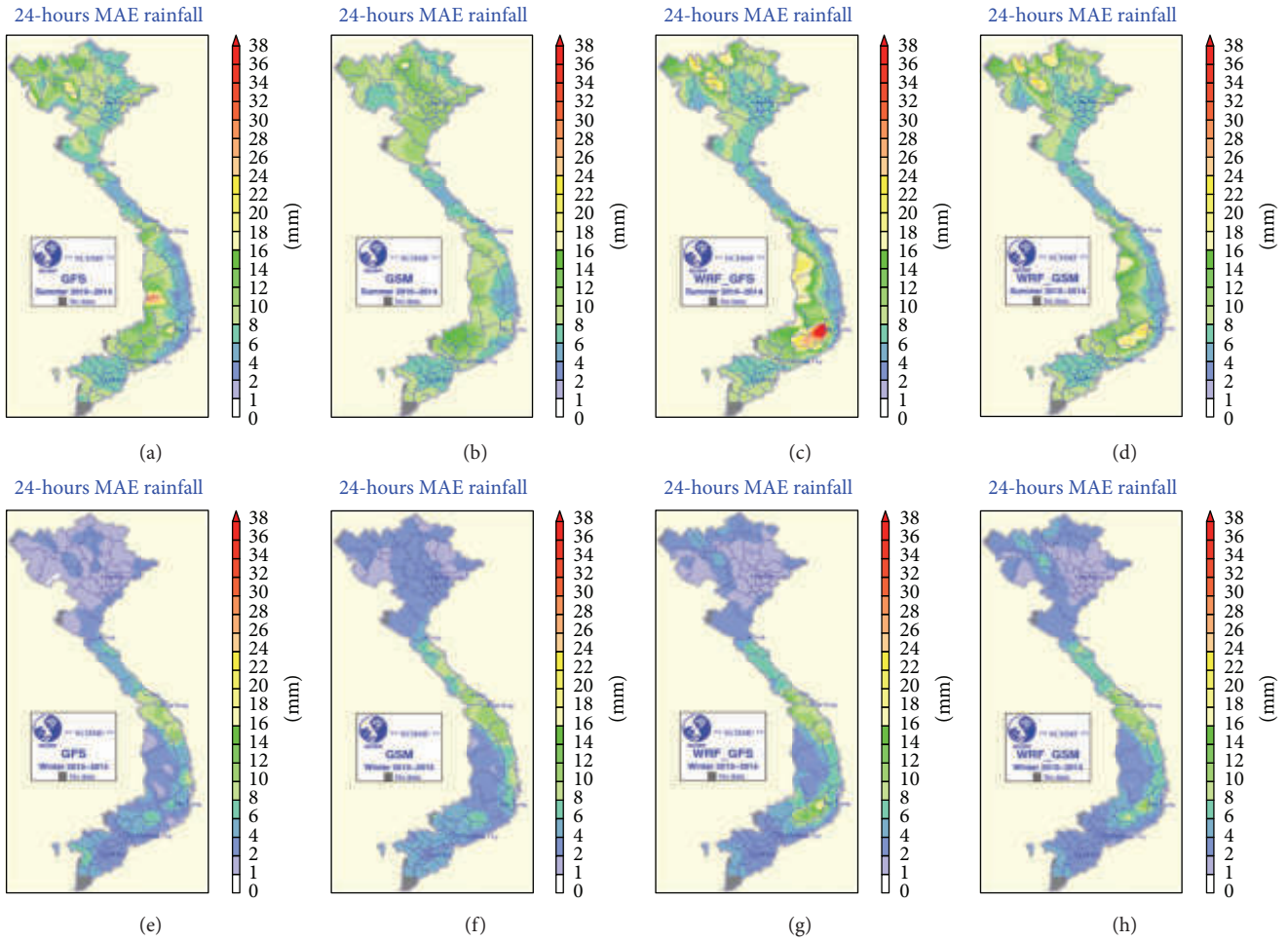


FIGURE 5: (a–d) Mean absolute error for 24 h accumulated rainfall (RR24) for model GFS (a), GSM (b), WRF-GFS (c), and WRF-GSM (d) forecasts, summer (April–September) 2010–2014. (e–h) Mean absolute error for 24 h accumulated rainfall (RR24) for model GFS (e), GSM (f), WRF-GFS (g), and WRF-GSM (h) forecasts, winter (October–March) 2010–2014.

TABLE 5: Contingency table for RR24, winter (October–March), 2010–2014. Bold font indicates correct forecasts. The columns are the four observation categories.

		Observation					
		(mm)	0–16	16–50	50–100	100+	Sum (%)
GSM	0–16	97,34	2,24	0,35	0,07	100	
	16–50	66,28	24,70	6,65	2,37	100	
	50–100	30,71	31,60	21,29	16,41	100	
	100+	6,25	18,38	25,74	49,63	100	
GFS	0–16	97,20	2,28	0,42	0,11	100	
	16–50	61,57	28,27	7,46	2,70	100	
	50–100	33,29	35,50	18,51	12,71	100	
	100+	12,67	19,00	19,46	48,87	100	
WRF-GSM	0–16	97,22	2,32	0,38	0,08	100	
	16–50	64,32	24,75	8,11	2,82	100	
	50–100	28,93	28,21	20,58	22,28	100	
	100+	23,04	21,47	17,80	37,70	100	
WRF-GFS	0–16	97,40	2,17	0,36	0,07	100	
	16–50	64,15	25,90	7,43	2,52	100	
	50–100	33,93	29,39	19,66	17,02	100	
	100+	27,82	20,55	19,55	32,08	100	

TABLE 6: Same as Table 3, but for summer (April–September), 2010–2014.

		Observation					
		(mm)	0–16	16–50	50–100	100+	Sum (%)
GSM	0–16	90,63	7,96	1,26	0,15	100	
	16–50	69,92	22,72	6,18	1,18	100	
	50–100	40,50	30,70	18,91	9,89	100	
	100+	13,39	21,86	33,88	30,87	100	
GFS	0–16	89,30	8,88	1,59	0,23	100	
	16–50	68,74	23,23	6,56	1,47	100	
	50–100	45,97	28,54	17,38	8,10	100	
	100+	21,67	25,06	27,99	25,28	100	
WRF-GSM	0–16	89,48	8,70	1,60	0,23	100	
	16–50	68,79	23,30	6,36	1,55	100	
	50–100	46,12	29,98	16,57	7,33	100	
	100+	33,99	25,74	21,78	18,48	100	
WRF-GFS	0–16	89,87	8,37	1,53	0,23	100	
	16–50	69,23	23,22	6,16	1,39	100	
	50–100	50,12	28,09	14,18	7,61	100	
	100+	43,76	26,64	18,60	10,99	100	

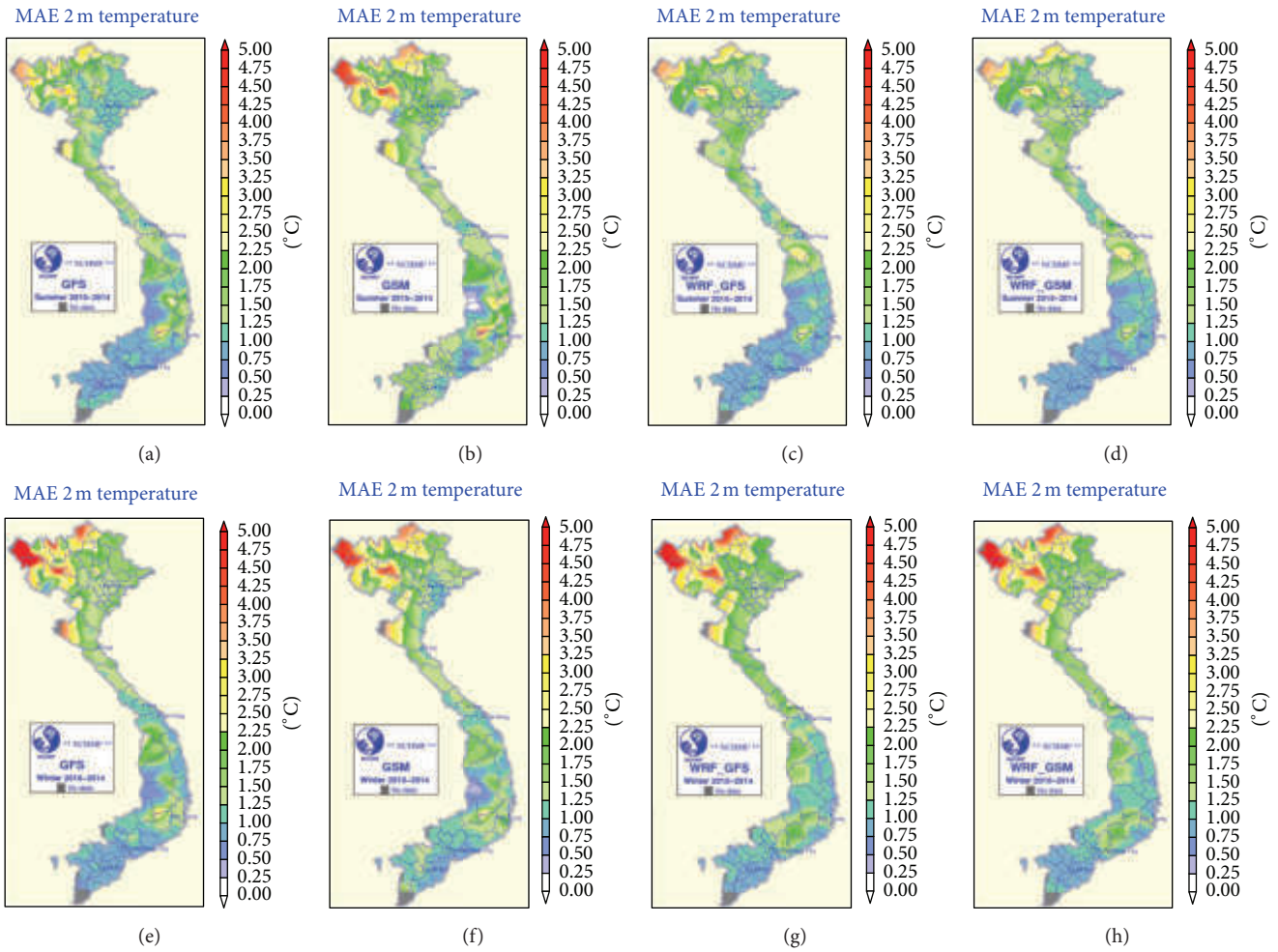


FIGURE 6: (a–d) Mean absolute error for 2 m air temperature (T2m) for model GFS (a), GSM (b), WRF-GFS (c), and WRF-GSM (d) forecasts for summer (April–September) 2010–2014. (e–h) Mean absolute error for 2 m air temperature (T2m) for model GFS (e), GSM (f), WRF-GFS (g), and WRF-GSM (h) forecasts for winter (October–March) 2010–2014.

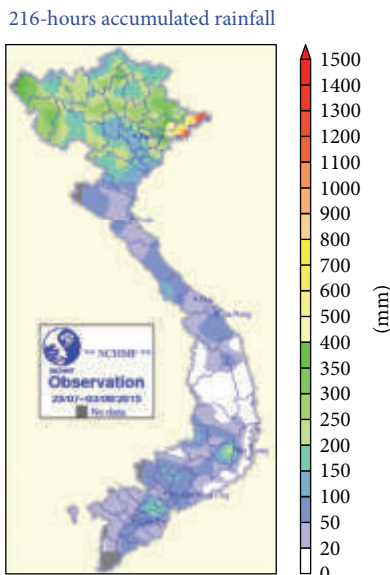


FIGURE 7: 216-hour accumulated rain fall, 25 July–3 August 2015.

TABLE 7: Same as Table 3, but for the extreme event in the northeast region (49 stations), 27 July to 3 August 2015.

	(mm)	Observation				Sum (%)
		0–16	16–50	50–100	100+	
GSM	0–16	63,68	26,92	7,69	1,71	100
	16–50	43,82	35,96	14,89	5,34	100
	50–100	37,10	25,00	26,61	11,29	100
	100+	50,00	22,22	5,56	22,22	100
GFS	0–16	60,93	26,50	10,93	1,64	100
	16–50	39,46	39,08	15,33	6,13	100
	50–100	36,71	26,58	22,78	13,92	100
	100+	19,23	23,08	26,92	30,77	100
WRF-GSM	0–16	59,29	27,53	10,12	3,06	100
	16–50	39,43	36,99	18,29	5,28	100
	50–100	14,81	29,63	29,63	25,93	100
	100+	42,86	28,57	14,29	14,29	100
WRF-GFS	0–16	60,74	25,64	9,93	3,70	100
	16–50	35,44	40,93	18,99	4,64	100
	50–100	17,02	31,91	27,66	23,40	100
	100+	33,33	20,00	26,67	20,00	100

TABLE 8: ETS at three thresholds for 24 h and 48 h forecast range of GFS, GSM, WRF-GFS, and WRF-GSM in Vietnam from 2010 to 2014.

Threshold	GFS		GSM		WRF-GFS		WRF-GSM	
	24 h	48 h	24 h	48 h	24 h	48 h	24 h	48 h
16 mm/24 h	0.18	0.15	0.2	0.16	0.19	0.15	0.18	0.14
50 mm/24 h	0.13	0.1	0.16	0.13	0.13	0.1	0.12	0.09
100 mm/24 h	0.12	0.09	0.14	0.11	0.09	0.07	0.08	0.07

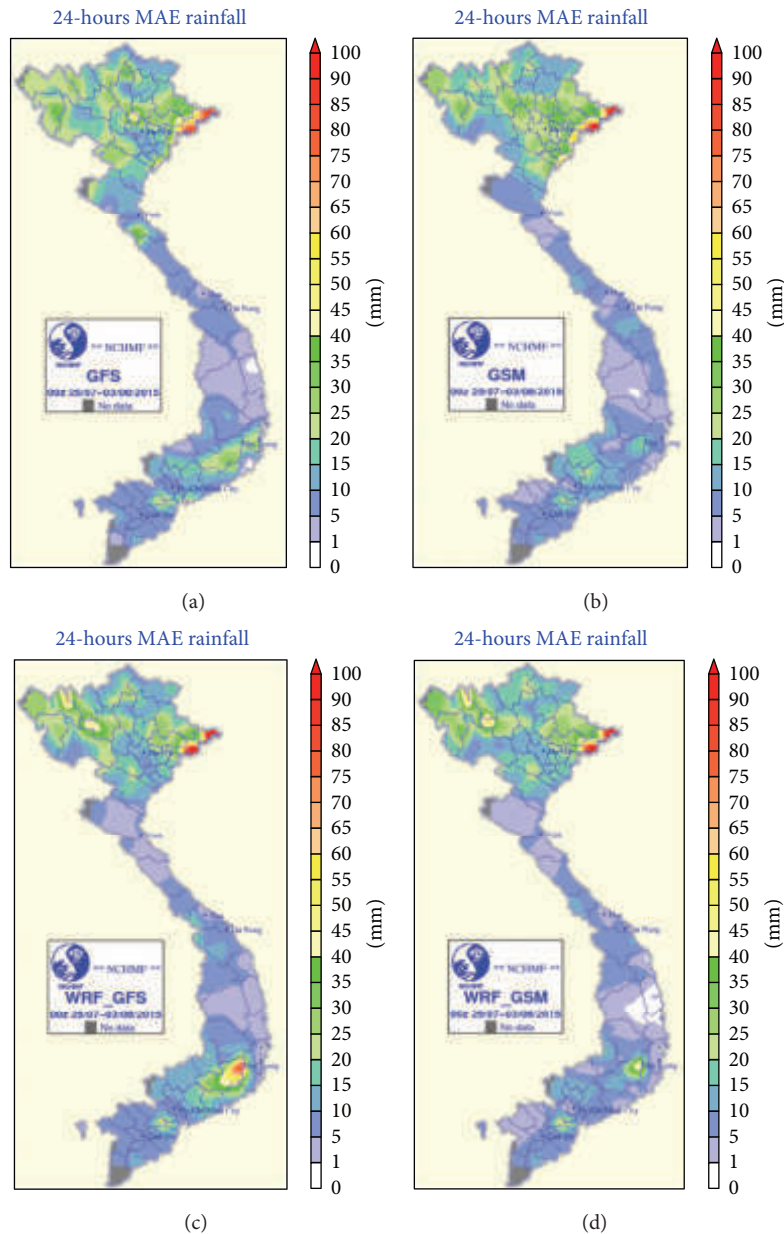


FIGURE 8: Mean absolute error for 24 h accumulated rainfall (RR24) for model GFS (a), GSM (b), WRF-GFS (c), and WRF-GSM (d) forecasts, 25 July–3 August 2015.

global products. All models have lower skills in mountainous regions compared to lower regions.

The resolution of WRF at 16 km is not enough for simulating the mesoscale phenomena after downscaling from global forecasts. The large errors in regional models can be

reduced by using assimilation schemes in upcoming studies with local observations of Vietnam that have not earlier been submitted to the global telecommunication system of WMO. Only about 20–30 stations of Vietnam are reported and can be used in assimilation of global models. In the

near future, new computing facilities and faster networks will be available, and the regional forecasts can be improved with increasing horizontal and vertical resolution. Systematic testing of different boundary layer schemes and surface physics will also be carried out for heavy rainfall cases occurring in Vietnam.

Even though the present study shows that the regional models perform poorer than available global products, NHMS Vietnam has gained competence and experience running WRF and is now prepared to run the model with nesting and higher resolution.

Competing Interests

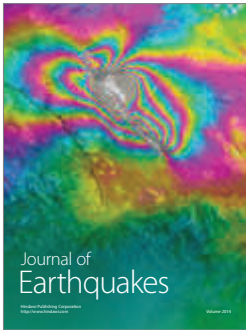
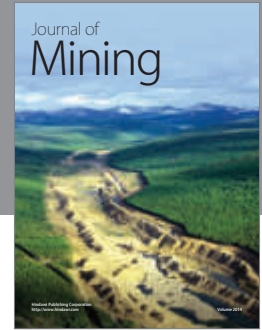
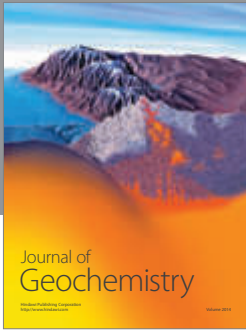
The authors declare that there is no conflict of interests regarding the publication of this paper.

Acknowledgments

This study is supported and funded by Norwegian Ministry of Foreign Affairs (MFA) and in collaboration with Asian Disaster Preparedness Center (ADPC) in the cooperation program between the National Hydro-Meteorological Service of Vietnam and the Norwegian Meteorological Institute on Capacity Building, Project TNMT.05.45 in TNMT.05/10-15 Program of Vietnam Ministry of Natural Resources and Environment (MONRE), and the Vietnam National Foundation for Science and Technology Development (NAFOSTED) under Grant no. 105.12-2012.02.

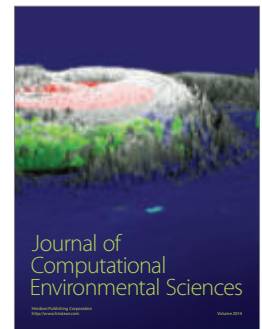
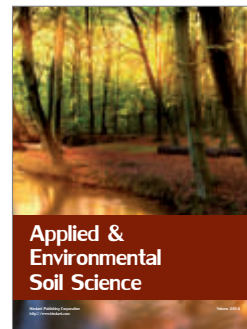
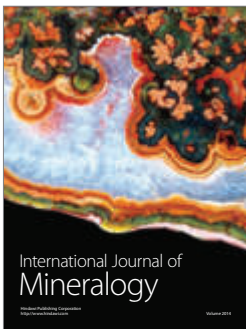
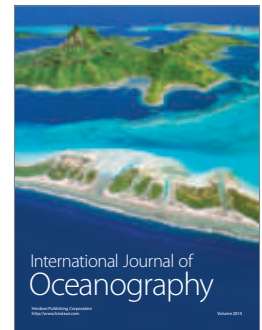
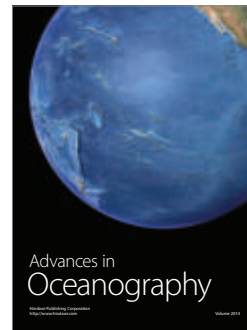
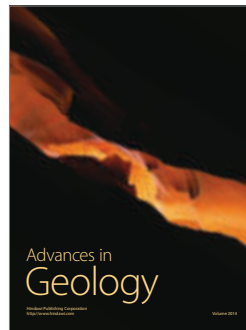
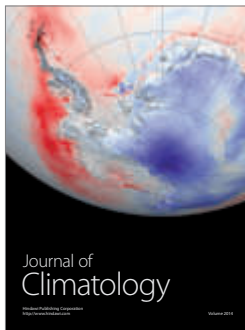
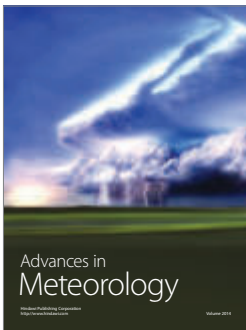
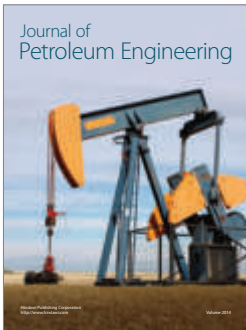
References

- [1] W. N. Adger, "Social vulnerability to climate change and extremes in coastal Vietnam," *World Development*, vol. 27, no. 2, pp. 249–269, 1999.
- [2] V. T. Phan, T. Ngo-Duc, and T. M. H. Ho, "Seasonal and inter-annual variations of surface climate elements over Vietnam," *Climate Research*, vol. 40, pp. 49–60, 2009.
- [3] D.-Q. Nguyen, J. Renwick, and J. McGregor, "Variations of surface temperature and rainfall in Vietnam from 1971 to 2010," *International Journal of Climatology*, vol. 34, no. 1, pp. 249–264, 2014.
- [4] T. Ngo-Duc, C. Kieu, M. Thatcher, D. Nguyen-Le, and T. Phan-Van, "Climate projections for Vietnam based on regional climate models," *Climate Research*, vol. 60, no. 3, pp. 199–213, 2014.
- [5] V. T. Tran, "Variation of some atmospheric circulation factors affecting Vietnam climate," *Earth Sciences*, vol. 27, no. 2, pp. 107–111, 2011.
- [6] R. K. Pachauri, M. R. Allen, V. R. Barros et al., *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2014.
- [7] D. H. Nam, K. Udo, and A. Mano, "Flood forecasting and early warning for river basins in Central Vietnam," *Journal of Japan Society of Civil Engineers, B1*, vol. 67, no. 4, pp. 1-7–1-12, 2011.
- [8] N. D. Thao, H. Takagi, and M. Esteban, *Coastal Disasters and Climate Change in Vietnam: Engineering and Planning Perspectives*, Elsevier, New York, NY, USA, 1st edition, 2014.
- [9] H. Yuan, C. Lu, E. I. Tollerud, J. A. McGinley, and P. Schultz, "Analysis of precipitation forecasts from the NCEP global forecast system," in *Proceedings of the 22nd Conference on Weather Analysis and Forecasting/18th Conference on Numerical Weather Prediction*, pp. 2–22, 2007.
- [10] S. Hayashi, K. Aranami, and K. Saito, "Statistical verification of short term NWP by NHM and WRF-ARW with 20 km horizontal resolution around Japan and Southeast Asia," *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, vol. 4, no. 1, pp. 133–136, 2008.
- [11] W. Skamarock, J. D. O. Dudhia, D. M. Gill et al., "A description of the advanced research WRF version 3," NCAR Technical Note TN- 475+STR, NCAR, Boulder, Colo, USA, 2008.
- [12] <http://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-data-sets/global-forecast-system-gfs>.
- [13] <http://www.jma.go.jp/jma/en/Activities/nwp.html>.
- [14] D. S. Wilks, *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Elsevier Academic Press, New York, NY, USA, 2006.
- [15] http://www.usno.navy.mil/NOOC/nmfc-ph/RSS/jtwc/best_tracks/wpindex.php.
- [16] J. M. Shea, P. Wagon, W. W. Immerzeel, R. Biron, F. Brun, and F. Pellicciotti, "A comparative high-altitude meteorological analysis from three catchments in the Nepalese Himalaya," *International Journal of Water Resources Development*, vol. 31, no. 2, pp. 174–200, 2015.



Hindawi

Submit your manuscripts at
<http://www.hindawi.com>



CONSENT LETTER

To whom it may concern

Journal title: Journal of Coastal Conservation

Article title: Tsunami mitigation by coastal vegetation considering the effect of tree breaking (2012). Journal of Coastal Conservation, Vol. 16/1, pp. 111-121.

Authors: Nguyen Ba Thuy, Norio Tanaka, Katsutoshi Tanimoto

I am the supervisor of Dr. Nguyen Ba Thuy during doctor course in Saitama University, Japan from October 2007 to September 2010. I am also the corresponding author of this paper.

On behalf of all co-authors I would like to inform you that we are totally aware and agree that the content of this paper is one part on the doctor thesis of Dr. Nguyen Ba Thuy, and he is principal author for this paper.

On behalf of all co-authors



Norio Tanaka

Dr. Engineering, Prof.

Graduate School of Science and
Engineering, Saitama University
255 Shimo-okubo, Sakura-ku, Saitama
338-8570, Japan

Tsunami mitigation by coastal vegetation considering the effect of tree breaking

Nguyen Ba Thuy · Norio Tanaka · Katsutoshi Tanimoto

Received: 23 July 2010 / Revised: 30 May 2011 / Accepted: 27 November 2011
© Springer Science+Business Media B.V. 2011

Abstract Damage to vegetation by tsunami moment and reduction of potential tsunami force are discussed based on a numerical simulation. A numerical model based on two-dimensional nonlinear long-wave equations that include drag forces and turbulence-induced shear force due to the presence of vegetation was developed to estimate tree breaking. The numerical model was then applied to a coastal forest where two dominant tropical vegetation species, *Pandanus odoratissimus* and *Casuarina equisetifolia*, were considered. The threshold water depth for tree breaking increased with increasing forest width, and the analysis was consistent with the field investigation results that the critical tsunami water depth for breaking is around 80% of the tree height for *P. odoratissimus*. *C. equisetifolia* is stronger than *P. odoratissimus* against tsunami action, but *P. odoratissimus* can reduce a greater tsunami force than *C. equisetifolia* due to its complex of aerial root structures. Even if breakage occurs, *P. odoratissimus* still has high potential to reduce the tsunami force due to its dense aerial

root structures. Previous numerical models that do not include the breaking phenomena may overestimate the vegetation effect for reducing tsunami force. The combination of *P. odoratissimus* and *C. equisetifolia* is recommended as a vegetation bioshield to protect coastal areas from tsunami hazards.

Keywords Vegetation bioshield · Trunk breakage · *Pandanus odoratissimus* · *Casuarina equisetifolia* · Tsunami force and moment acting on tree trunk

Introduction

Previous studies have revealed that coastal vegetation can play a significant role in reducing tsunami energy and damage to people and property (for example, Shuto 1987; Tsuji et al. 2003; Synolakis et al. 2002; Lynett et al. 2003; Danielsen et al. 2005; Kathiresan and Rajendran 2005; Tanaka et al. 2007; Mascarenhas and Jayakumar 2008). Currently, coastal forests are widely considered to effectively mitigate tsunami damage from both economic and environmental points of view, although their role is still questioned due to the absence of adequate studies (Kerr and Baird 2007; Fritz et al. 2007; Okal et al. 2010). In fact, several projects to plant vegetation on coasts as a bioshield against tsunamis have been started in South and Southeast Asian countries (Tanaka et al. 2009; Tanaka 2009).

The reduction in tsunami damage behind a coastal forest depends on the vegetation species and their properties (tree height, diameter, and density), extent and arrangement of the forest (along-shore length and cross-shore width), and tsunami conditions. Based on field investigations carried out in Sri Lanka and Thailand after the Indian Ocean tsunami in 2004 and in Indonesia after the Java tsunami on 2006,

N. B. Thuy
National Centre for Hydrometeorological Forecasting — NCHMF,
No 4 Dang Thai Than Street,
Hanoi, Hoan Kiem District, Vietnam

N. Tanaka (✉)
Institute for Environmental Science and Technology,
Graduate School of Science and Engineering,
Saitama University,
255 Shimo-okubo, Sakura-ku,
Saitama 338-8570, Japan
e-mail: tanaka01@mail.saitama-u.ac.jp

K. Tanimoto
Professor Emeritus of Saitama University,
255 Shimo-okubo, Sakura-ku,
Saitama 338-8570, Japan

Tanaka et al. (2007) identified six types of coastal vegetation that are dominant species in the above countries by habitats and stand structures of the trees. Tree diameter and space between trees were correlated. Observation data indicated that *Pandanus odoratissimus* grown in beach sand is especially effective in providing protection from tsunami damage in tsunami with overland flow depths less than five meters high due to its density and complex aerial root structure, but it is not strong enough to preclude the risk of breaking due to the action of a higher tsunami (Fritz et al. 2007). The threshold height of the breaking point of *P. odoratissimus* was observed at the top of the aerial roots. The tsunami water depth observed for bending or breaking of *P. odoratissimus* was above 80% of the tree height (Tanaka and Sasaki 2007). On the other hand, *Casurina equisetifolia* (young trees), one of the other dominant vegetations, was found to be effective in providing protection from tsunami due to its higher density, as observed during the 1998 Papua New Guinea tsunami (Kawata et al. 1999). *C. equisetifolia* does not have aerial roots, but its trunks were rarely broken (Tanaka et al. 2007, 2009). Observation revealed that most of the damage to *C. equisetifolia* was due to uprooting. Based on the field investigation data, Tanaka et al. (2009) proposed an empirical formula to determine breaking moments of various tropical trees, including *P. odoratissimus* and *C. equisetifolia*.

Several previous studies have discussed the effects of vegetation on tsunami mitigation based on numerical simulation results (Harada and Imamura 2005; Nandasena et al. 2008; Tanaka et al. 2009; Thuy et al. 2009a, b; Thuy et al. 2010). Thuy et al. (2009a) selected a coastal forest of *P. odoratissimus* to study the effects of open gaps in a coastal forest on tsunami run-up in a simulation, after they validated the numerical model results with experimental data. Furthermore, Thuy et al. (2010) discussed the effects of forest and incident tsunami conditions on the tsunami force around a coastal forest with a gap based on the numerical results. However, in the above study, the effect of tree breakage was not considered because the tsunami depth in the simulation was less than 80% of tree height. For mangrove trees (*Rhizophora* sp.), Yanagisawa et al. (2009) proposed a fragility function to describe the relationship between the probability of damage and the bending stress caused by the maximum bending moment based on the findings of field surveys at Pakarang Cape, Thailand, after the 2004 Indian Ocean tsunami.

The tsunami force is directly affects the damage to trees, but the tsunami force and bending moment of trees have not been discussed in detail in previous studies. Therefore, the objective of this study is to determine quantitatively how the breaking of trees in a forest affects the tsunami impacts. In the present paper, a coastal forest of *P. odoratissimus* and *C. equisetifolia* was considered, and the potential tsunami force

and bending moments were studied by numerical simulations. The numerical model was based on the two-dimensional nonlinear long-wave equations as reported in Thuy et al. (2009a, 2010). Numerical results were validated with field measurement data on the threshold water depth for tree breaking, and then breaking length, reduction of water depth, and potential tsunami force are discussed in relation to the tree growth stage.

Mathematical model and calculation procedure

Governing equations

The governing equations are the two-dimensional nonlinear long-wave equations that include drag and turbulence induced shear forces due to interaction with vegetation. The conservation of mass and momentum equations are respectively:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(dV_x)}{\partial x} + \frac{\partial(dV_y)}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial V_x}{\partial t} + V_x \frac{\partial V_x}{\partial x} + V_y \frac{\partial V_x}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\tau_{bx}}{\rho d} + \frac{F_x}{\rho d} - \frac{E_{V_x}}{d} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial V_y}{\partial t} + V_x \frac{\partial V_y}{\partial x} + V_y \frac{\partial V_y}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\tau_{by}}{\rho d} + \frac{F_y}{\rho d} - \frac{E_{V_y}}{d} = 0 \quad (3)$$

where

$$\bar{\tau}_b = \frac{\rho g n^2}{d^{1/3}} \vec{V} |\vec{V}| \quad (4)$$

$$\vec{F} = \gamma \frac{1}{2} \rho C_{D-all} b_{ref} \vec{V} |\vec{V}| d \quad (5)$$

$$E_{v_x} = 2 \frac{\partial}{\partial x} \left(dv_e \frac{\partial V_x}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(dv_e \frac{\partial V_x}{\partial y} + dv_e \frac{\partial V_y}{\partial x} \right) \quad (6)$$

$$E_{v_y} = 2 \frac{\partial}{\partial y} \left(dv_e \frac{\partial V_y}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(dv_e \frac{\partial V_x}{\partial y} + dv_e \frac{\partial V_y}{\partial x} \right) \quad (7)$$

x and y are the horizontal coordinates; V_x and V_y are the depth-averaged velocity components in the x and y directions, respectively; t is the time; d the total water depth ($d=h+\zeta$); h the local still water depth (on land, the negative height of the ground surface); ζ the water surface elevation; g the gravitational acceleration; ρ the water density; n the Manning roughness coefficient; and γ the tree density (number of trees/m²). C_{D-all} is the depth-averaged equivalent drag coefficient

considering the vertical stand structure of the trees, which was defined by Tanaka et al. (2007) as:

$$C_{D-all}(d) = C_{D-ref} \frac{1}{d} \int_0^d \alpha(z_G) \beta(z_G) dz_G \tag{8}$$

$$\alpha(z_G) = \frac{b(z_G)}{b_{ref}} \tag{9}$$

$$\beta(z_G) = \frac{C_D(z_G)}{C_{D-ref}} \tag{10}$$

where $b(z_G)$ and $C_D(z_G)$ are the projected width and drag coefficient of a tree at height z_G from the ground surface, and b_{ref} (m) and C_{D-ref} are the reference projected width and reference drag coefficient, respectively, of the trunk at $z_G=1.2$ m in principle. The eddy viscosity coefficient ν_e is expressed in the Sub-Depth Scale (SDS) turbulence model (Nadaoka and Yagi 1998; Thuy et al. 2009a).

Numerical simulation method

The governing equations were solved by the finite-difference method of a staggered leap-frog scheme which is widely used in numerical simulations of tsunamis (for example, Liu et al. 1994; Titov and Synolakis 1997; Imamura et al. 1998). The specific numerical scheme is described in detail in Thuy et al. (2009a) and hence omitted here. A sinusoidal incident tsunami was used as a time-dependent boundary condition at the most offshore side of the wave-generation zone. For a moving boundary treatment, a number of algorithms are necessary so that the flow occurring when the water surface elevation is high enough can flow to the neighboring dry cells. The initial conditions were given for an at-rest state in the computational domain including the wave-generation zone. In the numerical simulation, a uniform grid size of 2.5 m was applied. The Manning roughness coefficient n was set as $0.025 \text{ s/m}^{1/3}$ for a relatively bare rough ground, which is widely used in numerical simulations of tsunami run-up (for example, Harada and Imamura (2005)). The turbulence length scale coefficient (λ) was set as 0.08, the same value used in Thuy et al. (2009a, 2010).

Definitions of tsunami force and bending moment on a tree

Tsunami force vector

A tsunami force vector (\vec{F}^*) is defined by the following equation:

$$\vec{F}^* = \frac{1}{2} \rho d \vec{V} |\vec{V}| \tag{11}$$

This is essentially the momentum flux integrated over the inundation depth and corresponds to the total drag force due to the tsunami acting on a virtual tall column of unit width and a unit drag coefficient under the assumption of depth averaged velocity. For an example, the integrated drag force vector (\vec{F}_{Tree}) on a single tree with a height of H_{Tree} can be calculated by the following relationship:

$$\begin{aligned} \vec{F}_{Tree} &= C_{D-all} b_{ref} \vec{F}^*, \quad H_{Tree} \geq d \\ &= C_{D-all} b_{ref} \frac{H_{Tree}}{d} \vec{F}^*, \quad H_{Tree} < d \end{aligned} \tag{12}$$

Tsunami bending moment vector

On the other hand, the tsunami bending moment vector (\vec{M}_{Tree}) at a critical height (h_c) of the tree from the ground surface is expressed as follows:

$$\begin{aligned} \vec{M}_{Tree} &= \frac{1}{2} \rho C_{Dref} b_{ref} \vec{V} |\vec{V}| \int_{h_c}^d \alpha \beta (z_G - h_c) dz_G, \quad h_c < d \leq H_{Tree} \\ &= 0, \quad d \leq h_c \end{aligned} \tag{13}$$

where h_c is critical height (top of the aerial roots for *P. odoratissimus*, =0 for *C. equisetifolia*). The notation of \vec{M}_{Tree} hereafter is replaced by \vec{M}_p and \vec{M}_C for *P. odoratissimus* and *C. equisetifolia*, respectively.

Breaking moment of *P. odoratissimus* and *C. equisetifolia*

Tanaka et al. (2009) proposed an empirical formula to calculate the breaking moment (unit: KNm) M_{BP} and M_{BC} of *P. odoratissimus* and *C. equisetifolia*. The equations converted into SI units are as follows:

$$\begin{aligned} M_{BP} &= 4.45 (100 b_{ref})^{2.62} \quad \text{for } P. \textit{odoratissimus} \\ M_{BC} &= 4.90 (1.5 \times 100 b_{ref})^3 \quad \text{for } C. \textit{equisetifolia} \end{aligned} \tag{14}$$

where the empirical constants 4.45 and 4.90 are dimensional of $\text{kN/m}^{1.62}$ and kN/m^2 , respectively.

Coastal topography and forest conditions

A uniform coastal topography with a cross-shore section perpendicular (x -axis) to a straight shoreline, as shown in Fig. 1, was selected as a model case. The bed profile of the domain consists of four slopes, $S=1/10, 1/100, 1/50,$ and $1/500$. The offshore water depth at an additional wave-generation zone with a horizontal bottom is 100 m below the datum level of $z=0$. The tide level at the attack of the tsunami was considered to be 2 m, and therefore the still water level is 2 m above the datum level. The direction of

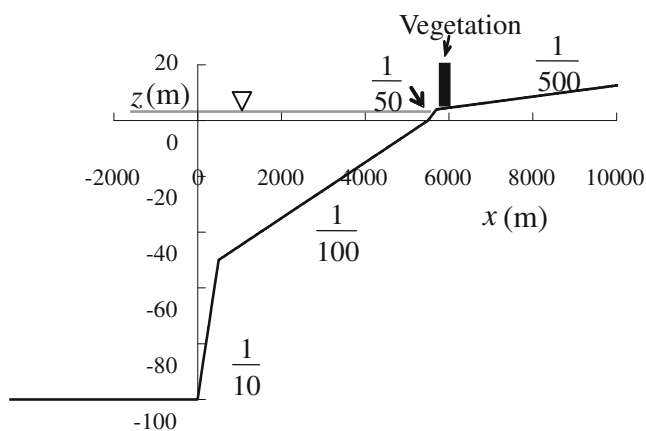


Fig. 1 Schematic of topography for numerical simulation

the incident tsunami was perpendicular to the shoreline. In the present paper, the run-up of only the first wave is discussed. The coastal forest starts at the starting point of the 1/500 slope on the land ($x=5700$ m), where the ground is 4 m above the datum level (2 m above the tide level at the tsunami event). The forest was assumed to extend finitely in the direction of the shoreline (y -axis).

In the present study, a coastal forest consisting of *P. odoratissimus* was mainly considered. In addition, *C. equisetifolia* is discussed for comparison. As shown in Fig. 2(a), *P. odoratissimus* has a complex aerial root structure that provides additional stiffness and increases the drag coefficient. In the field surveys in Medilla in Sri Lanka conducted after the Indian Ocean tsunami, *P. odoratissimus* was observed to have broken just above the top of the aerial roots because the root region shares the breaking moment (Tanaka et al. 2007). On the other hand, *C. equisetifolia* does not have aerial roots, but its trunk was rarely broken; most of the damage to *C. equisetifolia* was due to uprooting. Figure 2(b) shows the α , β , and C_{D-all} of *P. odoratissimus* proposed by Tanaka et al. (2007) for the condition of the tree height $H_{Tree}=6$ m, reference diameter $b_{ref}=0.155$ m, and reference drag coefficient $C_{D-ref}=1.0$. The reference drag coefficient of 1.0 was adopted for a trunk with a circular section and a rough surface in high Reynolds numbers. The value of C_{D-all} varied with the total depth d (inundation depth) because the projected width b and the drag coefficient C_D vary with the height from the ground surface z_G . Figure 2(c) shows the variation of C_{D-all} by water depth with tree growth stage (2, 4, 6, and 8 m tree height). The data were obtained by analyzing photographs taken in Sri Lanka after the 2004 Indian tsunami, and take depth averaged to the water depth of 8 m for numerical simulations. It can be seen that the change of C_{D-all} due to water depth is similar for all tree heights, but it increases with increasing tree height at the same water depth.

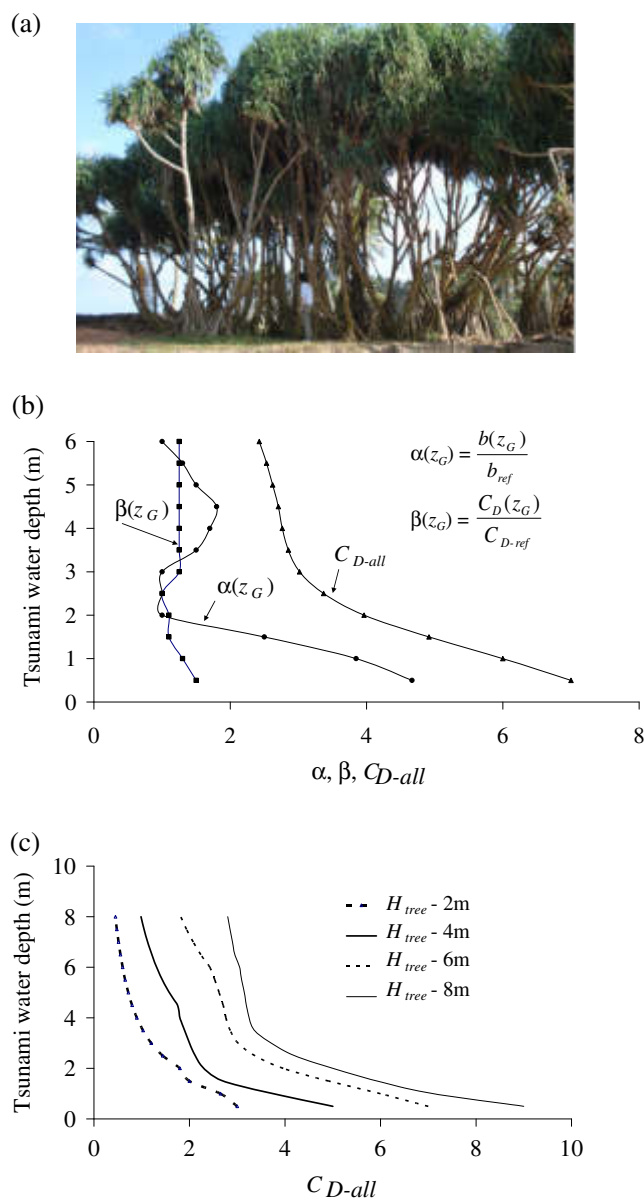


Fig. 2 a *Pandanus odoratissimus*, b vertical distribution of α , β , and C_{D-all} ($H_{tree}=6$ m), and c variation of C_{D-all} with water depth for four heights of *P. odoratissimus*

Results and discussion

Tsunami bending moment of a tree—breaking of *P. odoratissimus*

First, the tsunami bending and breaking of *P. odoratissimus* are discussed for the conditions $H_{F0}=5$ m (H_{F0} , incident tsunami flow depth in front of vegetation in the case of no vegetation), tsunami period $T=1200$ s, forest width $B_F=100$ m, $H_{tree}=6$ m, $b_{ref}=0.155$ m, $h_c=2$ m, and tree density $\gamma=0.2$ trees/m².

Figure 3 shows the temporal variations of inundation depth d , mean velocity V , tsunami force F^* , and tsunami

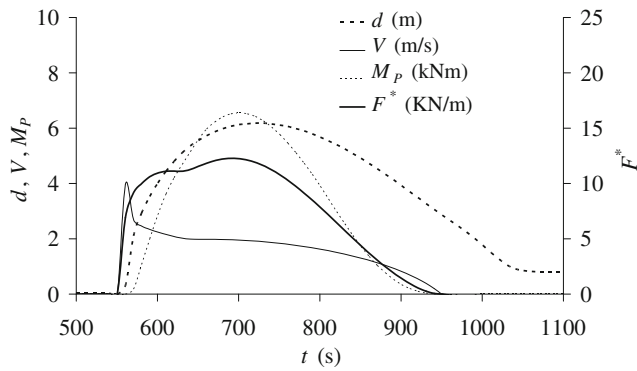


Fig. 3 Time profiles of inundation depth (d), mean velocity (V), tsunami force (F^*), and bending moment (M_p) at the front of vegetation

moment M_p in front of the forest by the numerical simulation without considering tree breaking. As observed in Fig. 3, the temporal maximum of hydraulic properties appears at different times. In particular, the maximum V appears early in the tsunami arrival, while the inundation depth is low, and consequently, the tsunami force and moment were not maximum. The maximum moment is 6.55 kNm, exceeding the breaking moment of the *P. odoratissimus* ($M_{PB}=5.85$ kNm). This indicates that the vegetation in front would be broken by the present tsunami conditions. Figure 4 shows spatial distributions of the maximum tsunami moment (M_{Pmax}), representative velocity (V_{MPmax}), and representative water depth (d_{MPmax}), where the representative velocity and water depth are defined as values at the temporal maximum of the tsunami moment. The breaking moment of the *P. odoratissimus* M_{PB} is indicated by a dotted line. According to the result, the tsunami moment is decreased from the front to the back due to the decrease in water depth inside the vegetation. Therefore, the vegetation in the front region is more vulnerable to tsunami

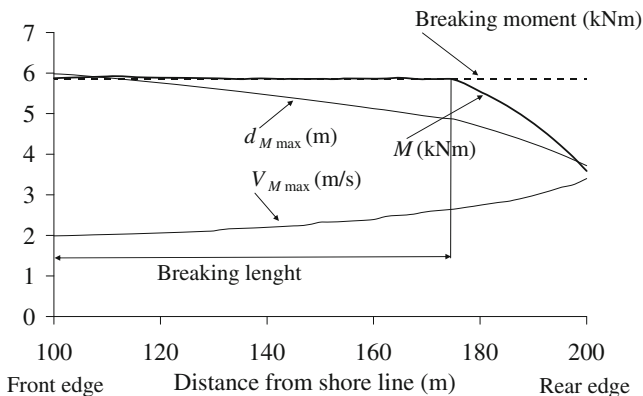


Fig. 4 Spatial variation of maximum bending moment (M_{Pmax}), representative water depth (d_{MPmax}), and velocity (V_{MPmax})

damage than the vegetation behind the belt. The calculated length of forest damage is 57.5 m (57.5%) in this case.

The results shown in Figs. 3 and 4 are based on the numerical model without considering the effect of tree breaking (hereafter N.B.M.). The result might be different if tree breaking is considered. Therefore, the numerical model for tree breaking (hereafter B.M.) was developed, and all results will be discussed based on this model. Figure 5 shows the variations of C_{D-all} against tsunami water depth for standing and breaking trees. The drag coefficient decreases after breaking due to the absence of branches and the trunk effect above the aerial root height.

In the numerical model, breaking occurs when the tsunami bending moment of a tree exceeds a threshold breaking moment. The procedure was done for each time step during the run-up of a tsunami. After breaking, the remaining part of the tree is the aerial root, and then the depth-averaged drag coefficient was considered (Fig. 5). In the numerical model, the impact of the broken part of the tree (already destroyed by the tsunami) on surviving trees was not considered. In fact, trees destroyed by tsunamis become floating debris and may damage standing trees, or the trapped trees might increase the resistance to the tsunami flow. In future work, the increases in bed roughness due to the fallen trees could be considered simply by increasing the Manning coefficient.

Figure 6(a) and (b) shows a comparison of time profiles of water depth and velocity in front of and behind the forest for two models: N.B.M. and B.M. The velocity and water depth behind the forest are increased slightly after tree breaking owing to the reduction in drag resistance. However, in front of the vegetation, the water depth decreases while the velocity increases due to the reduction of the reflection by vegetation. In relation to water depth and velocity, the tsunami force and bending moment of a tree behind the forest are increased slightly in the breaking model (Fig. 7(a) and (b)).

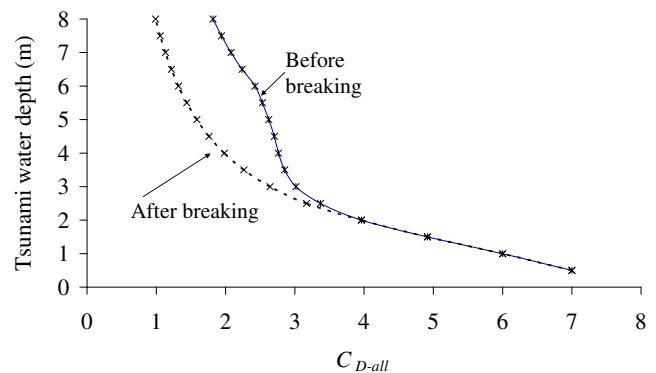


Fig. 5 Variation of C_{D-all} before and after tree breaking by tsunami water depth ($H_{tree}=6$ m)

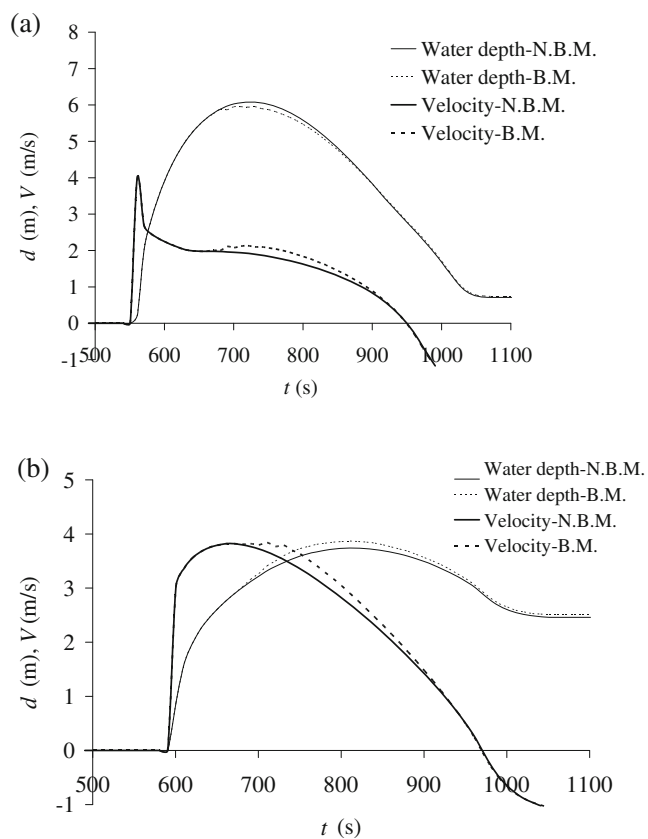


Fig. 6 Time profiles of water depth and velocity **a** at front of and **b** behind the coastal forest

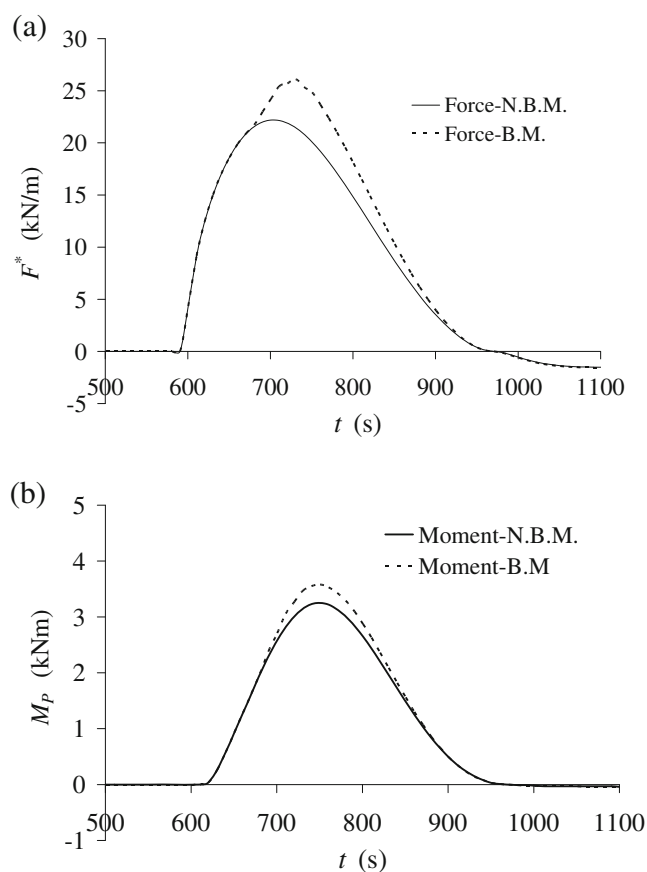


Fig. 7 Time profiles of **a** tsunami force, and **b** bending moment on a tree behind the coastal forest

Figure 8 shows the spatial distribution of the maximum tsunami moments along the forest for the two models. According to the result, the length of forest damage by B.M. is about 77.5 m (77.5%), and increased in comparison with N.B.M. due to the decrease in vegetation resistance in front of the broken vegetation.

Figure 9 shows the relationship between the reduction rate of water depth (d_{max}/d_{max0}), tsunami force (F^*_{max}/F^*_{max0}), survival rate for *P. odoratissimus* (number of broken trees/total trees), and incident tsunami water depth, where subscript 0 indicates the case of no forest. The results show that trees started breaking at $H_{F0}=4.8$ m. When H_{F0} reached 5.5 m, all the trees were broken. The reductions of water depth and tsunami force were about 25% and 54%, respectively, and decreased when the incident tsunami water depth exceeded the initial breaking of water depth (I.B. in the figure).

As already pointed out, the effects of the broken parts of a tree are complicated, and are not discussed in detail in the present paper. Observers in Sri Lanka and Thailand after the Indian Ocean tsunami in 2004 reported that most broken tree parts were trapped by the roots of destroyed trees or in front of other surviving trees (Tanaka et al. 2007). This trapping may increase the friction in the tsunami run-up.

Here, as a simple example, a sensitivity analysis of the Manning’s roughness coefficient to interpret the effect of the roughness of damaged trees in the reduction of tsunami force is shown in Fig. 10. It can be seen that, the increase of Manning coefficient due to the presence of damaged trees considerably reduced tsunami force, and it will be necessary to validate the numerical model with experimental and field data in a future study.

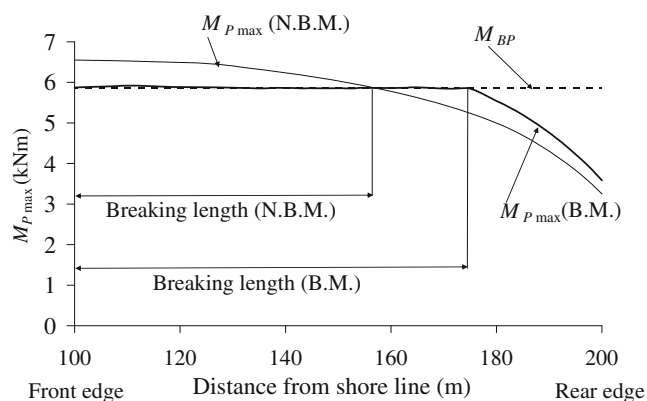


Fig. 8 Damage length for two numerical models

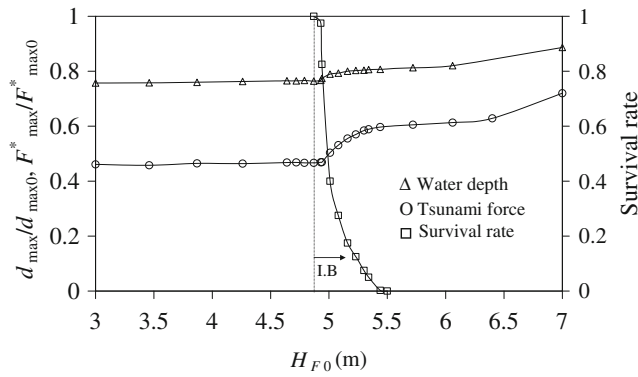


Fig. 9 Relationship between incident tsunami water depth (at front of forest) and reduction rate of water depth (d_{max}^*/d_{max0}), tsunami force (F_{max}^*/F_{max0}), and survival rate (number of broken trees/total tree) of *P. odoratissimus* (note that subscript 0 indicates the case of no vegetation)

Damage to *P. odoratissimus* by tsunami with tree growth stage—validation of numerical results by field measurement data

The threshold water depths for tree breaking obtained from field measurement after the 2004 tsunami in Sri Lanka and Thailand, and after the 2006 Java tsunami in 2006 were used to validate the numerical model. Breaking of vegetation depends on the tsunami height and tree height, as shown in Fig. 11(a), where some shorter trees were broken. Figure 11(b) shows the observations of tree conditions (broken or not) against tsunami water depth for different tree heights. As already discussed by Tanaka et al. (2009), most of the trees were broken when the tsunami water depth exceeded 80% of tree height.

To validate the numerical model for the observed threshold values of water depth for tree breaking with tree height,

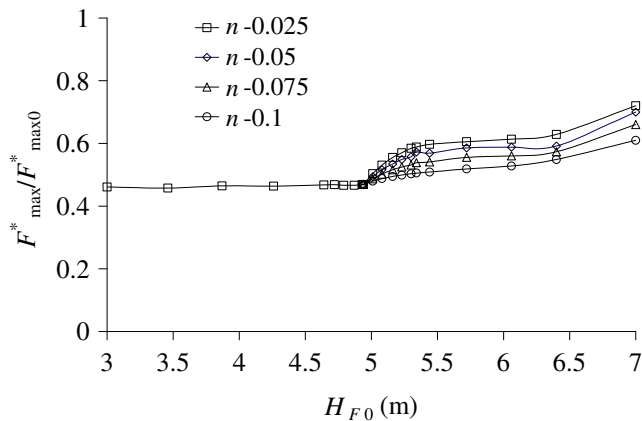


Fig. 10 Relationship between the reduction rate of tsunami force (F_{max}^*/F_{max0}) and incident tsunami water depth for different Manning coefficients generated by a draft tree (note that subscript 0 indicates the case of no vegetation)

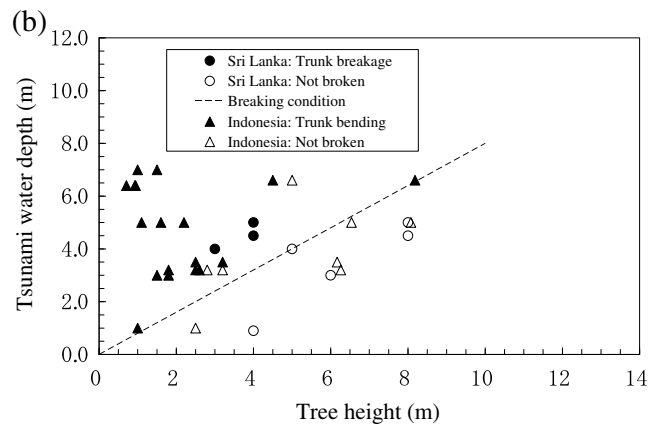
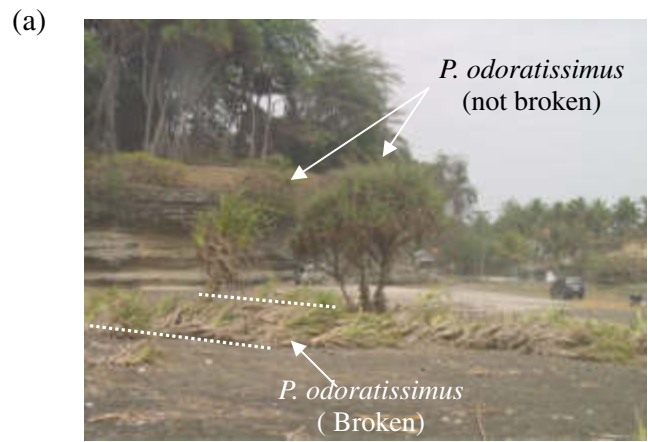


Fig. 11 a Damage to *P. odoratissimus* in Java, Indonesia, and b tree conditions after tsunami

the critical heights of 2, 4, 6, and 8 m were selected as 0.5, 1, 2, and 2 m respectively, and corresponding the reference diameters were 0.1, 0.124, 0.155 and 0.195 m, respectively, based on the field observations. The breaking moment for tree heights of 2, 4, 6, and 8 m are 10.7, 5.85, 3.25, and 1.85 kNm, respectively (Tanaka et al. 2009). Figure 12(a) shows the numerical results of the threshold water depth (including the increase of water surface elevation due to reflection by the vegetation) for tree breaking at different tree heights with different forest widths. The line represents 80% of tree height. This is the minimum water depth for tree breaking (Tanaka et al. 2009). The numerical results were scattered around the breaking line, and increased with increasing forest width. The increase in the threshold water depth with the forest width is mainly due to the decrease of velocity. This can be confirmed in Fig. 12(b), where the maximum tsunami moment, representative water depth, and representative velocity with the same an incident tsunami condition for different forest widths are shown.

The reduction of tsunami energy behind a coastal forest depends on the height of trees due to the effects of vertical configuration and tree diameter. C_{D-all} depends on the height of trees and vertical configuration. Figure 13 shows the rate

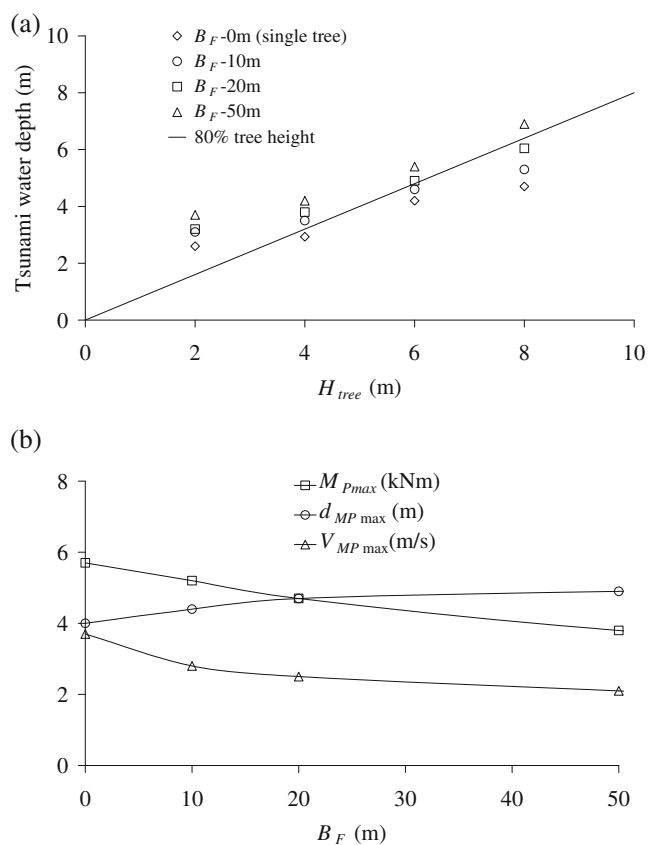


Fig. 12 **a** Variation of water depth (threshold of tree breaking) with tree height. The line represents 80% of tree height, **b** variation of maximum tsunami moment (M_{Pmax}), representative water depth (d_{MPmax}), and velocity (V_{MPmax}) with forest width. ($H_{F0}=5$ m, $T=1200$ s)

of tsunami force reduction against incident tsunami water depth, with a coastal forest width of 100 m and tree density of 0.2 trees/m², for different tree heights. The initial incident tsunami water depth for tree breaking for the tree heights of 2, 4, 6 and 8 m were of 3.9, 4.2, 4.8, and 5.3 m respectively. The taller trees reduce tsunami energy more than shorter

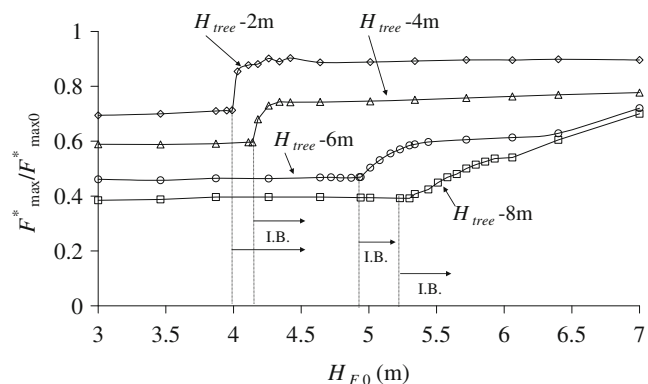


Fig. 13 Reduction rate of tsunami force (F_{max}^*/F_{max0}^*) with incident tsunami water depth (note that subscript 0 indicates the case of no vegetation)

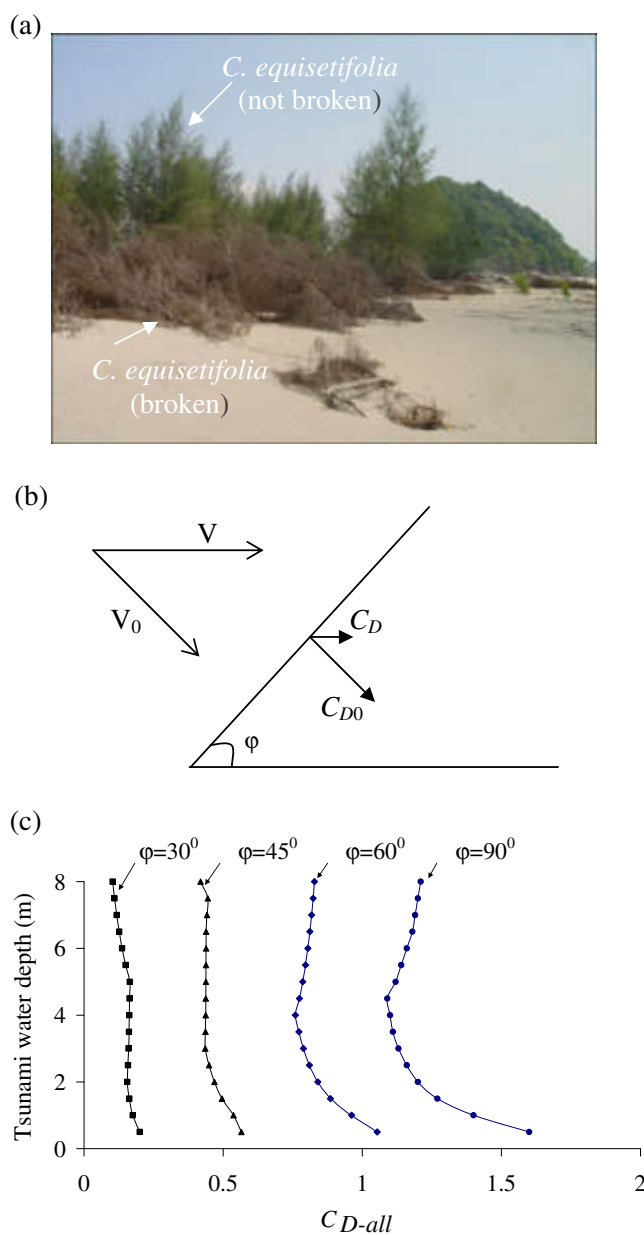


Fig. 14 **a** Young *C. equisetifolia* in Laem Son National Park, Thailand, broken by the Indian Ocean tsunami in 2004, **b** inclination of tree trunk and definition flow direction and drag coefficient, and **c** change of C_{D-all} of *C. equisetifolia* against the inclination angle of tree trunks

trees. For each tree height, the reduction rate of tsunami force increases as the incident tsunami water depth is higher than the initial breaking of water depth values. However, for tree heights of 2 and 4 m, the reduction rate of tsunami force increases suddenly, and become almost constant as the incident tsunami water depth increases. This is because all trees can be broken after the threshold values of water depth and drag resistance contributed by the remaining short aerial roots become small in comparison with the cases of tree heights of 6 and 8 m.

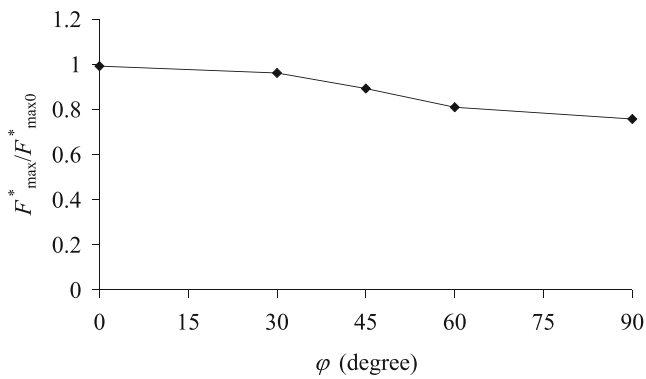


Fig. 15 Reduction rate of tsunami force ($F_{\max}^*/F_{\max0}^*$) with inclination angle of trunk on the ground (note that subscript 0 indicates the case of no vegetation)

Breaking of *C. equisetifolia* and effect of two layers of vegetation

In this section, the effect of young *C. equisetifolia* trees on tsunami reduction is discussed with consideration of the bending effect. *C. equisetifolia*, one of the other dominant vegetations growing on beaches, was found to be effective in providing protection from a tsunami due to its density. Observations in Laem Son National Park in Thailand (Tanaka et al. 2007) showed that only young *C. equisetifolia* trees with a trunk diameter of about 0.07 m were broken under a 5 m tsunami flow depth (Fig. 14(a)). Most the uprooted *C. equisetifolia* were not washed away but remained in place, lying on the ground. The angle φ between the trunk and ground observed was 15–45° in Laem Son National Park. The bending of trees as well as the inclination angle of the trunk play a role in the reduction of tsunami energy, and therefore the numerical simulation of the bending of *C. equisetifolia* will be discussed.

The drag coefficient of a cylinder inclined in the flow direction may change. The present study used a simple formula recommended by the Post-Tensioning Institute

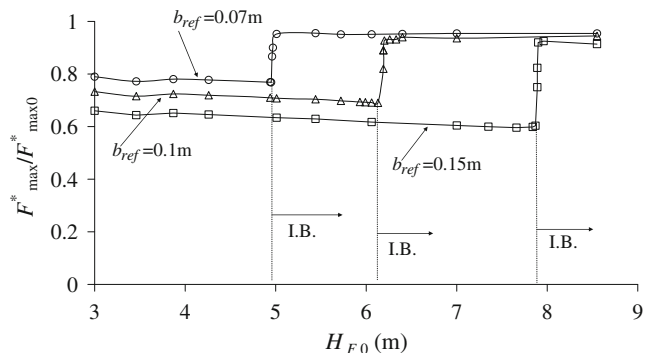


Fig. 16 Reduction rate of tsunami force ($F_{\max}^*/F_{\max0}^*$) with incident tsunami water depth in the front of forest (note that subscript 0 indicates the case of no vegetation)

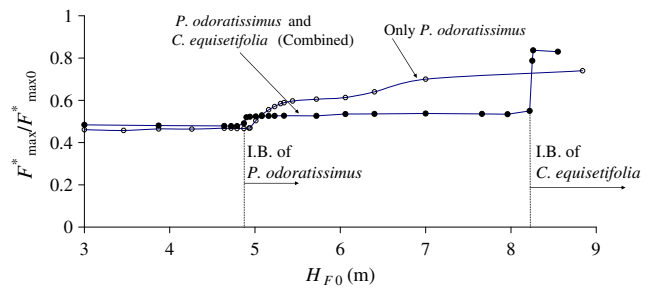


Fig. 17 Reduction rate of tsunami force ($F_{\max}^*/F_{\max0}^*$) with incident tsunami water depth for two cases; combination of *P. odoratissimus* and *C. equisetifolia* and *P. odoratissimus* only (note that subscript 0 indicates the case of no vegetation)

PTI (Poulin and Larsen 2007) for the relationship between the drag coefficient and the inclination angle as:

$$C_D = C_{D0} \sin^3 \varphi \tag{15}$$

where C_{D0} is the drag coefficient for the case in which the flow direction is perpendicular to the trunk, corresponding to V_0 in the definition of Fig. 14(b). Therefore, in the numerical simulation of *C. equisetifolia* bending, the value of C_{Dref} was estimated based on the angle of inclination of the tree trunk on the ground ($C_{Dref}=1.0$ for $\varphi=90^\circ$). The project width of the vegetation was also changed, and depended on the inclination angle. Figure 14(c) shows the analysis data for the depth-averaged drag coefficient of *C. equisetifolia* calculated with the average diameter for different inclination angles. The C_{D-all} of *C. equisetifolia* was smaller than that of *P. odoratissimus*, as shown Fig. 2(b), and decreased when the angle decreased.

Figure 15 shows the reduction rate of tsunami force ($F_{\max}^*/F_{\max0}^*$) with the angle of inclination of the tree trunk for the condition $H_{F0}=5$ m, $B_F=100$ m, $b_{ref}=0.07$ m, and $\gamma=0.2$ trees/m². $\varphi=90^\circ$ means the trunk is not bending. For the case $\varphi=0^\circ$, the drag coefficient is assumed to be zero. Note that all trees are bent by this tsunami condition and tsunami force was reduced with the increasing angle of inclination.

For *C. equisetifolia*, the drag force on a tree depends mainly on the trunk diameter because $\alpha\beta$ does not change greatly with tree growth. Figure 16 shows the reduction rate of tsunami force with incident tsunami water depth for three stages of tree growth corresponding to trunk diameters of 0.07, 0.1, and 0.15 m, where the forest width, tree density, and inclination angle (if breaking occurs) are kept at 100 m and 0.2 trees/m² and 30°. According to the result, older trees (larger trunk diameter) can reduce more tsunami energy than young. The initial tsunami water depths breaking the trees with diameters of 0.07, 0.1, and 0.15 m are 4.9(5.5), 6.1(7.3), and 7.8(9.9), respectively. The values in parentheses indicate the depth of water including the reflection by the vegetation. According to the result, *C. equisetifolia* is stronger than *P.*

odoratissimus against tsunami action. Trees with diameters of 0.07 and 0.1 m were broken by 5.5 and 7.3 m high tsunamis. Tanaka et al. (2007) also found the same trunk diameter can be broken by the tsunami height of 5 m (for 0.07 m trunk diameter at Laem Son National Park, Thailand) and 10 m (for 0.1 m diameter trunk at Phra Thong Island, Thailand). For all cases, the reduction rate of tsunami force was increased suddenly as the incident tsunami water depth exceeded the threshold breaking values owing to the reduction in drag resistance after tree breaking. It can be concluded that with the same forest conditions (B_F , γ), *P. odoratissimus* can reduce a greater tsunami energy than that of *C. equisetifolia* due to the complex of aerial roots. Even if breakage occurs, *P. odoratissimus* still has high potential to reduce the tsunami force because it has dense aerial root structures.

In general, the previous numerical models that do not include the breaking phenomena may possibly overestimate the effect of vegetation in reducing tsunami force.

The field measurement data and numerical analyses above suggest that *P. odoratissimus* is effective in reducing tsunami energy, but it is not strong when the tsunami water depth is greater than 80% of the tree height. On the other hand, young *C. equisetifolia* trees ($b_{ref}=0.15$ m) remain intact in high tsunamis. In fact, young *C. equisetifolia* can grow densely in natural coastal areas. Therefore, the combination of *P. odoratissimus* and young *C. equisetifolia* would be effective for tsunami protection (Tanaka et al. 2007, 2009). Our results also confirmed the above fact in Fig. 17, where the reduction rate of tsunami force with incident tsunami water depth for the case of combined coastal forest (50 m of *P. odoratissimus*, followed by 50 m of *C. equisetifolia*) is shown. In this figure, the tree height and density of *P. odoratissimus* are 6 m and 0.2 trees/m², respectively, and for *C. equisetifolia*, the trunk diameter is 0.15 m with a high density of 0.44 trees/m². Both vegetation conditions were determined based on the respective field investigations (Tanaka et al. 2007). It is evident from Fig. 17 that the potential tsunami force is reduced remarkably in comparison with the case of a 100-meter forest of *P. odoratissimus* under a moderate tsunami height (5–8 m). Therefore, the present study recommends a green belt of combined *P. odoratissimus* and *C. equisetifolia* to protect coastal areas from tsunamis.

Summary and conclusions

In this study, a numerical model for estimating the tsunami bending moment on a tree including tree breakage was developed, and then the extent of damage to vegetation and reduction of tsunami energy is discussed in relation to tree growth stages of *P. odoratissimus* and *C. equisetifolia*,

which are dominant in tropical countries. This study can be summarized as follows:

1. In general, the tsunami moment on a tree decreased from the front to the back due to the decrease in water depth inside the vegetation. This indicates that the vegetation front has a higher probability of being damaged by the tsunami force than the other locations in the belt.
2. The threshold of water depths for starting tree trunk breakage is increased with increasing forest width, and the analysis confirmed the field investigation results that the critical breaking tsunami water depth is around 80% of the tree height for *P. odoratissimus*.
3. A taller (older) tree can reduce greater tsunami energy behind the vegetation than a shorter (younger) tree, and for each tree height, the reduction in water depth and tsunami force decrease when the tsunami water depth exceeds the critical value for breaking. Previous numerical models that do not include the breaking phenomena may possibly overestimate the effect of vegetation in reducing tsunami force.
4. *C. equisetifolia* is stronger than *P. odoratissimus* against tsunami action, but *P. odoratissimus* can reduce a greater tsunami force than *C. equisetifolia* due to its complex of aerial root structures. Even if the breakage occurs, *P. odoratissimus* still has potential to reduce the tsunami energy because it has dense aerial root structures.
5. The combination of *P. odoratissimus* followed by dense *C. equisetifolia* can effectively reduce the tsunami force for moderate height tsunamis (5–8 m), and therefore recommended as a vegetation bioshield to protect coastal areas from tsunami hazards.

In the present paper, trees were considered to be distributed uniformly in a forest. However, tree conditions are not uniform in an actual forest. The investigation of the effects of non-uniform distribution remains unresolved for future studies.

Acknowledgements This work was supported in part by JSPS AA Science Platform Program. Mr. N.A.K. Nandasena is acknowledged for his help. The first author would like to acknowledge the financial support by National Foundation for Science & Technology Development (NAFOSTED) of Vietnam.

References

- Danielsen F, Sorensen MK, Olwig MF, Selvam V, Parish F, Burgess ND, Hiraishi T, Karunakaran VM, Rasmussen MS, Hansen LB, Quarto A, Suryadiputra N (2005) The Asian tsunami: a protective role for coastal vegetation. *Science* 310:643
- Fritz et al (2007) Extreme runup from the 17 July 2006 Java tsunami. *Geophys Res Lett* 34:L12602. doi:10.1029/2007GL029404

- Harada K, Imamura F (2005) Effects of coastal forest on tsunami hazard mitigation—a preliminary investigation, tsunamis: case studies and recent development. In: Satake K (ed) *Advances in Natural and Technological Hazards Research*. Springer, pp 279–292
- Imamura F, Shuto N, Goto C (1998) Numerical simulation of the transoceanic propagation of tsunami. Proceedings of paper presented at the Sixth Congress of the Asian and Pacific Regional Division, Int. Assoc. Hydraul. Res., Kyoto, Japan
- Kathiresan K, Rajendran N (2005) Coastal mangrove forests mitigated tsunami. *Estuar Coast Shelf Sci* 65:601–606
- Kawata Y, Borrero J, Davies H, Imamura F, Letz H, Nott J, Synolakis C (1999) Tsunami in Papua New Guinea was as intense as first thought, EOS, *Transactions AGU*, 80(9):101 and 104–105
- Kerr AM, Baird HB (2007) Natural barriers to natural disasters. *Bioscience* 57(2):102–103
- Lynett PJ, Borer J, Liu PLF, Synolakis CE (2003) Field survey and Numerical modeling of the 1998 Papua New Guinea tsunami. *Pure App Geophys* 160(3):2119–2146. doi:10.1007/s00024-003-2422-0
- Liu PL, Cho YS, Yoon SB, Seo SN (1994) Numerical simulations of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii. In: El-Sabh MI (ed) *Recent development in tsunami research*. Kluwer Academic Publishers pp 99–115
- Mascarenhas A, Jayakumar S (2008) An environmental perspective of the post-tsunami scenario along the coast of Tamil Nadu, India: role of sand dunes and forests. *J Environ Manage* 89:24–34
- Nadaoka K, Yagi H (1998) Shallow-water turbulence modeling and horizontal larger eddy computation of river flow. *J Hydraul Eng* 124(5):493–500
- Nandasena NAK, Tanaka N, Tanimoto K (2008) Tsunami current inundation of ground with coastal vegetation effects: an initial step towards a natural solution for tsunami amelioration. *J Earthq Tsunami* 2:157–171
- Okal et al (2010) Field survey of the Samoa tsunami of 29 September 2010. *Seismol Res Lett* 81(4):577–591. doi:10.1785/gssrl.81.4.577
- Poulin S, Larsen A (2007) Drag loading of circular cylinders inclined in the along-wind direction. *J Wind Eng* 95:1350–1363
- Synolakis CE, Bardet JP, Borrero JC, Davies HL, Okal EA, Silver EA, Sweet S, Tappin DR (2002) Slump origin of the 1998 Papua New Guinea Tsunami. Field survey and Numerical modeling of the 1998 Papua New Guinea tsunami. *Pure App Geophys* 160 (3):2119–2146. doi:10.1007/s00024-003-2422-0
- Shuto N (1987) The effectiveness and limit of tsunami control forests. *Coast Eng Jpn* 30(1):143–153
- Tanaka N (2009) Vegetation bioshields for tsunami mitigation: review of the effectiveness, limitations, construction, and sustainable management. *Landsc Ecol Eng* 5:71–79
- Tanaka N, Sasaki Y (2007) Limitations of coastal vegetation in the 2004 Indian Ocean tsunami and 2006 Java tsunami, IAHR 32nd Congress, Venice, Italy
- Tanaka N, Sasaki Y, Mowjood MIM, Jinadasa KBSN (2007) Coastal vegetation structures and their functions in tsunami protection: experience of the recent Indian Ocean tsunami. *Landsc Ecol Eng* 3:33–45
- Tanaka N, Nandasena NAK, Jinadasa KBSN, Sasaki Y, Tanimoto K, Mowjood MIM (2009) Developing effective vegetation bioshield for tsunami protection. *J Civ Environ Eng Syst* 26:163–180
- Thuy NB, Tanimoto K, Tanaka N, Harada K, Iimura K (2009a) Effect of open gap in coastal forest on tsunami run-up—Investigations by experiment and numerical simulation. *Ocean Eng* 36:1258–1269
- Thuy NB, Tanaka N, Tanimoto K, Harada K, Iimura, K (2009b) Tsunami flow behind the coastal forest with an open gap-effects of tsunami and tree condition. Proceedings of the 6th International Conference on Coastal Dynamic, Tokyo-Japan (CD-Rom). doi:10.1142/9789814282475_0050
- Thuy NB, Tanimoto K, Tanaka N (2010) Flow and potential force due to runup tsunami around a coastal forest with a gap—experiments and numerical simulations. *Int J Sci Tsunami Hazards* 29:43–69
- Titov VV, Synolakis CE (1997) Extreme inundation flows during the Hokkaido Nansei-Oki tsunami. *Geophys Res Lett* 24(11):1315–1318
- Tsuji Y, Imamura F, Matsutomi H, Synolakis CE, Nanang PT, Jumadi HS, Han SS, Arai K, Cook B (2003) Field survey of the East Java earthquake and tsunami. *PAGEOPH* 144(3/4):839–854
- Yanagisawa H, Koshimura S, Goto K, Miyagi T, Imamura F, Ruangrassamee A, Tanavud C (2009) The reduction effects of mangrove forest on a tsunami based on field surveys at Pakarang Cape, Thailand, and numerical analysis. *Estuar Coast Shelf Sci* 81:27–37

5. TẠP CHÍ TRONG NƯỚC (24)

VIỆN HÀN LÂM KHOA HỌC VÀ CÔNG NGHỆ VIỆT NAM
VIETNAM ACADEMY OF SCIENCE AND TECHNOLOGY

ISSN 1859-3097

Tạp chí

**KHOA HỌC VÀ CÔNG NGHỆ
BIỂN**

VIETNAM JOURNAL OF MARINE SCIENCE AND TECHNOLOGY

3(T.19)

2019

HÀ NỘI

The risk of typhoon and storm surge along the coast of Vietnam

Nguyen Ba Thuy

Vietnam National Hydro-meteorological Forecasting Center, Hanoi, Vietnam
E-mail: thuybanguyen@gmail.com

Received: 20 April 2019; Accepted: 16 June 2019

©2019 Vietnam Academy of Science and Technology (VAST)

Abstract

The history (1951–2016) and the risk of typhoon and storm surge in coastal areas of Vietnam are analyzed and evaluated based on the observation data, results of statistical and numerical models. The Monte Carlo method was used to construct a bogus typhoon. A coupled numerical model of Surge, Wave and Tide (called SuWAT) was used for simulation of storm surge. The results show that in the period of 1951–2016 there were many typhoons which landed and induced high storm surge on the coast of the North and the North of Center of Vietnam. During one thousand years, there have been 4,678 typhoons entering the coastal zone from Quang Ninh to Ca Mau. In particular, the most severe typhoon in coastal area from Quang Ninh to Thanh Hoa is at level 16 (Beaufort scale), Nghe An - Quang Tri at level 16, Quang Binh - Phu Yen at level 17, Binh Dinh - Ninh Thuan at level 15 and Binh Thuan - Ca Mau at level 13. The coastal areas with highly vulnerable storm surge are provinces from Quang Ninh to Hai Phong (4.5 m), Thanh Hoa to Nghe An (4.0 m), Quang Tri (5.0 m). The results of this study are the basis for the preparation to cope with strong/super typhoon in the coast of Vietnam.

Keywords: Typhoon, storm surge, Monte Carlo, SuWAT.

INTRODUCTIONS

Typhoon is a dangerous hydro-meteorological disaster whose consequences are coastal inundation, erosion and saltwater intrusion caused by storm surge in combination with high tide and wave. Especially in the context of climate change, it is stated that there will be many strong/super typhoons which could influence the mainland of Vietnam. The world has witnessed several strong typhoons causing flooding in coastal areas on a large scale, resulting in human and property damage, including hurricane Katrina in New Orleans state (the US) in August 2005, and typhoon Nargis in Myanmar in May 2008 and especially the recent typhoon Haiyan with level 17 across the Philippines in November 2013 causing severe damage mainly due to storm-surge-induced inundation. The coastal areas of Vietnam have also recorded typhoons that cause strong winds, high waves and high storm surge such as typhoons Dan (1989), Becky (1999), Damrey (2005), Xangsane (2006), Ketsana (2009) (Chien, 2016).

Study on typhoon and storm surge has been conducted for a long time, mainly focusing on numerical model for operational forecasting. The risk assessment of storm surge due to the impact of climate change currently attract the interest in some countries such as Japan and South Korea, which suffer damages from typhoon and storm surge. Accordingly, storm surge is calculated by synthetic typhoon data from the global storm statistics model, previously verified with historical storm data [1]. These results provide elementary information on planning and designing coastal facilities and mitigations. On the other hand, in the developed countries such as the United States, Canada, Australia, the European Union, Japan, and Taiwan the risk assessment of natural disasters including typhoon and storm surge has been studied to develop response strategies. In the United States, scientists have used simulation data of 2,000 years of typhoons from 100 year historical typhoon data as input to the storm surge model and constructed a storm surge frequency curve for repeated cycles from 2 to 100 years [2]. In Vietnam, Manh et al., (2010) has constructed a set of data

on tides, storm surge and total water levels (tide+storm surge) along the coast from Quang Ninh to Quang Nam. In particular, the statistical set of storms is established by the Monte Carlo method based on the probability distribution of the typhoon parameters occurring in the past. In this way, Uu et al., (2009) [3] have combined statistical methods and numerical models to calculate and analyze extreme storm surge with respect to sea level rise due to impacts of climate change in the coastal areas and islands of Vietnam. Most recently, Chien (2016) [4] calculated the risk of storm surge from the coastal area from Quang Binh to Quang Nam based on the bogus typhoon data for 1,000 years, which is determined by the Monte Carlo method.

In order to have a scientific basis for the preparation to deal with strong/super typhoon affecting Vietnam, the government has recently asked the hydro-meteorological sector to study the risk of typhoon and storm surge for each coastal zone of Vietnam. In this study, typhoon and storm surge, which occurred during the period of 1951–2016, as well as the possibility of super/strong typhoon and storm surge in the coastal areas of Vietnam were analyzed. In addition to historical typhoon data for the period 1951–2016, a set of bogus typhoons in 1,000 years has been constructed using the Monte Carlo method. A coupled numerical model of Surge, Wave and Tide is used to simulate storm surge in historical and bogus typhoons.

STUDY AREAS AND METHODS

Study areas

The study area is the coastal area from Quang Ninh to Ca Mau. Due to the change in geographic location, climate, terrain and tides, the frequency, duration and intensity of typhoon and storm surge are various. The history and risk of typhoon and storm surge are analyzed for each coastal area of Vietnam.

Research methods

Statistical methods are used to analyze storm characteristics in each region. Meanwhile, the Monte Carlo method is used to determine the possibility of occurrence of super/strong typhoon in each area and used as

input data for storm surge simulation. Based on the Monte Carlo method, a set of bogus typhoons for 1,000 years has been constructed. The theoretical basis of the Monte Carlo method is based on the probability distribution of the historical typhoon parameters to build a set of bogus typhoons for many years [2–4]. The typhoon data in the period from 1951 to 2016 were collected at the National Center for Hydro-meteorological Forecasting and from the

website of the Japan Meteorological Agency. Storm surge was calculated by SuWAT model. The theoretical basis and calibration of the SuWAT model in the study area was presented in detail in the works of Kim et al., (2010) [5], Chien (2016) [4], Thuy et al., (2017) [6]. In this study, the SuWAT model was designed on rectangular grids and three domains to simulate storm surge. Information about the domains and grids is shown in table 1.

Table 1. Information of computational domains

Area	Domain number	Computational Domain	Grid Size (m)	Num. Grid
North of Vietnam	D1	103–120°E, 6–22°N	226 × 211	7,400 × 7,400
	D2	105–110.5°E, 16–21.5°N	181 × 241	1,850 × 1,850
	D3	106–107.5°E, 20.0–21.0°N (for typhoon hitting Hai Phong)	181 × 121	925 × 925
Center of Vietnam	D1	103–120°E, 6–22°N	226 × 211	7,400 × 7,400
	D2	106–111°E, 12.0–18.5°N	301 × 361	1,850 × 1,850
	D3	107.5–109°E, 15.5–16.5°N (for typhoon hitting Da Nang)	181 × 121	925 × 925
South of Vietnam	D1	103–120°E, 6–22°N	226 × 211	7,400 × 7,400
	D2	105–110°E, 8.0–13.0°N	301 × 301	1,850 × 1,850
	D3	106.3–107.6°E, 9.7–10.7°N (for typhoon hitting Vung Tau)	157 × 121	925 × 925

For the simulation of storm surge, the wind and pressure fields were calculated from empirical typhoon model [7]. According to previous study [6] tides only have a significant effect on storm surge when typhoon landfall occurs during spring tides. Meanwhile, storm waves caused most significant effects on storm surge in strong/supper typhoon. As a consequence, the results of storm surge for all historical typhoons take into account the effect of tide, surge and wave. For the case of bogus typhoons, the effect of tide was not considered due to unknown landfall time.

HISTORY AND THE RISK OF TYPHOON AND STORM SURGE IN COASTAL AREAS FROM QUANG NINH TO CA MAU
History of typhoon and storm surge in coastal areas from Quang Ninh to Ca Mau

The present status of typhoon and storm surge is understood as typhoon and storm surge that have occurred in the area. In order to assess the present status of typhoon affecting

the coastal areas from Quang Ninh to Ca Mau, the typhoon data in the period of 1951–2016 were analyzed by location of landfall and intensity for each area. To assess storm surge in the area, not only typhoons with eyes across area but also those with eyes outside the area, which are likely to cause significant storm surge in the area are included. Table 2 shows the number of typhoons affecting areas in the East Sea and in Vietnam coast during the period of 1951–2016. Accordingly, the number of typhoons tends to decrease from North to South. The coastal areas from Quang Ninh to Ha Tinh experienced the highest number of typhoons with 342 times, including two typhoons at level 13. The area from Quang Binh to Quang Nam witnessed the highest number of typhoons at level 12–13. The coastal provinces from Vung Tau to Ca Mau showed the least number of typhoons, with only two typhoons at level 12–13. The distribution of typhoon by level in the East Sea and in Vietnam is shown in fig. 1. Statistical analysis

shows that during the first half of the typhoon season, the typhoon directions tend to be Northwest, North and Northeast, and have a landfall in the Southeast China. In the rest of the typhoon season, it tends to go to West of Vietnam. On average, from January to May, typhoons are less likely to affect Vietnam. From June to August, typhoons are more likely

to affect the North. From September to November, typhoons are more likely to affect the Center and South of Vietnam. In the first half of the typhoon season, the track of typhoon is less complicated; however, the track of typhoon is often more complicated in the second half of the typhoon season.

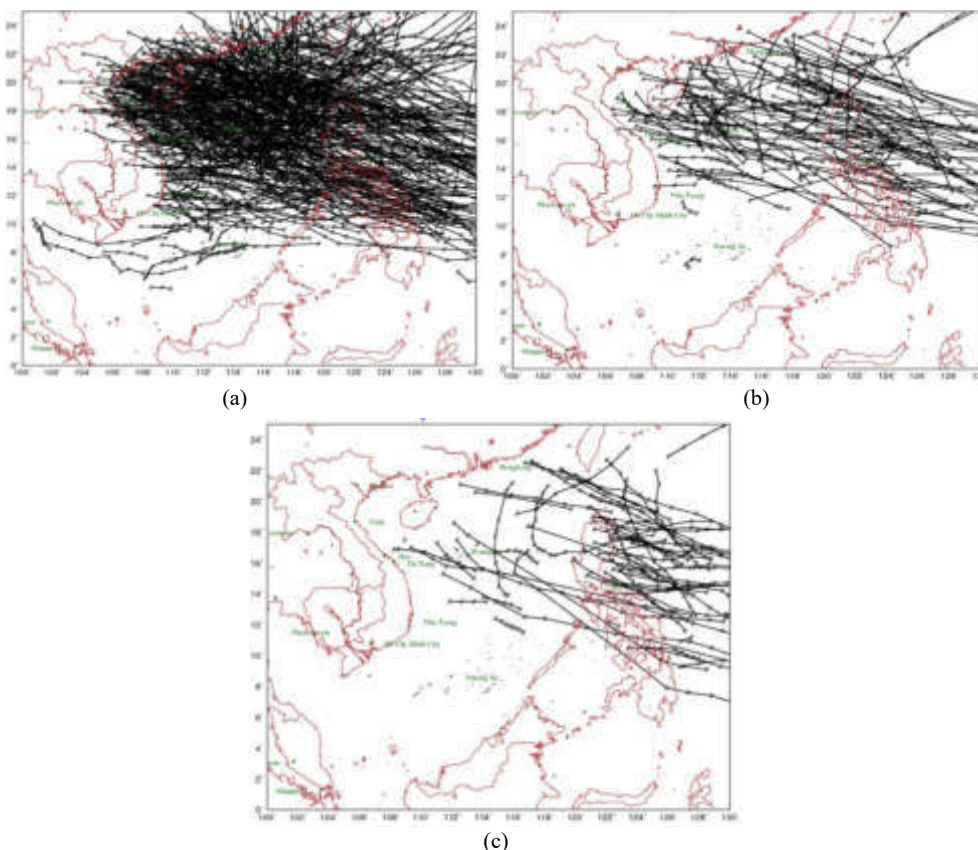


Fig. 1. The track of typhoons in the East Sea of Vietnam: (a) Level 8–11, (b) Level 12–13, (c) Level 13 and higher

Table 2. The number of typhoons affecting areas of the East Sea and coastal area of Vietnam in the period of 1951–2016

Areas	Level 8–11	Level 12–13	≥ Level 13
Quang Ninh - Ha Tinh	317	23	2
Quang Binh - Phu Yen	307	55	11
Khanh Hoa - Binh Thuan	94	12	1
Vung Tau - Ca Mau	46	2	0
North East Sea	1,816	339	90
Central East Sea	747	97	41
South East Sea	144	6	0
Total	3,471	534	145

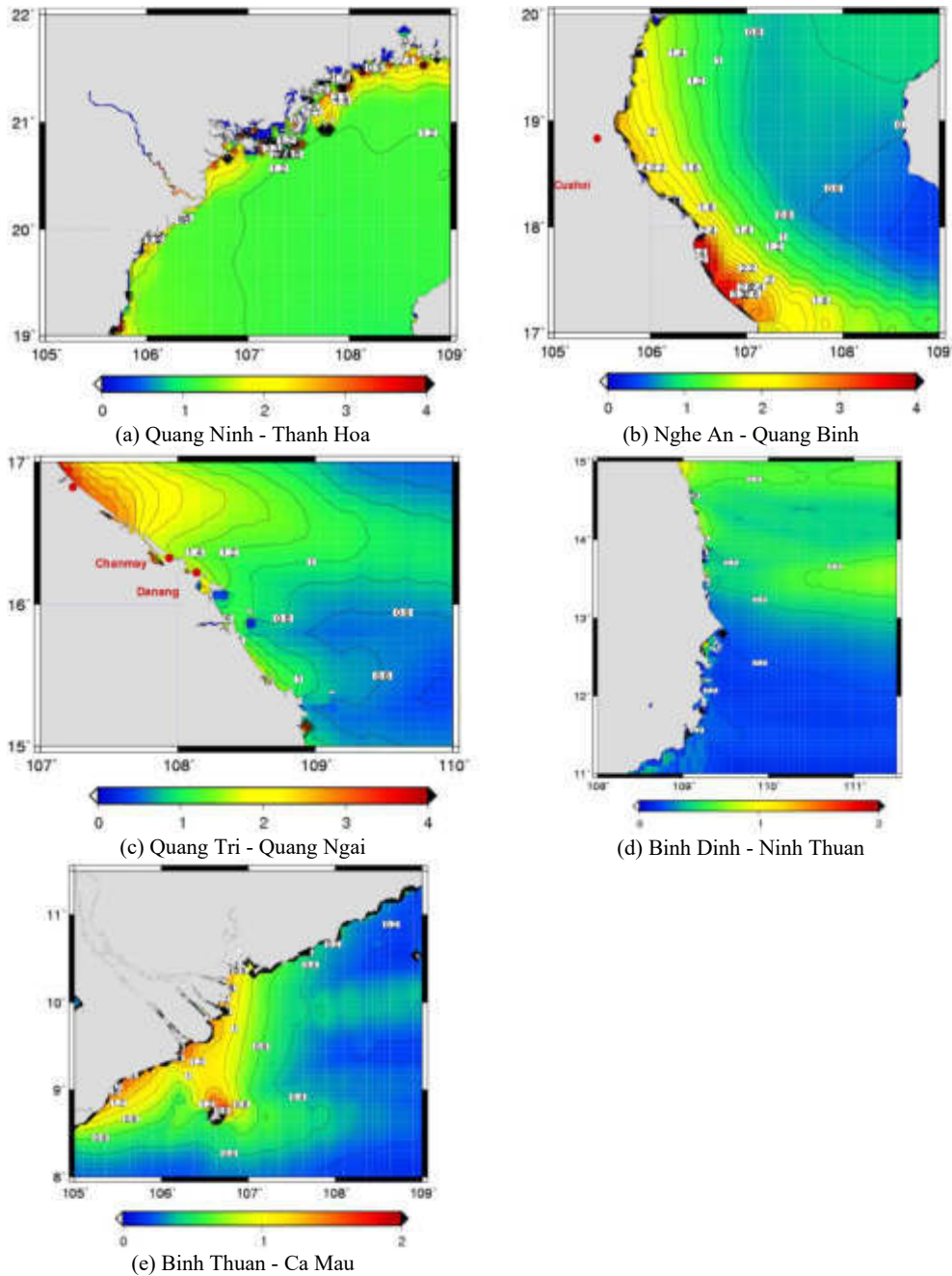


Fig. 2. Distribution of maximum storm surge in the period of 1951–2016

Due to the lack of storm observation data, the way using the numerical model with high reliability is most suitable for assessment of storm surge in the area. Fig. 2 shows the distribution of largest storm surge in coastal areas during 1951–2016, and it is divided into 5 regions: Quang Ninh - Thanh Hoa (a), Nghe An

- Quang Binh (b), Quang Tri - Quang Ngai (c), Binh Dinh - Ninh Thuan (d), Binh Thuan - Ca Mau (e). This is the highest storm surge determined by the numerical model for all typhoons entering Vietnam's coast in the period of 1951–2016. Accordingly, in coastal areas from Quang Ninh to Thanh Hoa, storm

with height of 3.0 m has appeared in some provinces such as Quang Ninh, Hai Phong, Thai Binh and Nam Dinh. Most of these areas experienced a storm surge of 2.0 m in height. Some of the typhoons in the area causing high storm surge include Frankie (1996), Damrey (2005) and Kalmaegy (2014). In the coastal zone from Nghe An to Quang Binh, many typhoons have caused high storm surge such as DAN (1989) landing in Ha Tinh, Becky (1990) landing in Nghe An, Harriet (1971) landing in Quang Tri. In which, although typhoon Harriet had a landfall in Quang Tri, it caused a sea level rise over 2.0 m in some areas in Southern Quang Binh. The South of this area saw higher storm surge than in the North, the highest up to 4.0 m. In the coastal zone from Quang Tri to Quang Ngai, the height of storm surge decreases from the North to the South with the decline in frequency and intensity of typhoon in the area. In the north coast, there are many strong typhoons hitting the coast causing high storm surge such as typhoons Harriet (1971), Cecil (1985), Betty (8/1987), Xangsane (September 2006), Ketsana (September 2009) causing a rise of over 2.0 m. In which typhoon Harriet (7/1971) caused a storm surge over 4 m in Quang Tri. In coastal areas from Quang Ngai to Ninh Thuan, storm surge also tends to decrease in level from North to South. The storm surge up to 1.0 m is mainly located in the

north of the area. The storm surge in this area is low due to two reasons: Firstly, this is the area with few strong typhoons, although in fact a strong typhoon landed in this area but its direction is not favorable to cause high storm surge (typhoon Durian, 2006 moved obliquely to the shoreline); secondly, its deep sea and steep bed slope reduce the increase of storm surge. The coastal area from Binh Thuan to Ca Mau is very little impacted by typhoon, however, recent storm surge up to 1.5 m (in Ghenh Hao) during typhoon Linda (1997) was recorded. The number of strong typhoons is small, but this area has shallow water depth, therefore many places in this area have faced the surge of 2.0 m.

The risk of typhoon and storm surge form Quang Ninh to Ca Mau

Based on the probability distribution functions of the obtained historical typhoon parameters, a set of bogus typhoons for 1,000 years has been constructed, including 6,213 typhoons, in which 4,678 typhoons hit the coast of Vietnam from Quang Ninh to Ca Mau. The average number of typhoons entering the Quang Ninh - Ha Tinh waters is 2.35 per year; the waters of Quang Binh - Phu Yen have experienced 1.48 typhoons/year; and those from Khanh Hoa to Binh Thuan and from Vung Tau to Ca Mau are 0.50 and 0.36, respectively.

Table 3. Statistics of typhoons for 1,000 years by Beaufort scale (the number of typhoon/percentage) in four areas from Quang Ninh to Ca Mau

Beaufort scale	Study Areas			
	Quang Ninh - Ha Tinh	Quang Binh - Phu Yen	Khanh Hoa - Binh Thuan	Vung Tau - Ca Mau
Tropical depression	663/14.17%	413/8.83%	139/2.97%	105/2.24%
8	483/10.32%	330/ 7.05%	105/ 2.97%	72/1.54%
9	505/10.80%	310/ 7.05%	112/ 2.39%	78/1.67%
10	196/ 4.19%	122/ 2.61%	38 / 0.81%	28/0.60%
11	144/ 3.08%	100/ 2.14%	24/ 0.51%	29/0.62%
12	316/ 6.76%	183/ 3.91%	74/ 1.58%	44/0.94%
13	18/ 0.38%	10/ 3.91%	1/ 0.02%	6/0.13%
14	8/ 0.17%	7 / 0.15%	2/ 0.04%	
15	6/ 0.13%	2/ 0.04%	2/ 0.04%	
16	1/ 0.07%	1/ 0.02%		
17		1/ 0.02%		
Total	2340/50.02	1479/31.62	467/10.62	362/7.74%

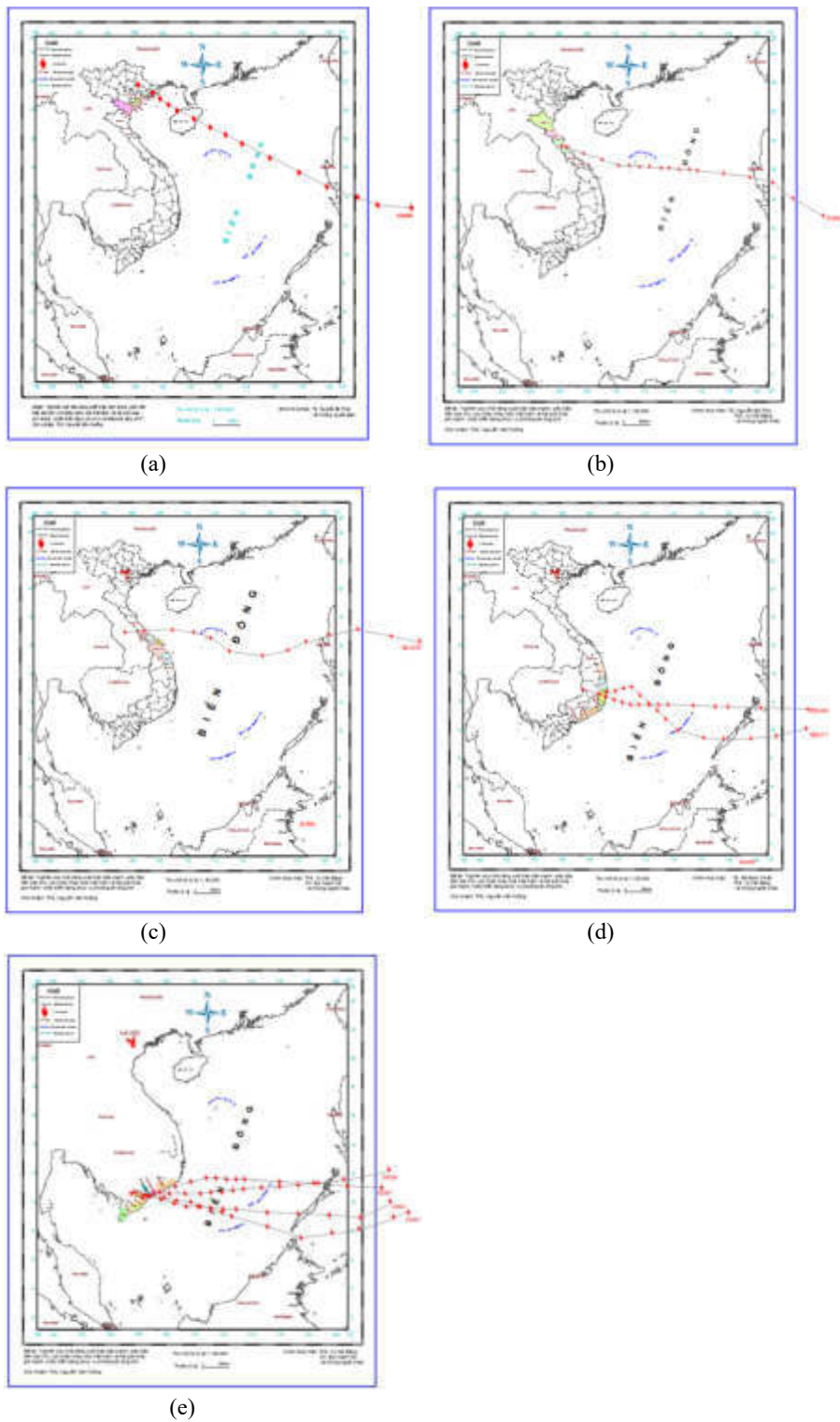


Fig. 3. The track of bogus typhoon landfall at: Level 16 of Quang Ninh (a), level 15 of Quang Binh (b), level 17 of Quang Tri (c), level 15 of Phu Yen - Khanh Hoa (d) and level 12 of Binh Thuan -Vung Tau (e)

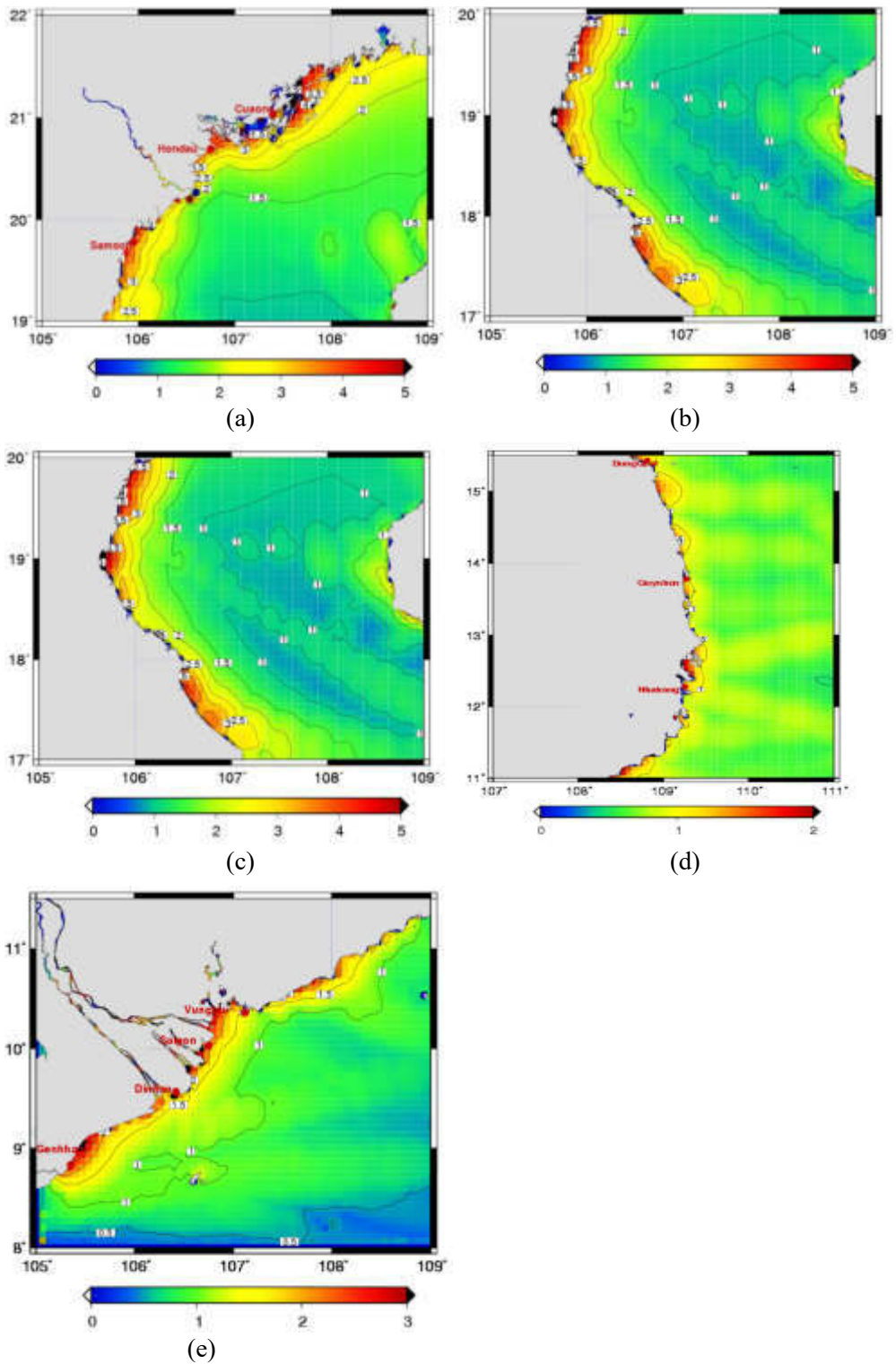


Fig. 4. The distribution of highest storm surge in areas according to the bogus typhoon data:
(a) Quang Ninh - Thanh Hoa, (b) Nghe An - Quang Binh, (c) Quang Tri - Quang Ngai,
(d) Binh Dinh - Ninh Thuan and (e) Binh Thuan - Ca Mau

The statistical results of the number of typhoons by Beaufort scale in four areas: Quang Ninh - Ha Tinh; Quang Binh - Phu Yen; Khanh Hoa - Binh Thuan and Vung Tau - Ca Mau are shown in table 3. Accordingly, the number of tropical cyclones is in parentheses, while the next one is the corresponding percentage in each area compared to the whole coast of Vietnam from Quang Ninh to Ca Mau. The results showed that in Quang Ninh - Ha Tinh strongest typhoon at level 16 could occur, particularly coastal areas from Quang Binh to Phu Yen could have typhoon at level 17, the Khanh Hoa - Binh Thuan waters could have typhoon at level 15, and from Vung Tau to Ca Mau the strongest typhoon appeared at level 13. Fig. 3 shows the orbits of some strongest typhoons hitting the areas.

Based on the statistical summation of typhoons in the 1,000 years, the risk of storm surge is calculated for all typhoons hitting each area. Fig. 4 shows the distribution of maximum storm surge in the coastal areas of Quang Ninh - Thanh Hoa (a), Nghe An - Quang Binh (b), Quang Tri - Quang Ngai (c), Binh Dinh - Ninh Thuan (d) and Binh Thuan - Ca Mau (e). The results show that for each coastal area, the storm surge does not follow a common trend from North to South. The maximum storm surge depends not only on typhoon parameters (intensity and direction), but also on the terrain (water depth, slope and shape of the coast line). The areas with shallow water and gentle slope often have higher storm surge. The whole coastal zone from Quang Ninh - Thanh Hoa is at the risk of surge over 3.0 m. Due to the high number of strong typhoons concentrated in Quang Ninh, Hai Phong and Thanh Hoa, these areas are at higher risk of storm surge. The highest storm surge may occur in Quang Ninh and Hai Phong at 4.5 m, and in Thanh Hoa at 4.0 m. The coastal area of Nghe An, North of Ha Tinh and Quang Binh have faced storm surge at 4.0 m. In the coastal zone from Quang Tri to Quang Ngai the areas with high storm surge are Quang Tri, Hue and Da Nang bay. In the southern part of Da Nang, Quang Nam and Quang Ngai, the storm surge is smaller. The storm surge in Quang Tri reaches the highest level at 5.0 m. In the coastal zone from Binh

Dinh - Ninh Thuan, although present typhoon at level 15 hit Khanh Hoa, storm surge is not high (above 2.0 m) because this is deep water area. In the coastal area of Southern Vietnam (Binh Thuan - Ca Mau), except for Ca Mau, the other areas are at risk of storm surge up to 2.0 m. In which, the risk of highest surge up to 2.5 m is concentrated in the coastal areas of Vung Tau, Tien Giang and Bac Lieu.

The assessment of current status and risk of typhoon and storm surge in Vietnam's coastal zone will serve as basis for the preparation to cope with typhoon and storm surge in Vietnam.

CONCLUSIONS

In this study, the history and risk of typhoon and storm surge in coastal areas from Quang Ninh to Ca Mau were analyzed based on observation data, statistical and numerical modeling results. In addition to the typhoon data in the period of 1951–2016, a set of bogus typhoons for 1,000 years has been constructed by using the Monte Carlo method to obtain enough data to assess the risk of typhoon and storm surge. The results can be summarized as follows:

The number of typhoon tends to decrease from North to South. In the period 1951–2016, the coastal area from Quang Ninh - Ha Tinh experienced the highest number with 342 typhoons, including two strongest typhoon of level 13. The area of Quang Binh - Quang Nam has recorded the strongest typhoons, at level 12–13. The coastal area from Vung Tau - Ca Mau had the least number of typhoons, with strongest ones at level 12–13. The coastal provinces from Quang Ninh to Thanh Hoa experienced storm surge up to 3.0 m. In the South area of Nghe An - Quang Binh and the North of Quang Tri to Quang Ngai, storm surge can reach over 4.0 m. Binh Thuan - Ca Mau also recorded storm surge up to 1.5 m.

In the 1,000 years there were 6,213 typhoons, in which 4,678 typhoons hit the coastal region from Quang Ninh to Ca Mau, in particular Quang Ninh - Thanh Hoa at level 16, Nghe An - Quang Tri at level 16, Quang Binh - Phu Yen at level 17, Binh Dinh - Ninh Thuan at level 15 and Binh Thuan - Ca Mau at level 13.

The risk of storm surge in the 1,000 year period shows that the trend of storm surge is not quite geographical and the areas with high storm surge are Quang Ninh - Hai Phong (4.5 m), Thanh Hoa - Nghe An (4.0 m), Quang Tri (5.0 m). The coastal area of southern part is also at risk of storm surge up to 2.5 m.

Acknowledgments: This research is funded by Vietnam National Foundation for Science and Technology Development (NAFOSTED) under grant number 105.06-2017.07, which the authors gratefully acknowledge.

REFERENCES

- [1] Yasuda, T., Nakajo, S., Kim, S., Mase, H., Mori, N., and Horsburgh, K., 2014. Evaluation of future storm surge risk in East Asia based on state-of-the-art climate change projection. *Coastal Engineering*, 83, 65-71.
- [2] Manh, D. V., et al., 2010. Sea level calculations for the design of coastal works. *Publishing House for Science and Technology, Hanoi*.
- [3] Uu, D. V., et al., 2010. Assessment of extreme sea level changes due to the effects of climate change for the marine economic strategy. *Final Report KC-09.23/06-10, Hanoi*.
- [4] Chien, D. D., 2016. Research on calculating and assessing the magnitude of storm surge in the sea from Quang Binh to Quang Nam. *Doctoral Thesis of Oceanography, Hanoi University of Sciences, Vietnam National University*.
- [5] Kim, S. Y., Yasuda, T., and Mase, H., 2010. Wave set-up in the storm surge along open coasts during Typhoon Anita. *Coastal Engineering*, 57(7), 631-642.
- [6] Thuy, N. B., Kim, S., Chien, D. D., Dang, V. H., Cuong, H. D., Wettre, C., and Hole, L. R., 2016. Assessment of storm surge along the coast of central vietnam. *Journal of Coastal Research*, 33(3), 518-530.
- [7] Fujita, T., 1952. Pressure distribution within typhoon. *Geophysical Magazine*, 23, 437-451.
- [8] <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/besttrack.html>.

VIETNAM JOURNAL OF MARINE SCIENCE AND TECHNOLOGY
Vol. 19, No. 3 - September 2019
CONTENTS

Assessing coral reef resilience for sustainable resource management (case study in Hon La island, Quang Binh province, Vietnam) <i>Nguyen Thuy Linh, Nguyen Tai Tue, Mai Trong Nhuan</i>	387
Theoretical basis for reasonable population distribution in Tho Chu archipelago <i>Nguyen Ngoc Khanh, Le Van Huong, Nguyen Thu Nhung, Phi Thi Thu Hoang, Pham Hoang Hai</i>	397
The risk of typhoon and storm surge along the coast of Vietnam <i>Nguyen Ba Thuy</i>	409
Research on wave setup during storms along the coast of Cua Dai, Hoi An <i>Nguyen Ngoc The, Duong Cong Dien, Tran Thanh Tung</i>	419
Simulation of spatial variation of plankton communities in the South Central Vietnam sea by ROMS model <i>Vu Thi Vui, Doan Bo</i>	429
Marine biodiversity in Ha Long bay and Cat Ba archipelago <i>Do Cong Thung, Nguyen Dang Ngai, Dau Van Thao, Nguyen Van Sinh, Dao Minh Dong</i>	441
Building on a set of criteria for selection of natural clam beds (<i>Lutraria rhynchaena</i> , Jonas 1844) aims to use as broodstock source for seed production and gene conservation in Cat Ba - Ha Long bay <i>Do Manh Hao, Dao Thi Anh Tuyet, Nguyen Tien Dat, Hoang Thi Thanh Nga, Le Minh Hiep, Nguyen Van Quan</i>	449
Evaluation of biological activities of some seaweed and seagrass species in the coastal area of Vietnam <i>Tran Thi Hong Ha, Le Mai Huong, Le Huu Cuong, Nguyen Dinh Tuan, Hoang Kim Chi, Tran Thi Nhu Hang, Do Huu Nghi, Dang Thi Phuong Ly, Andrei B. Imbs, Pham Quoc Long</i>	461
Residue of organochlorinated pesticides (OCPs) in some organisms of the tidal flats in the northern part of Vietnam <i>Cao Thi Thu Trang, Do Cong Thung, Pham Thi Kha, Le Van Nam, Duong Thanh Nghi</i>	471
CFD Results on Hydrodynamic Performances of a Marine Propeller <i>Luong Ngoc Loi, Nguyen Chi Cong, Ngo Van He</i>	481



Hà Nội, ngày 17 tháng 06 năm 2019

GIẤY XÁC NHẬN

Kính gửi: **Nguyễn Bá Thủy, Nguyễn Kim Cương**

Tạp chí Khí tượng Thủy văn trân trọng thông báo đã nhận được bài báo khoa học “**Bước đầu nghiên cứu nước dâng do hiệu ứng bơm Ekman tại ven biển miền Trung**”. Sau quá trình chỉnh sửa theo góp ý của Hội đồng phản biện và sự tiếp thu của nhóm tác giả, bài báo đã được Hội đồng Ban Biên tập xem xét và đánh giá có chất lượng tốt, đủ điều kiện đăng trên Tạp chí Khí tượng Thủy văn. Bài báo sẽ được đăng vào số 702 tháng 06 năm 2019 và bản điện tử sẽ được đăng tải miễn phí trên website của Tạp chí Khí tượng Thủy văn tại địa chỉ: <http://kttvqg.org.vn>.

Thay mặt Ban Biên tập Tạp chí Khí tượng Thủy văn, tôi xin gửi lời cảm ơn chân thành đối với những đóng góp của tác giả/nhóm tác giả đối với Tạp chí và hi vọng Tạp chí sẽ tiếp tục nhận được những bài báo khoa học của tác giả/nhóm tác giả trong tương lai./.

Trân trọng!

TỔNG BIÊN TẬP



Trần Hồng Thái

BƯỚC ĐẦU NGHIÊN CỨU NƯỚC DÂNG DO HIỆU ỨNG BƠM EKMAN TẠI VEN BIỂN MIỀN TRUNG

Nguyễn Bá Thủy¹, Nguyễn Kim Cương²

Tóm tắt: Nghiên cứu này áp dụng mô hình ROMS 3D vào mô phỏng hiện tượng mực nước biển dâng cao bất thường trong đợt triều cường tháng 12 năm 2016 tại Tuy Hòa-Phú Yên nhằm xác định nước dâng gây bởi hiệu ứng bơm Ekman tại khu vực. Các trường khí tượng được thu thập từ cơ sở dữ liệu tái phân tích của CFSR. Kết quả cho thấy, diễn biến nước dâng do hiệu ứng bơm Ekman khá tương đồng với nước dâng quan trắc nhưng thiên thấp. Trường gió Đông Bắc mạnh, kéo dài gây hệ thống dòng chảy có vận tốc lớn dọc ven bờ miền Trung tạo hiệu ứng bơm Ekman đẩy mực nước dâng cao tại Tuy Hòa-Phú Yên.

Từ khóa: Nước dâng dị thường, bơm Ekman, Tuy Hòa.

Ban Biên tập nhận bài: 12/03/2019 Ngày phản biện xong: : 26/05/2019 Ngày đăng bài:

1. Mở đầu

Nghiên cứu về nước dâng do bão, áp thấp nhiệt đới đã được tiến hành từ rất lâu do bởi thiệt hại gây bởi nước dâng trong bão rất lớn. Chính vì vậy, nhiều công nghệ dự báo nước dâng do bão đã được xây dựng để phục vụ dự báo, cảnh báo. Qua đó, nhiều mô hình thương mại (Delft3D, Mike2D, SMS...) cũng như mã nguồn mở (ROMS, POM....) được ứng dụng để phục vụ dự báo, cảnh báo. Ngoài hiện tượng nước dâng do bão và áp thấp nhiệt đới, tại nhiều khu vực trên thế giới khi gió có vận tốc lớn, thổi theo hướng ổn định và kéo dài cũng gây nước dâng đáng kể tại vùng ven bờ. Chính vì vậy, nước dâng do gió mùa gần đây đã được tập chung nghiên cứu và xây dựng công nghệ dự báo, nhất là tại những khu vực có địa hình trên bờ trũng và biên độ thủy triều lớn, chỉ cần xuất hiện nước dâng cỡ vài chục centimet vào kỳ triều cường có thể gây ngập trên diện rộng. Nước dâng gây bởi gió được tạo bởi theo 3 cơ chế: Tác động trực tiếp từ ứng suất gió trên bề mặt biển; tác động

gián tiếp qua ứng suất sóng; và hiệu ứng bơm Ekman đẩy mực nước ven bờ dâng cao do dòng chảy dọc bờ. Tuy nhiên, từ số liệu quan trắc thực tế, việc xác định mức độ đóng góp của nước dâng do hiệu ứng nào gây nên là rất khó. Chúng ta chỉ có thể xác định nước dâng gây bởi các hiệu ứng riêng rẽ thông qua kết quả mô phỏng bằng mô hình số trị. Nước dâng do tác động trực tiếp từ ứng suất gió thường lớn trong trường hợp gió mạnh trong bão, áp thấp nhiệt đới, cơ chế gây nước dâng này đã được nghiên cứu nhiều. Hiện tượng mực nước dâng cao do hiệu ứng bơm Ekman xuất hiện tại những khu vực bờ biển có vận tốc dòng chảy dọc bờ lóngây bởi gió mạnh thổi theo hướng ổn định trong thời gian dài. Bơm Ekman có thể là hiệu ứng nước dâng hoặc rút tùy theo hướng hội tụ hay phân kỳ của hoàn lưu dòng chảy. Hiện tượng nước dâng do hiệu ứng bơm Ekman cũng đã được nghiên cứu trong bão, áp thấp nhiệt đới và gió mùa như trong các nghiên cứu của Kim và nnk (2014) [6], Bertin và nnk (2015) [3]. Ngay trong khu vực Biển Đông cũng đã có một số nghiên cứu đề cập tới nước dâng do hiệu ứng bơm Ekman tại ven bờ miền Trung [4, 7]. Nghiên cứu của Centurion và nnk (2009) dựa theo số liệu quan trắc dòng

¹Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn quốc gia

²Trường Đại học Khoa học Tự nhiên - Đại học Quốc gia Hà Nội

Email: thuybanguyen@gmail.com

chảy tại tầng 20 m và mô hình cho thấy dòng Ekman trong mùa đông tại ven bờ miền Trung tương gây nên dị thường mực nước rất đáng kể, khoảng 20-30 cm [4]. Nhóm tác giả Shaw và nnk (1998) khi phân tích số liệu mực nước từ vệ tinh Topex/Poseidon trong thời gian từ 1992-1995 đưa ra kết luận rằng dị thường mực nước là dương khoảng 0,18-0,2 m đối với ven bờ biển Việt Nam từ Phú Yên trở xuống. Nhóm tác giả cũng đưa ra lý giải nguyên nhân do hệ thống dòng chảy mạnh dọc bờ trong mùa Đông tại khu vực [7].

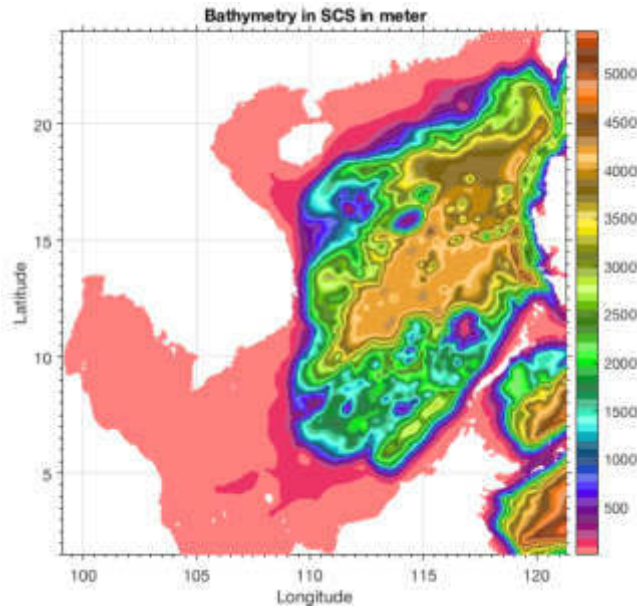
Số liệu quan trắc nhiều mực nước nhiều năm tại trạm thủy văn Phú Lâm (cách cửa biển Tuy Hòa 2 km) và số liệu tại trạm nghiệm triều đặt tại cửa biển Tuy Hòa-Phú Yên tháng 12 năm 2016 đã cho thấy có hiện tượng nước dâng cao bất thường trên nền thủy triều trong các đợt triều cường tại khu vực [1]. Theo nghiên cứu của Nguyễn Bá Thủy và Trần Quang Tiến năm 2017, các đợt triều cường cao tại Tuy Hòa-Phú Yên thường gắn với hình thế thời tiết kết hợp giữa gió mùa Đông Bắc mạnh ở ven biển Trung Bộ và vùng thấp ngoài khơi giữa và nam Biển Đông có hướng di chuyển vào ven biển Việt Nam [2].

Để xem xét nguyên nhân gây mực nước dị thường tại khu vực ngoài tác động của ứng suất gió và ứng suất sóng thì vai trò của hiệu ứng Ekman do dòng chảy ven bờ tác động tới nước dâng ra sao, mô hình ROMS 3D được áp dụng để mô phỏng nước dâng trong đợt triều cường tháng 12 năm 2016 tại Tuy Hòa-Phú Yên. Kết quả của nghiên cứu sẽ góp phần làm sáng tỏ nguyên nhân gây nước dâng dị thường tại khu vực.

2. Phương pháp nghiên cứu

Nghiên cứu này sử dụng mô hình ROMS 3D

để mô phỏng hiện tượng mực nước dâng dị thường trong đợt triều cường tháng 12 năm 2016 nhằm mục đích xác định nước dâng do hiệu ứng Ekman tại khu vực. ROMS là mô hình đại dương quy mô khu vực được phát triển bởi đại học California và đại học Rutgers (Hoa Kỳ) [11]. Là mô hình mã nguồn mở nên ROMS mang tính cộng đồng cao, được nhiều nhà nghiên cứu sử dụng với qui mô không gian và thời gian khác nhau: Từ dải ven bờ tới các đại dương thế giới; mô phỏng cho vài ngày, vài tháng và tới hàng chục năm. Mô hình ROMS được xây dựng trên cơ sở các nghiên cứu số trị bậc cao mới nhất cùng với kỹ thuật tiên tiến cho phép triển khai một cách có hiệu quả các tính toán có độ phân giải cao. Mô hình giải các phương trình thủy tĩnh cho thủy vực có bề mặt tự do với địa hình đáy phức tạp trên hệ lưới cong trục giao theo phương ngang và thích ứng địa hình theo phương thẳng đứng. Với bài toán mô phỏng nước dâng do hiệu ứng bơm Ekman ven bờ, mô hình ROMS phiên bản 3D được lựa chọn. Chi tiết về mô hình ROMS có thể được tham khảo tại [11]. Miền tính cho mô hình ROMS 3D từ 1-23°N và 99-121°E (Hình 1), với độ phân giải không gian 5 km và 30 lớp (theo độ sâu). Với miền tính như trên, tổng số điểm nút lưới là 421 x 448 x 30 điểm. Tại các biên lỏng, các kết quả từ hệ thống mô hình HYCOM với độ phân giải 1/12° được thu thập và đưa vào mô hình như điều kiện biên và điều kiện ban đầu [8]. Các hằng số điều hòa thủy triều nhận từ hệ thống OTPS của trường ĐH Oregon, Mỹ [9]. Các trường khí tượng như gió, khí áp, bức xạ ... được thu thập từ cơ sở dữ liệu tái phân tích CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis*) [10].



Hình 1. Phân bố độ sâu của miền tính toán của mô hình ROMS 3D

3. Kết quả mô phỏng

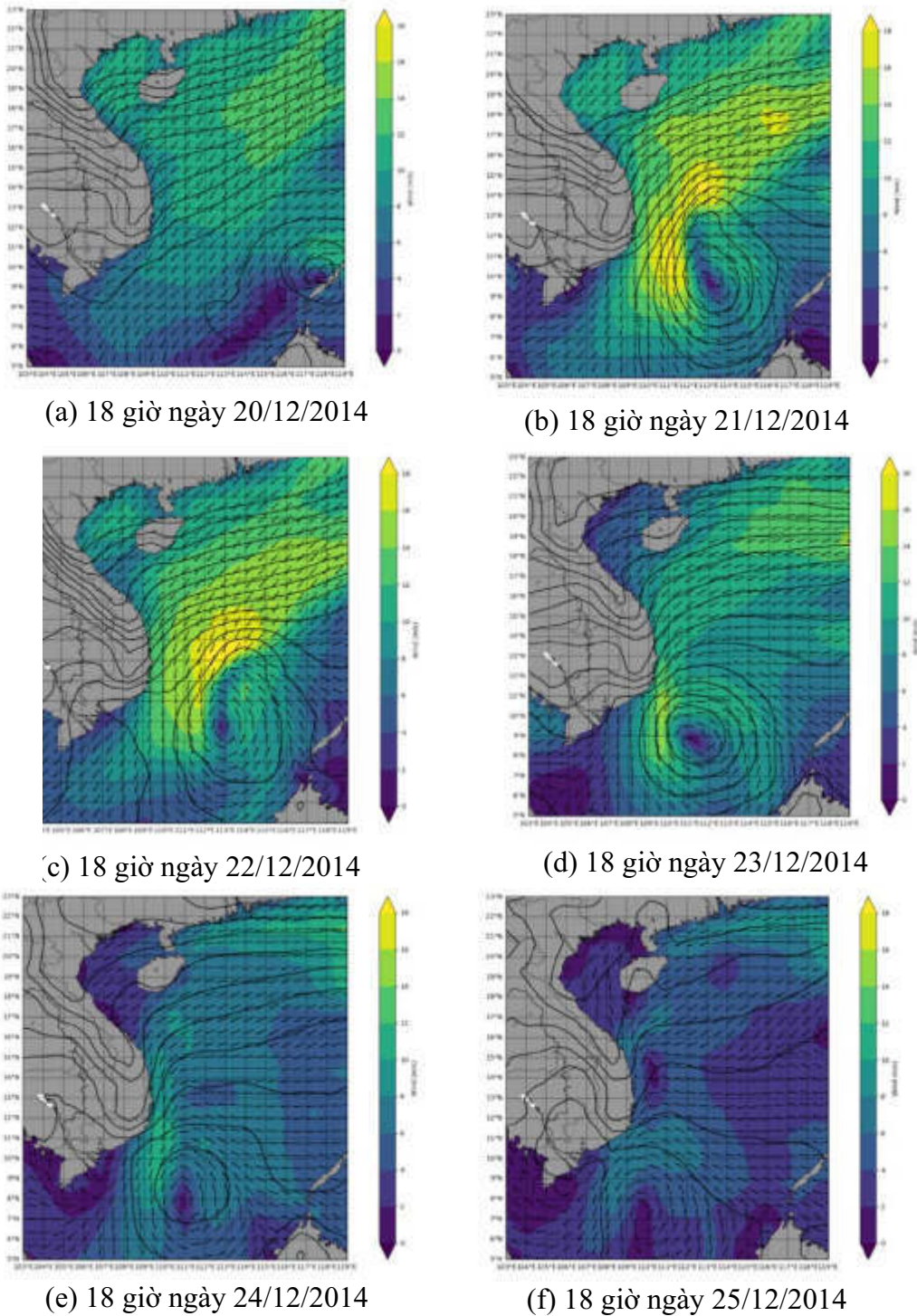
Nghiên cứu sử dụng số liệu quan trắc mực nước tại trạm nghiệm triều đặt tại cửa biển Tuy Hòa tháng 12 năm 2016 để so sánh với kết quả mô phỏng [1]. Các kết quả mô phỏng để phân tích và kiểm chứng bao gồm mực nước tổng cộng, thủy triều và dòng chảy theo các tầng trong tháng 12 năm 2016. Trên hình 2 là phân bố trường gió và khí áp của dữ liệu CFSR trong đợt nước triều cường này. Về cơ bản nguồn số liệu khí tượng này khá tương đồng với số liệu tái phân tích của Cơ quan Khí tượng hạn vừa Châu Âu thể hiện hình thể thời tiết trong thời gian này bị chi phối bởi gió mùa Đông Bắc mạnh lấn sâu xuống Nam Trung Bộ, bên cạnh đó ngoài khơi Nam Biển Đông hình thành khối áp thấp di chuyển chậm vào ven bờ Nam Trung Bộ và Nam Bộ, sau đó tan do ảnh hưởng của không khí lạnh.

So sánh kết quả tính toán và quan trắc mực nước tổng cộng (bao gồm cả thủy triều và dao động dâng/rút do gió) trên hình 3 cho thấy có sự tương đồng về pha và độ lớn của mực nước mô phỏng và quan trắc. Hai chuỗi số liệu có hệ số tương quan tương đối cao (80%). Trong nửa đầu của tháng 12 năm 2016, mô hình mô phỏng tương đối tốt dao động mực nước. Tuy nhiên, từ tuần thứ 3 của tháng 12, mô hình đã mô phỏng tương đối tốt các đỉnh triều nhưng mô phỏng chưa thực sự tốt tại các thời điểm mực nước thấp.

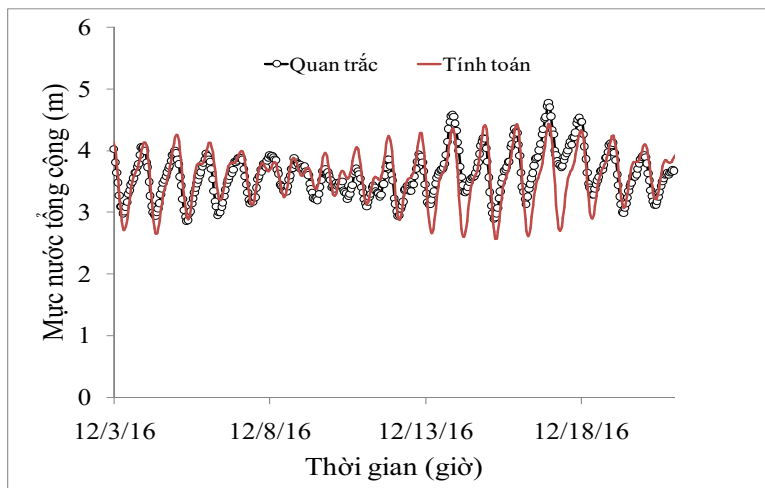
Đây cũng chính là thời gian xảy ra hiện tượng nước dâng dị thường tại khu vực này. Để đánh giá định lượng nước dâng, phương án chỉ tính thủy triều được thực hiện và nước dâng được xác định sau khi loại bỏ thủy triều từ mực nước tổng hợp. So sánh nước dâng tính từ mô hình với quan trắc tại Tuy Hòa được thể hiện trên hình 4. Kết quả cho thấy, mặc dù đỉnh nước dâng còn thiên thấp nhưng mô hình ROMS 3D cũng đã phản ánh được xu thế nước dâng, với đỉnh vào đêm ngày 14/12 là 0,18m (thực tế 0,59 m) và đêm ngày 16/12 là 0,31 m (thực tế 0,61 m). Với mô hình ROMS 3D, ảnh hưởng của sóng không được xét tới nên nước dâng tính toán chủ yếu do tác động trực tiếp của ứng suất gió lên mặt biển và gián tiếp qua hiệu ứng bơm Ekman. Trên hình 5 và 6 là trường mực nước và dòng chảy tại các tầng 0 m, 50 m và 100 m ở thời điểm trước khi xuất hiện nước dâng cao nhất vào đêm ngày 14/12 và 16/12. Có thể thấy rằng, gió mùa Đông Bắc đã tạo nên hệ thống dòng chảy mạnh dọc ven bờ miền Trung tại cả 3 tầng với vận tốc tới 1 m/s, khi tới Tuy Hòa, điểm cực Đông nhất của Việt Nam, dòng chảy hướng ra ngoài biển, và ngay sau đó chuyển hướng vào bờ đẩy mực nước tại đây dâng cao. Cơ chế này cũng có thể lý giải tại sao thông tin về triều cường cao xuất hiện chủ yếu ở khu vực quanh Tuy Hòa-Phú Yên và thỉnh thoảng xuất hiện tại một số khu vực ở phía Nam

Tuy Hòa. Kết quả mô phỏng trường dòng chảy bằng mô hình ROMS 3D cũng cho thấy hiện tượng này không ít xảy ra tại thời điểm thủy triều

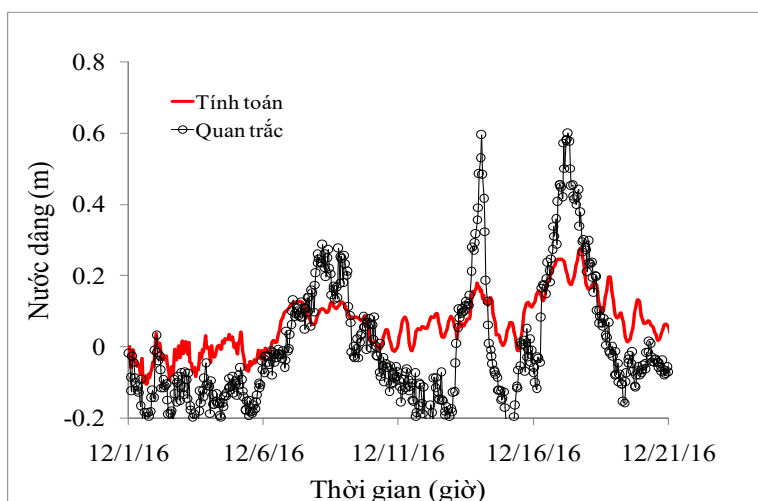
thấp, như minh họa trên hình 7 vào ngày 8 và 9 tháng 12



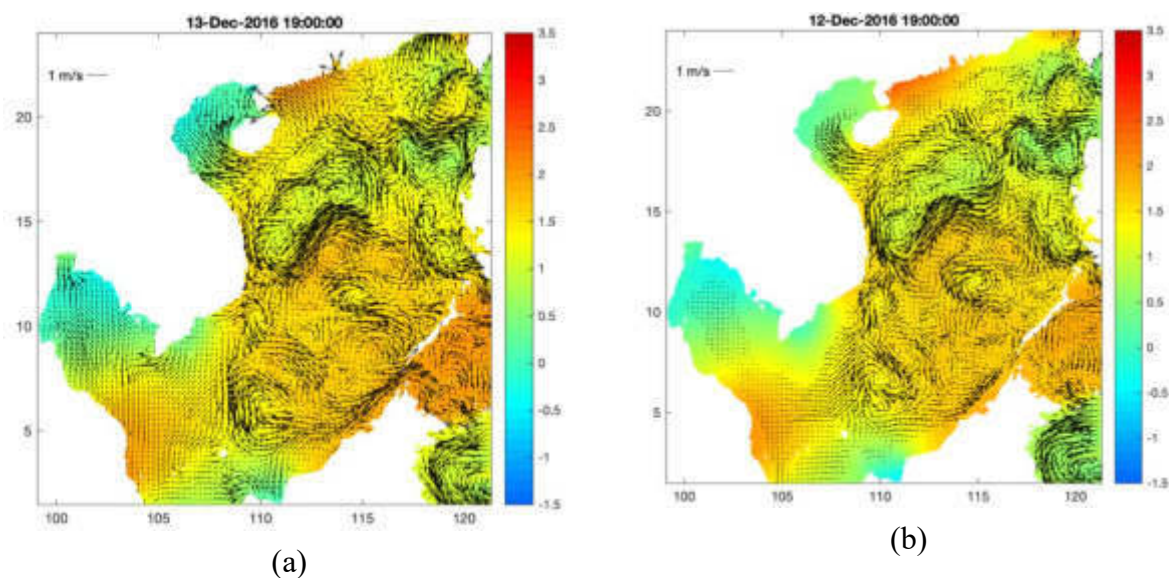
Hình 2. Trường gió và khí áp từ cơ sở dữ liệu CFSR trong đợt triều cường tháng 12 năm 2016



Hình 3. So sánh biến thiên mực nước tính toán và quan trắc trong đợt triều cường tháng 12 năm 2016 tại trạm quan trắc bổ sung Tuy Hòa

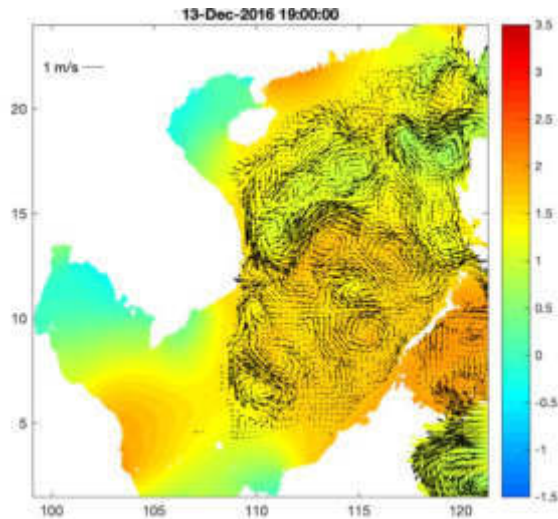


Hình 4. So sánh biến thiên nước dâng tính toán và quan trắc trong đợt triều cường tháng 12 năm 2016 tại trạm quan trắc bổ sung Tuy Hòa



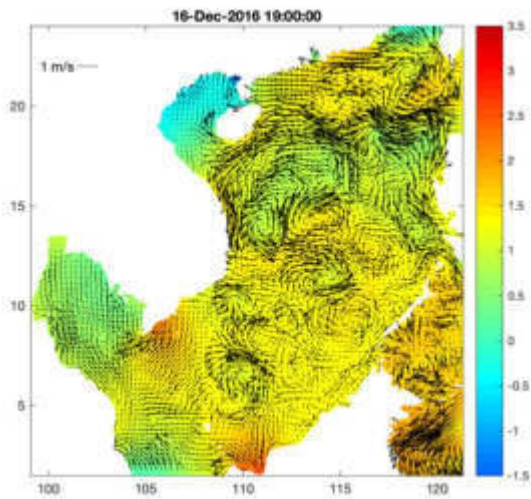
(a)

(b)

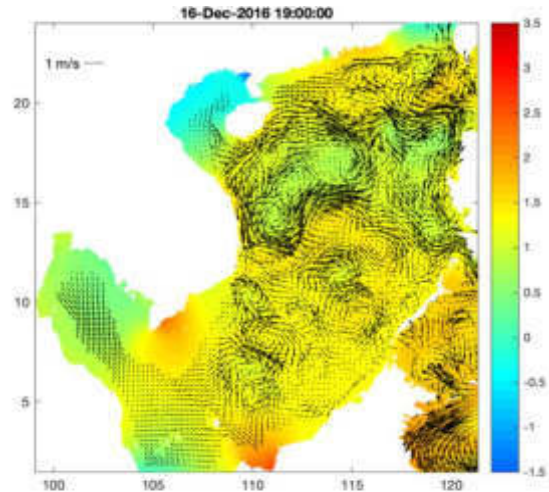


(c)

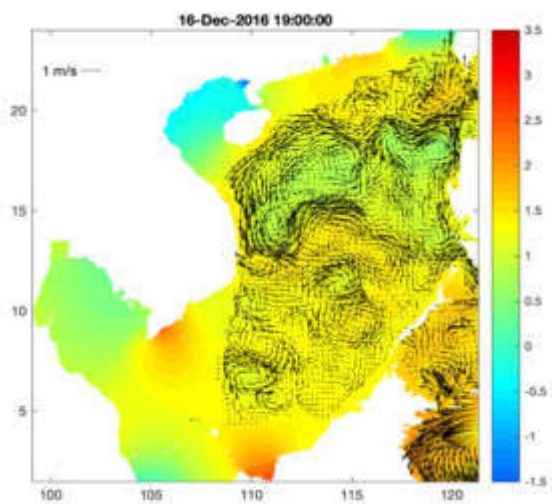
Hình 5. Trường mực nước và dòng chảy tại tầng 0m (a), 50m (b) và 100m (c) tại thời điểm trước khi xuất hiện nước dâng lớn nhất ngày 14/12/2016



(a)

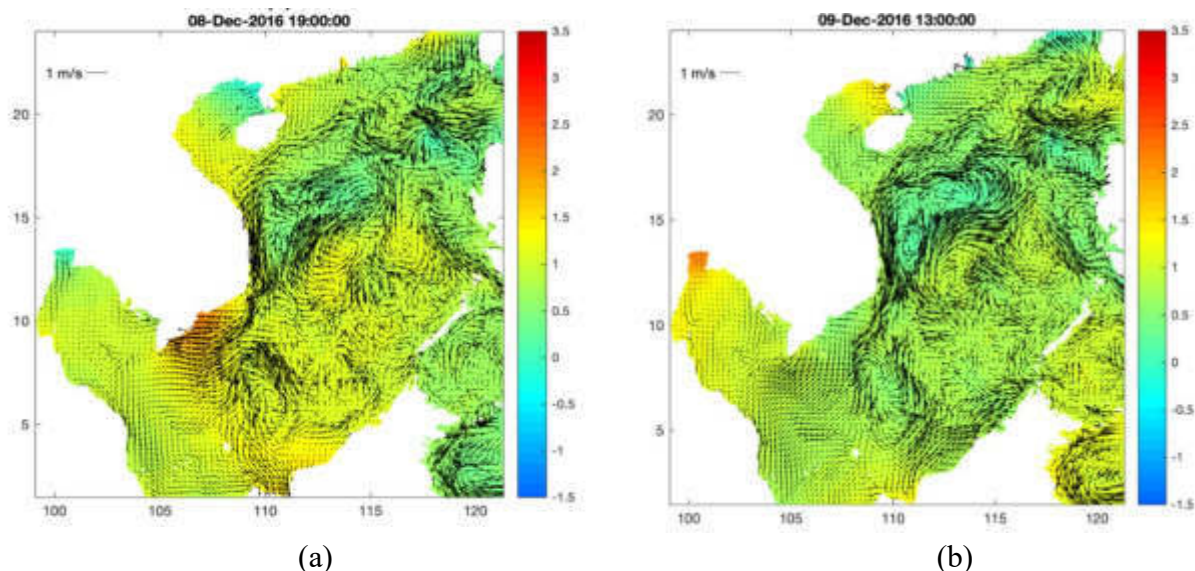


(b)



(c)

Hình 6. Trường mực nước và dòng chảy tại tầng 0m (a), 50m (b) và 100m (c) tại thời điểm trước khi xuất hiện nước dâng lớn nhất ngày 16/12/2016



Hình 7. Trường mực nước và dòng chảy tại tầng mặt ngày 8/12/2016 (a) và 9/12/2016 (b)

4. Kết luận

Trên đây là một số kết quả ban đầu về nghiên cứu hiện tượng nước dâng do hiệu ứng bơm Ekman tại khu vực bằng mô hình ROMS 3D. Trong đó, các trường khí tượng được thu thập từ cơ sở dữ liệu tái phân tích của CFSR. Kết quả cho thấy có sự tương đồng về xu thế giữa nước dâng tính toán và quan trắc, nhưng về biên độ còn thiên thấp so với thực tế. Trường gió Đông Bắc với vận tốc lớn, thời gian thổi lâu tạo nên dòng chảy hướng Bắc-Nam dọc ven bờ miền Trung gây hiệu ứng bơm Ekman đẩy mực nước

dâng cao.

Để có thể mô phỏng đầy đủ định lượng hiện tượng nước dâng dị thường tại khu vực, cần thiết phải xét tới các hiệu ứng khác như tác động của ứng suất sóng. Ngoài ra, đối với nước dâng cao cục bộ tại vùng ven bờ, cần thiết phải xây dựng lưới tính của cả mô hình khí tượng và hải dương với độ phân giải cao hơn, đây cũng là nội dung nghiên cứu được thực hiện trong thời gian tới. Kết quả của nghiên cứu góp phần làm sáng tỏ nguyên nhân gây nước dâng dị thường tại khu vực.

Lời cảm ơn: Nghiên cứu này được tài trợ bởi Quỹ Phát triển khoa học và công nghệ Quốc gia (NAFOSTED) trong đề tài mã số 105.06-2017.07). Tác giả xin chân thành cảm ơn.

Tài liệu tham khảo

1. Trần Hồng Thái, Trần Quang Tiến, Nguyễn Bá Thủy, Dương Quốc Hùng (2017). *Hiện tượng mực nước biển dâng dị thường tại Tuy Hòa - Phú Yên*. Tạp chí khí tượng thủy văn, số 676 trang 1-9.
2. Nguyễn Bá Thủy, Trần Quang Tiến (2018). *Bước đầu nghiên cứu mối liên hệ giữa mực nước biển dâng dị thường tại Tuy Hòa - Phú Yên với hình thế thời tiết*. Tạp chí khí tượng thủy văn, Số 687, trang 15-22.
3. Bertin, X.; Li, K.; Roland, A., and Bidlot, J.R., (2015). *The contribution of short waves in storm surges: two recent examples in the central part of the bay of Biscay*. Continental Shelf Research 96, 1-15.
4. Centurioni, L. R., Niiler P. N., and Lee D.-K. (2009). *Near-surface circulation in the South China Sea during the winter monsoon*. Geophysical Research Letters, Vol. 36, L06605,

doi:10.1029/2008GL037076, 2009.

5. Forbes, C.; Rhome, J.; Mattocks, C.; Taylor, A. *Predicting the Storm Surge Threat of Hurricane Sandy with the National Weather Service SLOSH Model (2014)*. Journal of Marine Science and Engineering, 2, 437-476. doi: 10.3390/jmse2020437.

6. Kim, S.Y.; Matsumi, Y.; Yasuda, T., and Mase, H., (2014). *Storm surges along the Tottori coasts following a typhoon*, Ocean Engineering, 91, 133-145.

7. Shaw, P.T., Chao, S., Fu, L. (1998). *Sea surface height variations in the South China Sea from satellite altimetry*. Oceanologica Acta - Vol. 22 – No. 1.

8. <https://hycom.org/data/glba0pt08/expt-91pt2>.

9. https://www.myroms.org/wiki/Tidal_Forcing.

10. <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/climate-forecast-system-reanalysis-cfsr>.

11. www.myroms.org.

INITIAL STEP STUDY THE EKMAN PUMPING INDUCED ABNORMAL SURGE ON THE CENTRAL COAST OF VIETNAM

Nguyen Ba Thuy¹, Nguyen Kim Cuong²

¹National Hydrometeorological Forecasting Center

²VNU University of Science

Abstract: *In this study, the abnormal surge during the spring tide phases at Tuy Hoa-Phu Yen in December 2016 was simulated by ROMS 3D model in order to investigate the surge induced by Ekman Pumping. The meteorology fields was obtained from CFSR re-analysis database. The results indicate that the model simulated well the tendency of surge although it underestimated. Strong and prolonged Northeast wind causes the longshore currents to create Ekman pump effect to push up the water level in the area.*

Keywords: *Abnormal surge, spring tide, Ekman pumping.*



ĐẠI HỌC QUỐC GIA HÀ NỘI
VIETNAM NATIONAL UNIVERSITY, HANOI

TẠP CHÍ
KHOA HỌC

VNU JOURNAL of SCIENCE

ISSN 2615-9279

e-ISSN 2588-1094

EARTH AND ENVIRONMENTAL SCIENCES
CÁC KHOA HỌC TRÁI ĐẤT VÀ MÔI TRƯỜNG

Vol. 35, No. 2, 2019

CONTENTS

Original Articles

1. **Nguyen Ngan Ha, Nguyen Hong Hanh**, Research on Taking Advantage of Agricultural by-products to Make Organic Media for Safe Cress Growing of *Brassica integrifolia* 1
2. **Nguyen Cong Manh, Phan Van Minh, Nguyen Tri Quang Hung, Phan Thai Son, Nguyen Minh Ky**, A Study to Assess the Effectiveness of Constructed Wetland Technology for Polluted Surface Water Treatment 11
3. **Nguyen Le Trang, Bui Thi Thu Trang, Mai Van Trinh, Nguyen Tien Sy, Nguyen Manh Khai**, Application of DNDC Model for Mapping Greenhouse Gas Emission from Paddy Rice Cultivation in Nam Dinh Province 23
4. **Trinh Le Hung, Vu Danh Tuyen**, Comparison of Single-channel and Split-window Methods for Estimating Land Surface Temperature from Landsat 8 Data 33
5. **Dinh Ba Duy, Ngo Duc Thanh, Tran Quang Duc, Phan Van Tan**, Seasonal Predictions of the Number of Tropical Cyclones in the Vietnam East Sea Using Statistical Models 45
6. **Tran Nghi, Dinh Xuan Thanh, Tran Thi Thanh Nhan, Tran Trong Thinh, Nguyen Thi Phuong Thao, Tran Ngoc Dien, Nguyen Thi Huyen Trang, Pham Nguyen Ha Vu, Tran Thi Dung**, Method of Interpreting the High Resolution Seismic Profiles: Principle and Application in Coastal Shallow Water Area of Red River Delta 58
7. **Nguyen Van Tuan, Tran Nghi, Tran Tan Van**, Sequence Stratigraphy of South Central Coastal Quaternary Sandy Formation and Stratigraphic Significance 74
8. **Nguyen Manh Linh, Jack Katzfey, John McGregor, Nguyen Kim Chi, Pham Quang Nam, Tran Quang Duc, Pham Thanh Ha, Hoang Danh Huy, Nguyen Van Hiep, Phan Van Tan**, Investigate the relationship between Storm Formation and Tropical Cyclone Genesis Potential Index in the Vietnam East Sea 91
9. **Nguyen Ba Thuy**, Effect of Tides and Storm Surges on Storm Waves at the Northern Coastal Areas of Vietnam 102
10. **Dinh Van Thuan, Ngo Thi Dao, Mai Thanh Tan, Le Duc Luong, Trinh Thi Thanh Ha, Nguyen Van Tao**, Biostratigraphical characteristics of Late Miocene coaly sediments in the Southeastern Red River Delta 114



Original Article

Effect of Tides and Storm Surges on Storm Waves at the Northern Coastal Areas of Vietnam

Nguyen Ba Thuy*

National Centre for Hydro-meteorological Forecasting,

Vietnam Meteorological and Hydrological Administration, No.8, Phao Dai Lang, Dong Da, Hanoi

Received 7 May 2019

Revised 3 June 2019; Accepted 16 June 2019

Abstract: In this study, the effect of tides and storm surges on storm waves at the Northern coastal area of Vietnam is investigated by a coupled model of surge wave and tide (called: SuWAT). In particular, tide and storm surge are simulated by two-dimensional long wave equations taking into account the wave radiation stress, obtained from the SWAN model. The numerical was then applied to simulate storm waves and surges for typhoon Frankie (7/1996), Washi (7/2005) and Doksuri (9/2017). In the case of the super typhoon, the intensity of typhoon Washi is increased to level 16 (super typhoon level) but remains the same trajectory and operating time. The numerical results showed relatively well with observation data on storm surge and wave height. In general, the wave height is higher in the region near the coast and lower at offshore when considering the effect of tide and storm surge on storm wave. It also indicated that the effect of storm surge on storm wave is more significant than the tide. The results of the study are the basis for proposing to improve the wave forecasting technology in the study area.

Keywords: Storm wave, tides, storm surge, super typhoon.

*Corresponding author.

E-mail address: thuybanguyen@gmail.com

<https://doi.org/10.25073/2588-1094/vnuees.4388>



Ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng tới sóng trong bão tại ven biển Bắc Bộ

Nguyễn Bá Thủy*

Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn quốc gia

Tổng cục Khí tượng thủy văn, Số 8, Pháo đài Láng, Đống Đa, Hà Nội

Nhận ngày 07 tháng 5 năm 2019

Chỉnh sửa ngày 03 tháng 6 năm 2019; Chấp nhận đăng ngày 16 tháng 6 năm 2019

Tóm tắt: Trong nghiên cứu này, ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng do bão tới sóng trong bão tại ven biển Bắc Bộ được phân tích theo kết quả mô phỏng bằng mô hình số trị tích hợp SuWAT (Surge, Wave and Tide) trong một số cơn bão mạnh và siêu bão. Trong đó, thủy triều và nước dâng do bão được tính dựa trên hệ phương trình nước nông phi tuyến hai chiều có xét đến nước dâng do ứng suất bức xạ sóng nhận được từ mô hình SWAN, một mô hình thành phần trong SuWAT. Mô hình được áp dụng tính sóng và nước dâng do bão cho bão Frankie (7/1996), Washi (7/2005) và Doksuri (9/2017). Với trường hợp siêu bão giả định, cường độ bão Washi được tăng tới cấp 16 (cấp siêu bão) nhưng vẫn giữ nguyên quỹ đạo và thời gian hoạt động. Kết quả cho thấy mô hình mô phỏng tương đối tốt diễn biến, cũng như độ cao lớn nhất của nước dâng và sóng trong bão. Với sóng trong bão, nhìn chung phương án có xét tới thủy triều và nước dâng do bão cho độ cao sóng cao hơn tại khu vực ven bờ nhưng thấp hơn ở ngoài khơi so với phương án không xét tới thủy triều và nước dâng, nhất là trong trường hợp siêu bão. Kết quả phân tích cũng cho thấy, ảnh hưởng của nước dâng tới sóng trong bão là đáng kể hơn so với thủy triều. Kết quả của nghiên cứu là cơ sở để đề xuất cải tiến công nghệ dự báo sóng trong bão tại khu vực nghiên cứu.

Từ khóa: Sóng trong bão, thủy triều, nước dâng do bão, siêu bão.

1. Mở đầu

Sóng biển là yếu tố hải văn được quan tâm bậc nhất đối các hoạt động và lưu thông trên biển, vùng ven bờ. Chính vì vậy các bản tin cảnh báo, dự báo sóng luôn được quan tâm không chỉ trong những ngày có thời tiết nguy hiểm trên

biển (bão, áp thấp nhiệt đới, gió mùa mạnh...) mà hàng ngày để lập kế hoạch cho các hoạt động trên biển. Hầu hết các vụ đắm tàu, thuyền trên biển và sạt lở vùng ven bờ biển chủ yếu do sóng lớn trong bão gây nên. Trên thế giới, lịch sử đã chứng kiến nhiều cơn bão gây gió mạnh, sóng lớn và nước dâng cao làm ngập vùng ven bờ trên

*Tác giả liên hệ.

Địa chỉ email: thuybanguyen@gmail.com

<https://doi.org/10.25073/2588-1094/vnuees.4388>

diện rộng gây nhiều thiệt hại về người và của như bão Katrina đổ bộ vào bang New Orleans, Mỹ tháng 8 năm 2005, bão Nargis đổ bộ vào Myanma tháng 5 năm 2008 và đặc biệt gần đây siêu bão Haiyan tháng 11/2013 với cấp 17 tàn phá khu vực rộng lớn phía Nam Phillipin [1]. Tại Việt Nam, ngay trong năm 2017 đã có nhiều thiệt hại về người và của do sóng lớn trong bão gây ra như: Bão Talas tháng 7/2017 đổ bộ vào Nghệ An gây sóng cao tới 6 mét làm đắm tàu trở hàng cỡ lớn tại đảo Hòn Ngư, 4 thuyền viên chết và mất tích; Bão Duksuri (9/2017) đổ bộ vào kỳ triều cường ở ven biển Bắc Bộ, mặc dù tâm bão ở vùng biển Nghệ An-Hà Tĩnh nhưng đã gây sóng lớn và nước biển dâng làm tràn ngập nhiều tuyến đê biển trải dài từ Hải Phòng đến Hà Tĩnh; Bão Damrey đổ bộ vào Khánh Hòa-Ninh Thuận tháng 11/2017 gây thiệt hại kỷ lục trên biển với 11 người chết và mất tích, hơn 2000 tàu cá bị sóng đánh vỡ, 6 tàu chở hàng cỡ lớn neo đậu tại cảng Quy Nhơn, nơi rất xa tâm bão bị sóng đánh chìm. Chính vì vậy tăng cường độ chính xác của các mô hình dự báo sóng trong bão sẽ rất có ý nghĩa trong khoa học và thực tiễn. Cho tới hiện tại, các mô hình dự báo sóng truyền thống thường không xem xét ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng do bão tới sóng (thí dụ mô hình WAM, SWAN, WAVEWATCH), có nghĩa là sóng biển được tính trên nền mực nước biển trung bình [2]. Một số nghiên cứu gần đây cho thấy, tại những khu vực có biên độ thủy triều lớn, kết quả tính sóng có sự khác biệt trong trường hợp sử dụng mô hình có và không xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng do bão, nhất là tại khu vực ven bờ nơi mà độ sâu có sự thay đổi rất đáng kể khi bão đổ bộ vào lúc thủy triều lên cao hoặc xuống thấp [3-5]. Nghiên cứu của nhóm tác giả Kim và NNK (2010) cũng chỉ ra rằng, với những cơn bão mạnh, siêu bão thì sự khác biệt của kết quả tính sóng giữa 2 phương án có và không xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng bão là rất đáng kể bởi tương tác mạnh giữa sóng và dòng chảy trong bão [4]. Khu vực ven biển Bắc Bộ là nơi có tần suất bão ảnh hưởng cao nhất trong dải ven biển Việt Nam, đây cũng là nơi có biên độ thủy triều lớn [6]. Trường độ sâu ven biển sẽ có nhiều khác biệt tại những pha

thủy triều cao và thấp, nhất là khi có bão đổ bộ gây nước dâng lớn. Ngoài sự thay đổi về mực nước, dòng triều kết hợp với dòng chảy do gió mạnh trong bão có thể ảnh hưởng lớn tới phân bố trường sóng trong bão. Do vậy, trong nghiên cứu này, ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng do bão tới sóng trong bão tại khu vực ven biển Bắc Bộ được phân tích theo kết quả mô phỏng sóng trong một số cơn bão đổ bộ vào khu vực. Mô hình số trị tích hợp sóng, thủy triều và nước dâng do bão (mô hình SuWAT) được áp dụng để tính toán trường sóng trong bão theo các phương án, có và không xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng do bão. Kết quả của nghiên cứu sẽ có ý nghĩa trong đề xuất công nghệ và phương án dự báo sóng trong khu vực nghiên cứu.

2. Số liệu và phương pháp nghiên cứu

2.1. Số liệu

Để đánh giá ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng tới sóng trong bão, bão Franike đổ bộ vào Hải Phòng-Thái Bình tháng 7/1986, bão Washi đổ bộ vào Hải Phòng tháng 7/2005 và bão Doksuri đổ bộ vào Nghệ An-Hà Tĩnh tháng 9/2017 được lựa chọn để mô phỏng. Ngoài các tham số bão (quỹ đạo, khí áp tâm bão, bán kính gió mạnh...), số liệu mực nước và sóng quan trắc tại trạm Hòn Dấu và Hòn Ngư được thu thập để phân tích và kiểm định mô hình.

2.2. Mô hình SuWAT

SuWAT là mô hình số trị tích hợp có thể tính riêng rẽ hoặc kết hợp cả thủy triều, sóng biển và nước dâng do bão. Mô hình này được xây dựng tại đại học Kyoto - Nhật Bản [4], bao gồm 2 mô hình thành phần là mô hình thủy triều và nước dâng do bão dựa trên hệ phương trình nước nông 2 chiều có tính đến nước dâng do ứng suất sóng và mô hình sóng SWAN [7]. Hệ phương trình cơ bản của mô hình nước nông 2 chiều được mô tả như sau:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{d} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{d} \right) + gd \frac{\partial \eta}{\partial x} =$$

$$= fN - \frac{1}{\rho_w} d \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{1}{\rho_w} (\tau_s^x - \tau_b^x + F_x) + A_h \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{d} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{NM}{d} \right) + gd \frac{\partial \eta}{\partial y} =$$

$$= -fM - \frac{1}{\rho_w} d \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{1}{\rho_w} (\tau_s^y - \tau_b^y + F_y) + A_h \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \quad (3)$$

Với: η : mực nước bề mặt; M, N : thông lượng trung bình theo độ sâu, theo hướng x và y ; f : tham số Coriolis; P : áp suất khí quyển; d : độ sâu tổng cộng $d = \eta + h$, với h là độ sâu mực nước tĩnh; A_h : hệ số khuếch tán rối theo phương ngang; ρ_w : mật độ nước; τ_b, τ_s : ứng suất ma sát đáy và bề mặt; F_x, F_y : ứng suất bức xạ sóng (thành phần gây nước dâng do sóng), được tính từ mô hình SWAN theo các công thức dưới đây:

$$F_x = -\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{xy}}{\partial y}; \quad F_y = -\frac{\partial S_{yx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \quad (4)$$

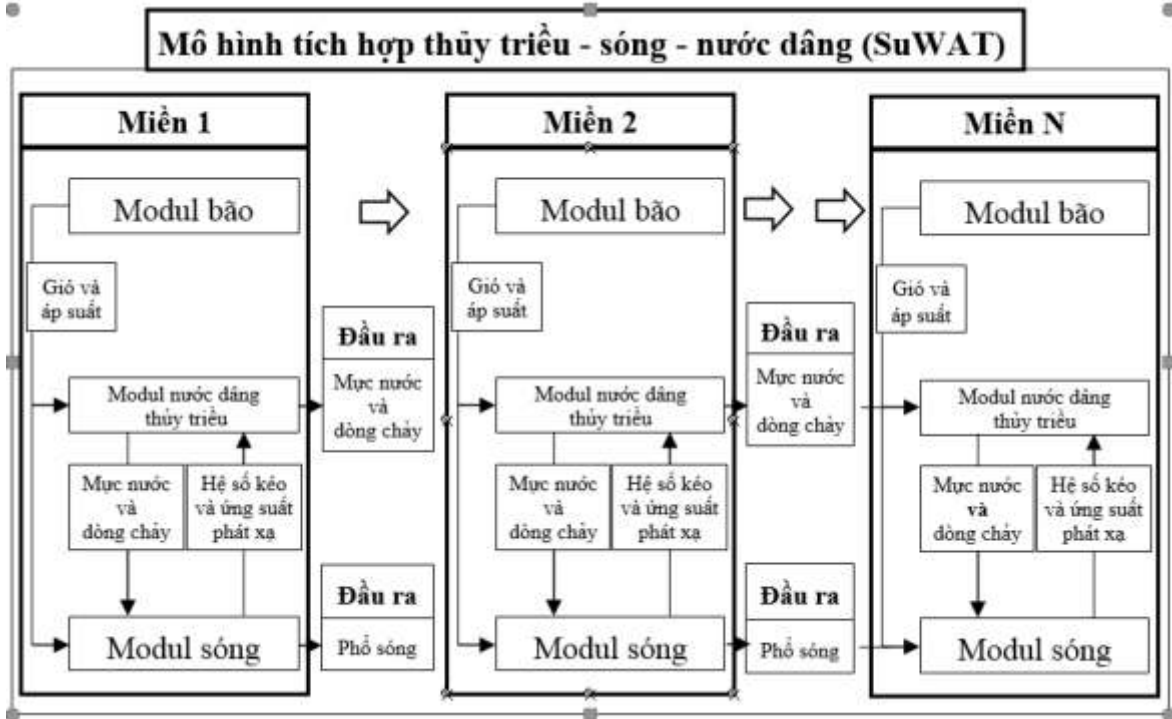
$$S_{xx} = \rho g \iint \left[\frac{C_g}{C} \cos^2 \theta + \frac{C_g}{C} - \frac{1}{2} \right] Ed \alpha d \theta \quad (5)$$

$$S_{xy} = S_{yx} = \rho g \iint [\cos \theta \sin \theta] Ed \alpha d \theta \quad (6)$$

$$S_{yy} = \rho g \iint \left[\frac{C_g}{C} \sin^2 \theta + \frac{C_g}{C} - \frac{1}{2} \right] Ed \alpha d \theta \quad (7)$$

Các tham số tại các công thức (5)-(7) được định nghĩa trong cơ sở lý thuyết của mô hình SWAN. Trong trường hợp không xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng, SuWAT chỉ sử dụng mô hình SWAN thông thường. Mô hình SuWAT được thiết lập tính toán trên lưới lồng nhiều lớp với cấu trúc minh họa như trên Hình 1. Cơ sở lý thuyết và thuật toán giải của mô hình SuWAT được trình bày chi tiết trong các công trình [8-10].

Trong nghiên cứu này, trường gió và khí áp làm đầu vào cho mô hình SuWAT nhận được từ mô hình bão giải tích của Fujita (1952) [11], với các tham số bão được lấy từ số liệu best track.



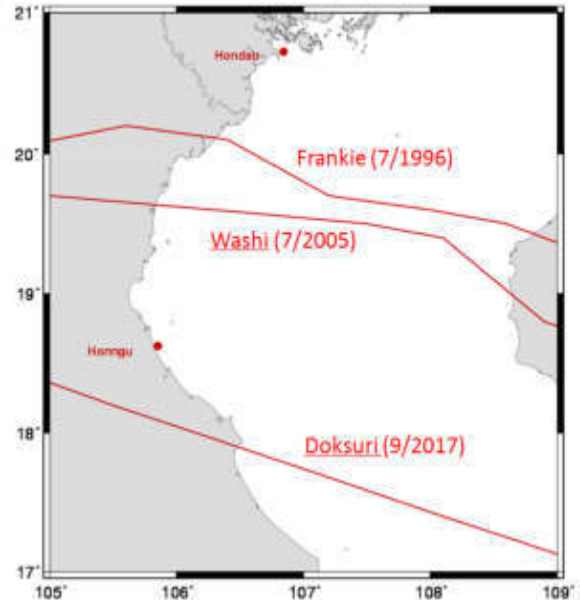
Hình 1. Cấu trúc lưới lồng của mô hình SuWAT.

3. Kết quả nghiên cứu

3.1. Kiểm định mô hình SuWAT trong tính nước dâng và sóng trong bão

Mô hình SuWAT đã được kiểm chứng với thủy triều tại khu vực trong nghiên cứu [8]. Do vậy, nghiên cứu này chỉ đề cập tới kiểm chứng mô hình cho sóng và nước dâng do bão tại khu vực. Để kiểm định mô hình SuWAT trong tính sóng và nước dâng do bão, hai cơn bão mạnh gây nước dâng và sóng lớn tại khu vực được lựa chọn, đó là bão Franike (7/1996) đổ bộ vào Hải Phòng-Thái Bình và bão Doksuri (9/2017) đổ bộ vào Nghệ An-Hà Tĩnh. Quỹ đạo di chuyển của bão Frankie và Doksuri thể hiện trên Hình 2. Bão Frankie đổ bộ vào ven biển Hải Phòng-Thái Bình ngày 25/7/1998 vào kỳ triều kiệt, cường độ bão đổ bộ cấp 10-11 gây nước dâng tới 1,2m tại trạm Hòn Dấu. Trong khi đó bão Doksuri với cấp gió 10-11 khi đổ bộ, mặc dù tâm bão ở ven biển Nghệ An - Hà Tĩnh, nhưng do vào kỳ triều cường với nước dâng do bão cao trên 1 mét kèm theo sóng lớn đã gây tràn và sạt lở nhiều tuyến đê biển suốt từ Hà Tĩnh đến Hải Phòng. Trên Hình 3 là

hình ảnh về ngập lụt do nước dâng và sóng lớn trong bão Doksuri gây nên tại ven biển Nghệ An và Nam Định.



Hình 2. Quỹ đạo bão Frankie (7/1996), Washi (7/2005) và Doksuri (9/2018).



(a) Tại Cửa Lò-Nghệ An

(b) Tại Hải Hậu-Nam Định

Hình 3. Hình ảnh ngập lụt do nước dâng bão kết hợp với triều cường trong bão Doksuri (9/2018) tại Cửa Lò-Nghệ An (a) và Hải Hậu-Nam Định (b).

a) Kiểm định mô hình với nước dâng do bão

Để kiểm định mô hình SuWAT với nước dâng do bão, số liệu nước dâng (sau khi loại bỏ thủy triều từ mực nước quan trắc) tại Hòn Dấu trong bão Frankie và Hòn Ngự trong bão Doksuri được thu thập. Nước dâng do bão được tính trong trường hợp có mô hình có xét tới ảnh hưởng của thủy triều và sóng biển. Trên hình 4a-b là so sánh nước dâng tính từ mô hình SuWAT với số liệu quan trắc tại trạm Hòn Dấu trong bão Frankie (hình 4a) và tại trạm Hòn Ngự trong bão Doksuri (hình 4b). Sai số giữa tính toán và quan trắc đối với nước dâng do bão được thông kê trên bảng 1. Kết quả cho thấy trong cả 2 trường hợp mô hình mô phỏng khá tốt diễn biến nước dâng do bão. Cụ thể, với bão Frankie sai số của nước dâng lớn nhất tại Hòn Dấu chỉ khoảng 0,2m, trong khi đó tại Hòn Ngự trong bão Doksuri mặc dù chênh lệch giữa đỉnh nước dâng tính toán và quan trắc không đáng kể, tuy nhiên kết quả tính toán cho thời gian tồn tại nước dâng lớn ngắn hơn so với thực tế. Với sai số như vậy, có thể kết luận rằng mô hình SuWAT đã mô phỏng khá tốt diễn biến nước dâng do bão tại khu vực nghiên cứu.

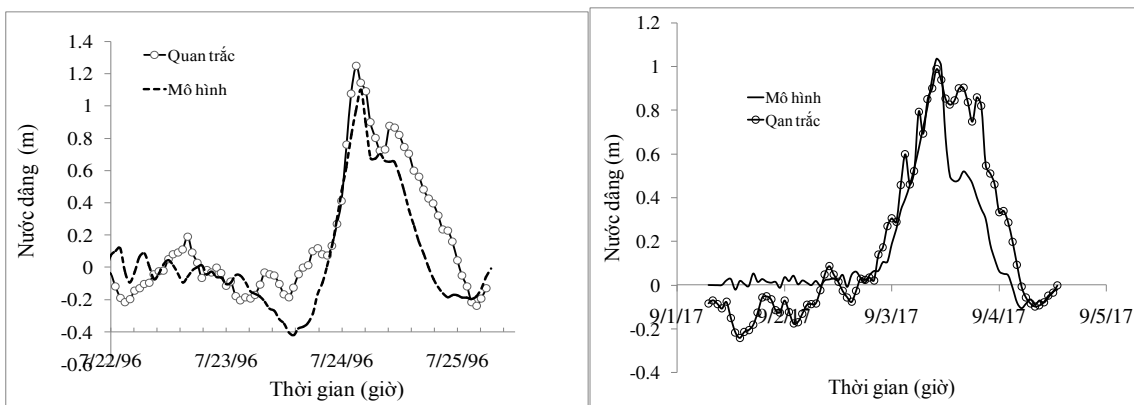
b) Kiểm định mô hình với sóng trong bão

Với kiểm định sóng trong bão, số liệu sóng quan trắc tại Hòn Dấu trong bão Frankie và Hòn Ngự trong bão Doksuri được thu thập. Do tại

Hòn Dấu và Hòn Ngự quan trắc sóng chỉ được thực hiện vào ban ngày tại các ôp thời gian 7, 13 và 19 giờ nên nguồn số liệu này cũng có một số hạn chế nhất định khi sử dụng kiểm định mô hình. Trong trường hợp này, sóng trong bão được tính với phương án có xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng do bão. Thông kê sai số giữa tính toán và quan trắc sóng trong bão được thể hiện trên bảng 2. Trên hình 5a-b là so sánh độ cao sóng có nghĩa tính từ mô hình với số liệu quan trắc sóng tại Hòn Dấu trong bão Frankie (Hình 5a) và tại Hòn Ngự trong bão Doksuri (Hình 5b). Kết quả so sánh cho thấy mô hình mô phỏng khá tốt cả diễn biến cũng như độ cao sóng lớn nhất tại Hòn Ngự trong bão Doksuri. Tuy nhiên, với bão Frankie, kết quả có sự lệch pha tại thời điểm sau khi sóng đạt độ cao lớn nhất. Mặc dù vậy, kết quả này cũng có thể chấp nhận được và đã phản ánh khả năng của mô hình trong tính sóng trong bão.

Bảng 1. Sai số tuyệt đối (AE), trung bình tuyệt đối (MSE) và bình phương trung bình (RMSE) giữa tính toán và quan trắc nước dâng do bão

Tên bão (trạm quan trắc)	AE (m)	MSE (m)	RMSE (m)
Frankie (Hòn Dấu)	0,46	0,15	0,20
Doksuri (Hòn Ngự)	0,47	0,13	0,17



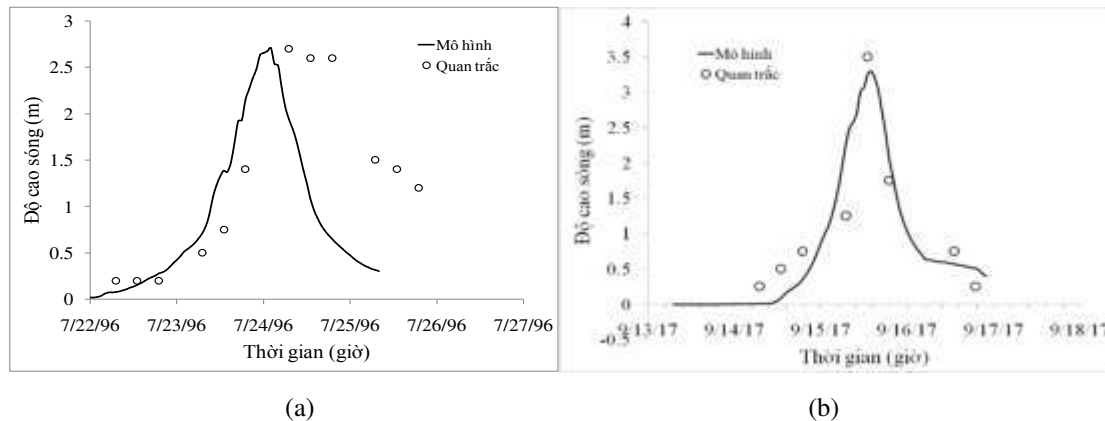
(a)

(b)

Hình 4. So sánh nước dâng tính toán và quan trắc tại Hòn Dấu trong bão Frankie (a) và Hòn Ngự trong bão Doksuri (b).

Bảng 2. Sai số tuyệt đối (AE), trung bình tuyệt đối (MSE) và bình phương trung bình (RMSE) giữa tính toán và quan trắc sóng trong bão

Tên bão (trạm quan trắc)	AE (m)	MSE (m)	RMSE (m)
Frankie (Hòn Dấu)	1,87	0,63	0,87
Doksuri (Hòn Ngur)	1,12	0,36	0,43



Hình 5. So sánh nước độ cao sóng có nghĩa toán và quan trắc tại Hòn Dấu trong bão Frankie (a) và Hòn Ngur trong bão Doksuri (b)

3.2. Ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng do bão tới sóng trong bão

a) Ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng tới sóng trong bão

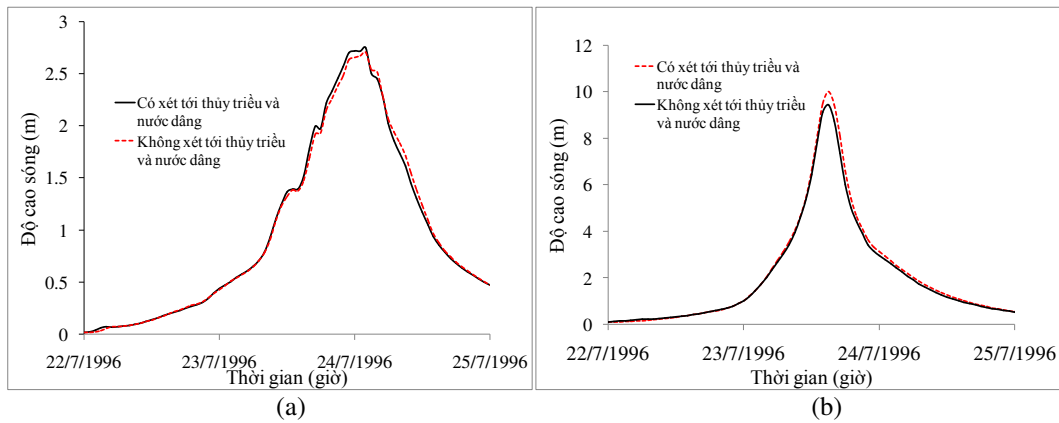
Ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng tới sóng trong bão được hiểu là sự khác biệt giữa kết quả tính sóng theo 2 phương án, có và không xét tới thủy triều và nước dâng do bão. Các mô hình dự báo sóng trong bão hiện tại phần lớn đều không xét tới thủy triều và nước dâng, tức là không xét đến dao động của mực nước biển và trường dòng chảy (dòng triều và dòng gió) trong bão. Trên thực tế, tương tác giữa sóng và dòng chảy cùng sự thay đổi độ sâu do dao động thủy triều và nước dâng do bão có thể sẽ tác động đáng kể tới phân bố độ cao sóng trong bão, nhất là với những cơn bão mạnh và siêu bão. Do vậy, để đánh giá ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng tới sóng trong bão, mô hình SuWAT được áp dụng mô phỏng sóng trong bão với 2 phương án là có và không xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng. Ngoài bão Frankie (7/1996)

và Doksuri (9/2017), bão Washi (7/2005) với cấp gió 11 đổ bộ vào ven biển Hải Phòng được lựa chọn để mô phỏng với 2 trường hợp là cấp bão thực và tăng tới cấp 16 (cấp siêu bão) nhưng giữ nguyên quỹ đạo và thời gian đổ bộ, bởi thực tế chưa có siêu bão xuất hiện tại khu vực nghiên cứu. Độ cao sóng khu vực ven bờ (trạm Hòn Dấu và Hòn Ngur) và ngoài khơi (vị trí dấu sao trên các Hình 7a và 9a) được so sánh giữa các phương án tính.

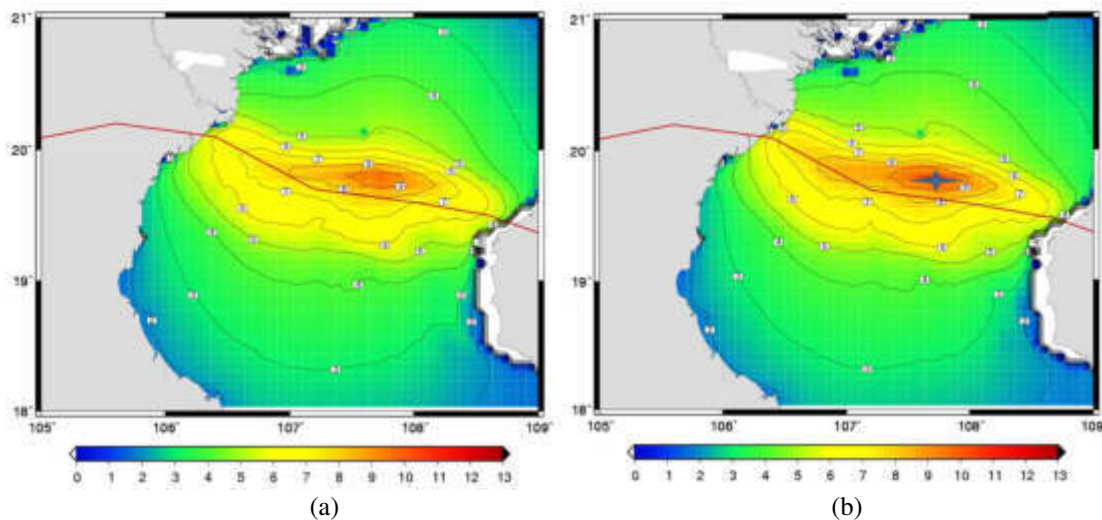
Với trường hợp bão Frankie, trên hình 6a-b là so sánh độ cao sóng tại trạm Hòn Dấu (Hình 6a) và vị trí ngoài khơi (Hình 6b) theo 2 phương án tính. Kết quả cho thấy, tại trạm Hòn Dấu, phương án có xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng cho kết quả cao hơn, trong khi đó tại vị trí ngoài khơi thì ngược lại, phương án không xét tới thủy triều và nước dâng cho kết quả độ cao sóng lớn hơn. Tuy nhiên, sự khác biệt của độ cao sóng lớn nhất giữa 2 phương án không nhiều, khoảng 0,1 m tại Hòn Dấu và -0,56 m tại vị trí ngoài khơi. So sánh trường sóng lớn nhất trong quá trình bão Frankie đổ bộ trên Hình 7a-

b cũng không thấy rõ sự khác biệt giữa 2 phương án tính. Với bão Doksuri, so sánh độ cao sóng giữa 2 phương án tính tại trạm Hòn Ngu và vị trí ngoài khơi trên Hình 8a-b cũng cho xu thế tương tự như trường hợp bão Frankie, đó là phương án xét tới thủy triều và nước dâng do bão cho độ cao sóng tại vùng ven bờ lớn hơn (trạm Hòn Ngu) và thấp hơn tại vị trí ngoài khơi. Kết quả của phương án có xét tới thủy triều và nước dâng vì vậy cũng tốt hơn khi so sánh với số liệu quan trắc tại Hòn Dấu trong bão (Frankie 7/1996) và Hòn Ngu trong bão Doksuri (9/2017). Kết cũng cho thấy

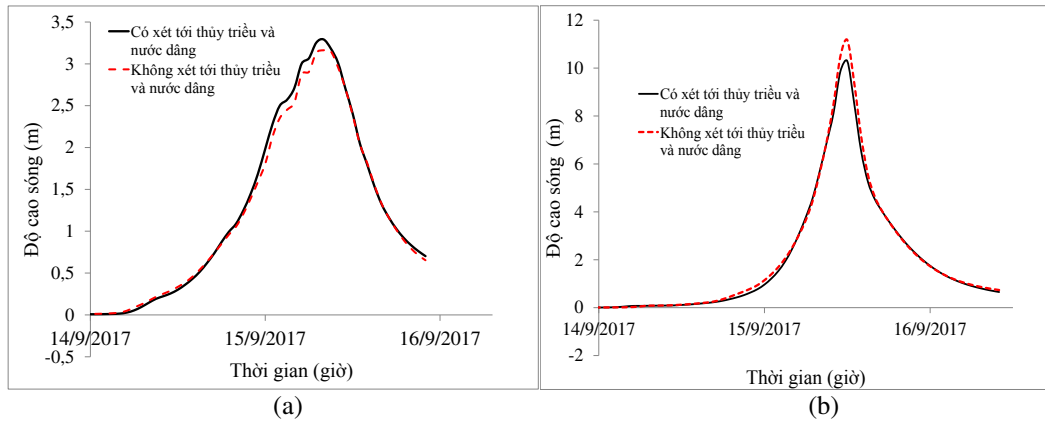
chênh lệch giữa 2 phương án tính trong bão Doksuri nhiều hơn so với trường hợp bão Frankie, 0,21m tại Hòn Ngu và -0,81m tại ngoài khơi. Sự khác biệt kết quả tính sóng giữa 2 phương án ở khu vực ven bờ và ngoài khơi cũng có thể nhận ra trên Hình 9a-b về phân bố độ cao sóng lớn nhất trong bão Doksuri. Tỷ lệ khác biệt của độ cao sóng tính toán giữa 2 phương án trong bão Frankie và Doksuri ngoài phụ thuộc vào cường độ bão có thể còn do bão Frankie đổ bộ vào kỳ triều kiệt trong khi đó bão Doksuri đổ bộ vào kỳ triều cường.



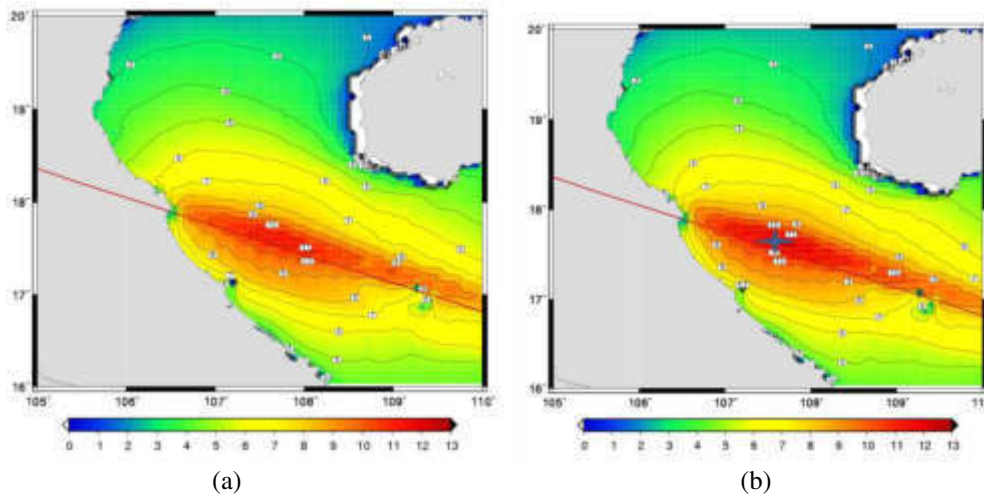
Hình 6. So sánh độ cao sóng tính toán trong bão Frankie (7/1996) giữa 2 phương án tính có và không xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng bão tại Hòn Dấu (a) và vị trí ngoài khơi (b).



Hình 7. Trường sóng lớn nhất trong bão Frankie (7/1996) giữa 2 phương án tính có (a) và không (b) xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng.



Hình 8. So sánh độ cao sóng tính toán trong bão Doksuri (9/2017) giữa 2 phương án tính có và không xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng bão tại Hòn Ngur (a) và vị trí ngoài khơi (b).



Hình 9. Trường sóng lớn nhất trong bão Doksuri (9/2017) giữa 2 phương án tính có (a) và không (b) xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng.

Với trường hợp bão Washi, so sánh độ cao sóng tính tại trạm Hòn Dấu theo 2 phương án có và không xét tới thủy triều và nước dâng do bão được thể hiện trên Hình 10a với cấp bão thực tế và Hình 10b với cấp siêu bão. Kết quả cho thấy chênh lệch độ cao sóng lớn nhất với bão thật là 0,22m và với cấp siêu bão là 1,1m. Phân bố chênh lệch độ cao sóng lớn nhất giữa 2 phương án tính (Độ cao sóng [Có xét tới thủy triều và nước dâng]-Độ cao sóng [Không xét tới thủy triều và nước dâng]) cho trường hợp cấp bão thật và cấp siêu bão được thể hiện trên hình 11 a-b cho thấy tại khu vực ven bờ bên phải đường đi của

bão chênh lệch độ cao sóng có thể lên tới hơn 2,0m với cấp siêu bão, trong khi đó với cấp bão thật chỉ khoảng 0,5m. Tại một số khu vực ngoài khơi, chênh lệch độ cao sóng lớn nhất là -0,4m với cấp bão thật và -1,4m với cấp siêu bão. Có thể thấy rằng với những bão có cường độ rất mạnh, tương tác của thủy triều và nước dâng thể hiện rõ tới phân bố trường sóng trong bão nhất là tại những khu vực sóng lớn quanh tâm bão và vùng nước nông ven bờ ở bên phải đường đi của bão do bởi thay đổi trường độ cao mực nước và dòng chảy so với trường hợp không xét đến ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng do bão. Sự

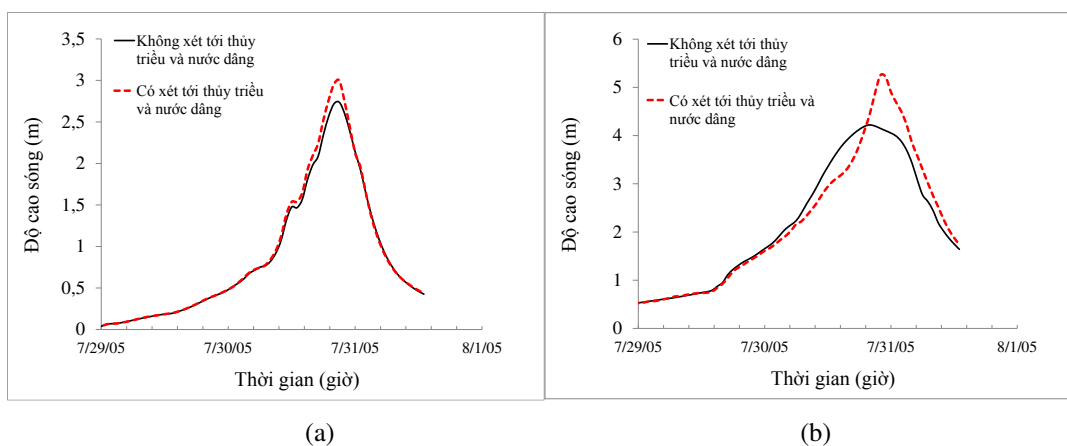
thay đổi này sẽ nhỏ hơn tại những khu vực sóng nhỏ và độ sâu của biển lớn hơn nhiều so với thay đổi mực nước biển do thủy triều và nước dâng trong bão.

Kết quả đã chỉ ra rằng với những cơn bão có cường độ mạnh cỡ siêu bão thì công nghệ dự báo sóng cần thiết phải xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng bão để tránh kết quả có dự báo thiên thấp tại khu vực ven bờ nơi bão đi qua.

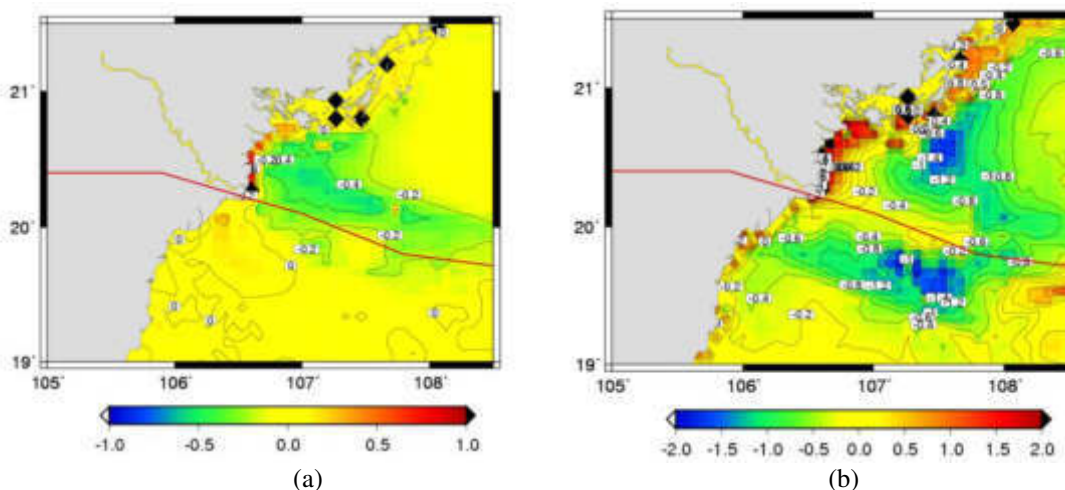
b) Ảnh hưởng của nước dâng do bão tới sóng trong bão

Để đánh giá ảnh hưởng riêng rẽ của thủy

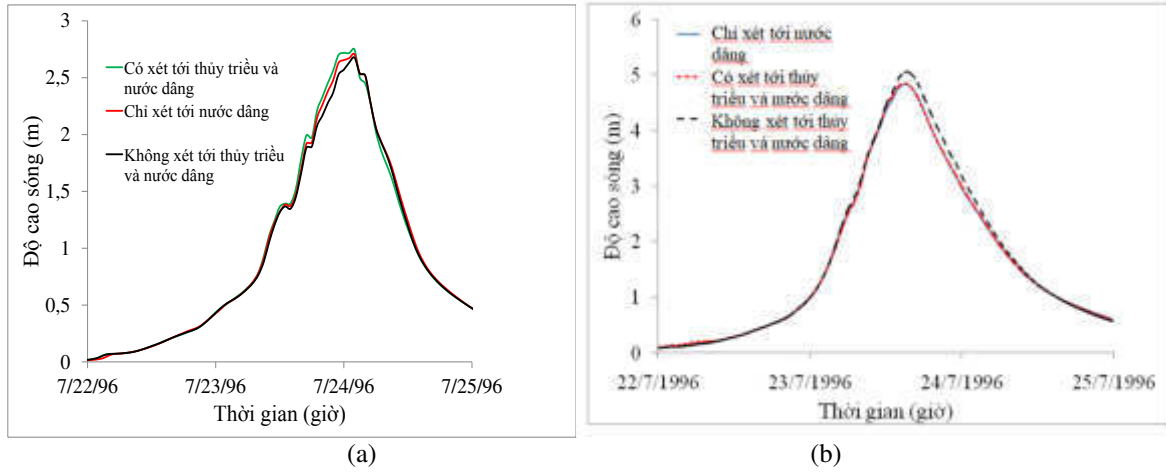
triều và nước dâng tới độ cao sóng trong bão, trên Hình 12a-b so sánh kết quả tính sóng giữa 3 phương án, có xét tới thủy triều và nước dâng bão, chỉ xét tới nước dâng do bão (không xét tới thủy triều) và không xét tới thủy triều và nước dâng do bão tại Hòn Dấu và vị trí ngoài khơi trong bão Frankie. Kết quả cho thấy, hầu như không có sự khác biệt nhất là tại vị trí ngoài khơi giữa 2 phương án xét tới thủy triều và nước dâng và phương án chỉ xét tới nước dâng, có nghĩa là ảnh hưởng của thủy triều tới sóng chỉ có chút đáng kể tại khu vực ven bờ (Hình 12a - trạm Hòn Dấu).



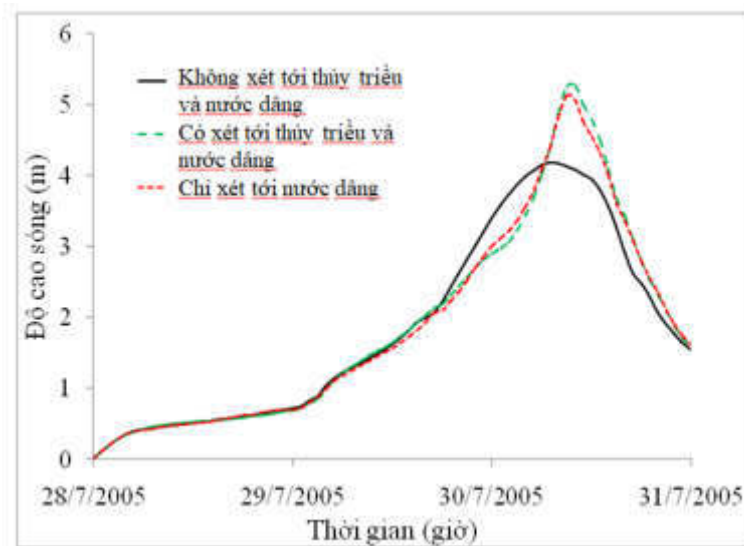
Hình 10. So sánh độ cao sóng tính toán tại Hòn Dấu trong bão Washi theo phương án tính có và không xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng. (a) Cấp bão thật, (b) Cấp siêu bão.



Hình 11. Chênh lệch độ cao sóng lớn nhất giữa phương án tính sóng có và không xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng bão. (a) Cấp bão thật, (b) Cấp siêu bão.



Hình 12. So sánh độ cao sóng tính toán trong bão Frankie (7/1996) giữa 3 phương án tính: Có xét tới thủy triều và nước dâng bão, chỉ xét tới nước dâng do bão và không xét tới thủy triều và nước dâng do bão tại Hòn Dấu, và vị trí ngoài khơi (b).



Hình 13. So sánh độ cao sóng tính toán trong bão Washi (tăng cấp 16) giữa 3 phương án tính: Có xét tới thủy triều và nước dâng bão, chỉ xét tới nước dâng do bão và không xét tới thủy triều và nước dâng do bão tại Hòn Dấu.

Để khẳng định thêm ảnh hưởng của nước dâng do bão là đáng kể hơn so với thủy triều tới sóng trong bão, kết quả tính sóng tại Hòn Dấu theo 3 phương án tính ở trên với trường hợp bão Washi được tăng cấp 16 được thể hiện trên hình 13 cho thấy sự khác biệt khoảng 0,2m của độ cao sóng lớn nhất giữa phương án tính có xét tới thủy triều

và nước dâng và phương án chỉ xét tới nước dâng.

Những so sánh kết quả tính toán theo 3 phương án ở trên cho thấy với dự báo sóng trong những cơn bão mạnh và siêu bão cần thiết phải sử dụng công nghệ dự báo có xét tới thủy triều và nước dâng do bão, nhất là với nước dâng do bão.

4. Kết luận

Trong nghiên cứu này, ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng tới sóng trong bão tại ven biển Bắc Bộ được phân tích dựa trên các kết quả tính toán sóng trong bão bằng mô hình SuWAT trong các cơn bão Frankie (7/1996), Doksuru (9/2017) và Washi (2005). Các phương án tính được thực hiện bao gồm xét tới đồng thời ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng, chỉ xét tới nước dâng và không xét tới thủy triều và nước dâng. Một số kết quả nghiên cứu được tóm tắt như sau:

- Mô hình SuWAT đã được kiểm chứng tính sóng và nước dâng trong bão tại khu vực nghiên cứu, mặc dù sai số tuyệt đối giữa tính toán và quan trắc tại một số thời điểm sau khi nước dâng và sóng đạt cực đại còn lớn nhưng về nhìn chung mô hình đã phản ánh tương đối tốt diễn biến nước dâng và sóng trong bão.

- Kết quả mô phỏng sóng trong bão cho 4 kịch bản về bão cho thấy nhìn chung ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng tới sóng trong bão là đáng kể nhất là trong bão mạnh và siêu bão. Phương án có xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng cho kết quả sóng cao hơn tại khu vực ven bờ và thấp hơn tại khu vực ngoài khơi. Sự thay đổi độ sâu nhất là tại khu vực nước nông ven bờ và tương tác giữa sóng và dòng chảy được xét tới trong phương án có xét tới thủy triều và nước dâng là nguyên nhân gây sự khác biệt về kết quả tính sóng giữa các phương án. Kết quả của nghiên cứu cũng cho thấy, so với thủy triều thì nước dâng do bão có ảnh hưởng nhiều hơn tới sóng trong bão..

Kết quả của nghiên cứu có ý nghĩa cho đề xuất cải tiến công nghệ và phương án dự báo sóng trong bão tại khu vực nghiên cứu, nơi có biên độ thủy triều lớn và trong tương lai có khả năng sẽ phải đón nhận nhiều cơn bão mạnh, siêu bão đổ bộ.

Lời cảm ơn

Nghiên cứu này được tài trợ bởi Quỹ Phát triển khoa học và công nghệ Quốc gia (NAFOSTED)

trong đề tài mã số 105.06-2017.07 (mô hình) và đề tài cấp Bộ Tài nguyên và Môi trường mã số TNMT.2018.05.28 (số liệu). Tác giả xin chân thành cảm ơn.

Tài liệu tham khảo

- [1] Đ. Đ. Chiến, N. B. Thuy, N.T. Sáo, T.H. Thái, S. Kim. Nghiên cứu tương tác sóng và nước dâng do bão bằng mô hình số trị, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, 647 (2014) 19-24.
- [2] T.Q. Tiến, P.K. Ngọc. Kết nối mô hình SWAN với mô hình WAM thành hệ thống dự báo sóng biển cho vùng Vịnh Bắc Bộ, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, 651 (2014) 21-26.
- [3] Y.Funakoshi, S.C.Hagen, P.Bacopoulos. Coupling of hydrodynamic and wave models: case study for Hurricane Floyd (1999) Hindcast, Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, 134 (2008) 321 – 335.
- [4] S.Y. Kim, T. Yasuda, H. Mase. Wave set-up in the storm surge along open coasts during Typhoon Anita, Coastal Engineering, 57 (2010) 631-642.
- [5] X. Bertin, K. Li, A. Roland, and J.R. Bidlot. The contribution of short waves in storm surges: two recent examples in the central part of the bay of Biscay, Continental Shelf Research 96 (2015) 1-15.
- [6] H.Đ. Cường, N.B. Thuy, N.V. Hường, Đ.Đ. Tiến. Đánh giá nguy cơ bão và nước dâng do bão tại ven biển Việt Nam, Tạp chí khí tượng thủy văn, 684 (2018) 29-36.
- [7] Delf University of Technology. SWAN Cycle III Verion 40.31, User Guide. Delf, 2004.
- [8] N.B. Thuy, H.Đ. Cường, Đ.Đ. Tiến, Đ.Đ. Chiến, S.Kim. Đánh giá diễn biến nước biển dâng do bão số 3 năm 2014 và vấn đề dự báo, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, 647 (2014).14-18.
- [9] N.B. Thuy, S. Kim, D.D. Chien, V.H. Dang, H.D. Cuong, C. Wettre and L. R. Hole. Assessment of Storm Surge along the Coast of Central Vietnam, Coastal researcher Journal, 33 (2017) 518-530.
- [10] V.H. Đăng, N.B. Thuy, Đ.Đ. Chiến, S. Kim. Nghiên cứu đánh giá định lượng các thành phần nước dâng trong bão bằng mô hình số trị, Tạp chí khoa học công nghệ biển. 17 (2017) 132-138.
- [11] T. Fujita. Pressure distribution within typhoon, Geophysical Magazine, 23 (1952). 437-451.

TẠP CHÍ

KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN

Vietnam Journal of Hydro - Meteorology

ISSN 2525 - 2208



TỔNG CỤC KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN
Viet Nam Meteorological and Hydrological Administration

Số 701

05-2019



TỔNG BIÊN TẬP
PGS. TS. Trần Hồng Thái

Thư ký - Biên tập
TS. Đoàn Quang Trí

Trị sự và Phát hành
Đặng Quốc Khánh

- | | |
|------------------------------|-------------------------|
| 1. GS. TS. Phan Văn Tân | 8. TS. Hoàng Đức Cường |
| 2. PGS. TS. Nguyễn Văn Thắng | 9. TS. Đinh Thái Hưng |
| 3. PGS. TS. Dương Hồng Sơn | 10. TS. Dương Văn Khánh |
| 4. PGS. TS. Dương Văn Khảm | 11. TS. Trần Quang Tiến |
| 5. PGS. TS. Nguyễn Thanh Sơn | 12. ThS. Nguyễn Văn Tuệ |
| 6. PGS. TS. Hoàng Minh Tuyển | 13. TS. Võ Văn Hòa |
| 7. TS. Tống Ngọc Thanh | |

Giấy phép xuất bản

Số: 225/GP-BTTTT - Bộ Thông tin Truyền thông cấp ngày 08/6/2015

Tòa soạn

Số 8 Pháo Đài Láng, Đống Đa, Hà Nội
Điện thoại: 04.39364963; Fax: 04.39362711
Email: tapchikttv@yahoo.com

Chế bản và In tại:

Công ty TNHH Mỹ thuật Thiên Hà
ĐT: 04.3990.3769 - 0912.565.222

Ảnh bìa: Trạm Quan trắc Khí tượng bề mặt Phú Quốc

Giá bán: 25.000 đồng

TẠP CHÍ KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN

SỐ 701 - 05/2019

MỤC LỤC

Bài báo khoa học

- 1 Nguyễn Bá Thủy:** Mô phỏng nước dâng dị thường trong đợt triều cường tháng 12 năm 2016 tại Tuy Hòa - Phú Yên bằng mô hình số trị
- 9 Đặng Thanh Mai:** Nghiên cứu lựa chọn mạng lưới trạm khí hậu tham chiếu phục vụ giám sát tác động biến đổi khí hậu cho khu vực Nam Bộ
- 20 Nguyễn Bá Thủy, Vũ Hải Đăng:** Đặc điểm biến động trầm tích lơ lửng trong mùa lũ năm 2013 tại vùng cửa sông ven bờ Đồng bằng sông Cửu Long
- 29 Nguyễn Tiến Toàn, Phạm Thị Hương, Nguyễn Văn Hưởng:** Đặc điểm mưa ở khu vực Trung Trung Bộ - Việt Nam thời kì 1976-2017
- 41 Phạm Hồng Quang, Dư Đức Tiến, Phạm Hồng Công, Mai Khánh Hưng, Đặng Đình Quân:** Ứng dụng sản phẩm mô hình dự báo thời tiết phân giải cao WRF-ARW trong dự báo quỹ đạo và bài toán định hướng tăng cường quan trắc bóng thám không
- 49 Nguyễn Thị Quỳnh:** Thử nghiệm phương pháp đồng hóa độ cao sóng khu vực ven biển tỉnh Phú Yên

Tổng kết tình hình khí tượng thủy văn

- 59 Tóm tắt tình hình khí tượng, khí tượng nông nghiệp và thủy văn tháng 04 năm 2019 - Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn Trung ương và Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu**

MÔ PHÒNG NƯỚC DÂNG DỊ THƯỜNG TRONG ĐỢT TRIỀU CƯỜNG THÁNG 12 NĂM 2016 TẠI TUY HÒA-PHÚ YÊN BẰNG MÔ HÌNH SỐ TRỊ

Nguyễn Bá Thủy¹

Tóm tắt: Trong nghiên cứu này, hiện tượng mực nước biển dâng cao bất thường trong đợt triều cường vào tháng 12 năm 2016 được mô phỏng bằng mô hình tích hợp SuWAT nhằm mục đích xác định các hiệu ứng gây nước dâng dị thường tại khu vực. Trong đó, mô hình SuWAT tính toán nước dâng gây bởi ứng suất gió và ứng suất bức xạ sóng. Trường gió và các tác động trong khí quyển được mô phỏng tái phân tích bằng mô hình WRF. Kết quả cho thấy, mô hình SuWAT mô phỏng khá tốt về diễn biến của nước dâng trong đợt triều cường này, tuy nhiên kết quả còn thiên thấp so với thực tế. Nước dâng do ứng suất sóng chiếm khoảng 32% mực nước dâng tổng cộng tính toán.

Từ khóa: Nước dâng dị thường, ứng suất gió, nước dâng do sóng, Tuy Hòa.

Ban Biên tập nhận bài: 08/02/2019 Ngày phản biện xong: 20/04/2019 Ngày đăng bài: 25/05/2019

1. Mở đầu

Trong nghiên cứu này, thuật ngữ nước dâng dị thường được hiểu là hiện tượng mực nước biển dâng cao trên nền thủy triều nhưng không phải do bão hay áp thấp nhiệt đới. Tại ven biển miền Trung Việt Nam cứ vào các tháng cuối và đầu của năm sẽ có một số ngày xuất hiện mực nước biển dâng cao bất thường (dân gian hay gọi là triều cường), trong đó Tuy Hòa-Phú Yên là nơi có tần suất xuất hiện nhiều nhất. Ngoài thủy triều thì trong các dao động nước lớn đó có phần đóng góp đáng kể của nước dâng do tác nhân khí tượng (gió, khí áp). Đây là lý do giải thích không phải trong tất cả những ngày có thủy triều cao mực nước tại khu vực này đều cao bất thường mà chỉ một vài ngày trong số đó. Khi mực nước dâng dị thường xuất hiện trùng với thời điểm triều thiên văn cao, kết hợp với sóng lớn sẽ gây ngập lụt, xói lở vùng bờ và ảnh hưởng tiêu cực tới các hoạt động tại khu vực ven bờ biển.

Nghiên cứu về nước dâng do bão, áp thấp nhiệt đới đã được tiến hành từ rất lâu do thiệt hại gây bởi nước dâng trong bão rất lớn. Chính vì vậy, nhiều công nghệ dự báo nước dâng do bão

đã được xây dựng để phục vụ dự báo, cảnh báo. Qua đó, nhiều mô hình thương mại (Delft3D, Mike2D, SMS...) cũng như mã nguồn mở (ROMS, POM...) được ứng dụng để phục vụ dự báo, cảnh báo. Ngoài hiện tượng nước dâng do bão và áp thấp nhiệt đới, tại nhiều khu vực trên thế giới khi gió có vận tốc lớn, thổi theo hướng ổn định và kéo dài cũng gây nước dâng đáng kể tại vùng ven bờ. Chính vì vậy, nước dâng do gió mùa gần đây đã được tập chung nghiên cứu và xây dựng công nghệ dự báo, nhất là tại những khu vực có địa hình trên bờ trũng và biên độ thủy triều lớn, chỉ cần xuất hiện nước dâng cỡ vài chục centimet vào kỳ triều cường có thể gây ngập trên diện rộng. Nước dâng gây bởi gió được tạo bởi theo 3 cơ chế: Tác động trực tiếp từ ứng suất gió trên bề mặt biển; tác động gián tiếp qua ứng suất sóng; và hiệu ứng bom Ekman đẩy mực nước ven bờ dâng cao do dòng chảy dọc bờ. Tuy nhiên, từ số liệu quan trắc thực tế, việc xác định mức độ đóng góp của nước dâng do hiệu ứng nào gây nên là rất khó. Chúng ta chỉ có thể xác định nước dâng gây ra bởi các hiệu ứng riêng rẽ thông qua kết quả mô phỏng bằng mô hình số trị. Nước dâng do tác động trực tiếp từ ứng suất gió thường lớn trong trường hợp gió mạnh trong bão, áp thấp nhiệt đới, cơ chế gây nước dâng này đã

¹Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn quốc gia
Email: thuybanguyen@gmail.com

được nghiên cứu nhiều. Với nước dâng do sóng, nhiều nghiên cứu đã khẳng định nước dâng gây bởi ứng suất sóng trong bão trong một số trường hợp có thể chiếm tới 35% mực nước dâng tổng cộng [6-8]. Rất nhiều nghiên cứu cũng đã khẳng định nước dâng do ứng suất sóng cao thường ở tại các khu vực ven bờ có độ dốc lớn [6-8]. Chính vì vậy, tại nhiều khu vực ven biển với độ dốc địa hình lớn và hướng gió thịnh hành vuông góc với đường bờ nước dâng trong các đợt gió mùa có thể cao tới 1 mét [5, 8].

Qua phân tích số liệu quan trắc nhiều năm tại trạm thủy văn Phú Lâm và trạm nghiệm triều tại cửa biển Tuy Hòa-Phú Yên tháng 12 năm 2016, nhóm tác giả Trần Hồng Thái và nnk [2] đã khẳng định có hiện tượng mực nước biển dâng cao dị thường trên nền thủy triều trong các đợt triều cường cao tại khu vực mà báo chí đã phản ánh trước đó và độ lớn của nước dâng dị thường có thể dao động từ 0,5-1,0 m. Kết quả thống kê các hình thể thời tiết (trường gió và khí áp) trong các đợt triều cường cao tại Tuy Hòa-Phú Yên, nhóm tác giả Nguyễn Bá Thủy và Trần Quang Tiến đã phát hiện nước dâng dị thường tại đây có mối liên hệ với hình thể thời tiết kết hợp giữa gió mùa Đông Bắc dọc ven biển Trung Bộ và đồng thời tồn tại một vùng thấp ngoài khơi khu vực giữa và nam Biển Đông có hướng di chuyển vào ven biển Việt Nam [4].

Tiếp theo 2 nghiên cứu về hiện tượng nước dâng dị thường tại Tuy Hòa-Phú Yên ở trên, trong nghiên cứu này, 2 đợt nước dâng dị thường tại Tuy Hòa-Phú Yên trong tháng 12 năm 2016 được mô phỏng bằng mô hình số trị nhằm xác định các hiệu ứng gây nước dâng. Mô hình số trị tích hợp SuWAT được áp dụng để đánh giá nước dâng do ứng suất gió và ứng suất sóng. Kết quả của nghiên cứu sẽ là cơ sở đề xuất công nghệ và phương án dự báo nghiệp vụ nước dâng dị

thường tại khu vực.

2. Số liệu và phương pháp nghiên cứu

a) *Hiện tượng mực nước biển dâng dị thường trong đợt triều cường tháng 12 năm 2016*

Trong thời gian từ 15 tháng 10 năm 2016 đến 14 tháng 1 năm 2017, đề tài nghiên cứu khoa học cấp Nhà nước “Nghiên cứu nguyên nhân và xây dựng quy trình công nghệ cảnh báo, dự báo hiện tượng mực nước biển dâng dị thường tại miền Trung và Nam Bộ Việt Nam” đã tiến hành quan trắc mực nước tại cửa biển Tuy Hòa với mục đích ghi nhận được nước dâng dị thường trong các tháng cuối năm 2016 và đầu năm 2017, đây là khoảng thời gian trong năm thường xuất hiện nước dâng dị thường tại khu vực mà các phương tiện truyền thông và người dân phản ánh. Vị trí trạm nghiệm triều được lựa chọn nằm ngay sát cửa biển Đà Rằng nên hầu như không bị ảnh hưởng của lũ trên sông Ba. Trong thời gian quan trắc đã ghi nhận 2 đợt triều cường cao tại khu vực và cả 2 đợt triều cường này đều được phương tiện truyền thông phản ánh do bởi gây thiệt hại tại một số khu vực thuộc ven bờ biển Tuy Hòa [9]. Trên hình 1a-b là tác động của đợt triều cường vào đêm ngày 16 tháng 12 năm 2016 tại Tuy Hòa-Phú Yên. Kết quả phân tích loại thủy triều khỏi mực nước quan trắc trên hình 2 cho thấy trong tháng này có 2 đợt nước dâng cao và đỉnh nước dâng vào khoảng 1 giờ ngày 14 tháng 12 (0,59 m) và 23 giờ ngày 16 tháng 12 (0,61m). Kết quả điều tra khảo sát thực địa và thu thập nước dâng sau đợt triều cường này cho thấy nước dâng dị thường chỉ xuất hiện cục bộ tại ven biển Tuy Hòa-Phú Yên, số liệu quan trắc mực nước tại trạm hải văn Quy Nhơn (cách Tuy Hòa khoảng 100km về phía bắc) và Nha Trang (cách Tuy Hòa khoảng 80km về phía nam) đã không ghi nhận nước dâng dị thường [2].

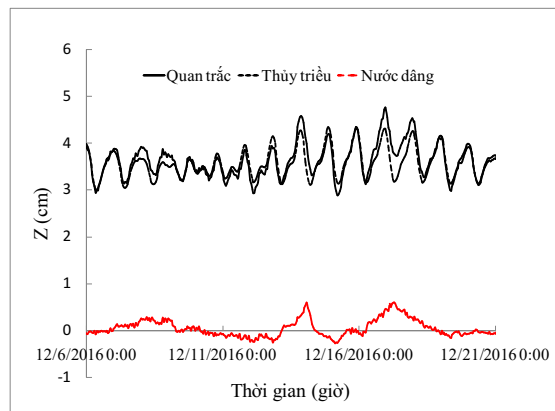


(a)



(b)

Hình 1. Một số hình ảnh về tác động của triều cường tại Cảng Cá - Tuy Hòa - Phú Yên: (a) Ngày 14/12/2016; (b) Ngày 16 tháng 12 năm 2018 [9]



Hình 2. Biến thiên mực nước quan trắc, thủy triều và nước dâng tại trạm nghiệm triều ở cửa biển Tuy Hòa tháng 12/2016

b) Phương pháp nghiên cứu

Nghiên cứu này sử dụng mô hình tích hợp 2 chiều SuWAT và để mô phỏng hiện tượng mực nước dâng dị thường trong đợt triều cường tháng 12 năm 2016 nhằm mục đích xác định nguyên nhân gây nước dâng dị thường tại khu vực.

SuWAT là mô hình tích hợp có thể tính riêng rẽ hoặc kết hợp cả thủy triều, sóng biển và nước dâng do bão/áp thấp nhiệt đới và gió mùa. Mô hình này được xây dựng tại đại học Kyoto - Nhật Bản [8], bao gồm 2 mô hình thành phần là mô hình thủy triều và nước dâng dựa trên hệ phương trình nước nông 2 chiều có tính đến nước dâng do ứng suất sóng và mô hình sóng SWAN. Mô hình SuWAT đã được nghiên cứu áp dụng tại Việt Nam trong mô phỏng thủy triều, sóng và nước dâng do bão trong một số nghiên cứu gần

đây [1, 3]. Kết quả kiểm định của các nghiên cứu này đã phản ánh khả năng của mô hình trong dự báo thủy triều, nước dâng do bão và sóng biển tại ven biển Việt Nam. Trong nghiên cứu này, việc áp dụng mô hình SuWAT nhằm đánh giá nước dâng gây bởi ứng suất gió và ứng suất sóng. Theo đó, nước dâng sẽ được mô phỏng theo 2 phương án, có và không xét tới ảnh hưởng của sóng. Nước dâng do ứng suất sóng rất có thể là đáng kể do trong thời gian này đã nhận có sóng lớn tại khu vực. Ngoài ra, với địa hình ven bờ dốc và trường sóng lớn duy trì trong thời gian dài sẽ là cơ chế thuận lợi gây nước dâng do sóng cao.

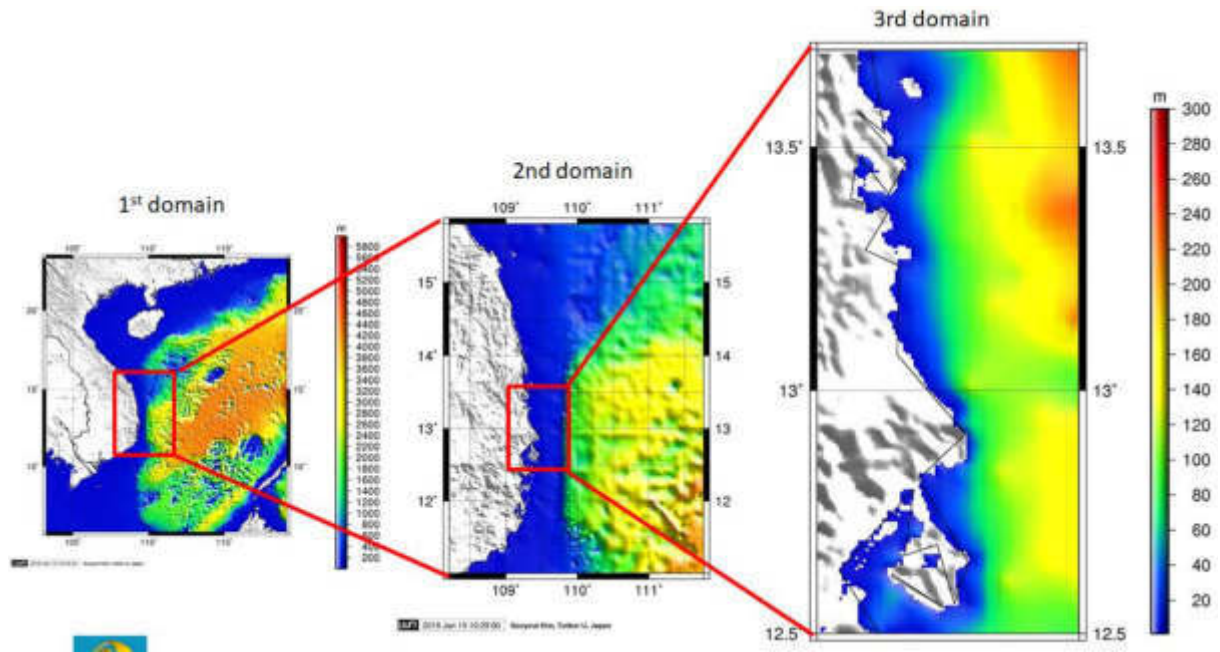
Dữ liệu địa hình được lấy từ GEBCO (Mỹ) độ phân giải 4 phút cho lưới tính Biển Đông và số liệu được số hóa từ bản đồ địa hình đáy biển

tỉ lệ 1/100.000 của Tổng cục Biển và Hải đảo dùng cho lưới khu vực (D2) và địa phương (D3).

3. Kết quả mô phỏng

Mô hình SuWAT được thiết kế lưới tính lồng 3 lớp (Hình 3). Trong đó, lưới tính Biển Đông (lưới D1) là miền tính lớn nhất với độ phân giải ngang 4 phút (khoảng 7.400 m), bao phủ từ vĩ

độ 5°-25°N, kinh độ 103°- 120°E. Lưới lồng kế tiếp (lưới D2) bao trùm toàn bộ ven biển miền Trung với miền tính 6.0°-11°N, 108.0°- 112°E với độ phân giải khoảng 1.000 m. Lưới lồng thứ 3 (D3) trong phạm vi 12.5°-13.75°N, 109.0°- 109.5°E với độ phân giải khoảng 300 m bao trùm hết ven biển Tuy Hòa.

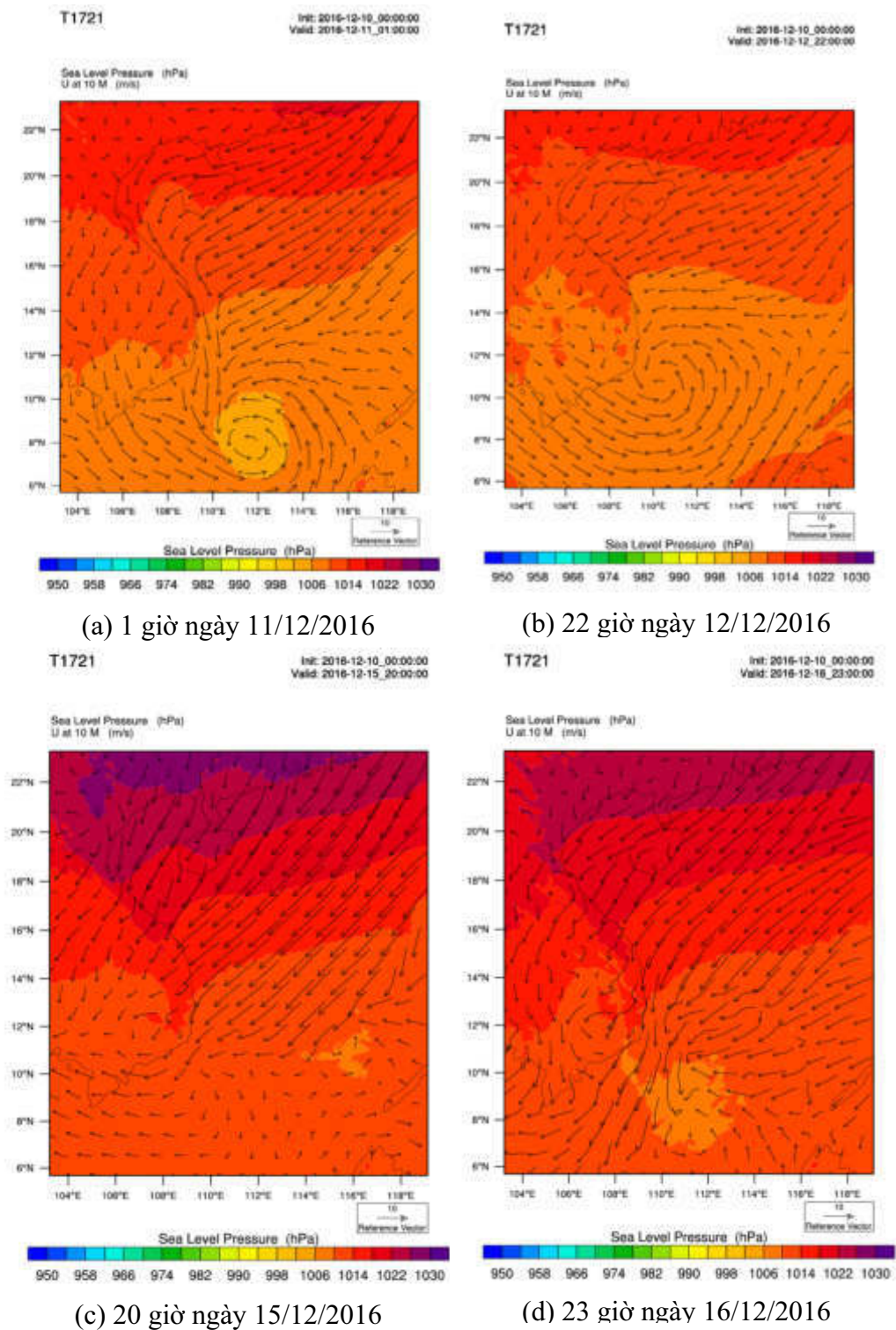


Hình 3. Miền tính và trường độ sâu cho mô hình SuWAT tại ven biển miền Trung

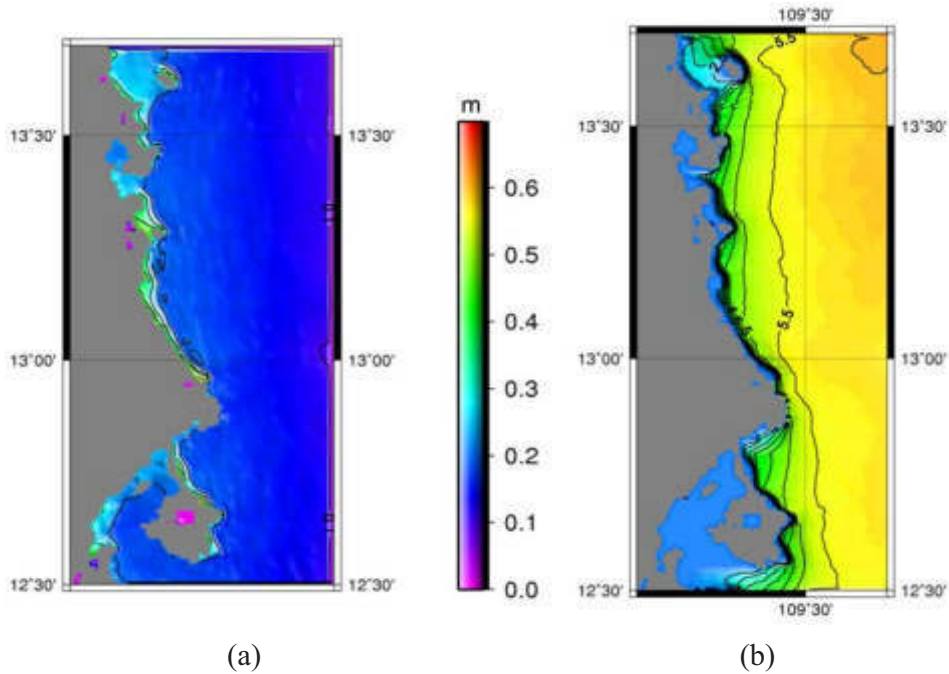
Trường gió và khí áp làm đầu vào cho mô hình SuWAT trong khoảng thời gian trước và sau khi xuất hiện nước dâng dị thường (từ 10/12-18/12/2016) được mô phỏng chi tiết bằng mô hình WRF với độ phân giải 3 km, bước thời gian trích xuất số liệu 15 phút. Mục đích của mô phỏng chi tiết trường gió và khí áp nhằm bắt được những hình thể ở quy mô nhỏ, rất có thể quy mô này là nguyên nhân gây nước dâng dị thường tại khu vực. Kết quả mô phỏng trường gió và khí áp từ mô hình WRF cho thấy hình thể thời tiết bị chi phối bởi gió mùa Đông Bắc mạnh, lấn sâu xuống phía Nam và đồng thời tồn tại một vùng áp thấp ở ngoài khơi giữa Biển Đông và có hướng di chuyển vào ven bờ Nam Trung Bộ (Hình 4).

Mô hình SuWAT sử dụng 2 phương án tính

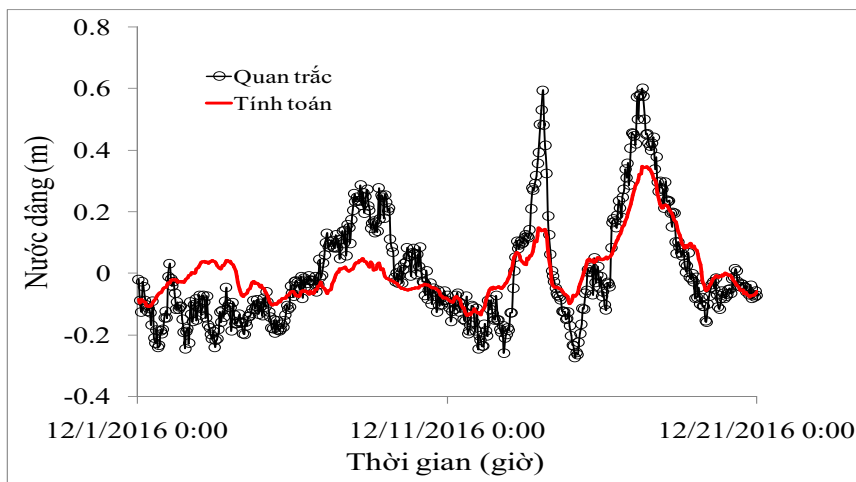
nước dâng, đó là có và không xét tới ảnh hưởng của sóng. Đối với phương án xét tới ảnh hưởng của sóng, phân bố nước dâng lớn nhất trong thời đoạn tính toán thể hiện trên hình 5a cho thấy phạm vi nước dâng lớn không chỉ tập chung tại ven biển Tuy Hòa-Phú Yên mà còn trải dài lên phía Bắc và xuống phía Nam. Độ cao sóng có nghĩa lớn nhất trên hình 5b cho thấy gió mùa Đông Bắc với cường độ mạnh gây sóng cao tới 3m tại ven bờ Tuy Hòa. So sánh biến thiên nước dâng tính toán và quan trắc tại trạm nghiệm triều Tuy Hòa trên hình 6 cho thấy mô hình đã phản ánh được diễn biến xu thế nước dâng trong thời gian này, tức là đã ghi nhận được hai đỉnh nước dâng vào đêm ngày 14 và 16 tháng 12, nhưng kết quả thiên thấp so với thực tế (0,35m, thực tế 0,61 m vào 23 giờ ngày 16 tháng 12).



Hình 4. Trường gió và khí áp trong đợt triều cường vào giữa tháng 12 năm 2016



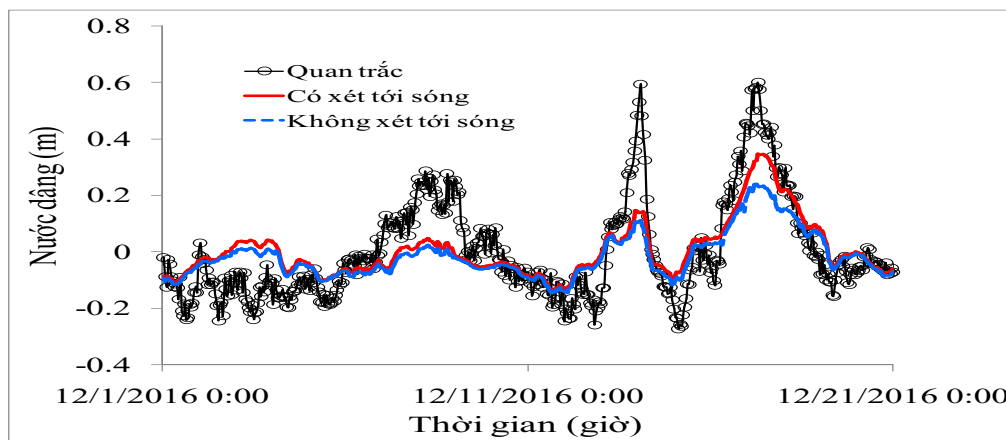
Hình 5. Phân bố nước dâng lớn nhất (a), độ cao sóng có nghĩa lớn nhất (b) trong đợt triều cường tháng 12 năm 2016



Hình 6. So sánh nước dâng tính toán và quan trắc trong đợt triều cường tháng 12 năm 2016 tại trạm quan trắc bổ sung Tuy Hòa

Trường sóng lớn do tác động của gió mùa Đông Bắc có cường độ mạnh có thể làm ra tăng mực nước dâng tại vùng ven bờ thông qua ứng suất bức xạ sóng, nhất là tại khu vực có địa hình dốc như ven biển miền Trung. Do vậy, để đánh giá ảnh hưởng của nước dâng do ứng suất sóng gây nên, phương án tính nước dâng không xét tới ảnh hưởng của sóng được thực hiện. Kết quả

so sánh biến thiên nước dâng giữa 2 phương án tính, có và không xét tới ảnh hưởng của sóng trên hình 7 cho thấy nước dâng do ứng suất sóng chiếm tỷ lệ đáng kể, nhất là tại đỉnh nước dâng (khoảng 0,11 m (32%) tại thời điểm 23 giờ ngày 16 tháng 12). Qua đây cho thấy, sóng lớn và địa hình vùng bờ dốc góp phần gây nước dâng trong đợt triều cường này.



Hình 7. So sánh nước dâng tính toán và quan trắc trong đợt triều cường tháng 12 năm 2016 tại trạm quan trắc bổ sung Tuy Hòa

4. Kết luận

Trong nghiên cứu này, hiện tượng nước dâng dị thường trong đợt triều cường vào tháng 12 năm 2016 được mô phỏng bằng mô hình số trị tích hợp SuWAT nhằm đánh giá vai trò của ứng suất gió và ứng suất sóng tới tới dâng. Trường gió và khí áp làm đầu vào cho mô phỏng nước dâng được tính từ mô hình WRF. Kết quả cho thấy mô hình mô phỏng tương đối tốt diễn biến nước dâng trong đợt triều cường này nhưng thiên thấp so với thực tế. Hiện tượng nước dâng dị thường trong đợt triều cường tháng 12 năm 2016 ngoài tác động trực tiếp của ứng suất gió lên bề

mặt biển thì nước dâng do ứng suất sóng cũng chiếm một phần đáng kể. Nước dâng do sóng cao bởi trường gió Đông Bắc mạnh gây sóng lớn tại vùng ven biển có độ dốc lớn. Để có thể mô phỏng đầy đủ định lượng hiện tượng nước dâng dị thường tại khu vực cần xem xét tới các hiệu ứng gây nước dâng khác như bom Ekman, ngoài ra cũng cần thiết phải xây dựng lưới tính của mô hình khí tượng và hải dương với độ phân giải cao hơn, đây cũng là các nội dung nghiên cứu trong thời gian tới. Kết quả của nghiên cứu có ý nghĩa cho xây dựng công nghệ cảnh báo, dự báo hiện tượng nước dâng dị thường tại khu vực.

Lời cảm ơn: Nghiên cứu này được tài trợ bởi Quỹ Phát triển khoa học và công nghệ Quốc gia (NAFOSTED) trong đề tài mã số 105.06-2017.07). Tác giả xin chân thành cảm ơn.

Tài liệu tham khảo

1. Đỗ Đình Chiến, Nguyễn Bá Thủy, Nguyễn Thọ Sáo, Trần Hồng Thái, Sooyoul Kim (2014), *Nghiên cứu tương tác sóng và nước dâng do bão bằng mô hình số trị*, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, (647), tr.19-24.
2. Trần Hồng Thái, Trần Quang Tiến, Nguyễn Bá Thủy, Dương Quốc Hùng (2017), *Hiện tượng mực nước biển dâng dị thường tại Tuy Hòa - Phú Yên*. Tạp chí khí tượng thủy văn, số 676 trang 1-9.
3. Nguyễn Bá Thủy, JHoàng Đức Cường, Dư Đức Tiến, Đỗ Đình Chiến, Sooyoul Kim (2014), *Đánh giá diễn biến nước biển dâng do bão số 3 năm 2014 và vấn đề dự báo*, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, (647), tr.14-18.
4. Nguyễn Bá Thủy, Trần Quang Tiến (2018), *Bước đầu nghiên cứu mối liên hệ giữa mực nước biển dâng dị thường tại Tuy Hòa - Phú Yên với hình thế thời tiết*. Tạp chí khí tượng thủy văn. Số 687, trang 15-22.
5. Bertin, X.; Li, K.; Roland, A., and Bidlot, J.R. (2015), *The contribution of short waves in storm*

surges: two recent examples in the central part of the bay of Biscay. Continental Shelf Research 96, 1-15.

6. Chen, W.B., Lin, L.Y., Jang, J.H. (2017), *Simulation of typhoon-induced storm surge storm tides and wind waves for the Northeastern coast of Taiwan Using a tide-surge-wave couple model.* Water research, Vol. 9, 549.

7. Funakoshi, Y., Hagen, S.C., Bacopoulos, P. (2008), *Coupling of hydrodynamic and wave models: case study for Hurricane Floyd (1999) Hindcast,* Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, (134), pp. 321-335.

8. Kim, S.Y., Yasuda, T., Mase, H. (2010), *Wave set-up in the storm surge along open coasts during Typhoon Anita.* Coastal Engineering, Vol (57), pp. 631-642.

9. <https://vov.vn/tin-24h/phu-yen-trieu-cuong-pha-huy-ke-xom-ro-578587.vov>

NUMERICAL SIMULATION THE ABNORMAL SURGE ON THE SPRING TIDE PHASES AT TUY HOA-PHU YEN IN DECEMBER 2016

Nguyen Ba Thuy¹

¹National Hydrometeorological Forecasting Center

Abstract: *In this study, the abnormal surge during the spring tide phases at Tuy Hoa-Phu Yen in December 2016 was simulated by a coupled model of surge wave and tide (SuWAT). In particular, tide and storm surge are simulated by two dimensional long wave equations taking into account the wave radiation stress, obtained from the SWAN model. The SuWAT model is applied to simulate the surge induced by wind stress and wave radiation stress. The wind and pressures fields were simulated by WRF model. The results indicate that the model simulated well the tendency of surge although it under estimated. The surge induced by wave contributes up to 32 % to the total simulated surge.*

Keywords: *Abnormal surge, wind stress, wave setup, spring tide.*

TẠP CHÍ

KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN

Vietnam Journal of Hydro - Meteorology

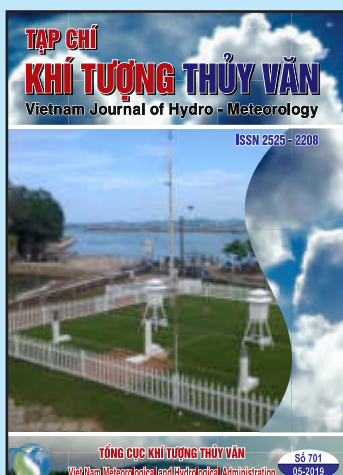
ISSN 2525 - 2208



TỔNG CỤC KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN
Viet Nam Meteorological and Hydrological Administration

Số 701

05-2019



TỔNG BIÊN TẬP
PGS. TS. Trần Hồng Thái

Thư ký - Biên tập
TS. Đoàn Quang Trí

Trị sự và Phát hành
Đặng Quốc Khánh

- | | |
|------------------------------|-------------------------|
| 1. GS. TS. Phan Văn Tân | 8. TS. Hoàng Đức Cường |
| 2. PGS. TS. Nguyễn Văn Thắng | 9. TS. Đinh Thái Hưng |
| 3. PGS. TS. Dương Hồng Sơn | 10. TS. Dương Văn Khánh |
| 4. PGS. TS. Dương Văn Khảm | 11. TS. Trần Quang Tiến |
| 5. PGS. TS. Nguyễn Thanh Sơn | 12. ThS. Nguyễn Văn Tuệ |
| 6. PGS. TS. Hoàng Minh Tuyển | 13. TS. Võ Văn Hòa |
| 7. TS. Tống Ngọc Thanh | |

Giấy phép xuất bản

Số: 225/GP-BTTTT - Bộ Thông tin Truyền thông cấp ngày 08/6/2015

Tòa soạn

Số 8 Pháo Đài Láng, Đống Đa, Hà Nội
Điện thoại: 04.39364963; Fax: 04.39362711
Email: tapchikttv@yahoo.com

Chế bản và In tại:

Công ty TNHH Mỹ thuật Thiên Hà
ĐT: 04.3990.3769 - 0912.565.222

Ảnh bìa: Trạm Quan trắc Khí tượng bề mặt Phú Quốc

Giá bán: 25.000 đồng

TẠP CHÍ KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN

SỐ 701 - 05/2019

MỤC LỤC

Bài báo khoa học

- 1 Nguyễn Bá Thủy:** Mô phỏng nước dâng dị thường trong đợt triều cường tháng 12 năm 2016 tại Tuy Hòa - Phú Yên bằng mô hình số trị
- 9 Đặng Thanh Mai:** Nghiên cứu lựa chọn mạng lưới trạm khí hậu tham chiếu phục vụ giám sát tác động biến đổi khí hậu cho khu vực Nam Bộ
- 20 Nguyễn Bá Thủy, Vũ Hải Đăng:** Đặc điểm biến động trầm tích lơ lửng trong mùa lũ năm 2013 tại vùng cửa sông ven bờ Đồng bằng sông Cửu Long
- 29 Nguyễn Tiến Toàn, Phạm Thị Hương, Nguyễn Văn Hưởng:** Đặc điểm mưa ở khu vực Trung Trung Bộ - Việt Nam thời kì 1976-2017
- 41 Phạm Hồng Quang, Dư Đức Tiến, Phạm Hồng Công, Mai Khánh Hưng, Đặng Đình Quân:** Ứng dụng sản phẩm mô hình dự báo thời tiết phân giải cao WRF-ARW trong dự báo quỹ đạo và bài toán định hướng tăng cường quan trắc bóng thám không
- 49 Nguyễn Thị Quỳnh:** Thử nghiệm phương pháp đồng hóa độ cao sóng khu vực ven biển tỉnh Phú Yên

Tổng kết tình hình khí tượng thủy văn

- 59 Tóm tắt tình hình khí tượng, khí tượng nông nghiệp và thủy văn tháng 04 năm 2019 - Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn Trung ương và Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu**

ĐẶC ĐIỂM BIẾN ĐỘNG TRẦM TÍCH LƠ LŨNG TRONG MÙA LŨ NĂM 2013 TẠI VÙNG CỬA SÔNG VEN BỜ ĐỒNG BẰNG SÔNG CỬU LONG

Nguyễn Bá Thủy¹, Vũ Hải Đăng²

Tóm tắt: Đặc điểm biến động theo không gian và thời gian của trầm tích lơ lửng trong mùa lũ năm 2013 tại vùng cửa sông ven bờ đồng bằng sông Cửu Long đã được làm sáng tỏ dựa trên việc phân tích số liệu độ đục và độ muối của 65 trạm đo mặt rộng trong tháng 9/2013. Số liệu độ đục và độ muối từ mặt đến đáy được đo bằng thiết bị AAQ1183s-IF. Ảnh hưởng của triều đối với các đặc trưng động lực trầm tích lơ lửng được phân tích dựa trên số liệu triều dự báo tại khu vực nghiên cứu. Các kết quả phân tích số liệu cho thấy phân bố không gian và thời gian của độ đục tại vùng cửa sông Cửu Long trong mùa lũ chịu ảnh hưởng của hai chế độ động lực chính: chế độ thủy văn tại các cửa sông và chế độ triều. Theo không gian, phân bố độ đục có xu hướng giảm dần từ vùng cửa sông ra vùng ngoài khơi do ảnh hưởng của nguồn trầm tích sông cùng với hoạt động mạnh của thủy triều. Tại vùng cửa sông, độ đục có thể lên tới hơn 800 NTU (Nephelometric Turbidity Units). Phân bố thẳng đứng của độ đục biến đổi phụ thuộc vào vị trí quan trắc và thời điểm quan trắc theo pha triều. Ở một số trạm quan trắc được sự tăng đột biến của độ đục tại lớp sát đáy có thể lên 140 NTU, mặc dù độ muối khá cao và thời điểm đo nằm trong pha triều lên. Hiện tượng này có thể liên quan tới quá trình tái lơ lửng của trầm tích do dòng triều trong pha triều lên. Nhìn chung, các trạm tại khu vực cửa sông Hậu có độ đục cao hơn so với các trạm tại khu vực cửa sông Tiền.

Từ khóa: Động lực trầm tích lơ lửng, độ đục, độ muối, thủy triều, cửa sông Cửu Long.

Ban Biên tập nhận bài: 16/2/2019 Ngày phản biện xong: 25/04/2019 Ngày đăng bài: 25/05/2019

1. Mở đầu

Vùng tiếp giáp giữa biển-đất liền tạo thành một trong những con đường vận chuyển nước và các vật liệu của chu trình sinh-địa-hóa và thủy văn toàn cầu. Trong đó, các dòng sông bổ sung trầm tích cho sự mất đi bởi các quá trình xói lở dọc theo vùng ven bờ, cũng như xói lở ngang bờ ra khơi và các thành phần sinh học thiết yếu để nuôi dưỡng các hệ sinh thái ven bờ. Một trong những quá trình cuối cùng của sự vận chuyển vật liệu trầm tích xuất hiện thông qua sự phân tủa các vật chất lơ lửng từ cửa sông vào vùng thềm lục địa. Do có nồng độ trầm tích lơ lửng cao, những vùng nước này có thể phân biệt rõ ràng với phần nước biển trong thông qua độ đục. Biến

động của lưu lượng nước sông, lưu lượng trầm tích sông, chế độ triều, chế độ sóng gió, cùng với đặc điểm hình thái địa hình của vùng cửa sông ven bờ và thềm lục địa quyết định các dạng phân tủa của vùng nước đục này. Mặc dù giá trị độ đục không đồng nghĩa với giá trị về hàm lượng trầm tích lơ lửng, tuy nhiên, việc đo đạc trực tiếp hàm lượng trầm tích lơ lửng tại các vùng cửa sông và ven biển gặp rất nhiều khó khăn, đặc biệt nếu muốn lấy mẫu trên một diện rộng. Chính vì vậy, việc sử dụng phương pháp đo độ đục bằng các thiết bị tự ghi đã được áp dụng như một phương pháp thay thế khá hiệu quả và được ứng dụng trong nhiều nghiên cứu trên thế giới [1, 2, 3]. Hơn nữa, tại khu vực cửa sông ven biển đặc biệt trong mùa lũ như của sông Cửu Long lượng trầm tích lơ lửng có thể xem là yếu tố chủ yếu làm thay đổi độ đục của môi trường nước.

Đặc điểm phân bố trầm tích lơ lửng vùng cửa

¹Trung tâm Dự báo Khí tượng Thủy văn Quốc Gia

²Viện Địa chất và Địa vật lý biển. VAST

Email: thuybanguyen@gmail.com

sông ven bờ đồng bằng sông Cửu Long khá phức tạp do sự ảnh hưởng của cả chế độ động lực sông biển hỗn hợp cùng với đặc điểm địa hình. Chế độ phân bố trầm tích lơ lửng tại khu vực này đóng vai trò rất quan trọng trong quá trình hình thành và phát triển của đồng bằng châu thổ. Sông Cửu Long là con sông lớn nhất khu vực Đông Nam Á, trước khi chảy qua Việt Nam và đổ ra biển, nó chảy qua 5 nước gồm Trung Quốc, Myanmar, Thái Lan, Lào, và Campuchia. Sông Cửu Long hiện nay đổ ra biển qua 7 cửa chính: Cửa Tiểu, Cửa Đại, Cửa Ba Lai, Cửa Hàm Luông, cửa Cổ Chiên, cửa Cung Hầu, cửa Định An, cửa Tranh Đề (còn gọi là Trần Đề). Theo dự án “Tác động của biến đổi khí hậu lên tài nguyên nước và các biện pháp thích ứng - Đồng bằng sông Cửu Long” do Viện Khí tượng Thủy văn Hải văn và Môi trường thực hiện năm 2010, hàng năm tổng lượng nước ngọt đưa qua các cửa sông ra biển đạt tới 500 km³, trong đó khoảng 23 km³ được hình thành trong đồng bằng sông Cửu Long. Mùa lũ hàng năm thường kéo dài từ tháng 7 đến tháng 11, lưu lượng dòng chảy mùa lũ chiếm khoảng 70 - 85% lượng dòng chảy năm. Mùa cạn từ tháng 12 đến tháng 6 năm sau, lưu lượng dòng chảy mùa cạn chỉ chiếm khoảng 15 - 30% dòng chảy năm. Lưu lượng dòng chảy tại vùng cửa sông còn chịu ảnh hưởng mạnh bởi chế độ thủy triều Biển Đông (bán nhật triều không đều) và vịnh Thái Lan (nhật triều không đều). Cùng với một lượng lớn nước ngọt đổ ra biển là một khối lượng trầm tích khổng lồ. Milliman và Syvitski [4] ước tính hàng năm sông Mê Kông vận chuyển khoảng 160 triệu tấn trầm tích, trong khi đó theo tính toán của Wang và nkk [5] thì con số này khoảng 145 triệu tấn trong giai đoạn từ năm 1962 - 2003. Trong đó, trung bình mỗi năm có khoảng 79 triệu tấn trầm tích chảy về đồng bằng sông Cửu Long của Việt Nam, 9 đến 13 triệu tấn lắng đọng ở các đồng bằng ngập lũ và phần còn lại góp phần mở rộng châu thổ và làm phì nhiêu các vùng nuôi trồng thủy sản ven biển [6].

Để làm sáng tỏ đặc điểm và cơ chế phân tỏa lượng trầm tích này trên vùng biển ven bờ và

vùng thềm lục địa của đồng bằng sông Cửu Long đã có nhiều những nghiên cứu được thực hiện. Dựa trên việc phân tích trầm tích tầng mặt và sử dụng mô hình mô phỏng động lực, Nguyễn Trung Thành và nkk [7] đã kết luận quá trình vận chuyển trầm tích tại vùng biển ven bờ và vùng thềm lục địa của đồng bằng sông Cửu Long chịu ảnh hưởng lớn bởi chế độ dòng chảy ven bờ do sự chi phối của gió, thủy triều và các hoạt động của sóng trong vùng sát bờ biển. Trầm tích lơ lửng chủ yếu được vận chuyển về phía Tây Nam, khi vượt qua Mũi Cà Mau dòng chảy ven bờ vận chuyển trầm tích theo hướng Tây Bắc, Bắc dọc theo bờ tây bán đảo Cà Mau. Zuo Xue và nkk [8] đã sử dụng một mô hình tích hợp tính toán vận chuyển trầm tích, dòng chảy và sóng trên vùng biển ven bờ và vùng thềm lục địa của đồng bằng sông Cửu Long. Các kết quả mô hình cho thấy quá trình vận chuyển trầm tích có biến động mùa rõ rệt. Trong mùa lũ, một lượng lớn trầm tích có nguồn gốc từ sông được phân tỏa và lắng đọng ngay tại vùng cửa sông, đến mùa kiệt, hoạt động mạnh của sóng và dòng chảy do gió mùa Đông Bắc làm tái lơ lửng các trầm tích này và một phần của chúng được vận chuyển theo hướng Tây Nam dọc theo đường bờ. Để làm rõ hơn cơ chế và đặc điểm động lực trầm tích tại vùng cửa sông ven bờ đồng bằng sông Cửu Long, Hartmut Hein và nkk [9] đã đưa ra một khái niệm mới về sự phát triển của châu thổ bằng việc tích hợp thêm các thành phần dòng chảy dọc bờ trong vùng ảnh hưởng của nước do sông đổ ra (*Region of Freshwater Influence - ROFI*) dựa trên mô hình lý thuyết của Wollanski và nkk [10, 11]. Các công bố của họ cũng đã chỉ ra rằng, lượng trầm tích mịn được vận chuyển xuống phía Nam đi vào vịnh Thái Lan là kết quả của sự bất đối xứng theo mùa của hệ thống gió mùa và lưu lượng nước sông. Phân tích các số liệu ảnh vệ tinh (MERIS) từ tháng 1 năm 2003 đến tháng 4 năm 2012, Hubert Loisel và nkk [12] đã xác định được phân bố không gian của trầm tích lơ lửng tại lớp nước mặt theo mùa. Độ đục tăng dần từ tháng 6 đến tháng 12 cùng với nguồn trầm tích từ sông đổ ra tăng dần, đạt cực đại vào tháng 9 và

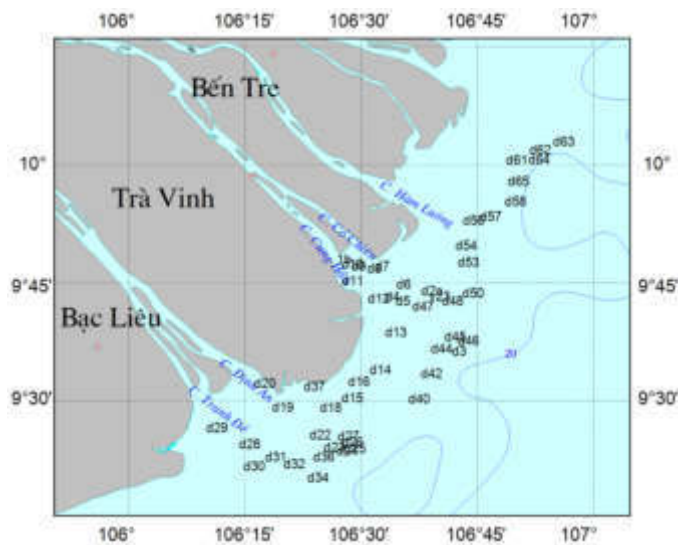
tháng 10. Khi lưu lượng nước sông giảm, nồng độ trầm tích lơ lửng vẫn tiếp tục tăng tại vùng biển ven bờ trong 2 đến 3 tháng (tháng 11 đến tháng 1 năm sau). Điều này được lý giải là do hoạt động mạnh của sóng trong gió mùa Đông Bắc làm tăng quá trình tái lơ lửng trầm tích tại vùng biển ven bờ. Các kết quả nghiên cứu cũng cho thấy xu hướng vận chuyển trầm tích lơ lửng về phía Tây Nam trong mùa gió Đông Bắc.

Tuy nhiên, có thể thấy hầu hết các kết quả nghiên cứu về biến động trầm tích lơ lửng tại khu vực nghiên cứu dựa trên các mô hình tính toán, ngay cả các kết quả phân tích ảnh vệ tinh cũng chỉ thể hiện được biến động theo phương ngang của lớp nước mặt. Do đó, để đóng góp những hiểu biết rõ hơn đặc điểm biến động trầm tích lơ lửng tại khu vực này trong mùa lũ, số liệu độ đục và độ muối tại các trạm đo mặt rộng khu vực cửa sông Cửu Long do đề tài: “Nghiên cứu động lực thủy văn, xâm nhập mặn và vận chuyển trầm tích của hệ thống sông Cửu Long và động lực ven bờ, bao gồm cả bán đảo Cà Mau” thực hiện trong tháng

9/2013 đã được xử lý, phân tích và đánh giá.

2. Nguồn số liệu

Đặc điểm biến động theo không gian và thời gian của trầm tích lơ lửng trong mùa lũ năm 2013 tại vùng cửa sông ven bờ đồng bằng sông Cửu Long được đánh giá dựa trên việc phân tích số liệu độ đục và độ muối của 65 trạm đo mặt rộng trong tháng 9/2013 (hình 1). Số liệu độ đục và độ muối từ mặt đến đáy tại từng trạm được đo bằng thiết bị đo chất lượng nước đa chỉ tiêu AAQ1183s-IF do Nhật Bản sản xuất với tần suất đo là 0,2s có một số liệu để đảm bảo độ phân giải số liệu theo phương thẳng đứng đủ chi tiết (tốc độ thả kéo là khoảng 0,5m/s). Sau đó các số liệu được nội suy về độ phân giải thẳng đứng là 0,1 m để có thể dễ dàng tính toán và vẽ các biểu đồ. Ảnh hưởng của triều đối với các đặc trưng phân bố trầm tích lơ lửng được phân tích dựa trên số liệu triều dự báo của Viện Kỹ thuật Biển cho hai trạm Bến Trại và Mỹ Thanh (hình 1) tại khu vực nghiên cứu [13].



Hình 1. Sơ đồ vị trí trạm triều dự báo, các trạm khảo sát mặt rộng và mặt cắt (A1, A2) tháng 9/2013

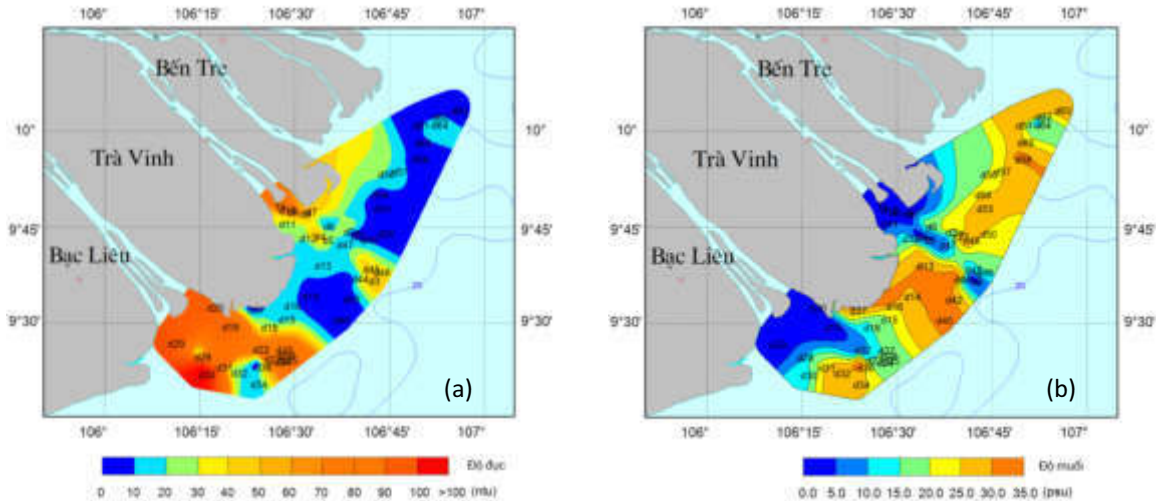
3. Đặc trưng biến động của trầm tích lơ lửng tại vùng cửa sông Cửu Long mùa lũ năm 2013

Phân bố theo không gian của độ đục và độ muối tại tầng mặt (trung bình trong lớp 1 m trên mặt) cùng vị trí các trạm khảo sát được thể hiện trong hình 2a và 2b. Nhìn chung, phân bố theo

không gian của độ đục ngược lại với phân bố của độ muối. Độ đục có xu thế giảm dần từ vùng cửa sông ra vùng ngoài khơi do ảnh hưởng của nguồn trầm tích từ sông đổ ra lớn trong mùa lũ. Tuy nhiên vùng có phân bố độ đục cao chủ yếu tập trung tại khu vực thẳng từ cửa sông ra ngoài khơi. Tại vùng cửa sông độ đục có thể lên tới gần

800 NTU tại trạm D30 (cửa Tranh Đề), hơn 130 NTU tại trạm D1 (cửa Cỏ Chiêm). Có thể thấy, giá trị độ đục tại các trạm khu vực cửa Tranh Đề và Định An cao hơn rất nhiều so với các cửa sông khác, ngay cả tại trạm xa bờ nhất như trạm

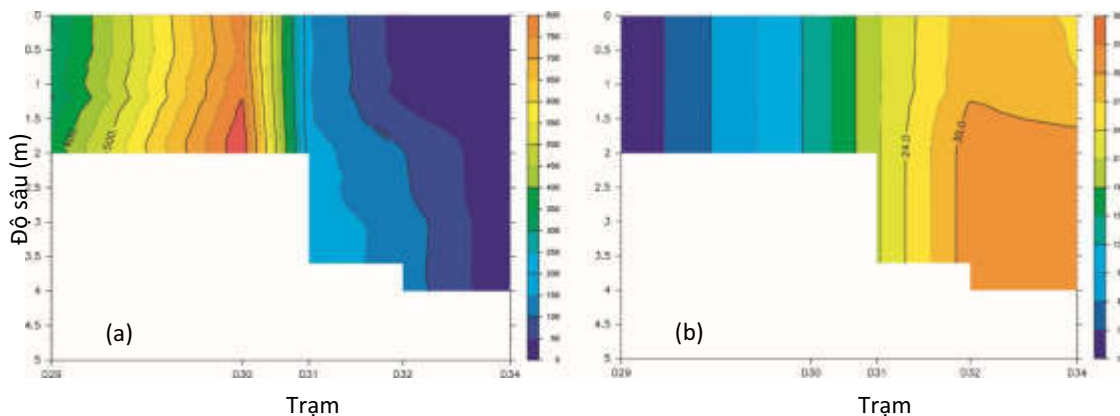
D25 độ đục tại tầng mặt cũng lên đến 130 NTU. Khu vực biển ven bờ Trà Vinh ít chịu ảnh hưởng trực tiếp của cửa sông nên có độ đục nhỏ chỉ khoảng 10 đến 20 NTU và độ muối lớn từ 25 PSU đến hơn 30 PSU (*Practical Salinity Unit*).



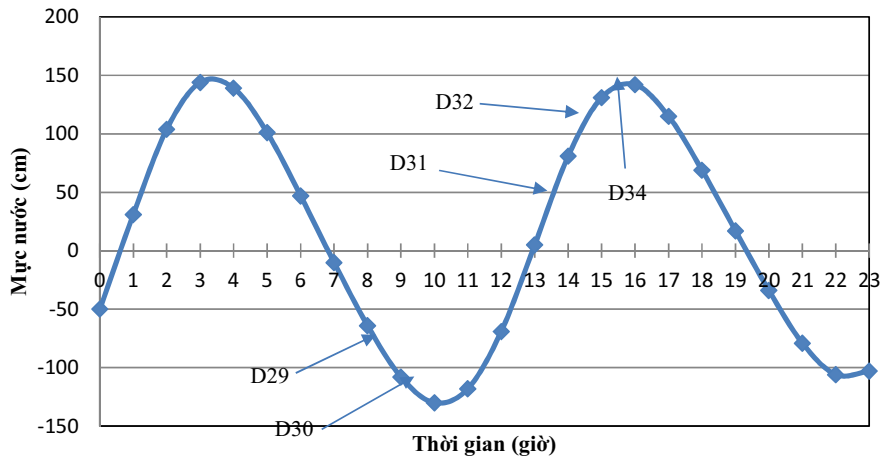
Hình 2. Phân bố theo không gian của (a) độ đục và (b) độ muối tại tầng mặt cùng vị trí các trạm khảo sát

Phân bố thẳng đứng của độ đục theo không gian biển đổi mạnh phụ thuộc vào vị trí quan trắc và thời điểm quan trắc theo pha triều. Hình 3 và 5 thể hiện phân bố thẳng đứng của độ đục và độ muối trên mặt cắt A1 và A2. Do các trạm trên hai mặt cắt A1 và A2 được đo vào các thời điểm khác nhau với đặc điểm pha triều khác nhau nên phân bố không gian của độ đục và độ muối thể hiện rất rõ vai trò tác động của dòng triều theo pha triều (xem thêm hình 4 và 6). Trên mặt cắt A1 tại khu vực cửa Tranh Đề (hình 3), trạm D29 và D30 được đo đạc trong pha triều rút với biên độ triều trong ngày lớn khoảng hơn 2,7 m, dòng

triều kết hợp với dòng chảy ra do sông đã phân tỏa trầm tích và nước ngọt ra vùng cửa sông. Phân bố độ đục tại hai trạm này có xu thế tăng dần từ mặt đến đáy, độ đục cực đại đạt tới hơn 800 NTU tại trạm D30, độ muối khá đồng nhất từ mặt đến đáy (hình 3 và 4). Trong khi đó các trạm D31, D32 và D34 được thực hiện trong pha triều lên, lúc này mực nước biển cao lan truyền ngược vào vùng cửa sông ngăn cản sự phân tỏa của trầm tích và nước ngọt, độ đục tại các trạm này suy giảm nhanh chóng tuy vẫn thể hiện xu thế tăng dần từ mặt đến đáy, độ đục tại trạm D34 xa bờ nhất chỉ còn khoảng 15 NTU.



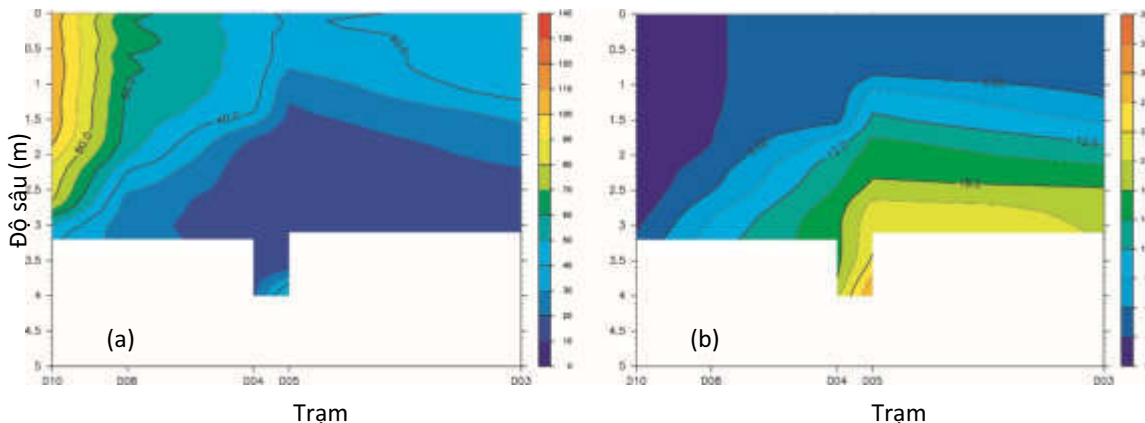
Hình 3. Mặt cắt phân bố thẳng đứng của (a) độ đục (NTU) và (b) độ muối (PSU) từ cửa sông ra khơi (Mặt cắt A1 từ trạm D29, D30, D31, D32 và D34) ngày 21/09/2013 tại cửa Tranh Đề



Hình 4. Dao động triều dự báo tại Mỹ Thanh (gần cửa Tranh Đề) vào ngày 21/09/2013 và thời điểm đo của các trạm tương ứng trên mặt cắt A1

Trên mặt cắt A2 tại khu vực cửa Cỏ Chiên (hình 5), phân bố thẳng đứng của độ đục lại có xu thế giảm dần từ mặt đến đáy, tại lớp mặt độ đục tại trạm D3 xa bờ nhất vẫn lên đến hơn 40 NTU. Thêm vào đó, độ muối thể hiện sự phân tầng rõ rệt mặc dù hầu hết các trạm được quan trắc trong pha triều lên ngoại trừ trạm D10 quan

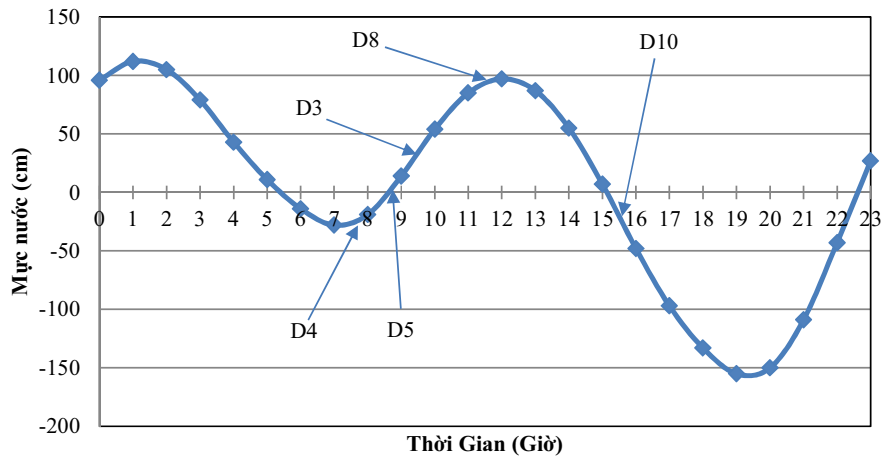
trắc trong pha triều xuống. Điều này có thể do biên độ triều lên tại thời điểm quan trắc nhỏ chỉ khoảng 1,25 m. Các giá trị độ muối nhỏ và độ đục vẫn còn cao tại tầng mặt ở trạm D3 cho thấy ảnh hưởng của triều trong pha triều lên này là không lớn.



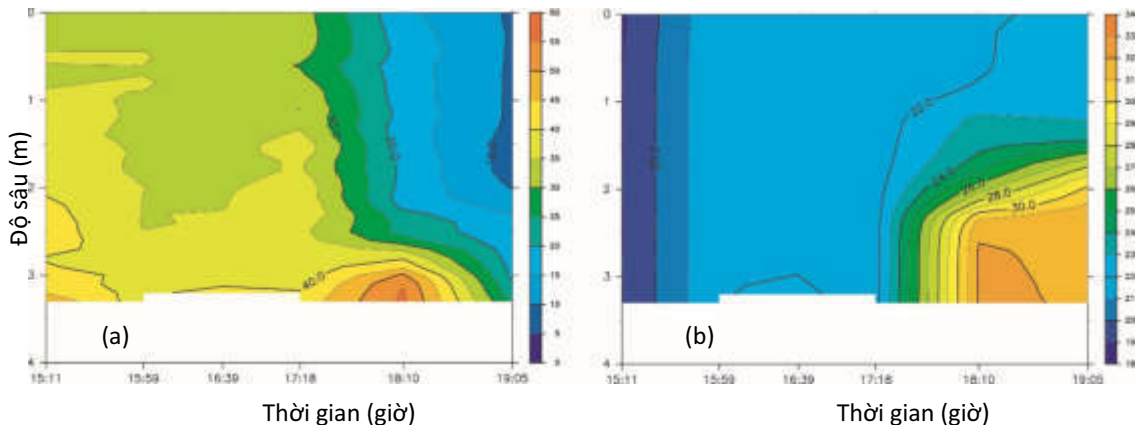
Hình 5. Mặt cắt phân bố thẳng đứng của (a) độ đục (NTU) và (b) độ muối (PSU) từ cửa sông ra khơi (Mặt cắt A2 từ trạm D10, D8, D4, D5 và D3) ngày 17/09/2013 tại cửa Cỏ Chiên

Hình 7 và hình 8 thể hiện biến động theo pha triều của phân bố thẳng đứng độ đục và độ muối tại trạm D2 phía ngoài cửa Cỏ Chiên. Trong pha triều rút, dòng triều kết hợp với dòng chảy sông đưa nước ngọt có độ đục cao ra xa phía ngoài cửa sông, phân bố thẳng đứng của độ đục và độ muối tại trạm D2 khá đồng nhất. Khi mực triều đạt giá trị cực tiểu, tốc độ dòng triều tại thời điểm

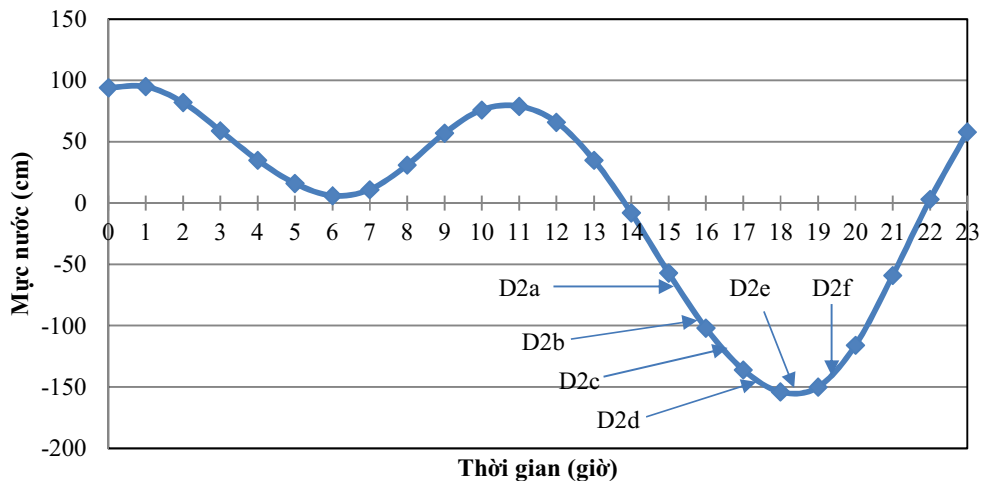
này nhỏ làm cho quá trình lắng đọng trầm tích tăng mạnh. Độ đục tại tầng mặt giảm nhanh chóng trong khi độ đục tại tầng đáy tăng (thời điểm 18 giờ 10 phút). Khi bắt đầu pha triều lên, ảnh hưởng của nước sông giảm đáng kể làm cho độ đục từ mặt đến đáy đều giảm cùng với đó là sự tăng mạnh của độ muối.



Hình 6. Dao động triều dự báo tại Bến Trại (gần cửa Cỏ Chiên) vào ngày 17/09/2013 và thời điểm đo của các trạm tương ứng trên mặt cắt A2



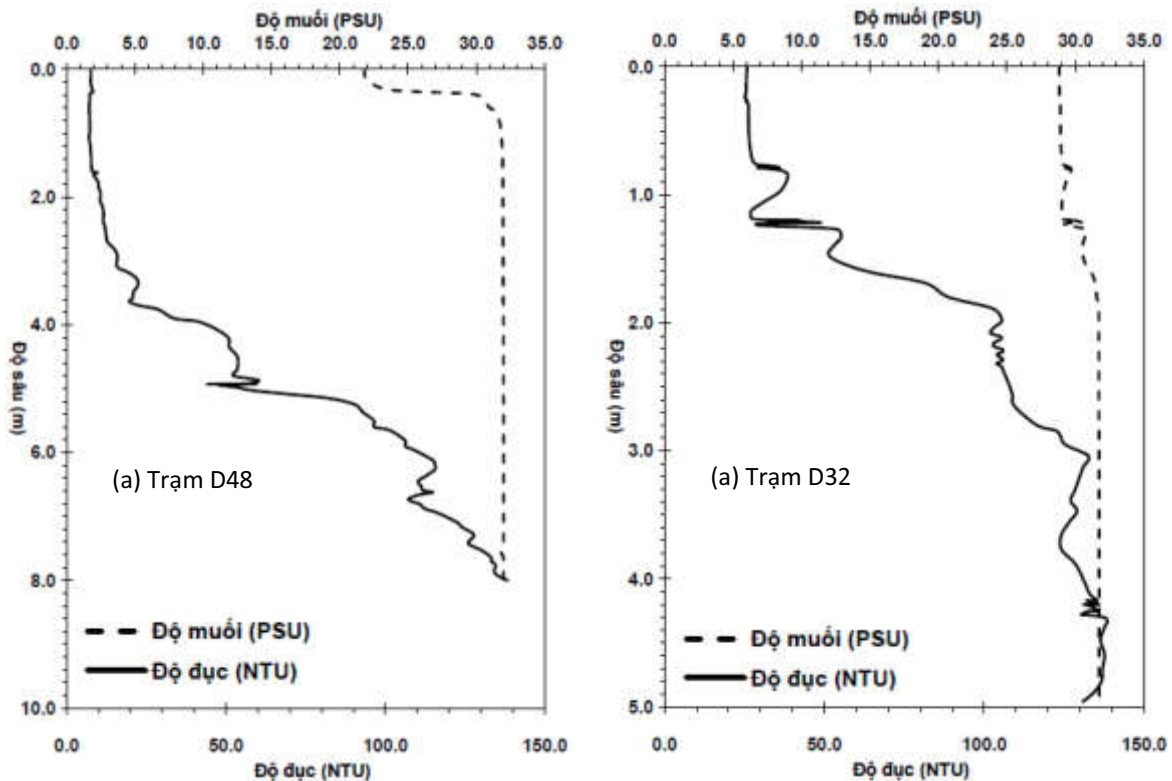
Hình 7. Phân bố thẳng đứng của (a) độ đục (NTU) và (b) độ muối (PSU) theo thời gian tại trạm D2 ngày 16/09/2013 tại cửa Cỏ Chiên



Hình 8. Dao động triều dự báo tại Bến Trại (gần cửa Cỏ Chiên) vào ngày 16/09/2013 và các thời điểm đo khác nhau tại trạm D2

Một điểm đặc biệt cũng cần được nhắc tới là hầu hết các trạm quan trắc đều thể hiện phân bố thẳng đứng của độ đục và độ muối phù hợp với vị trí và thời điểm đo theo pha triều, tuy nhiên có một số trạm quan trắc được sự phân bố thẳng đứng của độ đục và độ muối khác biệt (ví dụ trạm 31 và 48). Cả hai trạm đều được đo vào thời điểm trong pha triều lên với biên độ triều lớn hơn 2 m, vị trí đều nằm xa khu vực cửa sông (hình 1 và hình 4). Giá trị độ muối cao suốt từ mặt đến đáy dao động quanh 30 psu và giá trị độ đục tăng

mặt nhỏ (chỉ khoảng 2 ntu tại trạm D48 và 6 NTU tại trạm D32) cho thấy các trạm này gần như không còn chịu ảnh hưởng của khối nước ngọt với độ đục cao từ sông đổ ra (hình 9). Tuy nhiên, tại tầng đáy độ đục tăng đột biến lên tới 140 NTU. Hiện tượng này có thể liên quan tới quá trình tái lơ lửng của trầm tích do dòng triều như đã được đề cập trong nghiên cứu của Daniel Unverricht và nnk [14]. Các phân tích chi tiết về hiện tượng này sẽ được thực hiện trong những nghiên cứu tiếp theo.



Hình 9. Phân bố thẳng đứng độ đục và độ muối tại (a) trạm D48 và (b) trạm D32

Như vậy có thể thấy chế độ thủy văn sông và triều đóng vai trò lớn đối với phân bố trầm tích lơ lửng theo không gian và thời gian tại vùng cửa sông Cửu Long trong mùa lũ tháng 9/2013. Bằng việc phân tích từ các số liệu khảo sát thực địa, các kết quả này cũng đã củng cố thêm những nhận định về đặc điểm phân bố theo không gian của trầm tích lơ lửng tầng mặt trong mùa lũ của Zuo Xue và nnk [8], Hartmut Hein và nnk [9] và Hubert Loisel và nnk [12].

4. Kết luận

Trong nghiên cứu này, đặc điểm biến động

trầm tích lơ lửng trong mùa lũ tháng 9/2013 đã được phân tích và đánh giá bằng việc sử dụng các số liệu khảo sát thực địa về độ đục và độ muối kết hợp với đặc điểm của chế độ triều. Các kết quả phân tích số liệu cho thấy phân bố không gian và thời gian của độ đục tại vùng cửa sông Cửu Long trong mùa lũ tháng 9/2013 chịu ảnh hưởng mạnh của hai chế độ động lực chính: chế độ thủy văn tại các cửa sông và chế độ triều. Theo không gian, phân bố độ đục có xu hướng giảm dần từ vùng cửa sông ra vùng ngoài khơi do ảnh hưởng của nguồn trầm tích từ sông đổ ra

cùng với hoạt động mạnh của thủy triều. Tại vùng cửa sông độ đục có thể lên tới hơn 800 NTU. Phân bố thẳng đứng của độ đục biến đổi phụ thuộc vào vị trí quan trắc và thời điểm quan trắc theo pha triều. Ở một số trạm quan trắc được

sự tăng đột biến của độ đục tại lớp sát đáy có thể liên quan tới quá trình tái lơ lửng của trầm tích do dòng triều trong pha triều lên. Các trạm tại khu vực cửa sông Hậu có độ đục cao hơn so với các trạm tại khu vực cửa sông Tiền.

Lời cảm ơn: Công trình nghiên cứu này đã được cung cấp số liệu khảo sát từ Nhiệm vụ Nghị định thư giữa Việt Nam và Hoa Kỳ (2013-2015). Cảm ơn thạc sĩ Vũ Hải Đăng đã cung cấp số liệu để hoàn thiện bài báo.

Tài liệu tham khảo

- Gippel, C.J., (1995), *Potential of turbidity monitoring for measuring the transport of suspended solids in streams*. Hydrol. Process. 9, 83-97.
- Chanson, H., Takeuchi, M., Trevethan, M., (2008), *Using turbidity and acoustic backscatter intensity as surrogate measures of suspended sediment concentration in a small subtropical estuary*. J. Environ. Mana. 88, 1406-1416.
- Meral, R., (2016), *A study on the estimating of sediment concentration with turbidity and acoustic backscatter signal for different sediment sizes*. Hydro. Res. 305-311.
- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., (1992), *Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers*. J. Geol. 100, 525-544.
- Wang, J.J., Lu, X.X., Kumm, M., (2011), *Sediment load estimates and variations in the Lower Mekong River*. River Res. Appl. 27, 33-46. <http://dx.doi.org/10.1002/rra.1337>.
- Pukinskis, I., (2013), *Mekong Sediment Basics, State of Knowledge Series 2, Vientiane, Lao PDR*, Challenge Program on Water and Food.
- Nguyễn Trung Thành, Nguyễn Hồng Lân, Phùng Văn Phách, Dư Văn Toán, Bùi Việt Dũng, Daniel Unverricht, Karl Statteger, (2011), *Xu hướng vận chuyển tích tụ trầm tích trên phần châu thổ ngầm ven bờ biển đồng bằng sông Mê Kông*. Tạp chí Các Khoa học về trái đất, 33 (4), 607-615.
- Xue, Z., He, R., Liu, J.P., Warner, J.C., (2012), *Modeling transport and deposition of the Mekong River sediment*. Continental Shelf Research, 37, 66-78.
- Hein, H., Hein, B., Pohlmann, T., (2014), *Recent sediment dynamics in the region of Mekong water influence*. Global and Planetary Change, 110, 183-194.
- Wolanski, E., Ngoc Huan, N., Trong Dao, L., Huu Nhan, N., Ngoc Thuy, N., (1996). *Fine-sediment dynamics in the Mekong River Estuary, Vietnam*. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 43 (5), 565-582.
- Wolanski, E., Nguyen, H.N., Spagnol, S., (1998), *Sediment dynamics during low flow conditions in the Mekong River Estuary, Vietnam*. J. Coastal Res. 14, 472-482.
- Loisel, H., Mangin, A., Vantrepotte, V., Dessailly, D., Dinh, D.N., Garnesson, P., Ouillon, S., Lefebvre, J.P., Mériaux, X., Phan, T.M., (2014), *Variability of suspended particulate matter concentration in coastal waters under the Mekong's influence from ocean color (MERIS) remote sensing over the last decade*. Remote Sensing Envi. 150, 218-230.
- Viện Kỹ thuật Biển, Bảng dự tính Thủy Triều năm 2013 <http://www.icoe.org.vn/index.php>.
- Unverricht, D., Nguyen, T.C., Heinrich, C., Szczucin'ski, W., Lahajnar, N., Statteger, K., (2014), *Suspended sediment dynamics during the inter-monsoon season in the subaqueous Mekong Delta and adjacent shelf, southern Vietnam*. J. Asian Earth Sci. 79, 509-519.

CHARACTERISTICS OF SUSPENDED SEDIMENT VARIATION DURING THE 2013 FLOOD SEASON IN MEKONG DELTA COASTAL ESTUARINE AREA

Nguyen Ba Thuy¹, Vu Hai Dang²

¹National Hydrological Forecasting Center

²Institute of Marine Geology and Geophysics, VAST

Abstract: *Spacial and temporal variations in suspended sediment characteristics during the 2013 flood season in Mekong Delta coastal estuarine area have been elucidated based on analyzing turbidity and salinity data of 65 stations in September 2013. The turbidity and salinity data from the surface to the bottom are measured by AAQ1183s-IF instrument. The tidal influence to dynamic characteristics of suspended sediment is analyzed based on tidal prediction data in the study area. The results show that temporal and spatial distributions of turbidity in the Mekong estuary during flood season are affected by two major dynamics regimes: hydrological regime in estuaries and tidal regime. Spatial turbidity distribution tends to decrease gradually from the estuary to the offshore area due to the sediment source from river together with strong activity of tide. In estuaries, turbidity can be up to more than 800 NTU (Nephelometric Turbidity Units). Vertical turbidity distributions change depending on location and time of observations and tidal phases. In several stations, there are sudden increases of turbidity in layers near the bottom up to 140 NTU, although salinity values from surface to bottom are relatively high and the observation times are in flood tide phase. This phenomenon may be related to the process of resuspension of bottom sediments by tidal current in flood tide phase. In general, turbidities at Dinh An estuarine stations are higher than those at Tien branch of Mekong estuarine stations.*

Keywords: *Suspended sediment dynamics, turbidity, salinity, tide, Mekong Delta coastal estuarine area.*

TẠP CHÍ

KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN

Vietnam Journal of Hydro - Meteorology

ISSN 2525 - 2208



TỔNG CỤC KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN
Viet Nam Meteorological and Hydrological Administration

Số 695

11-2018

MỤC LỤC

Bài báo khoa học

- 1 **Nguyễn Kỳ Phùng, Nguyễn Quang Long, Nguyễn Văn Tín, Lê Thị Phụng:** Nghiên cứu tính toán và dự báo PM 2.5 cho khu vực Tp. Hồ Chí Minh
- 8 **Trần Hữu Tuyên, Hoàng Hoa Thám, Hoàng Ngô Tự Do, Nguyễn Việt Hùng, Bùi Thắng:** Ứng dụng tổ hợp mô hình MIKE 11 – MIKE SHE trong mô phỏng và đánh giá nguy cơ xói ngầm khu vực trung tâm huyện Nam Đông, Thừa Thiên Huế
- 17 **Bùi Tuấn Hải, Nguyễn Văn Tuấn:** Nghiên cứu đánh giá và so sánh các dữ liệu mưa vệ tinh độ phân giải cao lưu vực sông Cả
- 29 **Nguyễn Tiến Hải, Vũ Hải Đăng, Nguyễn Bá Thủy:** Tính phân đoạn và đặc điểm phát triển sông Gianh (đoạn Cô Cang - Cửa Gianh)
- 36 **Phạm Văn Tuấn, Nguyễn Tiến Quang:** Nghiên cứu áp dụng thử nghiệm mô hình EFDC mô phỏng dòng chảy lũ hạ lưu sông Cả
- 47 **Trần Văn Tình, Nguyễn Thị Bích Ngọc, Nguyễn Thành Luân, Hoàng Ngọc Quang:** Ứng dụng mô hình MIKE11 ST tính toán dòng chảy bùn cát cho vùng hạ lưu sông Mê Kông
- 54 **Phan Sỹ Đồng:** Nghiên cứu ứng dụng công nghệ viễn thám và GIS trong tính toán diện tích ngập lụt lưu vực sông Ba thuộc tỉnh Gia Lai bằng giải đoán ảnh LANDSAT

Tổng kết tình hình khí tượng thủy văn

- 63 Tóm tắt tình hình khí tượng, khí tượng nông nghiệp và thủy văn tháng 10 năm 2018 - **Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn Trung ương và Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu**



TỔNG BIÊN TẬP

PGS. TS. Trần Hồng Thái

Thư kí - Biên tập
Đoàn Quang Trí

Trị sự và phát hành
Đặng Quốc Khánh

- | | |
|------------------------------|-------------------------|
| 1. GS. TS. Phan Văn Tân | 8. TS. Hoàng Đức Cường |
| 2. PGS. TS. Nguyễn Văn Thắng | 9. TS. Đinh Thái Hưng |
| 3. PGS. TS. Dương Hồng Sơn | 10. TS. Dương Văn Khánh |
| 4. PGS. TS. Dương Văn Khảm | 11. TS. Trần Quang Tiến |
| 5. PGS. TS. Nguyễn Thanh Sơn | 12. ThS. Nguyễn Văn Tuệ |
| 6. PGS. TS. Hoàng Minh Tuyển | 13. TS. Võ Văn Hòa |
| 7. TS. Tống Ngọc Thanh | |

Giấy phép xuất bản

Số: 166/GP-BTTTT - Bộ Thông tin Truyền thông cấp ngày 17/04/2018

Tòa soạn

Số 8 Pháo Đài Láng, Đống Đa, Hà Nội
Điện thoại: 04.39364963; Fax: 04.39362711
Email: tapchiktvt@yahoo.com

Chế bản và In tại:

Công ty TNHH Mỹ thuật Thiên Hà
ĐT: 04.3990.3769 - 0912.565.222

Ảnh bìa: Trạm quan trắc Khí tượng Thủy văn

TÍNH PHÂN ĐOẠN VÀ ĐẶC ĐIỂM PHÁT TRIỂN SÔNG GIANH (đoạn Cô Cang - Cửa Gianh)

Nguyễn Tiên Hải¹, Vũ Hải Đăng¹, Nguyễn Bá Thủy²

Tóm tắt: Trên cơ sở đặc điểm hình thái của sông có thể xác lập sự phát triển của sông Gianh (đoạn Cô Cang - Cửa Gianh) gồm 3 đoạn có đặc điểm khác nhau như sau: i) Đoạn sông uốn khúc Cô Cang - Cồn Tiên Xuân: dài 27,7 km, lòng sông hẹp (80 - 250 m), độ sâu đáy không ổn định (2 - 5 m), bãi bồi ven bờ phát triển mạnh ở bờ lồi và hoạt động xói lở diễn ra mạnh ở bờ lõm dưới tác động chủ yếu của động lực sông; ii) Đoạn sông bện (rối): cồn Tiên Xuân - Quảng Phú (dài 17,06 km): sông có dạng thẳng, lòng sông rộng (800-2.200m), bãi bồi giữa sông phát triển mạnh dưới tác động của dòng chảy sông và thủy triều; iii) Đoạn sông thẳng Quảng Phú - Cửa Gianh (9,23 km): sông thẳng, rộng (800 - 1.000 m), độ sâu đáy sâu lớn (8 - 12,5 m), hoạt động xói lở - bồi tụ diễn ra chủ yếu ở cửa sông bởi mối tương tác giữa động lực biển (sóng và thủy triều) và động lực sông. Xu thế phát triển chung của sông: i) Biến động mạnh ở đoạn sông uốn khúc bởi hoạt động xói lở - bồi tụ trầm tích; ii) Đoạn sông bện: chỉ biến động ở khu vực giữa sông bởi hoạt động xói lở - bồi tụ các bãi bồi; iii) Trong đoạn sông thẳng: khu vực cửa sông có thể dịch chuyển hoặc thu hẹp với mức độ không lớn.

Từ khóa: Đoạn sông, Sông Gianh, Xói lở bờ, Uốn khúc, Sông Bện.

Ban Biên tập nhận bài: 12/08/2018 Ngày phản biện xong: 15/10/2018 Ngày đăng bài: 25/11/2018

1. Mở đầu

Hệ thống Sông Gianh là 1 trong 5 hệ thống sông thuộc tỉnh Quảng Bình, trong đó, dòng chính - sông Gianh (phần thượng lưu có tên là Rào Nậy) có chiều dài là 152km, bắt nguồn từ khu vực ven núi Cô Pi cao 2.017m thuộc dãy Trường Sơn, chảy qua địa phận các huyện Minh Hóa, Tuyên Hóa, Quảng Trạch và Bố Trạch đổ vào Biển Đông tại Cửa Gianh. Sông Gianh có vai trò quan trọng đối với môi trường và phát triển kinh tế - xã hội ở khu vực Bắc Quảng Bình nói riêng, Quảng Bình và Bắc Trung Bộ nói chung.

Ở hạ lưu (hình 1a), sông Gianh phát triển trong thung lũng - đồng bằng hẹp có độ cao bề mặt địa hình thấp và được tạo nên chủ yếu bởi các trầm tích Đệ tứ bờ rời, do vậy, tại khu vực này, nhiều đoạn bờ sông bị sạt lở mạnh, gây ra nhiều thiệt hại cho các khu vực dân cư, ruộng vườn, công trình xây dựng... Hoạt động này ngày

càng gia tăng và tiếp tục đe dọa nhiều công trình (nhà ga xe lửa, nhà dân...) dọc hai bờ sông, gây ra tâm lý bất ổn cho người dân mỗi khi mùa mưa đến. Tại những đoạn bờ bị sạt lở mạnh, địa phương đã xây dựng kè ứng phó, tuy nhiên, hiệu quả của giải pháp này rất thấp (thậm chí còn bị sông phá hủy) do tính năng chưa đảm bảo bởi thiếu cơ sở khoa học, đặc biệt là thiếu các thông tin về quy luật phát triển của sông với những đặc trưng động lực của chúng. Những thông tin về sạt lở bờ luôn xuất hiện trên các phương tiện thông tin, nhưng hầu như chưa được quan tâm nghiên cứu, ngoài việc đề xuất xây dựng kè bảo vệ mặt bờ sông.

Ở Việt Nam, đối với các dòng sông nói chung, các nhà nghiên cứu chủ yếu quan tâm đến sự biến động của dòng sông dưới góc độ hoạt động xói lở - bồi tụ bờ và cửa sông dưới tác động của mưa lũ, động lực biển (ở cửa sông)... Hầu như chưa có nghiên cứu nào quan tâm đến tính giai đoạn phát triển hoặc phân đoạn của dòng sông; do vậy, các giải pháp ứng phó với các biến động của dòng sông thường bị động hoặc có hiệu quả thấp.

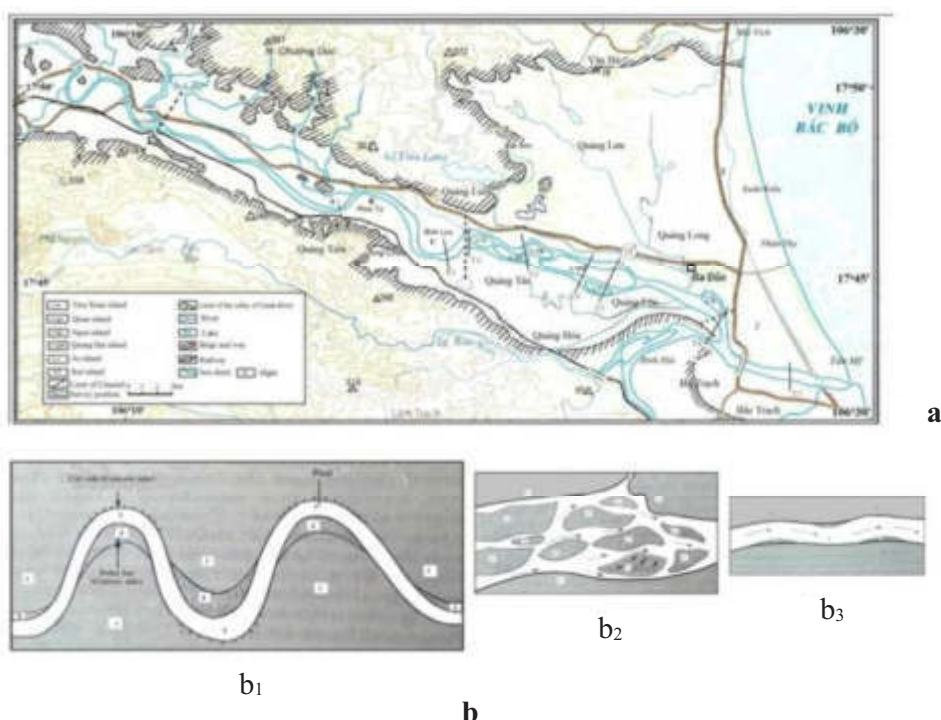
¹Viện Địa chất và Địa vật lý biển, VAST

²Trung tâm Dự báo Khí tượng Thủy văn Quốc Gia

Email: nguyentienhai.2011@gmail.com

Trên cơ sở tài liệu khảo sát thực tế của đề tài cấp Viện Hàn lâm KH&CN Việt Nam: “Nghiên cứu đánh giá một số tai biến thiên nhiên điển hình (lụt karst, trượt lở đất, xói lở bờ sông) ở lưu vực sông Gianh, đề xuất các giải pháp phòng tránh, giảm nhẹ thiên tai và khai thác hợp lý lãnh thổ” (VAST.05.05/17-18, thực hiện năm 2017 - 2018) kết hợp phân tích ảnh viễn thám, phân tích mối tương quan giữa động lực dòng chảy và vật

chất hai bên bờ sông..., bài báo làm sáng tỏ đặc điểm và tính quy luật của quá trình phát triển của sông Gianh ở hạ lưu; từ đó, đưa ra những nhận định về hoạt động xói lở - bồi tụ bờ và lòng sông. Các kết quả này góp phần là cơ sở khoa học phục vụ cho công tác ứng phó với tai biến sạt lở bờ sông và cửa sông cũng như định hướng quy hoạch, khai thác, sử dụng hợp lý, bền vững khu vực đồng bằng ven biển sông Gianh.



Hình 1. Đối sánh sông Gianh, đoạn Cổ Càng-Cửa Gianh (a) và phân loại các đoạn sông (b)
a. Thung lũng - hạ lưu sông Gianh.

— T₁:Tuyến khảo sát; — — — . Ranh giới đoạn sông; C.tx. Cồn Tiên Xuân; C.ng: Cồn Ngựa; C.qu: Cồn Quan; C.qh: Cồn Quảng Hải; C.s: Cồn Sê; C.k: Cồn Két; A: Uốn khúc Tiên Hóa; B: Uốn khúc Long Châu; C: Uốn khúc Văn Hóa.

b. Phân loại các đoạn sông [5].

b₁. Đoạn sông uốn khúc: 1. Bờ; 3. Trũng (pool); 4. Bãi bồi (point bar).

b₂. Đoạn sông rôi: 1. Bờ; 2. Bãi bồi giữa sông; — — → Hướng dòng chảy.

b₃. Đoạn sông thẳng: 1. Bờ; 3. Trũng (pool); 4. Bãi bồi; — — → Hướng dòng chảy;

2. Phương pháp và tài liệu

Quá trình phát triển của dòng sông phụ thuộc vào nhiều yếu tố, trong đó mối tương quan giữa động lực dòng chảy sông và vật chất nơi dòng sông chảy qua là một trong những yếu tố hàng đầu. Động lực dòng chảy sông phụ thuộc chủ yếu vào lượng mưa và độ dốc địa hình, ở khu vực hạ

lưu gần cửa sông, động lực sông còn phụ thuộc vào tác động của động lực biển, nhất là tác động của dao động triều.

Vai trò của vật chất trong lưu vực sông đối với sự phát triển của sông phụ thuộc vào bản chất của vật chất (thành phần, đặc điểm, tính chất). Với vật chất là trầm tích bờ rời (vật liệu nhóm B: cát,

bột...) [3], đường bờ dễ dàng bị phá hủy, biến động, còn vật chất nhóm A (có liên kết: đá biến chất, đá trầm tích, đá magma) [1], bờ khó bị phá hủy và ít biến động. Mối tương quan giữa động lực dòng sông và vật chất nơi sông tồn tại là yếu tố quyết định hình thái và đặc điểm phát triển của sông tại đây.

Với quan điểm trên, tác giả sử dụng phân loại sông của Reineck và Singh [5] để đánh giá quá trình và xu thế phát triển của sông ở khu vực địa hình đồng bằng có thành phần vật chất là các trầm tích bờ rời. Phân loại này sử dụng các tiêu chí chính là: i) hệ số uốn khúc k của sông (k được tính theo tỷ lệ giữa chiều dài sông L_{sg} và chiều dài thung lũng sông L_{tl} : $k = L_{sg}/L_{tl}$); ii) đặc điểm hoạt động xói lở - bồi tụ bờ và đáy sông; iii) đặc điểm động lực dòng chảy của sông. Đoạn sông được gọi là đoạn uốn khúc khi $k > 1$, giá trị k càng lớn thì mức độ uốn khúc của sông càng cao (sông uốn khúc đến mức cao nhất định, có thể xảy ra hiện tượng sông cướp dòng và tạo nên hồ móng ngựa trên đoạn sông uốn khúc). Dòng sông thẳng khi $k = 1$.

Theo phân loại của Reineck và Singh [5], trong khu vực địa hình đồng bằng trầm tích bờ rời có 3 dạng (đoạn) sông sau:

+ Đoạn sông uốn khúc (*Meandering channel*, hình 1b1): sông có dạng sông uốn khúc (ngoằn ngoèo, $k > 1$). Trong dạng sông này, hoạt động bồi tụ bãi bồi ven bờ phát triển mạnh ở phía bờ lồi và xói lở mạnh bờ và đáy ở phía bờ lõm đối diện do sự mất cân đối về tốc độ dòng chảy ven bờ (tốc độ dòng ven bờ phía bờ lồi bằng 10 đến 20% so với dòng chính, trong khi ở phía bờ lõm, tốc độ này cao hơn). Một đoạn sông uốn khúc, có thể có từ 1 đến nhiều đoạn uốn. Một đoạn sông chỉ có 1 khúc uốn, có thể gọi là đoạn sông uốn khúc đơn (hình 2), có nhiều hơn 1 khúc là đa uốn khúc, hình 1b1).

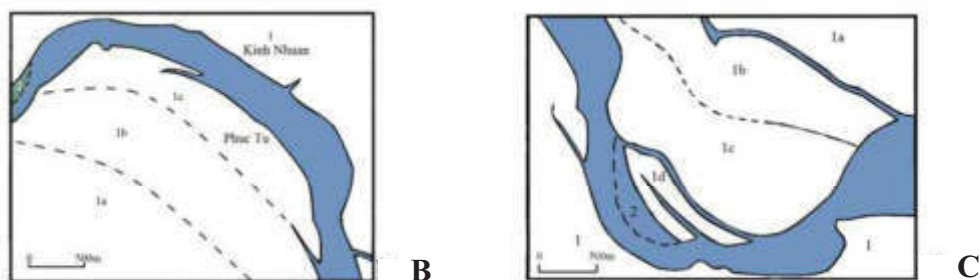
+ Đoạn sông bện (sông rôi, *Braided channel*, hình 1b2): đoạn sông thẳng, nhưng chiều dài không quá lớn so với chiều rộng của sông, độ sâu đáy sông nhỏ và khá ổn định. Đoạn sông này thường là nơi vật liệu bồi tích do sông chuyển tải được trầm tích, lắng đọng tại đây do tương tác

của động lực dòng chảy sông với động lực khác (động lực biển) hoặc do tốc độ dòng chảy sông suy giảm bởi thay đổi hướng chảy hoặc độ dốc đáy sông (độ dốc thủy lực). Do các yếu tố trên, dòng sông tạo nhiều phân nhánh có hướng lệch nhau (phân tách hoặc tái hợp) do sự xuất hiện của các bãi bồi giữa sông. Trong mùa cạn, dòng chính được chia thành nhiều dòng phụ, còn trong mùa mưa lũ, số lượng dòng phụ giảm hoặc không tồn tại do mực nước sông dâng cao. Các bãi bồi giữa sông có xu thế luôn biến động, nhất là về hình thái bờ bãi bồi. Đoạn sông rôi thường có mặt không xa bờ biển và là nơi “tiếp xúc và tương tác” đầu tiên giữa động lực dòng chảy sông và hoạt động thủy triều.

+ Đoạn sông thẳng (*Straight channel*, hình 1b3): đoạn sông dạng kéo dài thẳng (chiều dài gấp nhiều lần chiều rộng), độ sâu đáy thường không có sự ổn định, mà có sự xen kẽ giữa đoạn có độ sâu lớn (*pool*), bờ có thể bị biến động không đáng kể bởi hoạt động bồi tụ và xói lở bờ với mức độ thấp. Động lực chính chi phối phát triển của đoạn sông này là động lực dòng chảy sông. Xu thế tiến hóa của sông thẳng là chuyển dần thành dạng sông uốn khúc, nhưng với thời gian khá dài.

Đối với sông Gianh, đoạn Cổ Càng - Cửa Gianh là đoạn cuối của sông Gianh (nơi sông đổ vào biển), vì vậy, trong đoạn sông này ít nhiều chịu tác động của động lực biển, nhất là tại khu vực cửa sông, hay gọi là đới cửa sông [2]. Do đặc điểm này, việc phân loại đoạn sông ở khu vực cửa cần được xem xét thêm yếu tố động lực biển.

Để thực hiện nghiên cứu trên, tác giả sử dụng hệ phương pháp gồm: khảo sát thực tế (2 tuyến dọc bờ và 7 tuyến ngang sông, bảng 1), phân tích ảnh viễn thám (ảnh landsat chụp tháng 12/2014, phân giải 30m), tài liệu kế thừa (bản đồ địa chất, địa hình) và phân tích - luận giải mối tương quan giữa các đặc điểm của sông với quá trình phát triển có tính phân đoạn của dòng sông. Tài liệu điều tra, khảo sát thực tế là tài liệu của đề tài VAST.05.05/17-18 nêu trên. Nhân dịp này, tác giả chân thành cảm ơn đề tài đã cho phép sử dụng các tài liệu trên.



Hình 2. Sơ đồ thể hiện 2 uốn khúc mạnh thuộc đoạn sông Cỏ Cang - cò Tiên Xuân có vị trí tương ứng với đoạn B (uốn khúc Long Châu) và C (uốn khúc Văn Hóa) trên sơ đồ 1a
 ■ Sông; 1. Bờ sông; 2. Bãi bồi ngằm ven bờ; 1a, 1b, 1c. Hệ thống bãi bồi ven bờ

Bảng 1. Thống kê các tuyến, điểm khảo sát đáy sông Gianh, tháng 4-5/2018 (đề tài VAST.05.05/17-18)

Tuyến 1		QBIII - 4.018/1 (17°758723 N - 106°543321 E)						
Vị trí (so với bờ Nam)	Cách bờ Nam 5m	Cách bờ Nam 8m	Cách bờ Nam 100m	Cách bờ Nam 250m	Cách bờ Nam 280m	Cách bờ Nam 295m	-	Triều lên trung bình
Độ sâu (m)	0,5	6,0	4,0	3,0	2,5	1,8	-	
Tuyến 2		QBIII - 4.018/2 (17°176146 N - 106°319400 E)						
Vị trí (so với bờ Nam)	Cách bờ Nam 150m	Cách bờ Nam 190m	Cách bờ Nam 250m	Cách bờ Nam 270m	Cách bờ Nam 330m	Cách bờ Nam 370m	-	Nt
Độ sâu (m)	1,0	2,0	2,5	2,0	2,0	3,5	-	
Tuyến 3		QBIII - 4.018/3 (17°769440 N - 106°295267 E)						
Vị trí (so với bờ Nam)	Cách bờ Nam 2m	Cách bờ Nam 7m	Cách bờ Nam 27m	Cách bờ Nam 70m	Cách bờ Nam 210m	Cách bờ Nam 270m	-	Nt
Độ sâu (m)	0,5	8,0	4,5	2,0	1,5	1,0	-	
Tuyến 4		QBIII - 4.018/4 (17°787926 N - 106°273532 E)						
Vị trí (so với bờ Nam)	Cách bờ Nam 10m	Cách bờ Nam 20m	Cách bờ Nam 40m	Cách bờ Nam 50m	Cách bờ Nam 57m	Cách bờ Nam 330m	Cách bờ Nam 336m	Nt
Độ sâu (m)	0,8	1,3	3,0	6,5	6,5	4,5	2,8	
Tuyến 5		QBIII - 4.018/5 (17°758772 N - 106°537289 E)						
Vị trí (so với bờ Nam)	Cách bờ Nam 10m	Cách bờ Nam 24m	Cách bờ Nam 134m	Cách bờ Nam 284m	Cách bờ Nam 434m	-	-	Nt
Độ sâu (m)	0,5	1,5	3,5	5,0	5,0	-	-	
Tuyến 6		QBIV - 4.018/1 (17°360373 N - 106°333837 E)						
Vị trí (so với bờ Nam)	Cách bờ Nam 100m	Cách bờ Nam 250m	Cách bờ Nam 400m	Cách bờ Nam 540m	Cách bờ Nam 590m	-	-	Nt
Độ sâu (m)	5,0	7,0	11,5	8,0	5,5	-	-	
Tuyến 7		QBIV - 4.018/2 (17°571282 N - 106°543486 E)						
Vị trí (so với bờ Nam)	Cách bờ Nam 20m	Cách bờ Nam 150m	Cách bờ Nam 320m	Cách bờ Nam 500m	Cách bờ Nam 550m	Cách bờ Nam 680m	Cách bờ Nam 830m	Nt
Độ sâu (m)	1,0	3,0	6,0	10,5	12,0	12,5	2,5	

3. Kết quả phân tích, phân đoạn sông Gianh

3.1. Đặc điểm dòng chảy sông Gianh

Sông Gianh có độ dốc trung bình 19,2%, lượng nước năm 7,95km³ ứng với lưu lượng nước trung bình năm 252m³/s, mô đun dòng

chảy năm 53,8 l/s.km² [4]. Mùa lũ từ tháng 9 đến tháng 11, chiếm khoảng 60-75% lượng dòng chảy hàng năm. Dòng cát bùn khoảng 1,93 x 10⁵ tấn/năm, ứng với độ đục trung bình năm 192g/m³.

Trong mùa mưa mực nước sông thường cao,

nhất là khi có mưa to. Những năm nước sông dâng cao kỷ lục do mưa lớn là các năm 1995, 2007 và 2016.

3.2. Đặc điểm địa mạo - địa chất

Sông Gianh, đoạn từ Cổ Cang đến cửa Gianh phát triển trong thung lũng hẹp và mở rộng về phía hạ lưu (hình 1a) với dài khoảng 60km, chiều rộng 6-18km, độ cao tương đối 0,5- 6m, nghiêng thoải từ Tây sang Đông và được tạo nên bởi các trầm tích Đệ tứ [3]. Chạy dọc rìa Bắc và rìa Nam thung lũng sông là địa hình đồi núi có độ cao dao động 20 - 400m.

Tạo nên địa hình đồi núi dọc rìa Bắc thung lũng sông là các hệ tầng Đồng Trầu (T2a đt) và Đồng Đò (T3n-r đđ) còn rìa thung lũng phía Nam sông là các hệ tầng: Bản Giàng (D2ebg), Mục Bài (D2mb), Đông Thọ (D3frdt), La Khê (C1lk) và Bắc Sơn (C- Pbs) [3]. Trên địa hình đồi núi, độ che phủ thực vật mức độ trung bình.

Tầng mặt đồng bằng thung lũng sông (phát triển trên nền các thành tạo cổ) là các trầm tích Đệ tứ bờ rời (cát, bột, sạn, sét) thuộc các hệ tầng Lệ Ninh (apQ11-2ln), Tú Loan (m,aQ13tl), trầm tích Holocen giữa (amQ22) và trầm tích Holocen muộn (a,mvQ23) [3]. Hệ tầng Lệ Ninh và Tú Loan phân bố với diện nhỏ, hẹp chủ yếu ở rìa thung lũng, trầm tích Holocen giữa chiếm diện tích phần lớn đồng bằng, còn trầm tích Holocen muộn phân bố dọc theo bờ sông hiện tại và tạo dải cồn đụn cát ven biển.

2.3. Đặc điểm sông Gianh từ Cổ Cang đến Cửa Gianh

Theo đặc điểm của sông (nhất là hệ số uốn khúc k), có thể chia sông Gianh từ Cổ Cang đến Cửa Gianh gồm 3 đoạn (từ thượng lưu - xuống hạ lưu): Cổ Cang - cồn Tiên Xuân, cồn Tiên Xuân - Quảng Phú và Quảng Phú - Cửa Gianh.

+ Đoạn sông Cổ Cang - cồn Tiên Xuân có chiều dài 27,7km (tương ứng chiều dài thung lũng là 20,8km), sông có dạng uốn khúc với hệ số uốn khúc khoảng 1,33, chiều rộng sông dao động trong khoảng từ 80m đến 250m. Trong đoạn sông này, động lực dòng chảy sông thống trị, hoạt động bồi tụ phát triển mạnh ở bờ lồi, trong khi xói lở diễn ra mạnh ở bờ lõm đối diện.

Trong đoạn sông này có một số phụ đoạn uốn khúc với mức độ khác nhau: i) Phụ đoạn Cổ Cang - Quảng Tiến dài 17,61km (thung lũng dài 13,15km), mức độ uốn trung bình (hệ số uốn khúc là 1,30); ii) Phụ đoạn Quảng Tiến - cồn Tiên Xuân dài 10,62km (thung lũng dài 7,62km), mức độ uốn cao hơn phụ đoạn trên (hệ số uốn khúc 1,34). Phụ đoạn uốn khúc sông thứ 2 gồm 2 khúc uốn mạnh (hệ số $k > 1,35$ [5]) tạo nên hình chữ S, đó là uốn khúc Long Châu (bờ lồi hướng về phía Bắc, hệ số $k = 1,6$, hình 2B) và uốn khúc Văn Hóa (bờ lồi hướng về phía Nam, hệ số $k = 2,0$, hình 2C).

+ Đoạn sông cồn Tiên Xuân - Quảng Phú dài 17,06km (chiều dài thung lũng khoảng 17km), chiều rộng sông lớn (dao động từ 800m đến 2.200m), độ sâu thay đổi từ 5 đến 11,5m. Trong đoạn sông này, có 6 đảo (bãi bồi giữa sông): Quảng Hải (dài 3,8km, nơi rộng nhất là 800m), Tiên Xuân, Cồn Ngựa, Cồn Quan, Cồn Sẻ và Cồn Kết (hình 1a). Hoạt động xói lở - bồi tụ diễn ra chủ yếu dọc theo bờ các cồn, nơi diễn ra mạnh nhất xói lở bờ là đoạn bờ Bắc của cồn Quảng Hải (chiều dài xói lở khoảng 2km với tốc độ khoảng 15m/năm, kết quả điều tra thực tế năm 2017).

+ Đoạn sông Quảng Phú - Cửa Gianh có dạng thẳng, dài 9,23km, chiều rộng 800-1.000m, độ sâu đáy 8-12,5m. Dọc 2 bờ sông, đôi chỗ xảy ra xói lở - bồi tụ với mức độ nhỏ, trong khi ở phía cửa sông, hoạt động bồi tụ diễn ra mạnh ở bờ Nam, còn xói lở diễn ra mạnh ở cửa phía Bắc.

3.3. Thảo luận

Từ các đặc điểm của các đoạn sông nêu trên, đối sánh với phân loại của [5], có thể xác lập: i) đoạn sông từ Cổ Cang đến cồn Tiên Xuân là đoạn sông đa uốn khúc với mức trung bình, trong đó có 2 khúc uốn đơn với mức cao là uốn khúc Long Châu và uốn khúc Văn Hóa (hình 2); ii) đoạn sông cồn Tiên Xuân - Quảng phú là đoạn sông rôi (sông bện) và iii) đoạn sông Quảng Phú - Cửa Gianh là đoạn sông thẳng.

Về sự phát triển của sông, trên cơ sở đặc điểm, tính phân đoạn, quy luật xu thế phát triển của dòng sông và phân tích - đánh giá hoạt động xói lở-bồi tụ ở sông, có thể đưa ra một số nhận

định về sự phát triển của sông trong thời gian tới như sau.

Đoạn sông uốn khúc Cổ Cang - cồn Tiên Xuân tiếp tục gia tăng độ uốn khúc, nhất là ở phía Nam, nơi có mặt 2 uốn khúc đơn Long Châu và Văn Hóa. Trong tương lai, tại đây có thể xảy ra hiện tượng cướp dòng mà kết quả có thể tạo nên 2 hồ dạng móng ngựa bên bờ Bắc và bờ Nam của sông. Động lực quyết định sự hướng phát triển của đoạn sông uốn khúc này là động lực dòng chảy sông.

Đoạn sông rôi (cồn Tiên Xuân - Quảng Phúc) ít biến động về cả 2 bờ Bắc và Nam sông, chiều độ sâu rộng sông và độ sâu đáy sông khá ổn định. Trong đoạn sông này, yếu tố có thể biến động mạnh và thường xuyên là bờ các bãi bồi giữa sông (5 cồn giữa sông). Động lực chính

quyết định phát triển đoạn sông này là mối tương tác giữa động lực dòng chảy sông và tác động của nước triều dâng. Do mối tương tác động lực này, tại khu vực giữa sông, hoạt động bồi tụ hoặc xói lở diễn ra mạnh bờ bãi bồi giữa sông. Trên thực tế, bờ Bắc bãi bồi Quảng Hải đang bị xói lở rất mạnh (xói lở kéo dài 800m với tốc độ khoảng 16m/năm).

Đoạn sông Quảng Phúc - Cửa Gianh, chiều rộng và độ sâu đáy sông ít biến động, nhưng khu vực cửa sông có thể bị biến động khá mạnh do ảnh hưởng của động lực biển, nhất là hoạt động của sóng biển. Sự biến động này hoàn toàn phù hợp quy luật của tự nhiên. Theo Nichols và Biggs, (1985) [2], khu vực cửa sông được gọi là đới biển - sông, nơi động lực biển ưu thế so với động lực sông.

Tài liệu tham khảo

1. Cao Văn Chí, Trịnh Văn Cương (2003), *Cơ học đất*. Nxb Xây dựng, Hà Nội.
2. Nguyễn Tiến Hải và nkk (1999), *Phát triển tiến hóa cửa Ba Lạt (sông Hồng) trong mối tương tác động lực môi trường và tích tụ trầm tích. Các Công trình nghiên cứu Địa chất và Địa vật lý biển, tập V*, Nxb. KH&KT, Hà Nội, 1999, tr. 212 -225.
3. Trần Tính (chủ biên) và nkk (1996), *Bản đồ Địa chất và khoáng sản, 1/200.000 tờ Mahaxay - Đồng Hới*, Cục Địa chất Việt Nam, Hà Nội.
4. Trần Thanh Toàn (chủ biên) và nkk (1991), *Quảng Bình: Điều kiện tự nhiên, tài nguyên môi trường, kinh tế - xã hội và phát triển*. Ban KH&KT tỉnh Quảng Bình, Đồng Hới.
5. Reineck, H.E., Singh, I.B. (1973), *Depositional Sedimentary Environments*. Springer - Verlag, Berlin Heidelberg New York 1973, p. 439.

SEGMENTATION AND CHARACTERISTICS OF THE DEVELOPMENT OF GIANH RIVER (from Cocang to Cuagianh)

Nguyen Tien Hai¹, Vu Hai Dang¹, Nguyen Ba Thuy²

¹Institute of Marine Geology and Geophysics, VAST

²National Hydrological Forecasting Center

Abstract: *On the basis of morphological characteristics of the river and according to the classification of the river, the paper establish the development of the Gianh River (from Cocang to Cuagianh) which consists of three channels with different characteristics as follows: i) Meandering channel from Cocang to Tienxuan island: the length of the channel is 27.7km and the width of the channel is 0.08-0.25km and the depth of river is unstable (2-5m). The accretion activities develop strongly at the convex side, while erosion occurs strongly in the concave side by the main impact of the river dynamics; ii) Braided channel from Tienxuan island to Quangphu: The channel is straight, the length of the channel is 17.06km and the width of the channel is 0.80-2.2km. Alluvial grounds develop by the influence of river flow and tides; iii) Straight channel (from Quangphu to Cuagianh): The channel is straight, the length of the channel is 27.7km and the width of the channel is large (0.8-1.0km) and the depth of river is 8-12.5m. The erosion and sedimentation activities occur mainly in estuaries by the influence of marine dynamics (waves and tides) and river flow. The general trend of the development of river: i) strong changes in the meandering channel by erosion and accretion of the sediment; ii) Braided channel mainly changes in the bottom by erosion and accretion of the channel bar; iii) In Straight channel (from Quangphu to Cuagianh), the mouth of the river can be moved or narrowed with a small extent.*

Keywords: *Segment, Gianh River, Erosion brank, Meander, Ben River.*

TẠP CHÍ

KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN

Vietnam Journal of Hydro - Meteorology

ISSN 2525 - 2208



TỔNG CỤC KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN
Viet Nam Meteorological and Hydrological Administration

Số 692

08-2018

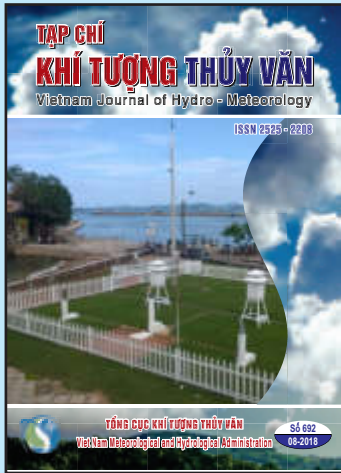
MỤC LỤC

Bài báo khoa học

- 1 Nguyễn Viêt Lành, Nguyễn Thị Thanh Lam: Nghiên cứu mô phỏng và xác định cơ chế gây ra đợt mưa lớn vào đầu tháng 8 năm 2017 tại tỉnh Sơn La
- 10 Đoàn Quang Trí, Nguyễn Bá Thủy, Nguyễn Thị Thủy: Đánh giá ảnh hưởng của biến đổi khí hậu tới xói lở đường bờ biển Nghệ An
- 19 Cán Thu Văn, Nguyễn Thị Tuyết, Nguyễn Vĩnh An, Lê Văn Phùng, Nguyễn Phước Huy, Nguyễn Mạnh Hồng, Nguyễn Quang Ngọc: Đánh giá sự biến đổi dòng chảy mặt tại các điểm đặc trưng trong vùng Đồng Tháp Mười
- 26 Đỗ Thị Thi, Hoàng Đức Cường, Lương Tuấn Minh, Nguyễn Đăng Quang: Nghiên cứu đặc điểm trường nhiệt độ vùng núi Bắc Trung Bộ tại thời điểm trước và sau ngày bắt đầu gió mùa mùa hè
- 34 Bùi Văn Chanh, Võ Anh Kiệt, Đặng Văn Dũng: Nghiên cứu thử nghiệm phương pháp phân tích thứ bậc (AHP) để chi tiết hóa cấp độ rủi ro do bão tỉnh Ninh Thuận
- 41 Lê Đức Cường, Hoàng Thị Thu Hương: Nghiên cứu đánh giá khả năng cảnh báo bão kèm mưa lớn của Ra Đa thời tiết ở khu vực Bắc Trung Bộ
- 49 Nguyễn Thị Hàng, Nguyễn Kỳ Phùng: Nghiên cứu tác động của biến đổi khí hậu đến hạn hán tỉnh Lâm Đồng

Tổng kết tình hình khí tượng thủy văn

- 56 Tóm tắt tình hình khí tượng, khí tượng nông nghiệp và thủy văn tháng 07 năm 2018 - Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn Trung ương và Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu



TỔNG BIÊN TẬP
PGS. TS. Trần Hồng Thái

Thư ký - Biên tập
TS. Đoàn Quang Trí

Trị sự và Phát hành
Đặng Quốc Khánh

- | | |
|------------------------------|-------------------------|
| 1. GS. TS. Phan Văn Tân | 8. TS. Hoàng Đức Cường |
| 2. PGS. TS. Nguyễn Văn Thắng | 9. TS. Đinh Thái Hưng |
| 3. PGS. TS. Dương Hồng Sơn | 10. TS. Dương Văn Khánh |
| 4. PGS. TS. Dương Văn Khảm | 11. TS. Trần Quang Tiến |
| 5. PGS. TS. Nguyễn Thanh Sơn | 12. ThS. Nguyễn Văn Tuệ |
| 6. PGS. TS. Hoàng Minh Tuyền | 13. TS. Võ Văn Hòa |
| 7. TS. Tống Ngọc Thanh | |

Giấy phép xuất bản

Số: 225/GP-BTTTT - Bộ Thông tin Truyền thông cấp ngày 08/6/2015

Tòa soạn

Số 8 Pháo Đài Láng, Đống Đa, Hà Nội
Điện thoại: 04.39364963; Fax: 04.39362711
Email: tapchiktvt@yahoo.com

Chế bản và In tại:

Công ty TNHH Mỹ thuật Thiên Hà
ĐT: 04.3990.3769 - 0912.565.222

Ảnh bìa: Trạm Quan trắc Khí tượng Thủy văn

ĐÁNH GIÁ ẢNH HƯỞNG CỦA BIẾN ĐỔI KHÍ HẬU TỚI XÓI LỞ ĐƯỜNG BỜ BIỂN NGHỆ AN

Đoàn Quang Trí¹, Nguyễn Bá Thủy², Nguyễn Thị Thủy¹

Tóm tắt: Hiện tượng xói lở bờ biển gây nhiều thiệt hại về nhà cửa, công trình và ảnh hưởng đến đời sống của người dân ở khu vực ven biển. Đánh giá ảnh hưởng của xói lở đường bờ do ảnh hưởng của biến đổi khí hậu đối với khu vực đường bờ Nghệ An áp dụng kết hợp mô hình sóng STWAVE và mô hình biến đổi đường bờ GENESIS với các kịch bản biến đổi khí hậu năm 2030, 2050 và 2100. Đường bờ khu vực Nghệ An được phân thành 6 đoạn để áp dụng trong mô hình GENESIS. Kết quả mô phỏng và tính toán cho các kịch bản biến đổi khí hậu đường bờ của 6 khu vực đã chỉ ra rằng tốc độ biến động đường bờ giảm dần theo thời gian, sau năm 2030 có sự biến động rất lớn, sau đó tốc độ giảm dần tới kịch bản 2050 và 2100 năm. Một số nơi xảy ra xói lở mạnh tập trung chủ yếu ở các vùng đất nhô ra biển, các vùng cửa sông điển hình là 2 cửa sông: Cửa Lò và cửa Hội. Một số nơi được bồi, điển hình như khu vực xã Quỳnh Thọ - Sơn Hải, vùng ven bờ xã Quỳnh Hương. Kết quả nghiên cứu đã chỉ ra được xu thế xói lở đường bờ theo quy luật diễn biến tự nhiên, từ đó sẽ vạch ra cảnh báo nguy cơ tai biến xói lở đường bờ cho cư dân và chính quyền địa phương sớm đưa ra biện pháp khắc phục.

Từ khóa: Xói lở đường bờ Nghệ An, STWAVE, GENESIS, Biến đổi khí hậu.

Ban Biên tập nhận bài: 24/5/2018 Ngày phản biện xong: 12/7/2018 Ngày đăng bài: 25/8/2018

1. Đặt vấn đề

Có rất nhiều yếu tố cả về tự nhiên lẫn con người ảnh hưởng đến xói lở đường bờ. Những nhân tố khí hậu tác động đến xói lở đường bờ phải kể đến: nước biển dâng, nước dâng do bão, các đặc trưng cực trị của các yếu tố khí tượng thủy văn, các hiện tượng khí tượng thủy văn nguy hiểm đều có thể gây ảnh hưởng trực tiếp hoặc gián tiếp đến xói lở đường bờ [1]. Địa hình đường bờ ven biển có thể bao gồm các bãi cát, bùn lầy được bảo vệ bởi đá cứng, rừng ngập mặn ven biển đã chỉ ra sự thay đổi khác nhau đối với quá trình xói lở và bồi tụ ven biển [2]. Tuy nhiên, các quá trình động lực học của các hoạt động ven bờ thường rất phức tạp gây ảnh hưởng trực tiếp và gián tiếp đến xói lở bùn cát và bồi tụ ven biển, vùng cửa sông. Bird (2008) [3] đã chỉ ra 21 yếu tố có thể ảnh hưởng đến sự thay đổi đường bờ ven biển, bao gồm ngập lụt, suy giảm nguồn cung cấp phù sa, tăng nguồn năng lượng sóng,

tăng cường độ và tần suất bão và sự suy giảm thủy triều. Trong số đó, quá trình thủy động lực học (sóng, thủy triều và dòng chảy) và khí động học (gió) là nhân tố tác động chính đến sự thay đổi của diễn biến đường bờ [3-5]. Ngoài ra, những thay đổi về sử dụng đất do con người gây ra cũng liên quan đến phát triển đường bờ ven biển và áp lực gia tăng dân số đang làm thay đổi các quá trình địa mạo, địa chất và thúc đẩy những thay đổi diễn biến đường bờ ven biển [6-9]. Xói lở bờ biển là một trong những hiện tượng trực quan và dễ dàng nhận thấy trên dải bờ biển. Hiện tượng xói lở bờ biển gây ra nhiều thiệt hại cho nhà cửa, công trình, đất đai canh tác, ảnh hưởng đến sản xuất nông nghiệp và sinh hoạt của nhân dân vùng ven biển. Mô hình hóa là một công cụ hiệu quả được ứng dụng để mô phỏng và dự tính sự thay đổi diễn biến đường bờ [10-13]. Nghiên cứu áp dụng mô hình STWAVE với đầu vào là trường gió tái phân tích trên khu vực biển

¹Tạp chí Khí tượng Thủy văn, Tổng cục Khí tượng Thủy văn, Hà Nội

²Trung tâm Dự báo Khí tượng Thủy văn quốc gia, Tổng cục Khí tượng Thủy văn, Hà Nội

Email: doanquangtrikttv@gmail.com

Nghệ An. Thực hiện đánh giá xói lở bờ biển do biến đổi khí hậu áp dụng mô hình số trị GENESIS để mô phỏng biến động đường bờ theo một số kịch bản biến đổi khí hậu năm 2030, 2050 và 2100.

2. Phương pháp nghiên cứu và thu thập tài liệu

2.1 Giới thiệu khu vực nghiên cứu

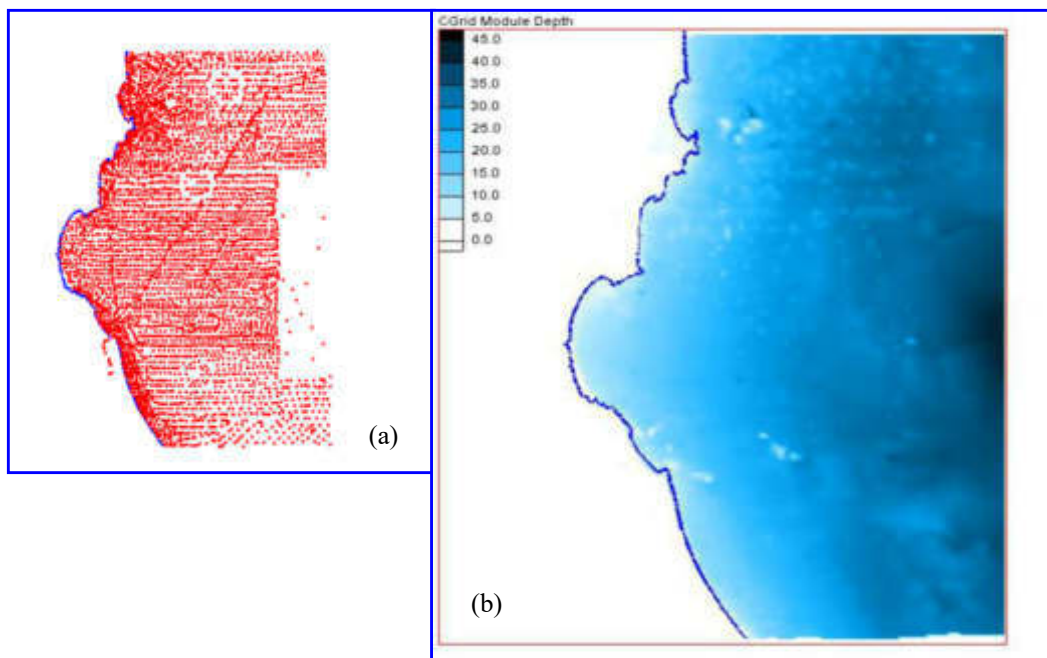
Nghệ An là một tỉnh thuộc vùng Bắc Trung Bộ, tỉnh Nghệ An nằm ở Đông Bắc dãy Trường Sơn, địa hình đa dạng, phức tạp và bị chia cắt bởi các hệ thống đồi núi, sông, suối, hướng nghiêng từ Tây Bắc xuống Đông Nam. Nghệ An có chiều dài bờ biển là 82 km, bắt đầu từ phía Bắc là xóm Đồng Minh xã Quỳnh Lập, huyện Quỳnh Lưu, kéo dài vào đến Cửa sông Cả tại Phường Nghi Hải, thị xã Cửa Lò (Hình 1). Hàng năm khi chưa có các rừng cây, tuyến đê bảo vệ vùng bờ biển Nghệ An bị xói lở bởi sóng biển do bão, thủy triều và nước dâng. Hàng năm trung bình bị xói lở vài mét, có những vùng xói sâu hơn như vùng bờ biển xã Quỳnh Long, Quỳnh Thuận huyện Quỳnh Lưu, hàng năm sóng biển

do bão, nước dâng đã làm khoét sâu vào vùng dân cư, mỗi năm khoảng 3 - 5m, làm cho một số nhà dân phải sơ tán vào trong. Nhân dân phải trồng cây sù vẹt và cây phi lao để ngăn sự xói lở, song xói lở cứ tiếp diễn. Nếu tính trên cả chiều dài vùng bờ biển, thì hàng năm đất bị xói lở khoảng 15 - 20ha đất; làm hàng chục nhà dân hư hỏng, phải di dời đi nơi khác. Đến nay, được sự đầu tư của Nhà nước, vùng ven biển Nghệ An đã được xây dựng nhiều tuyến đê, kè nhằm ngăn chặn sự xói lở của bờ biển. Tuy nhiên, hiện nay còn một số vùng bờ biển vẫn bị xói lở do chưa có công trình như vùng biển xã Quỳnh Lập huyện Quỳnh Lưu, xã Nghi Thiết huyện Nghi Lộc. Mặt khác, thời tiết, khí hậu phức tạp cũng tạo thêm xói lở các vùng bờ biển khác, làm hư hỏng các tuyến đê đã được xây dựng, nâng cấp.

2.2 Thu thập số liệu

a) Số liệu địa hình

Địa hình đáy biển khu vực Nghệ An được lấy từ bản đồ tỷ lệ 1/10.000 do cục xuất bản bản đồ cung cấp (Hình 2).



Hình 1. (a) Phân bố số liệu địa hình đáy biển khu vực Nghệ An; (b) Trường độ địa hình đáy biển khu vực Nghệ An

b) Số liệu đường bờ

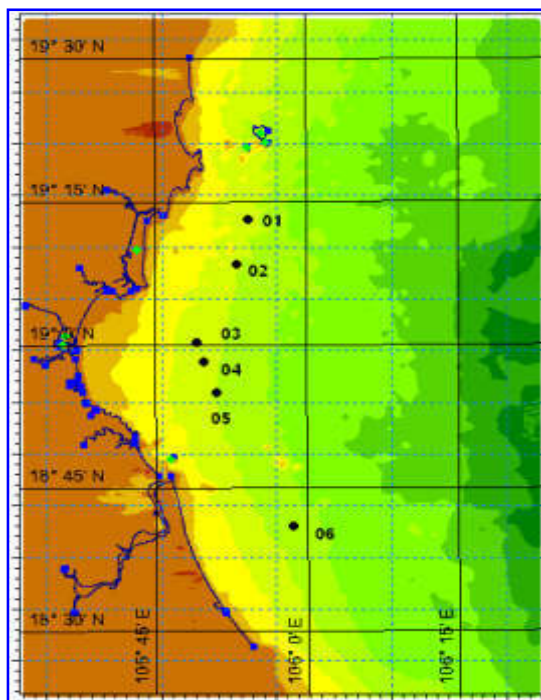
Trên cơ sở bản đồ số khu vực Nghệ An chúng

tôi đã trích xuất đường bờ khu vực Nghệ An phục vụ tính toán, đánh giá biến động đường bờ

bằng mô hình GENESIS (Hình 3).

c) Số liệu sóng

Số liệu sóng được tính toán từ mô hình sóng STWAVE với đầu vào là trường gió tái phân tích trên khu vực biển Nghệ An trong 3 năm, bước thời gian 3 giờ. Kết quả của mô hình STWAVE được trích xuất tại 6 điểm ngoài khơi tương ứng với 6 đoạn bờ đã xác định (Hình 2).



Hình 2. Đường bờ và vị trí các điểm trích xuất giá trị sóng khu vực Nghệ An

2.3 Ứng dụng mô hình tính toán xói lở đường bờ

Thực hiện đánh giá xói lở bờ biển do biến đổi khí hậu bằng áp dụng mô hình số trị GENESIS để mô phỏng biến động đường bờ theo một số kịch bản biến đổi khí hậu năm 2030, 2050 và 2100. Mô hình GENESIS là mô hình một chiều vì vậy việc áp dụng mô hình cho những đoạn bờ phức tạp cần nghiên cứu kỹ lưỡng để phân đoạn đường bờ tính toán cho đạt hiệu quả mô phỏng cao nhất. Đối với đường bờ biển thuộc khu vực tỉnh Nghệ An, đây là đoạn đường bờ phức tạp, có nhiều đoạn uốn khúc. Dựa vào đặc tính của đường bờ vùng biển này chúng tôi đã phân đoạn bờ biển Nghệ An thành 6 đoạn bờ biển để áp dụng trong mô hình GENESIS:

+ Đoạn 1: Đường bờ biển thuộc xã Quỳnh

Lập đến xã Quỳnh Hương;

+ Đoạn 2: Đường bờ biển thuộc xã Quỳnh Hương đến xã Quỳnh Nghĩa;

+ Đoạn 3: Đường bờ biển thuộc xã Quỳnh Nghĩa đến Quỳnh Thọ;

+ Đoạn 4: Đường bờ biển thuộc xã Quỳnh Thọ đến Diễn Trung;

+ Đoạn 5: Đường bờ biển thuộc Diễn Trung đến Cửa Lò;

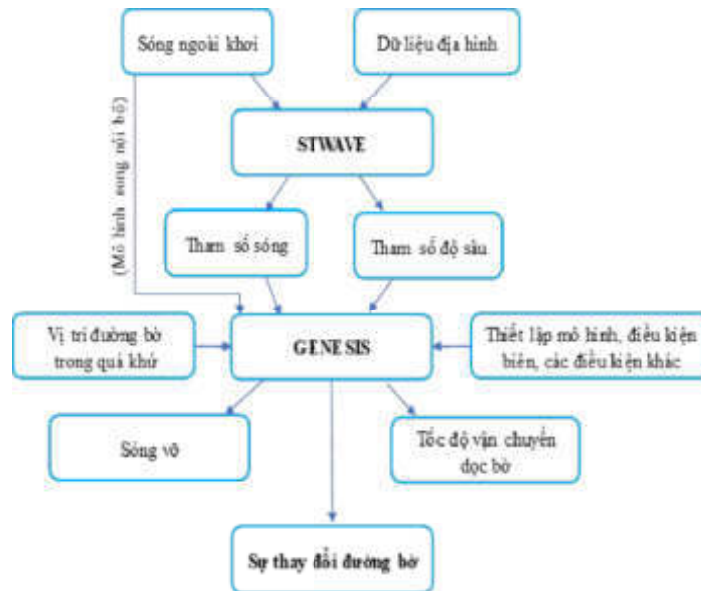
+ Đoạn 6: Đường bờ biển thuộc Cửa Lò đến Cửa Hội.

2.4 Giới thiệu về mô hình STWAVE

Việc áp dụng mô hình STWAVE là để xác định sự thay đổi trong các tham số sóng (chiều cao sóng, chu kỳ, hướng và phổ sóng) giữa vùng ngoài khơi (nơi mà trường sóng tương đối đồng nhất trên quy mô dặm) và vùng ven bờ (khu vực sóng bị ảnh hưởng mạnh mẽ bởi sự thay đổi của địa hình, độ sâu nước, và dòng chảy). Các tham số sóng ở gần bờ thay đổi đáng kể trên quy mô của hàng chục đến hàng trăm mét. Thông tin sóng vùng ven bờ rất cần thiết cho việc thiết kế của hầu hết các dự án kỹ thuật ven biển. Sóng tạo lên vận chuyển bùn cát và dòng chảy ven bờ gây ra sóng leo, kích thích các dao động riêng trong cảng, ảnh hưởng đến luồng lạch và tác động lên hình thái đường bờ. Hình dáng đường bờ và mặt cắt vuông góc với bờ đối với chiều cao và hướng sóng rất quan trọng trong các nghiên cứu về vận chuyển trầm tích và dòng ven bờ. Với công nghệ quan trắc trường hiện tại không thể cung cấp đầy đủ và chi tiết các tham số về trường sóng. STWAVE được xây dựng như là một mô hình ổn định. STWAVE chỉ tính đến khúc xạ nước nông tuyến tính, do đó không đại diện cho trường hợp sóng không đối xứng. Vì vậy làm giảm độ chính xác mô hình (chiều cao sóng thiên thấp) đối với những sóng lớn trong vùng nước nông. Sự tương tác sóng và dòng chảy mô hình dựa trên giả định là không thay đổi theo cột nước. Nếu gradient dòng chảy theo chiều thẳng đứng lớn xảy ra, thì hiệu ứng khúc xạ nước nông không được tính đến trong mô hình. Đối với hầu hết các ứng dụng, trường dòng chảy 3 chiều không được tính đến. STWAVE phiên bản 3.0

là mô hình phổ sóng ổn định. Những ứng dụng của STWAVE là cung cấp một số mô hình truyền sóng và sóng phát triển do gió vùng ven bờ một cách linh hoạt, dễ sử dụng và có tính ứng dụng cao. Phiên bản 3.0 được nâng cấp từ phiên bản 2.0 [14-15]. Hình 3 cho thấy vị trí của

STWAVE kết hợp với GENESIS, trong đó STWAVE cung cấp chiều cao và hướng sóng tại đường tham chiếu gần bờ, từ đó GENESIS sử dụng mô hình nội tại để tính truyền sóng đến đường sóng vỡ.



Hình 3. Biểu đồ kết hợp tính toán của mô hình GENESIS và STWAVE

2.5 Giới thiệu về mô hình GENESIS

Nghiên cứu tính toán và đánh giá xói lở bờ biển khu vực Nghệ An đã áp dụng mô hình số tính toán biến đổi đường bờ do tác động của các điều kiện khí hậu. Mô hình được áp dụng trong nghiên cứu này là mô hình GENESIS được tích hợp trong bộ phần mềm SMS. Từ các kết quả mô phỏng biến đổi đường bờ để đưa ra những đánh giá về xu thế biến động đường bờ trong một số kịch bản biến đổi khí hậu. GENESIS mô phỏng sự biến đổi đường bờ gây ra bởi biến thiên của lượng vận chuyển bùn cát dọc bờ trong không gian và theo thời gian [16-17]. Mô hình cũng tính đến ảnh hưởng của nuôi dưỡng bãi và lượng bùn cát từ trong sông đổ ra. GENESIS không có khả năng mô phỏng vận chuyển bùn cát ngang bờ. Mô hình GENESIS có thể dự đoán vị trí của đường bờ biến đổi trong khoảng thời gian từ vài tháng đến vài năm; thích hợp nhất đối với những trường hợp có một xu hướng biến đổi đường bờ dài hạn và có quy luật, chẳng hạn sự thoái lui đường bờ phía khuất của một đập mở hàn hoặc

sự phát triển của đường bờ phía sau một đập phá sóng. Mô hình không thể mô phỏng được các biến động ngẫu nhiên của đường bờ mà không có xu thế rõ rệt, chẳng hạn biến đổi của dòng ven bờ do điều kiện sóng khác nhau, hoặc biến đổi của bờ biển tại lạch triều, biến đổi dòng chảy gây ra do gió, hoặc vận chuyển bùn cát ngang bờ trong các trận bão. Mô hình biến đổi đường bờ GENESIS, tổng quát hoá từ mô hình giải tích, nhưng xét tới nhiều yếu tố phức tạp hơn như công trình, sóng, các điều kiện biên điều kiện ban đầu... Ngoài ra, các nguồn bổ sung bùn cát như nuôi bãi, bổ sung bùn cát từ cửa sông, hoặc các hoạt động khai thác cát đều được xét đến.

Phương trình cơ bản của biến đổi đường bờ: Chọn hệ toạ độ Đề-các với trục x hướng song song với đường bờ và trục y hướng vuông góc với bờ ra ngoài khơi. Xét đoạn đường gần bờ Δx , trong khoảng thời gian Δt dịch chuyển một đoạn Δy . Nếu phạm vi thay đổi từ mặt cắt là từ thềm bãi (cao độ D_b) xuống tới độ sâu giới hạn vận chuyển bùn cát (D_c) thì thay đổi thể tích bùn cát

trong thời gian Δt là:

$$\Delta V = \Delta x \Delta y (D_b + D_c) \quad (1)$$

Trong đó chênh lệch vận chuyển bùn cát (Q) theo hướng dọc bờ (x), đã dẫn đến sự thay đổi thể tích bùn cát là:

$$\Delta Q \Delta t = \left(\frac{\partial Q}{\partial x} \right) \Delta x \Delta t \quad (2)$$

Từ cân bằng vận chuyển bùn cát có xét thêm lượng bổ sung bùn cát theo phương ngang bờ và chuyển ta được phương trình vi phân:

$$\frac{\Delta y}{\Delta t} + \frac{1}{D_b + D_c} \left(\frac{\partial Q}{\partial x} - q \right) = 0 \quad (3)$$

Để giải phương trình (3) cần có vị trí đường bờ ban đầu, hai điều kiện biên cho hai đầu đường bờ, cũng như các giá trị Q , q , D_b và D_c .

Công thức tính lưu lượng vận chuyển cát dọc bờ là:

$$Q = (H^2 C_g)_b \left(a_1 \sin 2\theta_{bs} - a_2 \cos \theta_{bs} \frac{\partial H}{\partial x} \right)_b \quad (4)$$

Trong đó H là chiều cao sóng; C_g là vận tốc nhóm sóng trong lý thuyết sóng tuyến tính; b là chỉ số biểu thị điều kiện tính ở đường sóng vỡ; là góc sóng vỡ tạo với đường bờ.

Các hệ số không thứ nguyên a_1 và a_2 được cho bởi công thức:

$$a_2 = \frac{K_2}{16 \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) (1-n) \tan \beta (1,416)^{7/2}} \quad (5)$$

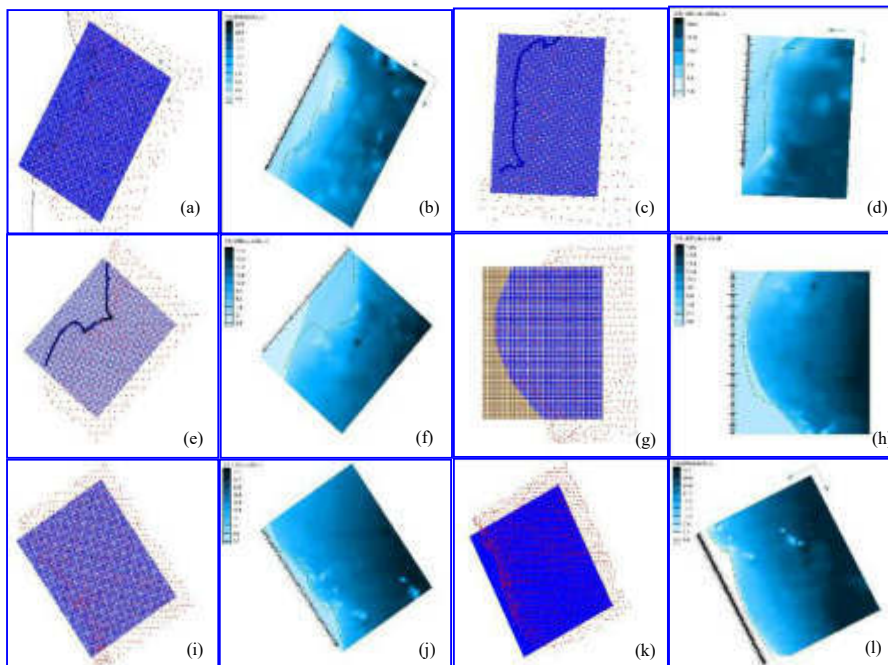
$$a_1 = \frac{K_2}{16 \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) (1-n) \tan \beta (1,416)^{7/2}}$$

Trong đó K_1 , K_2 là các hệ số kinh nghiệm đóng vai trò thông số của mô hình; là khối lượng riêng của cát (2650 kg/m^3 đối với cát quartz); là khối lượng riêng của nước (1030 kg/m^3 đối với nước biển); n là độ rỗng của lớp cát đáy ($lấy = 0,4$); là độ dốc trung bình của đáy biển lấy phạm vi từ đường bờ xuống đến độ sâu giới hạn vận chuyển bùn cát; hệ số 1,416 là để quy đổi chiều cao sóng ý nghĩa được nhập vào GENESIS, sang chiều cao sóng căn quân phương.

3. Kết quả và thảo luận

3.1 Xây dựng lưới tính

Trường sóng được mô phỏng bằng mô hình STWAVE, GENESIS được tính toán trên lưới phân tử hữu hạn. Lưới tính với độ phân giải cao nhất khu vực ven bờ biển Nghệ An với khoảng cách nút lưới khoảng 50 m và thưa dần khi ra ngoài khơi (Hình 4).



Hình 4. Lưới tính và trường độ sâu khu vực Nghệ An áp dụng trong mô hình STWAVE, GENESIS: (a, b) khu vực biển xã Quỳnh Lập đến xã Quỳnh Hương; (c, d) khu vực biển xã Quỳnh Hương đến xã Quỳnh Nghĩa; (e, f) khu vực biển Quỳnh Nghĩa đến Quỳnh Thọ; (g, h) khu vực biển Quỳnh Thọ đến Diễn Trung; (i, j) khu vực biển Diễn Trung đến Cửa Lò; (k, l) khu vực biển Cửa Lò đến Cửa Hội

3.2 Kịch bản biến đổi khí hậu được mô phỏng trong mô hình sóng STWAVE

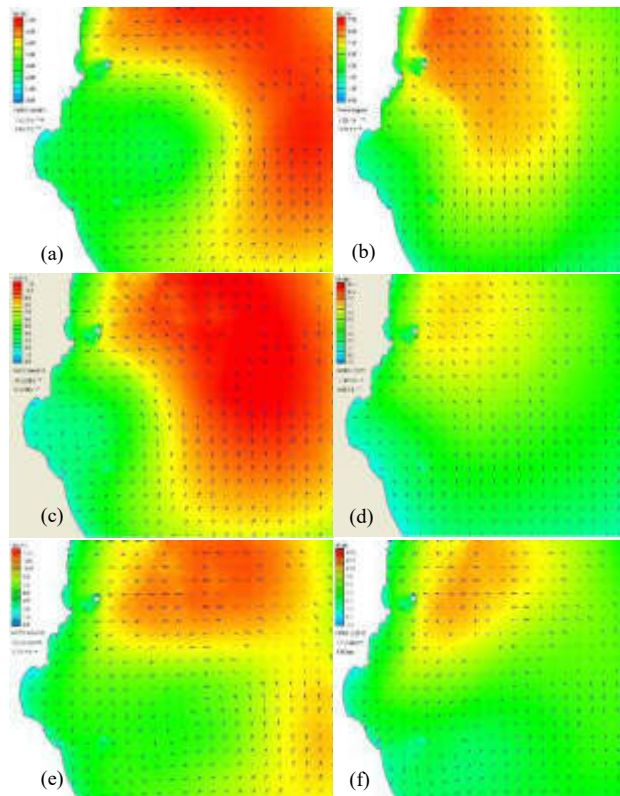
- Trường sóng theo kịch bản biến đổi khí hậu năm 2030, 2050 và 2100

Điều kiện biên bề mặt là trường gió được mô phỏng theo kịch bản biến đổi khí hậu năm 2030. Điều kiện mực nước được lấy từ mực nước dâng do biến đổi khí hậu năm 2030 trong kịch bản RCP8.5 khoảng 13 cm [18] (Hình 5a-5b).

Điều kiện biên bề mặt là trường gió được mô phỏng theo kịch bản biến đổi khí hậu năm 2050.

Điều kiện mực nước được lấy từ mực nước dâng do biến đổi khí hậu năm 2050 trong kịch bản RCP8.5, mực nước biển dâng khoảng 26 cm [18] (Hình 5c-5d).

Điều kiện biên bề mặt là trường gió được mô phỏng theo kịch bản biến đổi khí hậu năm 2100. Điều kiện mực nước được lấy từ mực nước dâng do biến đổi khí hậu năm 2100 trong kịch bản RCP8.5, mực nước biển dâng khoảng 77 cm [18] (Hình 5e-5f).



Hình 5. Trường sóng trong kịch bản biến đổi khí hậu thời điểm trước khi bão đổ bộ vào Nghệ An; Trường sóng trong kịch bản biến đổi khí hậu thời điểm khi bão đổ bộ vào Nghệ An: (a, b) 2030; (c, d) 2050; (e, f) 2100.

3.3 Kết quả tính toán, đánh giá xói lở bờ biển khu vực biển Nghệ An

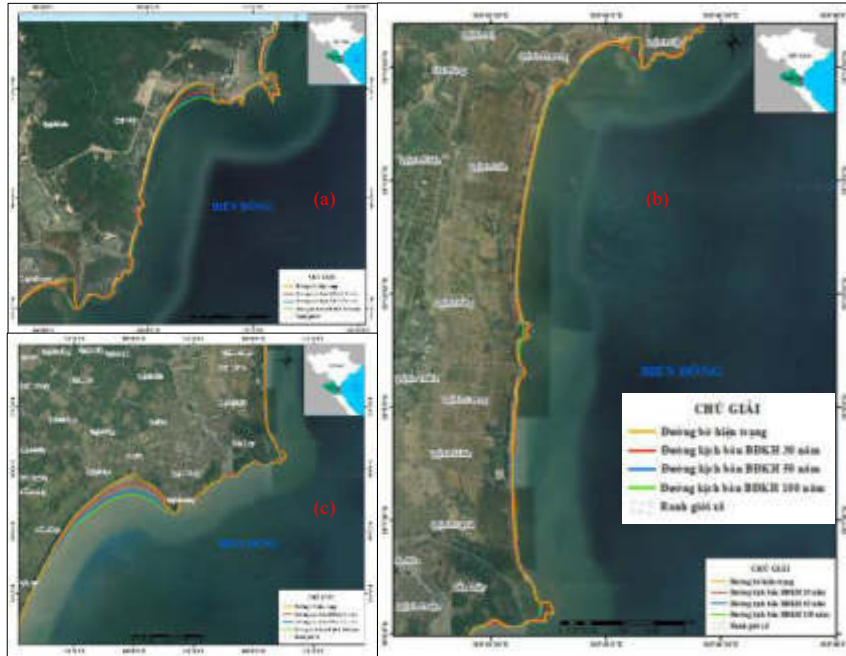
Kết quả tính toán, đánh giá xói lở bờ biển khu vực Nghệ An đoạn bờ biển 01 đến 06 (thuộc xã Quỳnh Lập đến Cửa Hội) được thiết lập như sau:

- Số liệu sóng đầu vào cho mô hình SWTAVE là số liệu sóng được trích xuất từ điểm 01 đến điểm 06 (ngoài khơi khu vực bờ biển xã Quỳnh Lập đến Cửa Hội) được mô

phỏng theo kịch bản biến đổi khí hậu sau năm 2030, 2050 và 2100.

- Điều kiện mực nước được lấy từ mực nước dâng do biến đổi khí hậu năm 2030, 2050 và 2100 trong kịch bản RCP8.5.

- Kết quả tính toán biến động đường bờ theo kịch bản biến đổi khí hậu bờ biển xã Quỳnh Lập đến Cửa Hội được thể hiện trên hình 6a đến hình 6f.



Hình 6. Kết quả mô phỏng biến động đường bờ hiện trạng và các kịch bản biến đổi khí hậu bờ biển xã: (a) Quỳnh Lập đến Xã Quỳnh Hương; (b) Quỳnh Hương đến xã Quỳnh Nghĩa; (c) Quỳnh Nghĩa đến Quỳnh Thọ.



Hình 6. Kết quả mô phỏng biến động đường bờ hiện trạng và các kịch bản biến đổi khí hậu bờ biển xã: (d) Quỳnh Thọ đến Diễn Trung; (e) Diễn Trung đến Cửa Lò; (f) Cửa Lò đến Cửa Hội.

Kết quả mô phỏng và tính toán cho các kịch bản biến đổi khí hậu biến động đường bờ của 6 khu vực chỉ ra rằng đường bờ khu vực Nghệ An bị biến đổi mạnh với điều kiện tự nhiên theo các kịch bản biến đổi khí hậu sau 2030, 2050 và 2100 năm. Tốc độ biến động đường bờ giảm dần theo thời gian, với thời gian sau 2030 sự biến động rất lớn, sau đó tốc độ giảm dần tới kịch bản

2050 và 2100 năm. Một số nơi xảy ra xói lở mạnh tập trung chủ yếu ở các vùng đất nhô ra biển, các vùng cửa sông điển hình là 2 cửa sông: Cửa Lò và cửa Hội. Bên cạnh đó một số nơi được bồi tụ hình thành bãi ven biển điển hình như khu vực: xã Quỳnh Thọ - Sơn Hải, vùng ven bờ xã Quỳnh Hương.

4. Kết luận

Trong nghiên cứu này, biến động đường bờ do biến đổi khí hậu tại ven biển Nghệ An trong các giai đoạn 2030, 2050 và 2100 được mô phỏng bằng mô hình số trị 1 chiều GENESIS. Mô hình STWAVE với độ phân giải gần bờ 50m được áp dụng để tính các tham số sóng đầu vào cho mô hình GENESIS như độ cao, chu kỳ, hướng và phổ sóng. Trong đó, trường sóng được mô phỏng theo trường gió bề mặt ứng với kịch bản biến đổi khí hậu phát thải cao. Điều kiện mực nước biển dâng lấy theo kịch bản phát thải cao từ “Kịch bản về biến đổi khí hậu và nước biển dâng” đã được Bộ Tài nguyên và Môi

trường công bố năm 2016. Biến động đường bờ được phân tách theo 6 đoạn đường bờ. Kết quả cho thấy đường bờ khu vực biển Nghệ An bị biến đổi mạnh do tác động của biến đổi khí hậu. Khoảng thời gian sau năm 2030 sự biến động rất lớn, sau đó tốc độ giảm dần tới năm 2050 và 2100 năm. Các khu vực xói lở mạnh tập trung chủ yếu ở các vùng đất nhô ra biển, các vùng cửa sông như Cửa Lò và Cửa Hội. Bên cạnh đó, cũng có một số đoạn bờ có xu thế bồi như xã Quỳnh Thọ - Sơn Hải, vùng ven bờ xã Quỳnh Hương. Kết quả nghiên cứu là cơ sở để quy hoạch và xây dựng phương án ứng phó trong bối cảnh biến đổi khí hậu.

Lời cảm ơn: Nghiên cứu này được tài trợ bởi Quỹ phát triển khoa học và công nghệ quốc gia (NAFOSTED) trong đề tài mã số 105.06-2017.07. Tập thể tác giả xin chân thành cảm ơn.

Tài liệu tham khảo

1. West Africa Coastal Areas (WACA) (2016), *The effects of climate change on coastal erosion in West Africa*. World Bank Group, Knowledge sheet 6. www.worldbank.org/waca
2. Yin, J., Yin, Z., Wang, J., Xu, S. (2012), *National assessment of coastal vulnerability to sea-level rise for the Chinese coast*. J. Coast. Conserv. 16, 123-133.
3. Bird, E. (2008). *Coastal geomorphology: an introduction*. Wiley, New York.
4. Masselink G, Hughes MG (2003), *Introduction to coastal processes and geomorphology*. Oxford University Press, Oxford.
5. Doan, Q.T., Chen, Y.C., and Mishra, P.K. (2015). *Numerical Simulation of Typhoon Waves Propagation: Case Study of Tat Estuary, Vietnam*. *International Journal of Earth Sciences and Engineering*, 08 (01), 164-171.
6. Thampanya, U., Vermaat, J., Sinsakul, S., Panapitukkul, P. (2006). *Coastal erosion and mangrove propagation of Southern Thailand*. *Estuar Coast Shelf Sci* 68, 75-85.
7. Olaniyi, A.O, Abdullah, A.M, Ramli, M.F., Alias, M.S. (2012). *Assessment of drivers of coastal land-use change in Malaysia*. *Ocean Coast. Manag.* 67, 113-123.
8. Valiela, I., Bowen, J.L., York, J.K. (2001). *Mangrove forests: one of the world's threatened major tropical environments*. *Bioscience* 51, 807-815.
9. Giri, C., Zhu, Z., Tieszen, L.L., Singh, A., Gillette, S., Kelmelis, J.A. (2008). *Mangrove forest distributions and dynamics (1975-2005) of the tsunami-affected region of Asia*. *J Biogeogr* 35, 519-528.
10. Delft (1993). *UNIBEST user's manual. Version 4.0*. Delft Hydraulics Laboratory, The Netherlands.
11. Vriend, H.J. (1987). *2DH mathematical modelling of morphological evolutions in shallow water*. *Coast. Eng.* 11, 1-27.
12. Doan, Q.T., Chen, Y.C., Quach, T.T.T., Mishra, P.K. (2013). *Numerical modeling in shore line evolution prediction: Case study of Tat dike, Vietnam*. *International of Earth Sciences and Engineering*, 06, 05(01), 1251-1259.

13. Tran H.T., Doan Q.T. (2019), *Application of Numerical Modeling for the Dyke Erosion in Trieu Do Commune on Thach Han River Basin in Vietnam*. In: Randolph M., Doan D., Tang A., Bui M., Dinh V. (Eds) Proceedings of the 1st Vietnam Symposium on Advances in Offshore Engineering. VSOE 2018. Lecture Notes in Civil Engineering, 18. Springer, Singapore.
14. Smith, J.K., Resio, D.T., Zundel, W.A.K. (1999). *STWAVE: Steady-state spectral wave model. Report 1 User's manual for STWAVE version 2.0*.
15. Smith, J.M., Sherlock, A.R., and Resio, D.T. (2001), *STWAVE: Steady-State Spectral Wave Model, user's guide for STWAVE Version 3.0, ERDC/CHL SR-01-01*, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS.
<http://chl.wes.army.mil/research/wave/wavesprg/numeric/wtransformation/download/erdc-chl-sr-01-11.pdf>.
16. Hanson, H. (1987), *GENESIS-A Generalized Shoreline Change Numerical Model for Engineering Use. PhD Thesis, Dept. of Water Resources Engineering, University of Lund, Sweden*.
17. Hanson, H. (1989). Genesis: A generalized shoreline change numerical model. *Journal of Coastal Research*, 5 (01), 1-27.
18. *Kịch bản biến đổi khí hậu và nước biển dâng năm 2016* (2016). Bộ Tài nguyên và Môi trường.

ASSESSING CLIMATE CHANGE IMPACTS ON COASTAL EROSION IN THE COASTAL AREAS OF NGHE AN PROVINCE

Doan Quang Tri¹, Nguyen Ba Thuy², Nguyen Thi Thuy¹

¹Viet Nam Journal of Hydro-meteorology, Viet Nam Meteorological and Hydrological Administration, Ha Noi, Viet Nam

²National Center for Hydro-meteorological Forecasting, Viet Nam Meteorological and Hydrological Administration, Ha Noi, Viet Nam

Abstract: Coastal erosion causes a great deal of damage to houses, structures and affects the lives of people living in coastal areas. The impact of coastal erosion in the context of climate change in the coastal area of Nghe An Province was assessed by using the combination of STWAVE and GEESIS models with five climate change scenarios in 2030, 2050 and 2100. The coastline of Nghe An was divided into six sections by implementing the GENESIS model. The simulation and calculation results for six sections corresponding to climate change scenarios have shown that the variability in the rate of coastal change decreased over time. There is likely to have a considerable change after 2030, followed by gradually decrease in 2050 and 2100 respectively. Some sections mainly affected by coastal erosion were close to the sea, especially in Cua Lo and Hoi estuaries. However, several sections were built up, such as Quynh Tho - Son Hai Commune, the coastal area of Quynh Huong Commune. The results showed the trend of coastal erosion in accordance with the natural law so as to outline the risk of coastal erosion for residents and local authorities to put forward mitigation measures.

Keywords: Coastal erosion, Nghe An province, STWAVE, GENESIS, climate change.

CỘNG HÒA XÃ HỘI CHỦ NGHĨA VIỆT NAM
Độc lập – Tự do – Hạnh phúc



GIẤY XÁC NHẬN LÀ TÁC GIẢ CHÍNH CỦA BÀI BÁO KHOA HỌC

Tạp chí: Khi tượng thủy văn

Tên bài báo: Dự báo nước dâng bão trên vịnh Bắc Bộ theo kịch bản dựng sẵn (2018). Tạp chí Khi tượng Thủy văn, số 689, trang 52-57.

Tác giả: Nguyễn Mạnh Dũng, Nguyễn Bá Thủy.

Chúng tôi công nhận TS. Nguyễn Bá Thủy là người đóng góp chính trong các nội dung của bài báo này và xác nhận TS. Nguyễn Bá Thủy là tác giả chính của bài báo.

Họ và tên tác giả	Chữ ký	Ngày/tháng/năm
ThS. Nguyễn Mạnh Dũng		26/6/2019
TS. Nguyễn Bá Thủy		28/6/2019

TẠP CHÍ

KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN

Vietnam Journal of Hydro - Meteorology

ISSN 2525 - 2008



TỔNG CỤC KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN
Viet Nam Meteorological and Hydrological Administration

Số 689

05-2018



TỔNG BIÊN TẬP

PGS. TS. Trần Hồng Thái

Thư kí - Biên tập

TS. Đoàn Quang Trí

Trị sự và phát hành

Đặng Quốc Khánh

- | | |
|------------------------------|-------------------------|
| 1. GS. TS. Phan Văn Tân | 8. TS. Hoàng Đức Cường |
| 2. PGS. TS. Nguyễn Văn Thắng | 9. TS. Đinh Thái Hưng |
| 3. PGS. TS. Dương Hồng Sơn | 10. TS. Dương Văn Khánh |
| 4. PGS. TS. Dương Văn Khảm | 11. TS. Trần Quang Tiến |
| 5. PGS. TS. Nguyễn Thanh Sơn | 12. ThS. Nguyễn Văn Tuệ |
| 6. PGS. TS. Hoàng Minh Tuyền | 13. TS. Võ Văn Hòa |
| 7. TS. Tống Ngọc Thanh | |

Giấy phép xuất bản

Số: 166/GP-BTTTT - Bộ Thông tin Truyền thông cấp ngày 17/4/2018

Tòa soạn

Số 8 Pháo Đài Láng, Đống Đa, Hà Nội
Điện thoại: 04.39364963; Fax: 04.39362711
Email: tapchikttv@yahoo.com

Chế bản và In tại:

Công ty TNHH Mỹ thuật Thiên Hà
ĐT: 04.3990.3769 - 0912.565.222

Ảnh bìa: Trạm quan trắc Khí tượng Thủy văn

TẠP CHÍ KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN

SỐ 689 - 05/2018

MỤC LỤC

Bài báo khoa học

- Lê Thị Thu Hằng, Phan Văn Tân, Bùi Thị Tuyết:** Tác động của bụi đến nhiệt độ trên khu vực Việt Nam và lân cận
 - Lê Xuân Đức, Nguyễn Đăng Mậu:** Nghiên cứu đánh giá đặc điểm khí hậu khu vực Đông Bắc Bộ thời kỳ 1970 - 2017
 - Trần Tuyết Mai, Okke Batelaan, Margaret Shanafield:** Dự báo dòng chảy cho lưu vực thiếu số liệu: Một nghiên cứu so sánh lưu vực sông La Vĩ, Bình Định, Việt Nam
 - Hoàng Thị Mai, Trịnh Thùy Nguyên, Nguyễn Anh Tuấn:** Dự tính khí hậu năm tỉnh duyên hải Bắc Bộ - Ứng dụng thông tin khí hậu đối với sản xuất nông nghiệp giai đoạn 2010 - 2040
 - Hoàng Thị Thu Hương:** Sử dụng sản phẩm ra đa thời tiết JMA - 272 cảnh báo các hiện tượng thời tiết nguy hiểm
 - Nguyễn Mạnh Dũng, Nguyễn Bá Thủy:** Dự báo nước dâng bão trên vịnh Bắc Bộ theo kịch bản dựng sẵn
 - Phạm Thị Trà My:** Xu thế biến đổi nhiệt độ và lượng mưa ở Nghệ An giai đoạn 1962 - 2017
- ### Tổng kết tình hình khí tượng thủy văn
- Tóm tắt tình hình khí tượng nông nghiệp và thủy văn tháng 4 năm 2018 - **Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn quốc gia và Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu**

Table of content

- 1** **Le Thi Thu Hang¹, Phan Van Tan², Bui Thi Tuyet¹** (2018), *Impacts Of Dust On Temperature In Vietnam And Its Vicinity*, Vietnam Journal of Hydro - Meteorology, Volume 689, 1 - 10.
- 11** **Le Xuan Duc¹, Nguyen Dang Mau²** (2018), *A Study On The Climate Assessment During 1970-2017 For Northeast Region*, Vietnam Journal of Hydro - Meteorology, Volume 689, 11 - 20.
- 21** **Tran Tuyet Mai** (2018), *Runoff prediction in ungauged basins: a comparative Study the la vi river, binh dinh province, VietNam*, Vietnam Journal of Hydro - Meteorology, Volume 689, 21 - 28
- 29** **Hoang Thi Mai, Trinh Thuy Nguyen, Nguyen Anh Tuan** (2018), *Climate projection for five coastal provinces of the Northeast Vietnam An application of climate information for agricultural production period 2010-2040*, Vietnam Journal of Hydro - Meteorology, Volume 689, 29 - 39.
- 40** **Hoang Thi Thu Huong** (2018), *The Application Of Jma-272 Radar For Extreme Weather Forecast*, Vietnam Journal of Hydro - Meteorology, Volume 689, 40 - 51.
- 52** **Nguyen Manh Dung, Nguyen Ba Thuy** (2018), *Maximum Storm Surge Forecast In Ton-Kin Gulf By Pre-Built Scenarios*, Vietnam Journal of Hydro - Meteorology, Volume 689, 52-57.
- 58** **Pham Thi Tra My** (2018), *Rends Of Changing Temperature And The Amount Of Raildall In Nghe An From 1962 - 2017*, Vietnam Journal of Hydro - Meteorology, Volume 689, 58-64.
- 65** Summary of the Meteorological, Agro-Meteorological, Hydrological Conditions in April 2018 - **National Center of Hydro - Meteorological Forecasting and Institute of Meteorology, Hydrology and Climate Change**

DỰ BÁO NƯỚC DÂNG BÃO TRÊN VỊNH BẮC BỘ THEO KỊCH BẢN DỰNG SẴN

Nguyễn Mạnh Dũng¹, Nguyễn Bá Thủy¹

Tóm tắt: Nước dâng bão là một hệ quả của bão, chúng đặc biệt nguy hiểm khi kết hợp với triều cường và sóng lớn, gây ngập lụt, xói lở, vỡ đê, và nhiều hệ quả khác. Việc dự báo nước dâng được làm khá tốt tại Trung tâm Dự báo KTTV quốc gia, tuy nhiên còn phụ thuộc vào thời gian chạy mô hình và tham số bão. Báo cáo này giới thiệu phương pháp dự báo nước dâng bão dựa trên các kịch bản dựng sẵn cho khu vực vịnh Bắc Bộ vì đây là khu vực có nguy cơ nước dâng bão cao nhất trên các vùng biển của Việt Nam. Tác giả đã tính 72 kịch bản cho 9 tỉnh ven biển vịnh Bắc Bộ. Các kết quả chỉ ra với bão nhỏ cấp 7, 8, và 9, hoàn toàn có thể sử dụng phương pháp này vào dự báo nghiệp vụ. Ngoài ra, tác giả nhấn mạnh huyện Diên Châu tỉnh Nghệ An là khu vực có nước dâng bão lớn nhất trên khu vực vịnh Bắc Bộ, cũng như cả nước.

Từ khóa: nước dâng bão.

1. Giới thiệu

Nước dâng bão là một trong những điều kiện thời tiết nguy hiểm mà hệ quả của nó là ngập lụt ven bờ, xói lở và xâm nhập mặn (Cường et al. 2018). Nước dâng bão thường đi sau bão khoảng vài giờ, và kéo dài khoảng vài tiếng đến nửa ngày sau đó (Thủy, 2016). Nước dâng bão kết hợp với triều cường và sóng lớn làm tăng mức độ nguy hiểm của bão như làm vỡ đê, ngập lụt, làm hỏng mùa màng, sạt lở khu dân cư (Thuy et al. 2016). Ví dụ năm 2017, cơn bão số 10 đổ bộ vào khu vực Hà Tĩnh - Quảng Bình gây nước dâng lớn kết hợp với triều cường, và sóng lớn làm vỡ đê, gây ngập lụt lên tận Hải Phòng, sóng lớn 4 - 5 m trên vùng bờ Nam Định (Vietnamnet 2017).

Việc dự báo nước dâng được làm khá tốt tại Trung tâm Dự báo Khí tượng Thủy

văn (KTTV) Quốc Gia. Tuy nhiên, việc dự báo đôi khi bị động do phụ thuộc vào thời gian chạy mô hình khá lâu (3 - 12 tiếng) và các tham số bão thay đổi thường xuyên. Để khắc phục các nhược điểm trên, tác giả tạo ra các kịch bản giả định, để khi cáo bão, dự báo viên và lãnh đạo có thể tham khảo, thay vì việc phải phụ thuộc vào mô hình.

Bài báo này giới thiệu phương pháp dự báo nước dâng bão dựa trên các kịch bản dựng sẵn cho khu vực vịnh Bắc Bộ, vì đây là khu vực có tần suất bão xuất hiện cao và có độ lớn nước dâng bão cao.

2. Phương pháp nghiên cứu

2.1. Khu vực nghiên cứu

Dựa theo đặc điểm địa hình và đặc điểm nước dâng bão có thể chia ven biển của Việt Nam thành ba vùng lớn như sau (Hình 1). Vùng 1 là Bắc Bộ và Bắc Trung Bộ, vùng 2 là Trung và Nam Trung Bộ, và

¹ Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn quốc gia

vùng 3 là Nam Bộ. Có một vài đặc điểm của vùng 1: nước nông, độ dốc thoải nên nước dâng bão cao; ngoài ra, vùng 1 cũng có nhiều bão hơn hai vùng còn lại. Các đặc điểm của vùng 2: nước sâu, độ dốc cao, số lượng bão ở mức trung bình số với vùng 1

và vùng 2, nên nước dâng trên vùng biển này thấp nhất trong ba vùng. Cuối cùng là vùng 3: cũng giống như vùng 1, đáy biển nông và độ sâu thoải nên nước dâng cao, nhưng tần suất xuất hiện của bão thấp.



Hình 1. Nguy cơ nước dâng bão

Do hạn chế về năng lực của máy tính và thời gian, tác giả chọn ra khu vực vịnh Bắc Bộ làm khu vực nghiên cứu. Có hai nguyên nhân tác giả chọn vịnh Bắc Bộ làm khu vực nghiên cứu. Đầu tiên, như đã nói ở trên, là do vịnh Bắc Bộ có nước dâng do bão cao do đáy biển nông, độ dốc thoải (Hình 1). Nguyên nhân thứ hai là do tần suất bão xuất hiện giảm dần từ Bắc vào Nam. Cụ thể là vịnh Bắc Bộ có nhiều bão nhất, miền Trung có ít bão hơn, và cuối cùng là Nam Bộ có rất ít bão xuất hiện. Bên cạnh đó, trong báo cáo “Kịch bản biến đổi khí hậu và nước biển dâng cho Việt Nam” của Bộ Tài nguyên và Môi trường trang 73 năm 2016 cũng chỉ ra Vịnh Bắc Bộ có nước dâng lớn nhất, độ cao đã đạt được là 4.4 m, trong tương lai có thể lên đến 5 m (Bộ Tài nguyên và Môi trường 2016).

2.2. Phương pháp nghiên cứu

Tác giả đã sử dụng mô hình Suwat cho việc tính toán nước dâng bão. Trước khi đưa mô hình SUWAT vào ứng dụng, việc kiểm định mô hình là yếu tố thiết yếu. Trong báo cáo này, việc tính toán nước dâng bão theo các kịch bản bão đổ bộ vào tất cả các tỉnh ven biển trên vịnh Bắc Bộ từ cấp 7 đến cấp 14. Trong mỗi kịch bản tác giả trích ra dữ liệu nước dâng bão cực đại. Do khả năng bão đổ bộ vào các tỉnh là khác nhau do độ dài bờ biển khác nhau, một hệ số được đưa vào sử dụng. Sau đó các giá trị cực đại cho mỗi kịch bản này được nhân với hệ số tương ứng rồi đưa vào phân tích. Trong báo cáo này, một vài giả định cho bão được đưa ra. Bão được giả định đi từ Đông sang Tây, tương ứng đi từ ngoài khơi vào bờ. Trong suốt quá trình di chuyển, các tham số bão không thay đổi. Cường độ bão được xác định dựa trên chênh lệch áp suất tại tâm bão và áp suất nền.

Mô hình SUWAT đã được tiến sỹ Nguyễn Bá Thủy kiểm nghiệm vào đưa vào dự báo nghiệp vụ tại phòng dự báo hải văn, thuộc trung tâm dự báo khí tượng thủy văn quốc gia, theo đề tài cấp bộ có tên “Nghiên cứu lựa chọn mô hình dự báo nước dâng do bão vào dự báo nghiệp vụ tại Việt Nam” do ông Nguyễn Bá Thủy chủ trì (Thủy 2016). Bên cạnh đó, mô hình SUWAT một lần nữa được kiểm nghiệm trong đề tài cấp bộ có tên “Nghiên cứu khả năng xuất hiện bão mạnh, siêu bão trên các khu vực khác nhau của Việt Nam và hệ quả mưa, gió mạnh, nước biển dâng phục vụ phương án ứng phó” do thạc sỹ Nguyễn Văn Hường chủ trì (Hường & Thủy 2017).

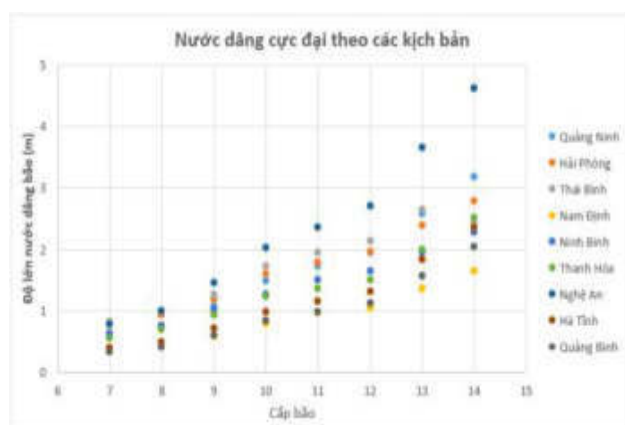
Dựa trên các thiết lập mô hình của ông Nguyễn Bá Thủy trong nghiên cứu nước dâng bão do bão mạnh, siêu bão cho các khu vực khác nhau của Việt Nam trong đề tài tên “Nghiên cứu khả năng xuất hiện bão mạnh, siêu bão trên các khu vực khác nhau của Việt Nam và hệ quả mưa, gió mạnh, nước biển dâng phục vụ phương án ứng phó”, tác giả đã thực hiện chạy mô hình cho các kịch bản bão đi vào các tỉnh trên vịnh Bắc Bộ bao gồm Quảng Ninh, Hải Phòng, Thái Bình, Nam Định, Ninh Bình, Thanh Hóa, Nghệ An, Hà Tĩnh, và Quảng

Bình. Trên vịnh Bắc Bộ có 9 tỉnh ven biển từ Quảng Ninh đến Quảng Bình, và 8 cấp bão khác nhau từ cấp 7 đến cấp 14. Vì vậy, có tất cả 72 kịch bản bão đổ bộ. Trong mỗi kịch bản, tác giả trích ra một giá trị cực đại. Mỗi giá trị này tương ứng với một cấp bão đi vào một tỉnh trên vịnh Bắc Bộ.

Tuy nhiên, trên thực tế khả năng bão đổ bộ vào các tỉnh là khác nhau, các tỉnh có độ dài đường bờ càng lớn thì có khả năng bão đổ bộ càng cao. Ví dụ như các tỉnh có đường bờ dài như Quảng Ninh, Hà Tĩnh, Quảng Bình sẽ có nhiều khả năng bão đổ bộ hơn các tỉnh có đường bờ ngắn như Ninh Bình, Thái Bình. Sử dụng công cụ *google map*, tác giả đo khoảng cách đường bờ của 9 tỉnh trên vịnh Bắc Bộ. Các giá trị thu được chia cho tỉnh có độ dài đường bờ nhỏ nhất, thu được hệ số bão đổ bộ tương ứng với các tỉnh. Các giá trị nước dâng bão cực đại theo mỗi kịch bản được nhân với hệ số xuất hiện bão. Sau đó, các giá trị này được đưa vào phân tích. Kết quả cuối cùng được biểu diễn dưới dạng biểu đồ và dạng bảng.

3. Kết quả và thảo luận

3.1. Nước dâng cực đại tương ứng với 72 kịch bản



Hình 2. Nước dâng cực đại tương ứng với 72 kịch bản

Bảng kết quả trên chỉ ra một vài kết quả sau. Có thể thấy rõ, bão càng mạnh gây ra nước dâng càng lớn. Nước dâng bão cực đại trung bình theo cấp, từ cấp 7 đến cấp 14 là 0.6, 0.7, 1.0, 1.3, 1.5, 1.7, 2.2, và 2.7 m. Một điều dễ nhận thấy nữa là bão càng mạnh thì các kết quả mô hình càng ít thống nhất. Cụ thể, biên độ dữ liệu từ cấp 7 đến cấp 14 tương ứng là 0.5, 0.6, 0.9, 1.2, 1.4, 1.7, 2.3, và 3.0 m. Kết quả thứ ba là trong những cơn bão lớn nước dâng cực đại trong những cơn bão đi vào tỉnh Nghệ An cao hơn hẳn những cơn cùng cấp đi vào các tỉnh khác. Kết quả chỉ ra bão từ cấp 10 đến cấp 14 gây ra chênh lệch nước dâng bão giữa Nghệ An và các tỉnh còn lại là 0.8,

0.9, 1.1, 1.6 và 2.2 m.

Nguyên nhân tỉnh Nghệ An nước dâng cao cao vọt trong bão mạnh và siêu bão được giải thích như sau. Hình dạng đường bờ tỉnh nghệ an có hình phễu hướng ra biển vịnh Bắc Bộ. Trong những cơn bão yếu, bão yếu gây nước dâng yếu, hình phễu này không gây nên nước dâng đột biến. Tuy nhiên, ở những cơn bão mạnh, nước dâng bão lớn đi vào hình phễu này, và dồn lại ở đáy phễu chính là ở khu vực huyện Diễn Châu, tỉnh Nghệ An, gây nước dâng tăng vọt trên khu vực này.

3.2. Khả năng bão đổ bộ theo độ dài đường bờ biển

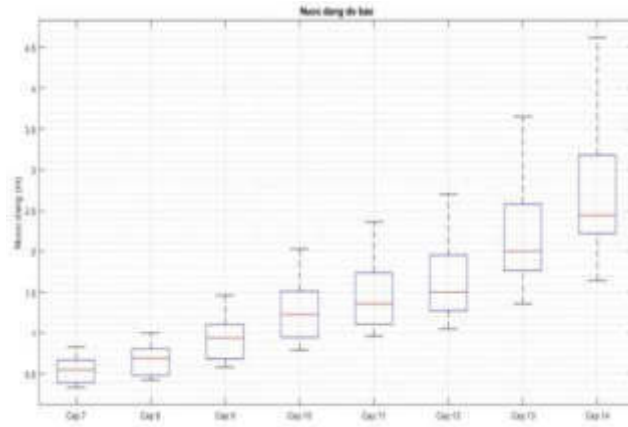
Bảng 1. Khả năng bão đổ bộ theo độ dài đường bờ biển

Tỉnh	Độ dài bờ biển (km)	Hệ số
Quảng Ninh	123	14
Hải Phòng	53	6
Thái Bình	41	5
Nam Định	65	7
Ninh Bình	9	1
Thanh Hóa	75	8
Nghệ An	60	7
Hà Tĩnh	115	13
Quảng Bình	104	12

Hệ số trên chỉ ra khả năng bão đổ bộ vào các tỉnh Thái Bình, Hải Phòng, Nam Định, Nghệ An, Thanh Hóa, Quảng Bình, Hà Tĩnh, và Quảng Ninh cao gấp 5, 6, 7, 7, 8, 12, 13, và 14 lần so với khả năng đổ bộ vào

Ninh Bình.

3.3 Tổng hợp nước dâng bão cực đại cho toàn vịnh Bắc Bộ dạng đồ thị



Hình 3. Tổng hợp nước dâng bão cực đại cho toàn vịnh Bắc Bộ

Các kết quả này chỉ ra mức độ nước dâng bão cực đại tỷ lệ thuận với cấp bão. Cụ thể, bão từ cấp 7 đến cấp 14 gây ra nước dâng bão trung bình (median) là 0.5, 0.7, 0.9, 1.2, 1.4, 1.5, 2.0, và 2.4 m. Độ phân

tán của dữ liệu nước dâng bão cực đại tỷ lệ thuận với cấp bão. Cụ thể, bão từ cấp 7 đến cấp 14 gây nước dâng bão cực đại có độ tán của dữ liệu là: 0.2, 0.3, 0.4, 0.6, 0.7, 0.8, 1.1, và 1.5 m.

Bảng 2. Tổng hợp nước dâng bão cực đại cho toàn vịnh Bắc Bộ

Cấp bão	Dự báo nước dâng bão (m)	
	Độ chính xác 50%	Độ chính xác 95%
7	0.4 - 0.7	0.3 - 0.8
8	0.5 - 0.8	0.4 - 1.0
9	0.7 - 1.1	0.6 - 1.4
10	0.9 - 1.5	0.8 - 2.0
11	1.1 - 1.7	1.0 - 2.4
12	1.3 - 2.0	1.1 - 2.7
13	1.8 - 2.1	1.4 - 3.6
14	2.2 - 3.2	1.6 - 4.6

4. Kết luận

Kết quả trên chỉ ra bão có cường độ yếu (cấp 7, 8, 9) thì độ tán của nước dâng bão cực đại nhỏ. Nói cách khác là kết quả mô hình khá thống nhất giữa các kịch bản. Điều này chỉ ra, với những cơn bão yếu đổ bộ, hoàn toàn có thể sử dụng kết quả này trong dự báo nghiệp vụ.

Ngược lại, với bão mạnh (cấp 13, 14), kết quả nước dâng bão cực đại cho độ phân tán lớn. Cụ thể là kết quả mô hình có ít sự thống nhất giữa các kịch bản. Vì vậy, với các cơn bão

mạnh cấp 13, 14, kết quả này khó áp dụng vào nghiệp vụ dự báo. Khuyến nghị, với những cơn bão mạnh, nên cập nhật các tham số bão và chạy lại mô hình. Mặc dù với các cơn bão mạnh, kết quả tích toán ít thống nhất (độ phân tán cao), kết quả vẫn chỉ ra được mức độ nước dâng do bão gây ra.

Dựa trên kết quả trên, tác giả nhất mạnh huyện Diễn Châu tỉnh Nghệ An là khu vực có nước dâng bão lớn nhất trên khu vực vịnh Bắc Bộ.

Lời cảm ơn: Tác giả xin chân thành cảm ơn tiến sỹ Nguyễn Bá Thủy đã giúp thiết lập mô hình SuWAT trong việc tính nước dâng bão.

Tài liệu tham khảo

1. Bộ tài nguyên và môi trường (2016), *Kịch bản biến đổi khí hậu và nước biển dâng ở Việt Nam*.
2. Cường, HD, Thủy, NB, Hường, NV, Tiến, DD & Dũng, NM (2018), *Present Status And The Risk Of Typhoon And Storm Surges In Coastal Areas Of Vietnam..*
3. Hường, NV & Thủy, NB (2017), *Nghiên cứu khả năng xuất hiện bão mạnh, siêu bão trên các khu vực khác nhau của Việt Nam và hệ quả mưa, gió mạnh, nước biển dâng phục vụ phương án ứng phó*.
4. Thủy, NB (2016), *Nghiên cứu lựa chọn mô hình dự báo nước dâng do bão và dự báo nghiệp vụ tại Việt Nam*.
5. Thuy, NB, Sooyoul, K, Chien, DD, Dang, VH, Cuong, HD, Cecilie, V & Lars, RB (2016), *Assessment of Storm Surge along the Coast of Central Vietnam, Journal of Coastal Research*.
6. Vietnamnet, Đò Sơn 'thất thủ', Nam Định sóng đánh vào tận nhà.

MAXIMUM STORM SURGE FORECAST IN TON-KIN GULF BY PRE-BUILT SCENARIOS

Nguyen Manh Dung, Nguyen Ba Thuy
National Hydrological Forecasting Center

Abstract: Storm surges are a consequence of storms, they are especially dangerous when combined with high tides and high waves, causing floods, erosion, dyke breaking, and many other consequences. Forecasting storm surges is done well at the National Centre for Hydro-meteorological Forecasting, but still passive because it is time consuming and storm parameters are continuously updated in the forecasts. This report introduces maximum storm surge forecast in Ton-kin gulf by pre-built scenarios. This is the area where the highest risk of storm surges in the sea areas of Vietnam male. The author has calculated 72 scenarios for 9 coastal provinces in the Gulf of Tonkin. The results indicated that with typical storms, level 7, 8, and 9, it is possible to use this method in operation. In addition, the author emphasized Dien Chau district in Nghe An province is where there is the largest storm surge in the Gulf of Tonkin, as well as in the whole country.

TẠP CHÍ

KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN

Vietnam Journal of Hydro - Meteorology

ISSN 2525 - 2008



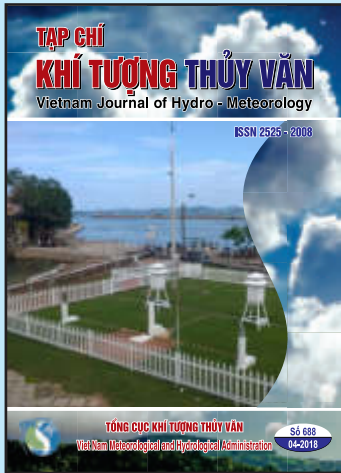
TỔNG CỤC KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN
Viet Nam Meteorological and Hydrological Administration

Số 688

04-2018

MỤC LỤC

Bài báo khoa học



TỔNG BIÊN TẬP

PGS. TS. Trần Hồng Thái

Thư kí - Biên tập

TS. Đoàn Quang Trí

Trị sự và phát hành

Đặng Quốc Khánh

- | | |
|------------------------------|-------------------------|
| 1. GS. TS. Phan Văn Tân | 8. TS. Hoàng Đức Cường |
| 2. PGS. TS. Nguyễn Văn Thắng | 9. TS. Đinh Thái Hưng |
| 3. PGS. TS. Dương Hồng Sơn | 10. TS. Dương Văn Khánh |
| 4. PGS. TS. Dương Văn Khảm | 11. TS. Trần Quang Tiến |
| 5. PGS. TS. Nguyễn Thanh Sơn | 12. ThS. Nguyễn Văn Tuệ |
| 6. PGS. TS. Hoàng Minh Tuyên | 13. TS. Võ Văn Hòa |
| 7. TS. Tống Ngọc Thanh | |

Giấy phép xuất bản

Số: 166/GP-BTTTT - Bộ Thông tin Truyền
thông cấp ngày 17/4/2018

Tòa soạn

Số 8 Pháo Đài Láng, Đống Đa, Hà Nội
Điện thoại: 04.39364963; Fax: 04.39362711
Email: tapchikttv@yahoo.com

Chế bản và In tại:

Công ty TNHH Mỹ thuật Thiên Hà
ĐT: 04.3990.3769 - 0912.565.222

Ảnh bìa: Trạm quan trắc Khí tượng Thủy văn

Giá bán: 25.000 đồng

- 1 Trần Văn Khanh, Nguyễn Bá Thủy, Nguyễn Kim Cương:** Nghiên cứu cơ sở khoa học đề xuất cải tiến công nghệ dự báo nước dâng và sóng trong bão mạnh, siêu bão
- 9 Nguyễn Bình Phong, Nguyễn Tiến Mạnh, Nguyễn Văn Hiệp, Nguyễn Văn Thắng:** Nghiên cứu áp dụng sơ đồ ban đầu hóa xoáy NC2011 trong mô hình WRF để mô phỏng cấu trúc cơn bão số 12 năm 2017
- 24 Nguyễn Thị Tuyết Nhung, Đoàn Quang Trí, Đoàn Văn Hải:** Nghiên cứu ứng dụng bộ mô hình FEWS xây dựng chương trình dự báo lũ các trạm hạ lưu sông Mê Kông
- 36 Lê Thị Huệ, Nguyễn Văn Bảy, Võ Văn Hòa:** Nghiên cứu thiết lập bản đồ tần suất nắng nóng và hạn hán trên khu vực Đồng bằng Bắc Bộ
- 45 Phan Trường Duân, Nguyễn Khắc Hưng, Vũ Ngọc Linh:** Ứng dụng công nghệ thông tin phục vụ giám sát trực tuyến hoạt động dự báo khí tượng thủy văn
- 52 Nguyễn Xuân Tiến, Lê Hữu Huân, Trịnh Đăng Ba:** Ứng dụng hệ thống phân tích lũ tích hợp IFAS cảnh báo lũ thượng nguồn sông Nậm Nơn và Nậm Mộ, tỉnh Nghệ An

Tổng kết tình hình khí tượng thủy văn

- 58 Tóm tắt tình hình khí tượng, khí tượng nông nghiệp và thủy văn tháng 3 năm 2018 - Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn quốc gia và Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu**

NGHIÊN CỨU CƠ SỞ KHOA HỌC ĐỀ XUẤT CẢI TIẾN CÔNG NGHỆ DỰ BÁO NƯỚC DÂNG VÀ SÓNG TRONG BÃO MẠNH, SIÊU BÃO

Trần Văn Khanh¹, Nguyễn Bá Thủy², Nguyễn Kim Cương³

Tóm tắt: Trong nghiên cứu này, cơ sở khoa học cải tiến công nghệ dự nước dâng và sóng trong bão mạnh, siêu bão được thảo luận trên cơ sở phân tích kết quả mô phỏng của 2 phương án tính toán. Trong đó, phương án truyền thống là nước dâng và sóng trong bão chỉ xét tới tác động của gió và khí áp trên nền mực nước biển trung bình. Với công nghệ mới, tương tác giữa thủy triều, sóng và nước dâng do bão được xem xét đầy đủ trong mô hình số trị hải dương tích hợp (mô hình SuWAT - Surge, Wave and Tide). Hai phương án tính toán được áp dụng để mô phỏng sóng và nước dâng trong bão cho trường hợp của bão Washi (tháng 7/2005) đổ bộ vào Hải Phòng với cấp bão thực tế và tăng tới cấp siêu bão (cấp 16) nhưng giữ nguyên quỹ đạo. Kết quả cho thấy, chênh lệch độ cao lớn nhất của nước dâng và sóng trong bão trong trường hợp siêu bão lớn hơn nhiều so với cấp bão thực (cấp 10), khoảng 41% và 31%, tương ứng. Kết quả của nghiên cứu làm cơ sở kiến nghị thay thế công nghệ dự báo truyền thống nước dâng và sóng trong bão truyền thống bằng mô hình số trị tích hợp có tính đến tương tác đồng giữa thời thủy triều, sóng và nước dâng do bão.

Từ khóa: Siêu bão, nước dâng bão, sóng trong bão, SuWAT.

Ban Biên tập nhận bài: 05/2/2018 Ngày phản biện xong: 15/03/2018 Ngày đăng bài: 25/04/2018

1. Mở đầu

Dưới tác động của biến đổi khí hậu đang diễn ra trên phạm vi toàn cầu, các thiên tai có nguồn gốc khí tượng thủy văn (KTTV) trong đó có bão ngày càng diễn biến phức tạp. Một trong những hệ quả tiêu cực trong bão là hiện tượng nước biển dâng kèm theo sóng lớn tại vùng ven bờ. Nước dâng kết hợp với sóng lớn trong bão là nguyên nhân gây ngập lụt, xói lở bờ và xâm nhập mặn trong nội đồng, đặc biệt nếu bão đổ bộ vào kỳ triều cường. Vì vậy, việc nghiên cứu để cải tiến công nghệ dự báo nước dâng và sóng lớn trong bão rất có ý nghĩa trong khoa học và thực tiễn, góp phần phòng tránh và giảm thiểu thiệt hại gây ra bởi nước dâng và sóng trong bão.

Cho tới thời điểm hiện tại, dự báo nghiệp vụ

nước dâng do bão chủ yếu dựa trên hệ phương trình nước nông phi tuyến 2 chiều. Trong một số trường hợp, nước dâng được tính với đồng thời của thủy triều nhưng ảnh hưởng của sóng chưa được xét tới. Với dự báo sóng, các mô hình phổ biến áp dụng trong dự báo nghiệp vụ như SWAN, WAM, WAVEWATCH, đây là các mô hình lan truyền năng lượng phổ sóng và không xét tới dao động dâng/rút của bề mặt nước biển cũng như trường dòng chảy trong bão. Có nghĩa là các công nghệ truyền thống áp dụng trong dự báo nghiệp vụ nước dâng và sóng trong bão ở hầu hết chủ yếu mới xét tới tác động của gió và khí áp trên nền mực nước biển trung bình, sự thay đổi của mực nước (khi tính nước dâng) và trường sóng bề mặt biển (khi tính sóng) trong thời gian bão ảnh hưởng không được xét tới. Về mặt tổng thể công nghệ truyền thống cơ bản đáp ứng được độ chính xác trong dự báo cho trường hợp bão mạnh cấp 10 - 11. Nghiên cứu gần đây bằng mô hình số trị tích hợp của một số tác giả

¹Trung tâm Hải văn

²Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn quốc gia

³Trường Đại học khoa học tự nhiên

Email: thuybanguyen@gmail.com

nước ngoài đã cho thấy cần thiết phải xem xét tác động tương hỗ của thủy triều, sóng và nước dâng khi tính toán sóng và nước dâng trong bão và phần đóng góp của nước dâng do sóng (do ứng suất bức xạ và ứng suất bề mặt) vào mực nước dâng tổng cộng trong bão là đáng kể nhất là trong các cơn bão mạnh, siêu bão (thí dụ: Funakoshi và NNK, 2008; Kim và NNK, 2008; Kim và NNK, 2010) [3, 5, 6]. Tại Việt Nam, nghiên cứu của Đỗ Đình Chiến (2016) [1] về nước dâng và sóng trong bão tại khu vực ven biển từ Quảng Bình tới Quang Nam bằng mô hình SuWAT đã cho thấy: (1) Nước dâng do sóng có đóng góp đáng kể, trong một số trường hợp có thể chiếm tới 35% nước dâng tổng cộng trong bão. Khi xét đến ảnh hưởng của sóng biển, các kết quả tính nước dâng cho kết quả phù hợp với số liệu thực tế hơn so với trường hợp không xét đến ảnh hưởng của sóng; (2) Tương tác của thủy triều và nước dâng bão đã làm thay đổi độ cao sóng tại những khu vực sóng lớn quanh tâm bão và khu vực nước nông ven bờ do thay đổi trường độ cao mực nước và dòng chảy so với trường hợp không xét đến ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng bão. Sự thay đổi này sẽ không đáng kể tại những khu vực độ cao sóng nhỏ và độ sâu của biển lớn hơn nhiều so với thay đổi mực nước biển do thủy triều và nước dâng bão. Khi nghiên cứu về ảnh hưởng của thủy triều và sóng tới nước dâng do bão bằng mô hình SuWAT trên lưới tính có độ phân giải cao Nguyễn Văn Hưởng và Nguyễn Bá Thủy (2017) [2] đã đưa ra kết luận rằng: Thủy triều khu vực có ảnh hưởng đáng kể tới nước dâng do bão khi bão đổ bộ vào thời kỳ triều cường. Mô hình khi xét đến thủy triều cho kết quả nước dâng thấp hơn so với trường hợp không xét đến thủy triều và nước dâng do sóng chiếm một tỷ lệ đáng kể trong mực nước dâng trong bão nhất là khi độ phân giải của lưới tính của mô hình tăng và việc xem xét phần đóng góp của nước dâng do sóng đã làm tăng độ chính xác của tính toán.

Những kết luận đưa ra ở trên dựa theo kết quả tính toán nước dâng và sóng trong các cơn bão lịch sử đổ bộ vào khu vực. Phần lớn các cơn bão được thử nghiệm là bão mạnh với sức gió cấp 10 - 11, trường hợp siêu bão chưa được thử nghiệm do chưa đổ bộ vào ven bờ ven biển Việt Nam. Với bão có cường độ rất mạnh tới cấp siêu bão, chênh lệch về định lượng độ lớn nước dâng và sóng giữa phương pháp tính truyền thống và phương pháp có xét tới tương tác giữa thủy triều, sóng và nước dâng có thể rất khác biệt và cần được nghiên cứu. Vấn đề mà nghiên cứu này đặt ra rất có ý nghĩa nhất là trong bối cảnh biến đổi khí hậu, khi được nhận định sẽ có nhiều bão mạnh/siêu bão với diễn biến bất thường có thể ảnh hưởng tới đất liền Việt Nam.

Trong nghiên cứu này, nước dâng và sóng trong bão mạnh và siêu bão được tính toán theo 2 phương án, đó là phương pháp truyền thống và phương pháp xét tới tương tác đồng thời giữa thủy triều, sóng và nước dâng bão. Hai phương án tính được áp dụng cho trường hợp bão Washi tháng 7 năm 2005 đổ bộ vào Hải Phòng với cấp bão thật và cấp được nâng tới siêu bão. Chênh lệch độ lớn của nước dâng và sóng giữa 2 phương án tính làm cơ sở đề xuất công nghệ tích hợp thay thế công nghệ truyền thống trong dự báo sóng và nước dâng trong bão mạnh và siêu bão tại Việt Nam.

2. Mô hình SuWAT và phương án tính toán

a) Mô hình thủy động lực học

SuWAT là mô hình tích hợp dự tính đồng thời cả thủy triều, sóng biển và nước dâng do bão. Đây là sự kết hợp của 2 mô hình thành phần là mô hình dựa trên hệ phương trình nước nông 2 chiều có tính đến nước dâng do ứng suất bức xạ sóng và ứng suất sóng bề mặt và mô hình SWAN tính toán sóng. Hệ phương trình cơ bản của mô hình nước nông 2 chiều được mô tả như sau:

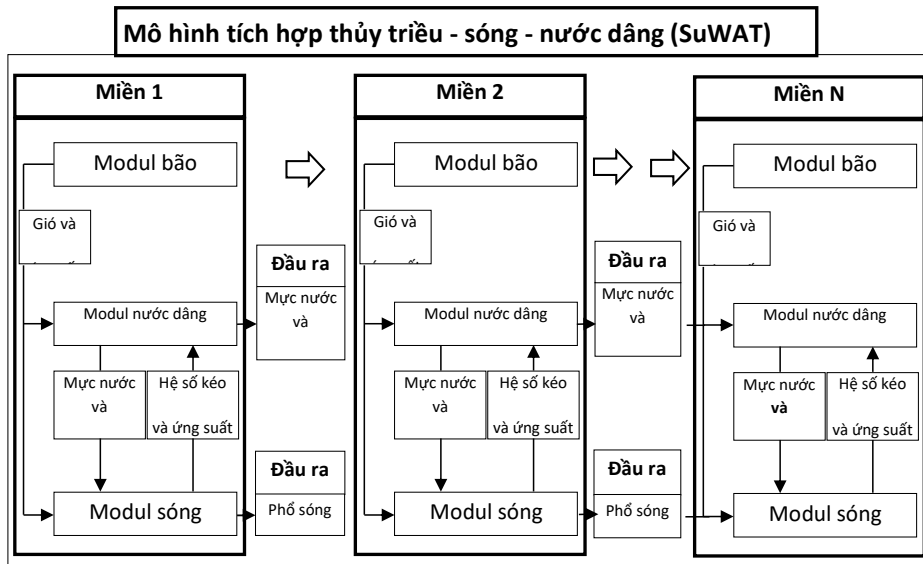
$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{d} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{d} \right) + gd \frac{\partial \eta}{\partial x} = fN - \frac{1}{\rho_w} d \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{1}{\rho_w} (\tau_s^x - \tau_b^x + F_x) + A_h \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{d} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{NM}{d} \right) + gd \frac{\partial \eta}{\partial y} = -fM - \frac{1}{\rho_w} d \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{1}{\rho_w} (\tau_s^y - \tau_b^y + F_y) + A_h \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \quad (3)$$

Với: η : mực nước bề mặt; M, N: thông lượng trung bình theo độ sâu, theo hướng x và y; f: tham số Coriolis; P: áp suất khí quyển; d: độ sâu tổng cộng $d = \eta + h$, với h là độ sâu mực nước tĩnh; A_h : hệ số khuếch tán rối theo phương ngang; ρ_w : mật độ nước; τ_b, τ_s : ứng suất ma sát đáy và bề mặt; F_x, F_y : ứng suất sóng được bổ sung để

xét nước dâng do sóng, được tính từ mô hình SWAN. Mô hình SuWAT được thiết lập tính toán trên lưới lồng với cấu trúc minh họa như trên hình 1. Cơ sở lý thuyết của mô hình SuWAT được trình bày chi tiết trong các công trình [1, 2, 5, 6].



Hình 1. Cấu trúc lưới lồng của mô hình SuWAT

b) Mô hình bão giải tích

Trường gió và khí áp làm đầu vào cho mô hình SuWAT được tính toán từ mô hình bão giải tích của Fujii và Mitsuta, 1986 [4] với các tham số bão được lấy từ số liệu best track. Trường áp suất khí quyển được tính theo công thức:

$$P(r) = P_\infty - \frac{P_\infty - P_c}{\sqrt{1 + (r/r_0)^2}} \quad (4)$$

Trong đó: P là áp suất ở tâm bão, P_∞ ; áp suất ở rìa bão, r_0 là bán kính gió cực đại, r là khoảng cách từ tâm bão tới điểm tính.

Vận tốc gió gradient được tính theo mỗi liên hệ với phân bố của áp suất khí quyển như trong công thức (4). Trong khi đó vận tốc gió theo mỗi liên hệ với tốc độ di chuyển của tâm bão được tính theo công thức (5):

$$-\frac{v^2}{r} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} \quad (5)$$

$$V_F = c_2 V_t e^{-\frac{\pi r}{500}} \quad (6)$$

Tổng hợp 2 thành phần này ta có vận tốc tổng hợp như sau:

$$\mathbf{v} = \begin{pmatrix} v_x \\ v_y \end{pmatrix} = c_1 \begin{pmatrix} -V_g (\sin \alpha \cdot \cos \theta + \cos \alpha \cdot \sin \theta) \\ V_g (\cos \alpha \cdot \cos \theta - \sin \alpha \cdot \sin \theta) \end{pmatrix} + c_2 \begin{pmatrix} v_{tx} \\ v_{ty} \end{pmatrix} e^{-\frac{\pi r}{500}} \quad (7)$$

Trong đó các hệ số nằm trong các khoảng giá trị như sau: $c_1 = 0.6 : 0.8$, $c_2 = 0.50 : 0.8$.

c) Phương án tính toán

Hai phương án tính toán được thực hiện để đánh giá kết quả chênh lệch độ lớn của nước dâng và sóng trong bão với cấp thật của bão Washi (cấp 10) và cấp siêu bão (cấp 16). Trong đó với phương án truyền thống mô hình tính nước dâng và sóng trong bão chỉ xét tới tác động của gió, khí áp và bề mặt biển là tĩnh, có nghĩa thành phần F (liên quan tới ứng suất sóng), τ_s (liên quan tới ứng suất bề mặt) và hằng số điều hòa thủy triều tại các biên được bỏ qua.

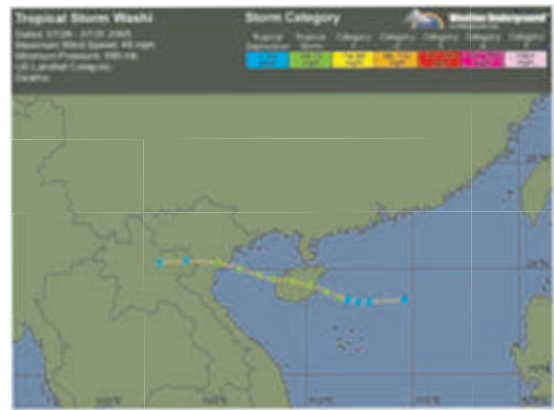
3. Kết quả mô phỏng nước dâng và sóng trong bão mạnh và siêu bão

a) Số liệu bão cho mô hình và miền tính, lưới tính

Để có cơ sở khoa học đề xuất thay đổi công nghệ dự báo nước dâng và sóng trong bão mạnh, siêu bão từ phương pháp truyền thống nước dâng và sóng trong bão Washi đổ bộ vào Hải Phòng với quỹ đạo như trên hình 1 được tính toán và phân tích với trường hợp cấp bão Washi thật, tức là cấp 10 khi đổ bộ và bão Washi giữ nguyên quỹ đạo và thời gian đổ bộ nhưng cường độ bão được

tăng cấp ở mức siêu bão (cấp 16). Kết quả so sánh giữa 2 phương án tính toán trong trường hợp bão Washi cấp 10 và cấp 16 sẽ là cơ sở để đề xuất cải tiến công nghệ dự báo sóng và nước dâng trong bão mạnh và siêu bão.

Mô hình SuWAT được thiết kế trên lưới vuông và lồng 5 lớp với miền tính và độ phân giải của lưới tính như trên bảng 1. Trong đó độ chi tiết của lưới tính chú trọng vào vị trí trạm Hòn Dấu. Mục đích của xây dựng lưới tính có độ phân giải cao nhằm đánh giá đầy đủ nước dâng do ứng suất sóng gây nên.



Hình 1. Quỹ đạo bão Washi (8/2005)

Bảng 1. Miền tính và độ phân giải lưới tính ven biển Bắc Bộ

TT	Lưới	Miền tính	Số điểm tính theo kinh & vĩ tuyến	Độ phân giải ($\Delta x \times \Delta y$)
Ven biển Bắc Bộ	D1	103 ⁰ - 120 ⁰ E, 6-22 ⁰ N	226 x 211	7400 x 7400
	D2	105 ⁰ .0- 110.5 ⁰ E, 16 ⁰ .0-21.5 ⁰ N	181 x 241	1850 x 1850
	D3	106.0 ⁰ – 107.5 ⁰ E, 20.0 ⁰ - 21.0 ⁰ N	181 x 121	925 x 925
	D4	106.5 ⁰ – 107.5 ⁰ E, 20.3 ⁰ - 21.0 ⁰ N	241 x 169	462.5 x 462.5
	D5	106.5 ⁰ – 107.3 ⁰ E, 20.4 ⁰ - 20.7 ⁰ N	539 x 519	150 x 150

b) Kết quả mô phỏng nước dâng và sóng trong bão mạnh, siêu bão

Mô hình SuWAT đã được hiệu chỉnh và kiểm định trong tính toán thủy triều, sóng và nước dâng do bão tại Việt Nam trong các nghiên cứu của Đỗ Đình Chiến và NNK (2016) [1], Nguyễn Bá Thủy và NNK (2017) [2]). Do vậy, nghiên cứu này chỉ áp dụng mô hình trong mô phỏng nước dâng và sóng trong bão mạnh và siêu bão.

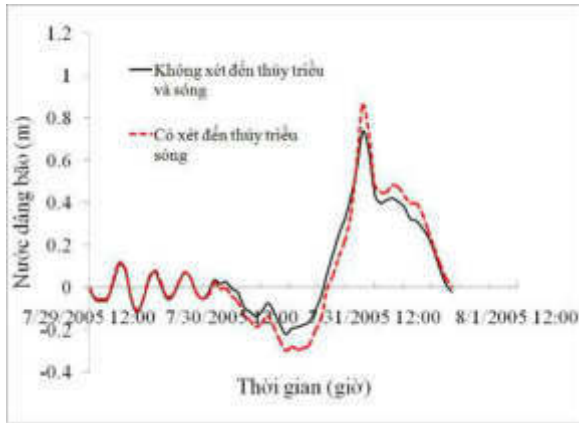
- Với nước dâng bão

Trên hình 2 là so sánh biến thiên nước dâng bão tại Hòn Dấu trong trường hợp có mô hình có

và không xét tới ảnh hưởng của thủy triều và sóng. Trong đó với trường hợp xét tới ảnh hưởng của thủy triều và sóng, nước dâng được xác định từ mực nước tổng cộng (thủy triều+nước dâng do gió và khí áp+nước dâng do sóng) sau đây loại bỏ dao động thủy triều cùng trong thời đoạn. Kết quả cho thấy, chênh lệch độ lớn đỉnh nước dâng giữa 2 phương án tính khoảng 0,15m. Phân bố chênh lệch nước dâng lớn nhất trong bão Washi theo phương án mô hình có và không xét tới ảnh hưởng của thủy triều và sóng (Nước dâng [có xét tới thủy triều và sóng] - Nước dâng

[không xét tới thủy triều và sóng]) trên hình 3 cho thấy trị số lớn nhất ở khu vực sát bờ bên phải đường đi của bão có thể đạt tới 0,5m, chiếm

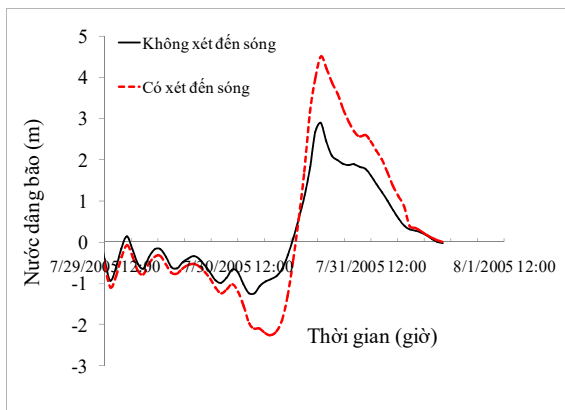
khoảng 25% độ lớn nước dâng lớn nhất trong trường hợp mô hình có xét tới thủy triều và sóng.



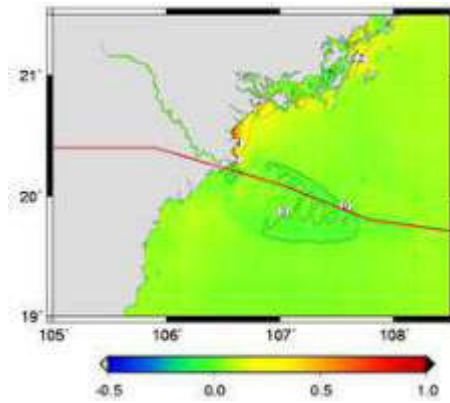
Hình 2. So sánh nước dâng tại Hòn Dấu trong bão Washi theo phương án tính có và không xét tới ảnh hưởng của sóng

Trong trường hợp cường độ bão được tăng tới cấp 16, kết quả tính toán tại Hòn Dấu như trên hình 4 cho thấy nước dâng lớn nhất tính theo phương án có và không xét tới ảnh hưởng của thủy triều và sóng lần lượt là 4,6 và 2,8, chênh lệch 1,8 m (39%). Phân bố chênh lệch nước dâng lớn nhất giữa 2 phương án tính được thể hiện trên hình 5 cho thấy có nhiều khu vực mức chênh nước dâng tới gần 2,0m, chiếm hơn 41% mực

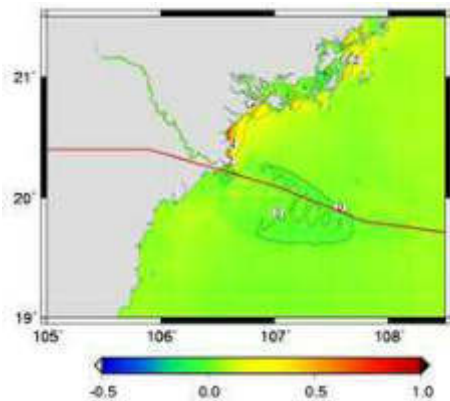
nước dâng tổng cộng. Như vậy, có thể thấy rằng trong trường hợp bão mạnh tới cấp siêu bão, mô hình tính nước dâng truyền thống cho kết quả thiên thấp rất nhiều so với trường hợp mô hình tích hợp. Chính vì vậy để đảm bảo độ chính xác và an toàn trong cảnh báo nước dâng với bão mạnh và siêu bão cần thiết phải sử dụng mô hình có xét tới ảnh hưởng của thủy triều sóng.



Hình 4. So sánh nước dâng tại Hòn Dấu trong bão Washi theo phương án tính có và không xét tới ảnh hưởng của sóng. Trường hợp tăng cấp bão tới cấp 16 (siêu bão)



Hình 3. Chênh lệch độ cao nước dâng trong bão Washi giữa phương án tính có và không xét tới thủy triều và sóng



Hình 5. Chênh lệch độ cao nước dâng trong bão Washi giữa phương án tính có xét tới sóng và không xét tới sóng. Trường hợp tăng cấp bão tới cấp 16 (siêu bão)

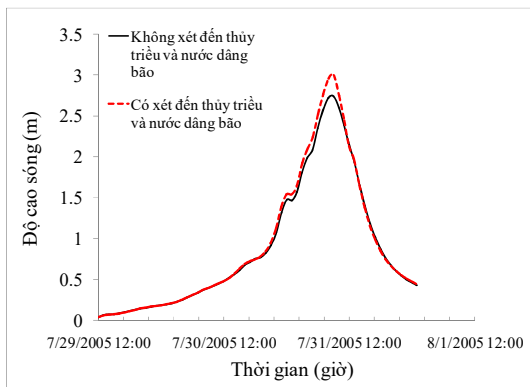
- Với dự báo sóng trong bão

Các mô hình dự báo sóng trong bão hiện tại phần lớn đều không xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng trong bão, tức là sóng được tính trên nền mực nước trung bình, không có dao động dâng/rút và dòng chảy bề mặt. Trên thực tế, trong tác giữa sóng và dòng chảy cũng như sự thay đổi độ sâu do dao động thủy triều và nước dâng bão sẽ tác động đáng kể tới phân bố độ cao sóng trong bão, nhất là trong trường hợp siêu bão. Cũng với cách tính toán và phân tích tương tự như với nước dâng do bão. Sóng trong bão Washi và trường hợp tăng tới cấp siêu bão được tính toán theo phương án có và không xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng.

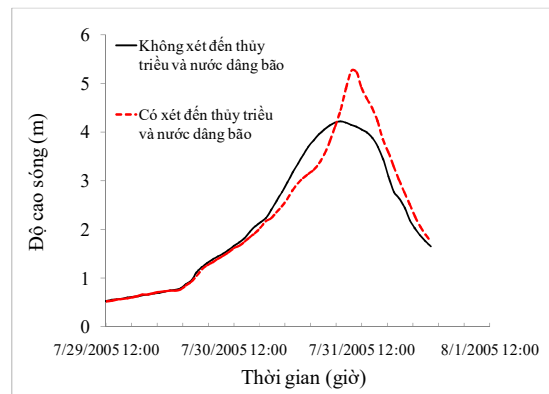
Trên hình 6 là biến thiên độ cao sóng tại Hòn Dấu trong bão Washi với 2 phương án tính, trong đó trường hợp trên hình 6a là với cấp bão thật và 6b là với cấp siêu bão. Kết quả cho thấy chênh lệch độ cao sóng lớn nhất giữa 2 phương án tính toán với bão thật là 0,22m (chiếm 9%) và với cấp siêu bão là 1,1m (chiếm 19%). Phân bố chênh lệch độ cao sóng có nghĩa lớn nhất giữa 2 phương án tính (Độ cao sóng [Có xét tới thủy

triều và nước dâng]-Độ cao sóng [Không xét tới thủy triều và nước dâng]) cho trường hợp cấp bão Washi thật và cấp siêu bão được thể hiện trên hình 7. Kết quả cho thấy, với cấp siêu bão, chênh lệch độ cao sóng có nghĩa lớn nhất tại vị trí sát bờ và bên phải đường đi của bão có thể lên tới 2,0m (chiếm 31%), trong khi đó với cấp bão thật chỉ khoảng 0,5m (chiếm 12%). Chính vì vậy đối với những cơn bão có cường độ cấp siêu bão thì công nghệ dự báo sóng cần thiết phải xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng bão để tránh kết quả có dự báo thiên thấp, nhất là tại khu vực ven bờ nơi bão đi qua.

Những phân tích kết quả tính nước dâng và sóng trong bão ở trên cho thấy trong trường hợp bão có cường độ cỡ cấp 10, 11, kết quả tính sóng và nước dâng không có nhiều khác biệt giữa phương pháp truyền thống và mô hình tích. Tuy nhiên, với cấp siêu bão kết chênh lệch rất đáng kể. Do vậy, cần thiết phải sử dụng công nghệ dự báo nước dâng và sóng trong bão có xét tới đồng thời tổ hợp của thủy triều, sóng biển và nước dâng do bão.

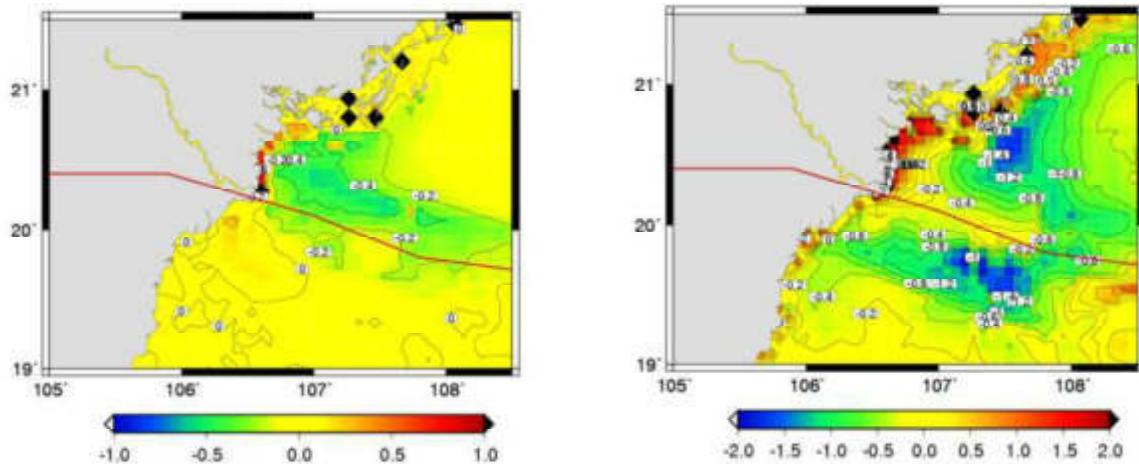


(a)



(b)

Hình 6. So sánh nước dâng tại Hòn Dấu trong bão Washi theo phương án tính có và không xét tới ảnh hưởng của sóng. (a) Cấp bão thật, (b) Cấp siêu bão



Hình 7. Chênh lệch độ cao sóng có nghĩa lớn nhất giữa phương án tính sóng có có và không xét tới ảnh hưởng của thủy triều và nước dâng bão. (a) Cấp bão thật, (b) Cấp siêu bão

4. Kết luận

Trong nghiên cứu này, nước dâng và sóng trong bão mạnh và siêu bão được tính toán theo 2 phương án, phương án chỉ xét tác động của gió và khí áp trên nền mực nước biển trung bình (phương pháp truyền thống) và phương án xét tới tương tác thủy triều, sóng và nước dâng bão. Bão Washi tháng 7 năm 2005 đổ bộ vào Hải Phòng được lựa chọn. Mô phỏng được thực hiện với cấp bão thật khi đổ bộ (cấp 10) và trường hợp được tăng tới cấp siêu bão (cấp 16) nhằm đánh

giá độ chênh lệch kết quả giữa hai phương án. Kết quả cho thấy, chênh lệch độ cao lớn nhất của nước dâng bão và sóng giữa hai phương án tính trong siêu bão lớn hơn nhiều với cấp bão mạnh, cụ thể có thể lên tới 41% và 31% với cấp siêu bão và 25% và 12% với cấp bão mạnh, tương ứng. Kết quả của nghiên cứu làm cơ sở kiến nghị thay thế công nghệ dự báo truyền thống bằng công nghệ tích hợp có xét tới tương tác giữa thủy triều, sóng và nước dâng bão.

Lời cảm ơn: Nghiên cứu này được tài trợ bởi Quỹ phát triển khoa học và công nghệ quốc gia (NAFOSTED) trong đề tài mã số 105.06-2017.07 (công nghệ tích hợp dự báo nước dâng và số liệu) và Đề tài nghiên cứu khoa học cấp Bộ Tài nguyên và Môi trường mã số TNMT.2018.05.28 (mô hình dự báo sóng và số liệu). Tập thể tác giả xin chân thành cảm ơn.

Tài liệu tham khảo

1. Đỗ Đình Chiến (2016). *Nghiên cứu cơ sở khoa học tính toán và đánh giá quy mô nước dâng bão ở vùng biển từ Quảng Bình đến Quảng Nam*. Luận án tiến sĩ hải dương học, Trường Đại học khoa học tự nhiên-Đại học quốc gia Hà Nội, 176 trang.
2. Nguyễn Bá Thủy (2017) *Nghiên cứu lựa chọn mô hình dự báo nước dâng bão vào dự báo nghiệp vụ tại Việt Nam*. Đề tài nghiên cứu khoa học cấp Bộ Tài nguyên và Môi trường, 225 trang.
3. Funakoshi, Y., Hagen, S.C., Bacopoulos, P. (2008), *Coupling of hydrodynamic and wave models: case study for Hurricane Floyd (1999) Hindcast*. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, (134) pp. 321 – 335.
4. Fujii, T. and Mitsuta, Y., (1986). *Synthesis of a stochastic typhoon model and simulation of typhoon winds*. Annuals Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, No.29, B-1, 229-239 (in Japanese).
5. Kim, S., Yasuda, T., Mase, H., (2008). *Numerical analysis of effects of tidal variations on storm surges and waves*. Applied Ocean Research Vol (28), pp. 311-322.
6. Kim, S., Yasuda, T., Mase, H., (2010). *Wave set-up in the storm surge along open coasts during Typhoon Anita*. Coastal Engineering, Vol (57), pp. 631-642.

STUDY THE SCIENCE BASIS IMPROVEMENT TECHNOLOGY OF FORECASTING STORM SURGE AND WAVE IN STRONG, SUPER TYPHOON

Tran Van Khanh¹, Nguyen Ba Thuy², Nguyen Kim Cuong³

¹Oceanography Center

²National Centre for Hydrometeorological Forecasting - NCHMF

³Hanoi University of Science

Abstract: *In this study, the science basis improvement technology of forecasting storm surge and wave in strong, super typhoon is discussed based on the results of two methods. In which, in the conventional method, the wave and storm surge is considered under the impact of wind and air pressure on the mean sea level only, while in the new technology that consider the full interaction of tide, surge and wave by using a coupled model of surge wave and tide (called SuWAT). Two methods were applied for the case of typhoon Washi (July 2005) landfall at Haiphong city with the real intensity and enhanced to the level of super typhoon (level 16). The result showed that the difference of storm surge and wave height between two methods in the case of super typhoon is much higher than the case of strong typhoon (reality: level 10), corresponding of 41% and 31%, respectively. The result of this study is the base to replace the conventional model by a coupled model of surge wave and tide in operational forecasting.*

Keywords: *Strong/super typhoon, storm surge, wave. SuWAT.*

TẠP CHÍ

KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN

Vietnam Journal of Hydro - Meteorology

ISSN 2525 - 2008



TỔNG CỤC KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN
Viet Nam Meteorological and Hydrological Administration

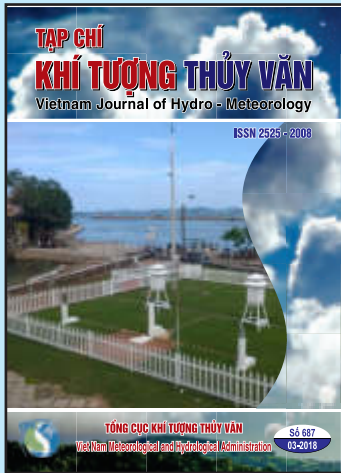
Số 687

03-2018

MỤC LỤC

Bài báo khoa học

- 1 **Trần Hồng Thái, Đoàn Quang Trí, Đinh Việt Hoàng:** Nghiên cứu mô phỏng tác động của sóng và nước dâng bão khu vực ven biển miền Trung.
 - 15 **Nguyễn Bá Thủy, Trần Quang Tiến:** Bước đầu nghiên cứu mối liên hệ giữa mực nước biển dâng dị thường tại Tuy Hòa - Phú Yên với hình thế thời tiết
 - 23 **Nguyễn Xuân Tiến, Lê Hữu Huân, Phan Thị Toàn, Nguyễn Văn Linh:** Xây dựng mô hình mô phỏng lũ và tính toán tối ưu xả lũ cho hệ thống hồ chứa ở vùng sông không ảnh hưởng triều.
 - 32 **Nguyễn Thị Lan Hương, Lê Thị Thu Hà, Nguyễn Đăng Quang, Nguyễn Văn Hiệp:** Đặc điểm và cơ chế gây mưa lớn tại Quảng Ninh từ 24 tháng 7 đến 05 tháng 8 năm 2015.
 - 42 **Nguyễn Văn Hiếu:** Nghiên cứu thiết lập mạng lưới trạm đo mưa trên lưu vực sông Ba bằng phương pháp Kriging
 - 53 **Lê Thị Hồng Vân, Lê Thị Thu Hà, Hoàng Thị Mai:** Xây dựng phương trình dự báo mưa cho mô hình tính toán dòng chảy mặt.
- Tổng kết tình hình khí tượng thủy văn**
- 60 Tóm tắt tình hình khí tượng, khí tượng nông nghiệp và thủy văn tháng 02 năm 2018 - **Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn Trung ương và Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu**



TỔNG BIÊN TẬP

PGS. TS. Trần Hồng Thái

Thư ký - Biên tập

Ts. Đoàn Quang Trí

Trị sự và phát hành

Đặng Quốc Khánh

- | | |
|------------------------------|-------------------------|
| 1. GS. TS. Phan Văn Tân | 8. TS. Hoàng Đức Cường |
| 2. PGS. TS. Nguyễn Văn Thắng | 9. TS. Đinh Thái Hưng |
| 3. PGS. TS. Dương Hồng Sơn | 10. TS. Dương Văn Khánh |
| 4. PGS. TS. Dương Văn Khảm | 11. TS. Trần Quang Tiến |
| 5. PGS. TS. Nguyễn Thanh Sơn | 12. ThS. Nguyễn Văn Tuệ |
| 6. PGS. TS. Hoàng Minh Tuyển | 13. TS. Võ Văn Hòa |
| 7. TS. Tống Ngọc Thanh | |

Giấy phép xuất bản

Số: 225/GP-BTTTT - Bộ Thông tin Truyền thông cấp ngày 08/6/2015

Tòa soạn

Số 8 Pháo Đài Láng, Đống Đa, Hà Nội
Điện thoại: 04.39364963; Fax: 04.39362711
Email: tapchikttv@yahoo.com

Chế bản và In tại:

Công ty TNHH Mỹ thuật Thiên Hà
ĐT: 04.3990.3769 - 0912.565.222

Ảnh bìa: Trạm quan trắc Khí tượng thủy văn

BƯỚC ĐẦU NGHIÊN CỨU MỐI LIÊN HỆ GIỮA MỰC NƯỚC BIỂN DÂNG DỊ THƯỜNG TẠI TUY HÒA - PHÚ YÊN VỚI HÌNH THỂ THỜI TIẾT

Nguyễn Bá Thủy, Trần Quang Tiến

Tóm tắt: Trong bài báo này, mối liên hệ giữa mực nước biển dâng dị thường trong một số đợt triều cường tại Tuy Hòa-Phú Yên với các hình thể thời tiết (gió, khí áp) được phân tích theo số liệu quan trắc mực nước tại trạm thủy văn Phú Lâm, số liệu tái phân tích và mô phỏng tái phân tích trường gió và khí áp trong những ngày xuất hiện mực nước biển dâng cao dị thường. Trong đó trường gió và khí áp tái phân tích được thu thập từ Cơ quan Khí tượng hạn vừa Châu Âu (ECMWR). Mô phỏng tái phân tích chi tiết trường gió, và khí áp được thực hiện bằng mô hình dự báo thời tiết quy mô khu vực (WRF) cho đợt nước dâng dị thường vào giữa tháng 12 năm 2016. Kết quả cho thấy mực nước biển dâng cao dị thường trong các đợt triều cường tại Tuy Hòa-Phú Yên có mối liên hệ với không khí lạnh mạnh, kéo dài và lấn sâu xuống phía Nam. Ngoài ra, trong thời gian này tồn tại một xoáy thấp ở ngoài khơi Nam Trung Bộ và Nam Bộ và có xu hướng dịch chuyển chậm vào ven bờ Nam Trung Bộ. Kết quả của nghiên cứu này rất có ý nghĩa trong công tác giám sát và cảnh báo mực nước biển dâng dị thường tại khu vực. Ngoài ra, cũng gợi mở hướng nghiên cứu mực nước biển dâng dị thường bằng mô hình số trị.

Từ khóa: Triều cường, mực nước dị thường, hình thể thời tiết, Tuy Hòa.

Ban Biên tập nhận bài: 12/01/2018 Ngày phản biện xong: 15/02/2018 Ngày đăng bài: 25/03/2018

1. Mở đầu

Thuật ngữ mực nước biển dâng dị thường trong bài báo này được hiểu là hiện tượng mực nước biển dâng cao trên nền thủy triều nhưng không phải do bão hay áp thấp nhiệt đới. Theo các nghiên cứu của nước ngoài, phần lớn nguyên nhân gây mực nước dâng dị thường ở vùng ven bờ, cửa sông và cảng biển là do sự cộng hưởng của các sóng dài từ ngoài khơi truyền vào. Các sóng có chu kỳ dài này được sinh ra chủ yếu bởi một số nguyên nhân như: các quá trình nhiễu động khí áp (chênh lệch áp suất khí quyển trong không gian hẹp, sự dịch chuyển của các front lạnh), sóng thần, các hoạt động địa chấn địa phương, các sóng nội và dòng chảy siết. Ngoài ra mực nước dâng cao trong các đợt gió mùa mạnh, kéo

¹Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn quốc gia
Email: thuybanguyen@gmail.com

dài và thổi theo hướng ổn định cũng gây nên hiện tượng mực nước biển dâng dị thường [3,4,5]. Theo nhiều kết quả nghiên cứu của các chuyên gia nước ngoài thì quá trình nhiễu động khí áp là nguyên nhân phổ biến gây mực nước dâng dị thường tại vùng ven bờ, cửa sông, trong cảng biển và thường xảy ra trong một số tháng nhất định trong năm tùy theo từng khu vực [6]. Tuy nhiên, việc xác định chính xác thời điểm xảy ra vẫn còn gặp nhiều khó khăn. Trong một số trường hợp, mức độ gây thiệt hại của mực nước dâng dị thường gây bởi nguyên nhân sự nhiễu động khí áp không kém so với tác động của sóng thần nên các chuyên gia nước ngoài thường gọi hiện tượng này là “Meteorological Tsunamis” hoặc sóng “Seiche” [3,4,6]. Tại một số nước như Nhật Bản, Mỹ, Hà Lan, Tây Ban Nha..., mực nước biển dâng dị thường đã xuất hiện tại nhiều

vùng ven bờ, cảng biển và cửa sông, gây nên nhiều thảm họa và được gắn với các tên gọi khác nhau cho từng địa phương [5, 6]. Tại Việt nam, vào các tháng cuối và đầu năm tại một số khu vực ở miền Trung như Tuy Hòa - Phú Yên xuất hiện mực nước biển dâng cao bất thường (dân gian hay gọi là triều cường). Ngoài thủy triều thì trong các dao động nước lớn rất có thể có đóng góp đáng kể của mực nước biển dâng do tác nhân khí tượng (nhiều động khí áp hoặc gió mùa), đây là lý do giải thích không phải tất cả những ngày có thủy triều cao thì mực nước lại cao bất thường mà chỉ vài ngày trong số đó. Khi mực nước dâng dị thường xuất hiện trùng với thời điểm triều thiên văn cao, kết hợp với sóng lớn sẽ trở nên rất nguy hiểm như gây ngập lụt, xói lở vùng bờ và ảnh hưởng tới các hoạt động của tàu bè do những tác động không những theo phương thẳng đứng (mực nước biển dâng cao) mà còn theo phương ngang (hệ thống dòng chảy) cũng rất mạnh [6]. Gần đây, nghiên cứu của nhóm tác giả Trần Hồng Thái và NNK đã khẳng định hiện tượng mực nước biển dâng cao dị thường tại Tuy Hòa-Phú Yên là có thật và độ lớn của mực nước dâng cao dị thường ghi nhận tại trạm quan trắc có thể dao động từ 0,5-1,0 m [2]. Chính vì vậy, nghiên cứu xác định nguyên nhân gây mực nước biển dâng dị thường qua đó đề xuất xây dựng hệ thống giám sát, cảnh báo và dự báo rất có ý nghĩa trong khoa học và thực tiễn.

Trong nghiên cứu này, mối liên hệ giữa mực nước biển dâng cao dị thường tại ven biển Tuy Hòa - Phú Yên với các hình thể thời tiết được phân tích theo số liệu quan trắc, số liệu tái phân tích và mô phỏng số trị. Kết quả của nghiên cứu sẽ đề xuất phương án giám sát và cảnh báo mực nước biển dâng dị thường và gợi mở hướng nghiên cứu về mô hình số trị.

2. Số liệu và phương pháp nghiên cứu

Để nghiên cứu mối liên hệ giữa mực nước biển dâng cao dị thường tại Tuy Hòa-Phú Yên với các hình thể khí tượng, số liệu quan trắc mực

nước tại trạm hải văn Phú Lâm nằm cách cửa biển khoảng 2 km được thu thập để tách dao động thủy triều xác định độ lớn nước dâng. Đây là trạm quan trắc mực nước duy nhất trong khu vực. Vì là trạm quan trắc thủy văn nằm gần cửa biển nên dao động mực nước ít nhiều bị chi phối bởi thủy triều, nước dâng ngoài biển và lũ trên sông. Do vậy, trong nghiên cứu này sẽ chọn những đợt mực nước biển dâng dị thường không trùng với thời gian có lũ trên sông. Ngoài ra, đợt mực nước biển dâng cao dị thường vào ngày 13 và 16 tháng 12 năm 2016 mà trạm nghiệm triều đặt tại cửa biển Đà Ràng quan trắc được cũng được đưa vào phân tích [2]. Để xác định độ lớn nước biển dâng cao dâng dị thường, phương pháp bình phương tối thiểu [1] được sử dụng để phân tích điều hòa, dự tính thủy triều và sau đó loại thủy triều từ mực nước quan trắc. Nghiên cứu của nhóm tác giả Trần Hồng Thái và NNK đã chỉ ra rằng, ngay cả lũ lớn trong sông tại Tuy Hòa cũng không gây nước dâng lớn tại cửa biển, nhưng khi nước dâng cao ngoài cửa biển thì tại trạm thủy văn Phú Lâm cũng ghi nhận nước biển lan truyền vào.

Số liệu tái phân tích trường gió và khí áp của Cơ quan Khí tượng hạn vừa Châu Âu [9] được thu thập để phân tích các hình thể thời tiết trong những ngày có hiện tượng mực nước biển dâng cao dị thường tại khu vực. Ngoài ra, mô phỏng tái phân tích trường gió và khí áp chi tiết được thực hiện bằng mô hình WRF cho đợt triều cường vào giữa tháng 12 năm 2016.

3. Tương quan giữa mực nước dâng dị thường với các hình thể khí tượng

Để đánh phân tích mối tương quan giữa hiện tượng mực nước biển dâng cao dị thường tại Tuy Hòa-Phú Yên, 03 đợt mực nước biển dâng cao dị thường tại Tuy Hòa mà các phương tiện truyền thông, chính quyền địa phương đã đưa tin và số liệu quan trắc mực nước tại trạm thủy văn Phú Lâm và trạm nghiệm triều đã ghi nhận được lựa chọn. Với 2 đợt triều cường vào tháng 12 năm

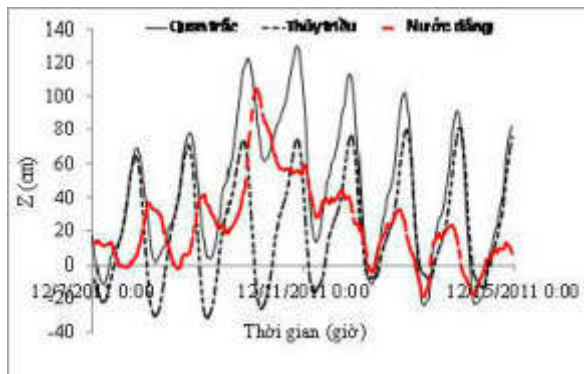
2011 và tháng 2 năm 2012, trường gió và khí áp tái phân tích trong khu vực của Cơ quan Khí tượng hạn vừa Châu Âu được thu thập trong khoảng thời gian trước và sau khi xuất hiện mực nước biển dâng cao dị thường với bước thời gian 6 giờ. Với đợt mực nước dâng dị thường trong tháng 12 năm 2016, kết quả mô phỏng tái phân tích trường gió và khí áp với độ phân giải không gian 3km và trích xuất kết quả 15 phút để phân tích chi tiết.

a) Đợt nước dâng dị thường tháng 12 năm 2011

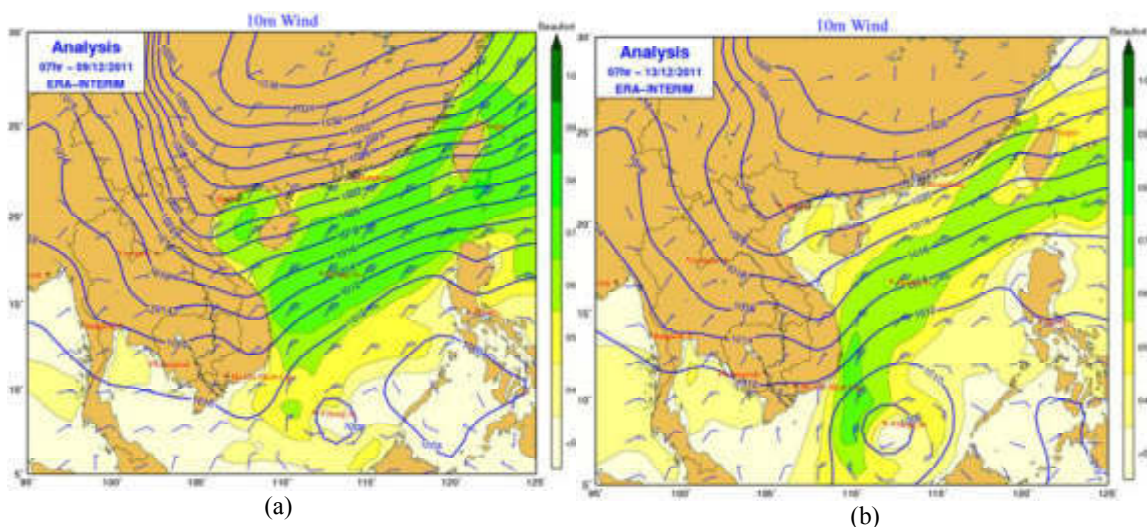
Trên hình 1 là biến thiên mực nước quan trắc, thủy triều dự tính và nước dâng (sau khi đã loại bỏ thủy triều từ mực nước tổng cộng) trong đợt triều cường này. Kết quả phân tích cho thấy nước dâng cao bất thường lớn hơn 50 cm bắt đầu từ ngày 21 giờ ngày 9 tháng 12 và kéo dài tới 2 giờ ngày 12 tháng 12 năm 2016. Nước dâng lớn nhất lên tới 104cm vào 2 giờ ngày 10 tháng 12, không phải xuất hiện vào thời gian của đỉnh triều. Nước dâng diễn ra trong khoảng 2,5 ngày dài hơn so với thời gian tồn tại của nước dâng trong các cơn bão.

Các bản đồ tái phân tích trường gió và khí áp từ 7-13 tháng 12 năm 2011 cho thấy bắt đầu từ ngày 7/12/2011 một đợt không khí lạnh từ phía bắc bắt đầu di chuyển xuống phía nam và ảnh

hưởng tới khu vực phía bắc Việt Nam. Khối không khí lạnh tiếp tục được tăng cường bổ sung trong ngày 8/12 và dồn sâu xuống miền Trung và Nam Bộ từ ngày 9/12. Đồng thời cũng trong ngày 9/12 hình thành một vùng áp thấp ở ngoài khơi khu vực biển Nam Trung Bộ (Hình 2a) và di chuyển chậm vào ven bờ Nam Trung Bộ (Hình 2b). Do vậy, trong thời kỳ này khu vực ven biển Tuy Hòa – Phú Yên chịu ảnh hưởng của hai hình thể thời tiết nguy hiểm là gió mùa đông bắc mạnh với cường độ cấp 6-7 và vùng áp thấp ngoài khơi. Hình thể khí tượng này có thể là nguyên nhân gây mực nước dâng dị thường tại Phú Yên.



Hình 1. Biến thiên mực nước quan trắc, thủy triều và nước dâng tại trạm thủy văn Phú Lâm trong đợt triều cường 7-14/12/2011 tại Tuy Hòa - Phú Yên



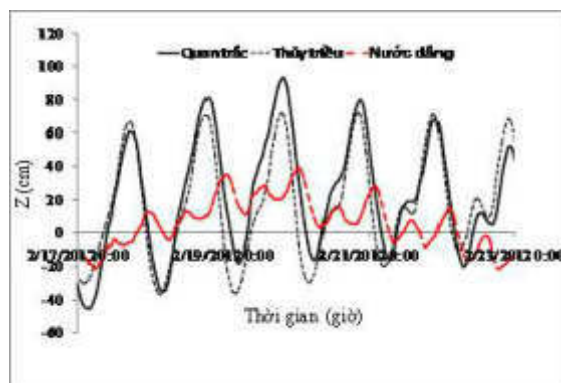
Hình 2. Trường gió và khí áp lúc 07h ngày 09/12/2011 (a) và 07h ngày 13/12/2011 (b)

b) Đợt nước dâng di thường tháng 2 năm 2012

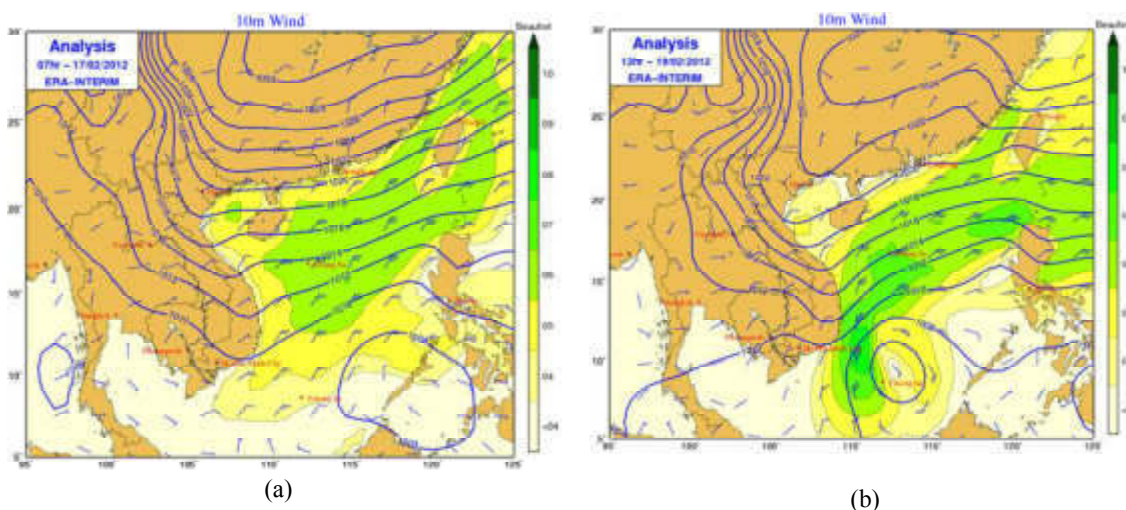
Trong đợt triều cường này, mực nước lên cao nhất tại Trạm thủy văn Phú Lâm là 93 cm vào 20 giờ ngày 19 tháng 2 năm 2012. Độ lớn nước dâng thấp hơn so với đợt triều cường tháng 12/2011, cao nhất là 36 cm, nhưng thời gian tồn tại nước dâng hơn 30 cm kéo dài trên 2 ngày (từ 18 - 20/2/2012) (Hình 3). Mặc dù độ lớn nước dâng và mực nước tổng cộng không lớn, tuy nhiên đợt triều cường này gây nhiều thiệt hại đã được báo điện tử Nhân Dân mô tả là có nhiều nhà dân bị sóng cao tới 3 m đánh sập, hơn 200 m đường bị sóng khoét sâu [7].

Thông qua bản đồ tái phân tích trường gió và khí áp từ ngày 17 – 24 tháng 2 năm 2012 có thể thấy rằng, hình thế thời tiết thời kỳ này khá tương đồng với thời kỳ xuất hiện đợt triều cường tháng 12 năm 2011, đó là sự ảnh hưởng của một đợt không khí lạnh mạnh từ phía Bắc dồn sâu xuống phía Nam kết hợp với một vùng áp thấp

hình thành trên khu vực Nam Biển Đông sau đó di chuyển vào khu vực ven bờ Nam Trung Bộ trở vào đến Nam Bộ. Mặc dù cũng có thời điểm trường gió mùa Đông Bắc do không khí lạnh gây ra đạt cấp 6, cấp 7 nhưng thời gian không kéo dài, thêm vào đó vùng áp thấp khi di chuyển vào phía đất liền cũng bị suy yếu nhanh do không.



Hình 3. Biến thiên mực nước quan trắc, thủy triều và nước dâng tại trạm thủy văn Phú Lâm trong đợt triều cường 17-23/12/2012 tại Tuy Hòa - Phú Yên



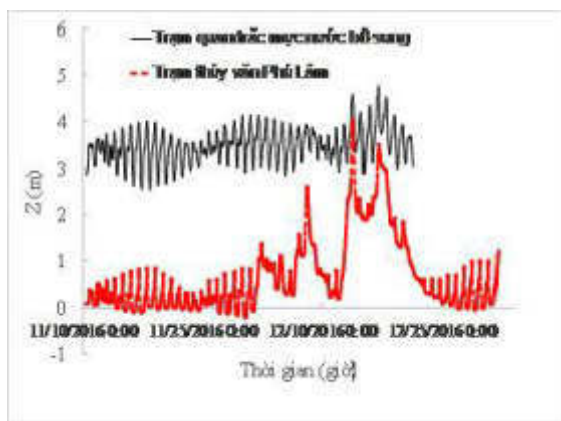
Hình 4. Bản đồ trường gió và khí áp lúc 07h ngày 17/02/2012 (a) và 07h ngày 20/02/2012 (b)

c) Đợt nước dâng di thường tháng 12 năm 2016

Trong đợt triều cường này, trạm nghiệm triều do đề tài nghiên cứu khoa học cấp Nhà nước "Nghiên cứu nguyên nhân và xây dựng quy trình công nghệ cảnh báo, dự báo hiện tượng mực nước biển dâng dị thường tại miền Trung và

Nam Bộ Việt Nam" đã tiến hành quan trắc mực nước bổ sung tại cửa Đà Rằng [2] với mục đích ghi nhận được mực nước dâng dị thường trong các tháng cuối năm 2016 và đầu năm 2017. Vị trí được lựa chọn nằm ngay sát cửa biển nên hầu như không bị ảnh hưởng của lũ trên sông thuộc Tuy Hòa. Trong khoảng thời gian quan trắc đã

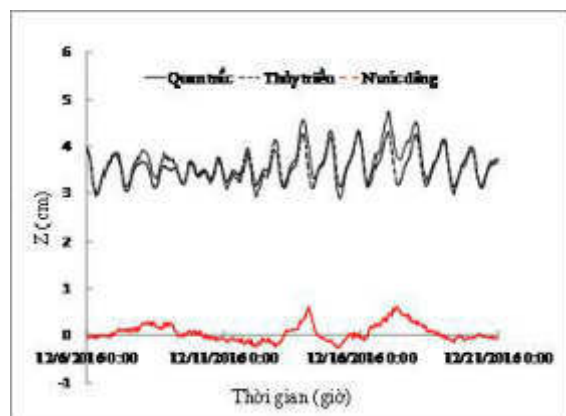
ghi nhận 2 mực nước dâng dị thường xuất hiện tại khu vực. Cả 2 đợt nước dâng cao này đều được nhiều tờ báo phản ánh, thí dụ báo điện tử Phú Yên và VOV [8]. Tại thời điểm đỉnh triều cường cao nhất vào đêm ngày 13 và đêm ngày 16 tháng 12, trên các sông ở Phú Yên xuất hiện lũ và trạm thủy văn Phú Lâm cũng ghi nhận 2 đỉnh nước lớn trùng với thời điểm mực nước tại trạm nghiệm triều dâng cao nhất (Hình 5). Kết quả phân tích mực nước trên Hình 5b cho thấy, nước dâng dị thường lớn nhất vào đêm ngày 13



Hình 5. Biến thiên mực nước quan trắc tại trạm nghiệm triều và trạm thủy văn Phú Lâm tháng 12/2016

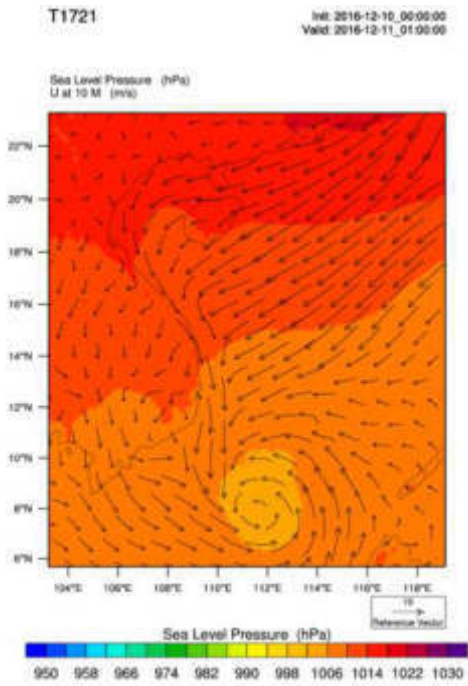
Kết quả mô phỏng trường gió và khí áp độ phân giải không gian 3km bằng mô hình WRF cho thấy, trong đợt nước biển dâng cao dị thường này, giống như 2 đợt triều cường đã phân tích ở trên, hình thế khí tượng bị chi phối bởi gió mùa Đông Bắc mạnh, lấn sâu xuống phía Nam và sự tồn tại của vùng áp thấp ở ngoài khơi Nam Trung Bộ và Nam Bộ có hướng di chuyển vào ven bờ khu vực Nam Trung Bộ. Theo kết quả mô phỏng trường gió và khí áp, có thể đưa ra nhận định về mối liên hệ giữa 2 đợt mực nước biển dâng cao tại Tuy Hòa - Phú Yên trong 2 đợt triều cường này như sau: Đợt nước dâng cao dị thường vào đêm ngày 13 tháng 12 năm 2016 có thể do tác động của khối khí áp thấp từ ngoài khơi di chuyển vào bờ như trên hình 7a và 7b, thời điểm 1 giờ ngày 11/12/2016 (Hình 7a) và 22 giờ ngày

và 16 tháng 12 là 59 cm và 61 cm. Kết quả của đợt khảo sát mực nước dâng dị thường này đã được phân tích kỹ lưỡng của nhóm tác giả Trần Hồng Thái và NNK [2]. Theo đó, nước dâng dị thường chỉ xuất hiện cục bộ tại ven biển Tuy Hòa - Phú Yên, số liệu quan trắc mực nước tại trạm hải văn Quy Nhơn (cách Tuy Hòa khoảng 100 km về phía bắc) và Nha Trang (cách Tuy Hòa khoảng 80 km về phía nam) đã không ghi nhận mực nước dâng dị thường.

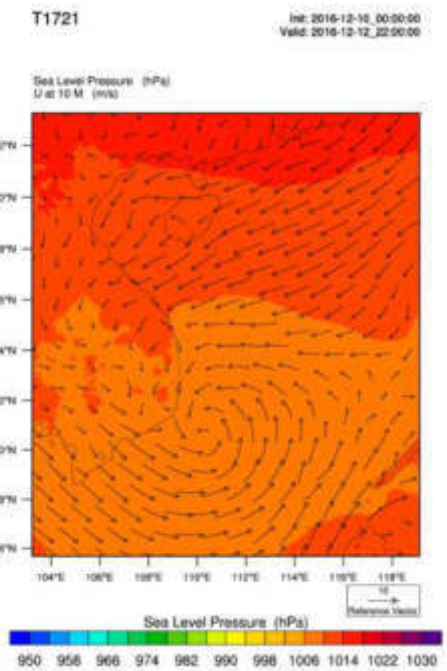


Hình 6. Biến thiên mực nước quan trắc, thủy triều và nước dâng tại trạm quan trắc mực nước bổ sung Tuy Hòa tháng 12/2016

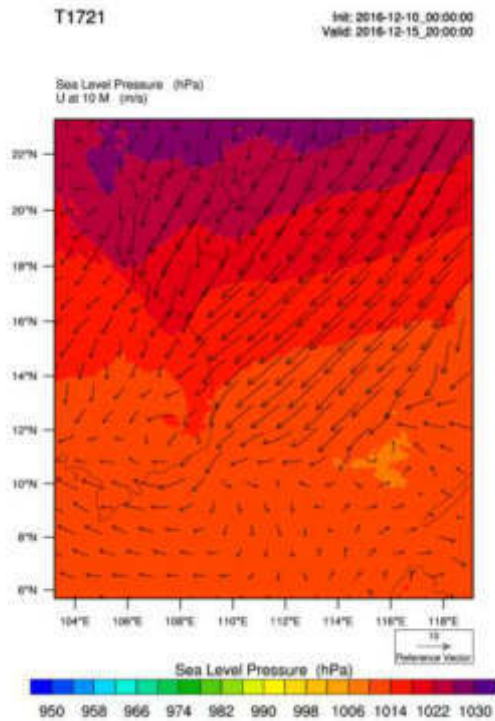
12/12/2016 (Hình 7b). Trong khi đó trước khi xuất hiện đợt nước biển dâng cao dị thường vào đêm ngày 16 tháng 12 năm 2016, vùng áp thấp đã tan do không khí lạnh mạnh và lấn sâu xuống phía Nam. Trên hình 7c và 7d có thể thấy rằng, trong ngày và 16 tháng 12, trường gió hướng Đông Bắc và lệch Đông thổi liên tục vào khu vực ven biển Phú Yên với vận tốc lên tới 17 m/s (cấp 7). Gió có cường độ mạnh, hướng ổn định và thời gian kéo dài có thể là nguyên nhân gây nên mực nước biển dâng cao dị thường trong đợt triều cường này. Số liệu quan trắc gió và khí áp tại Cửa Đà Rừng trên Hình 8 cũng ghi nhận trong đợt nước dâng lớn vào đêm ngày 13 tháng 12 khí áp và vận tốc gió tại Phú Yên giảm, trong khi đó tại đợt nước dâng lớn vào đêm ngày 16 tháng 12 cả khí áp và vận tốc gió đều tăng.



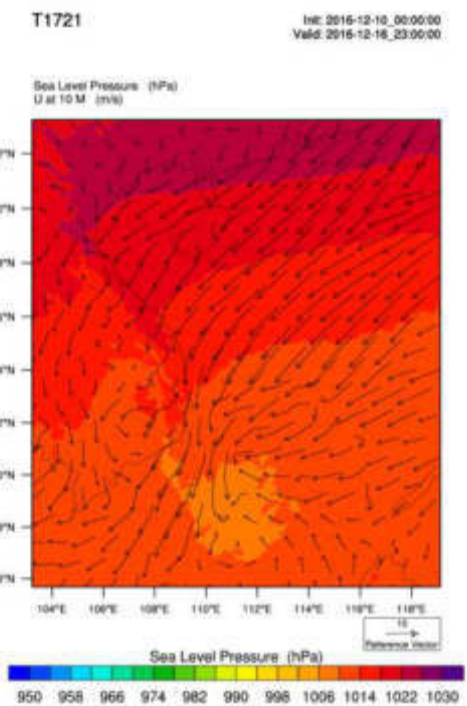
(a) 1 giờ ngày 11/12/2016



(b) 22 giờ ngày 12/12/2016

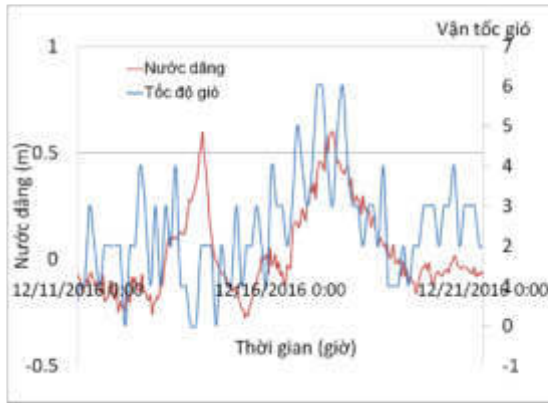


(c) 20 giờ ngày 15/12/2016

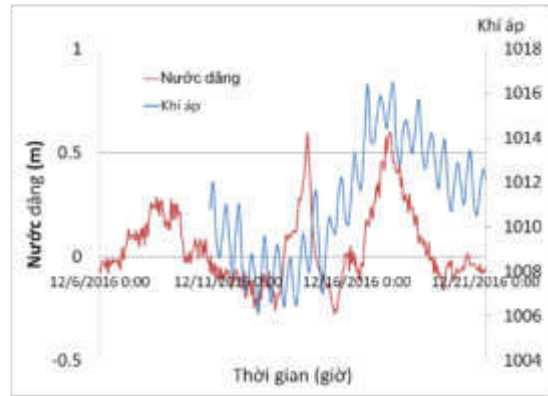


(d) 23 giờ ngày 16/12/2016

Hình 7. Trường gió và khí áp trong đợt triều cường vào giữa tháng 12 năm 2016



(a)



(b)

Hình 8. Biến thiên nước dâng dị thường với vận tốc gió (a) và khí áp (b)

Bước đầu phân tích trường gió và khí áp trong các đợt nước biển dâng cao dị thường trong các đợt triều cường tại tại Tuy Hòa - Phú Yên có thể thấy rằng hiện tượng mực nước biển dâng cao tại đây có mối liên hệ với các đợt không khí lạnh mạnh và lấn dần xuống phía Nam, đồng thời cũng trong thời gian này có sự hình thành của một vùng khí áp thấp tại ngoài khơi Nam Trung Bộ và Nam Bộ có hướng di chuyển vào ven bờ Nam Trung Bộ. Tuy nhiên, để có cơ sở khoa học chặt chẽ xác định mối liên hệ này, cần thiết phải sử dụng mô hình số trị hải dương mô phỏng nước dâng trong các đợt nước dâng dị thường này dưới tác động của gió và khí áp. Bên cạnh đó, địa hình đặc trưng của khu vực rất có thể ảnh hưởng tới độ lớn nước dâng. Đây là nội dung nghiên cứu rất quan trọng và sẽ được đề cập trong bài báo tới.

4. Kết luận

Trong nghiên cứu này, mối liên hệ giữa mực nước biển dâng dị thường tại Tuy Hòa - Phú Yên với hình thể thời tiết được phân tích trên cơ sở số liệu quan trắc mực nước tại trạm thủy văn Phú Lâm và trạm nghiệm triều tại cửa biển Đà Rằng và trường gió, khí áp tái phân tích trong thời gian này. Trong đó, trạm nghiệm triều được thiết lập

từ tháng 11 năm 2016 đến tháng 1 năm 2017 nhằm ghi lại hiện tượng nước biển dâng dị thường ngay tại cửa biển. Trường gió và khí áp trong đợt triều cường tháng 12 năm 2016 được mô phỏng tái phân tích chi tiết bằng mô hình WRF. Trường gió và khí áp trong 2 đợt triều cường còn được thu thập từ ECMWR. Kết quả bước đầu cho thấy mực nước biển dâng cao bất thường trong các đợt triều cường tại Tuy Hòa - Phú Yên có mối liên hệ với không khí lạnh mạnh, kéo dài và lấn sâu xuống phía Nam. Ngoài ra, trong thời gian này tồn tại một xoáy thấp ở ngoài khơi Nam Trung Bộ và Nam Bộ và có xu hướng dịch chuyển vào ven bờ Nam Trung Bộ.

Kết quả nghiên cứu ở trên rất có ý nghĩa cho công tác giám sát, cảnh báo hiện tượng mực nước biển dâng dị thường tại khu vực. Tuy nhiên, để có cơ sở khoa học chặt chẽ hơn xác định mối liên hệ này, cần thiết phải tiến hành mô phỏng nước dâng dị thường tại khu vực bằng mô hình số trị hải dương dưới tác động của các hình thể thời tiết này. Ngoài ra, ảnh hưởng của địa hình khu vực cũng cần được nghiên cứu kỹ lưỡng. Đây sẽ là nội dung nghiên cứu rất quan trọng và sẽ được đề cập trong các bài báo tới.

Lời cảm ơn: Nghiên cứu này được tài trợ bởi Bộ khoa học và công nghệ trong đề tài "Nghiên cứu nguyên nhân và xây dựng quy trình công nghệ cảnh báo, dự báo hiện tượng mực nước biển dâng dị thường tại miền Trung và Nam Bộ Việt Nam", mã số ĐTTĐL-CN.35/15. Tập thể các tác giả xin chân thành cảm ơn.

Tài liệu tham khảo

1. Phạm Văn Huân (2011). *Dự tính thủy triều bằng phương pháp phân tích điều hòa*, Nhà xuất bản khoa học và kỹ thuật, Hà Nội.
2. Trần Hồng Thái, Trần Quang Tiến, Nguyễn Bá Thủy, Dương Quốc Hùng (2017). *Hiện tượng mực nước biển dâng dị thường tại Tuy Hòa - Phú Yên*. Tạp chí khí tượng thủy văn, số 676 trang 1-9.
3. De Jong, M P. C. (2004). *Seiche characteristics of Rotterdam Harbour*. Coastal Engineering 51, 373 - 386.
4. Garcies M., Gomis D. and Monserrat S. (1996). *Pressure-forced seiches of large amplitude in inlets of the Balearic Islands*. Part II: Observational study, J. Geophys. Res. 101, 6453 - 6467.
5. Monserrat, S., Vilibi, I. and Rabinovich, A.B. (2006). *Atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band*.
6. Rabinovich A., B. (2009). *Seiches and Harbor Oscillations - Handbook of Coastal and Ocean Engineering (edited by Y.C.Kim)*, World Scientific Publ., Singapoure.
7. <http://www.nhandan.com.vn/xahoi/item/25163902-trieu-cuong-tan-pha-hang-chuc-nhandan.html>
8. <http://vov.vn/tin-24h/phu-yen-trieu-cuong-pha-huy-ke-xom-ro-578587.vov>
9. <https://www.ecmwf.int/>

INITIAL STEP STUDY THE RELATIONSHIP BETWEEN THE ABNORMAL SURGE WITH WEATHER SITUATION IN TUY HOA - PHU YEN

Nguyen Ba Thuy, Tran Quang Tien

National Hydrometeorological Forecasting Center

Abstract: *In this study, the relationship between the abnormal surge at Tuy Hoa-Phu Yen with weather situation (wind and pressure filed) was analyzed based on the observation data at Phu Lam station, an esuary hydrological station located about 2 km from the Tuy Hoa coast line, a temporacy tide station at Da Rang and the re-analyze wind and pressure data from ECMWR. In which the wind and pressure fields during the spring tide phase on December 2016 was re-analyze simulation in detail by WRF model. The results show that the abnormal surge was related with strong Northesat monsoon with long duration and came deep to the south and combined a low-pressure area at the off-shore tendence slowly moving to the shore. This result is useful for monitoring, warning this phenomonal in this area, and open the idea study this phenomenon by numerical simulation.*

Keywords: *Abnormal surge, Spring tide, weather situation Tuy Hoa.*

VIỆN HÀN LÂM KHOA HỌC VÀ CÔNG NGHỆ VIỆT NAM
VIETNAM ACADEMY OF SCIENCE AND TECHNOLOGY

ISSN 1859-3097

Tạp chí

**KHOA HỌC VÀ CÔNG NGHỆ
BIỂN**

JOURNAL OF MARINE SCIENCE AND TECHNOLOGY

4 (T.18)
2018

HÀ NỘI

MÔ PHÒNG HIỆN TƯỢNG NƯỚC BIỂN DÂNG DỊ THƯỜNG DO NHIỀU ĐỘNG KHÍ ÁP TẠI VEN BIỂN MIỀN TRUNG

Nguyễn Bá Thủy

Trung tâm Dự báo Khí tượng Thủy văn Quốc gia
E-mail: thuybanguyen@gmail.com

Ngày nhận bài: 3-2-2018; Ngày chấp nhận đăng: 20-3-2018

Tóm tắt. Trong nghiên cứu này, hiện tượng mực nước biển dâng dị thường do nhiều động khí áp từ ngoài khơi Biển Đông di chuyển vào ven biển miền Trung được mô phỏng theo một số kịch bản về độ chênh lệch khí áp lớn nhất (P_{max}), kích cỡ (L) và tốc độ di chuyển (C_p) của khối nhiều động. Mô hình mô phỏng mực nước biển dâng dị thường được xây dựng dựa trên hệ phương trình sóng dài 2 chiều có xét tới ảnh hưởng của độ chênh khí áp trên bề mặt biển. Kết quả cho thấy, khi độ chênh lệch khí áp và kích cỡ của khối nhiều động càng lớn thì độ lớn nước dâng tại ven biển Tuy Hòa càng cao; khi tốc độ di chuyển của khối nhiều động khí áp tăng thì độ lớn nước dâng tăng, đạt giá trị lớn nhất 0,72 m khi $C_p = 45$ km/h và sau đó giảm dần. Trong khi đó, chu kỳ nước dâng sẽ giảm dần cho tới khi $C_p = 30$ km/h và sau đó hầu như không thay đổi. Khu vực ven biển quanh vĩ tuyến 13°N được ghi nhận có nước dâng lớn hơn so với hai phía, nguyên nhân có thể là do độ dốc đường bờ lớn. Kết quả của nghiên cứu có ý nghĩa trong việc xác định nguyên nhân gây mực nước biển dâng cao bất thường tại khu vực, phục vụ quy hoạch và xây dựng phương án ứng phó với dạng thiên tai này.

Từ khóa: Biển Đông, khí áp, mực nước biển dâng.

MỞ ĐẦU

Tại một số vùng ven biển, cửa sông và nhất là cảng biển trên thế giới, thảm họa gây bởi mực nước biển dâng bất thường đã xảy ra thường xuyên và thường được gắn với nhiều tên gọi khác nhau cho từng địa phương như “*rissaga*” ở quần đảo Balearic, “*sciga*” trên bờ biển Croatia, “*marubbio*” ở Sicily, “*milghuba*” ở Malta, “*abiki*” và “*Yota*” tại Nhật Bản [1–3]. Nhiều thảm họa đến nỗi người dân tại địa phương gọi là các cơn sóng chết “*death waves*” như ở tây Ireland, các đảo Azores và Madeira [2, 4–6]. Tại những nơi này cứ đến một số tháng xác định trong một hoặc vài năm là xuất hiện mực nước biển dâng cao bất thường và thảm họa đi kèm. Một số nguyên nhân gây nên mực nước biển dâng cao bất thường đã được loại trừ và có thể sơ bộ đánh giá rằng chúng

xuất hiện dường như được gây bởi cùng một nguyên nhân, đó là do quá trình nhiễu động khí quyển [1, 2, 6]. Hậu quả của mực nước biển dâng cao bất thường là rất nghiêm trọng do bởi tính bất ngờ, khó cảnh báo được của hiện tượng. Thí dụ “*rissaga*” ngày 21 tháng 6 năm 1984 đã phá hủy khoảng 300 tàu thuyền. Gần đây hơn, vào ngày 15 tháng 6 năm 2006, cảng Ciutadella bị ảnh hưởng bởi các sự kiện “*rissaga*” gây ấn tượng nhất trong 20 năm qua khi độ cao nước dâng quan sát được ở cảng gần 6 m và tổng thiệt hại kinh tế lên đến hàng chục triệu Euro [5, 6].

Tại ven biển miền Trung Việt Nam, nhất là Tuy Hòa-Phú Yên cứ vào các tháng cuối và đầu năm hay xuất hiện mực nước biển dâng cao bất thường (dân gian hay gọi là triều cường). Những đợt nước dâng cao bất thường này phân

lớn xuất hiện không phải trong thời gian có hoạt động của bão. Ngoài thủy triều thì trong các dao động nước lớn có đóng góp đáng kể của mực nước biển dâng do tác nhân khí tượng (nhiều động khí áp hoặc gió mùa), đây là lý do giải thích không phải tất cả những ngày có thủy triều cao thì mực nước lại cao bất thường mà chỉ vài ngày trong số đó [7]. Khi mực nước dâng dị thường xuất hiện trùng với thời điểm triều thiên vẫn cao, kết hợp với sóng lớn sẽ trở nên rất nguy hiểm như gây ngập lụt, xói lở vùng bờ. Đã có một số nghiên cứu ban đầu về hiện tượng mực nước biển dâng cao bất thường tại ven biển miền Trung như: Tác giả Bùi Xuân Thông (2007) [8] đã thống kê các đợt mực nước biển dâng cao dị thường tại khu vực theo số liệu ghi nhận từ phương tiện thông tin đại chúng, chính quyền địa phương và điều tra khảo sát và cho kết luận rằng đa phần các đợt nước biển dâng cao bất thường tại đây xuất hiện vào các tháng cuối và đầu năm và thường liên quan tới hoạt động của gió mùa Đông Bắc tại khu vực; nhóm tác giả Nguyễn Bá Thủy và Trần Quang Tiến (2018) [9] sau khi phân tích mối liên hệ giữa các đợt triều cường cao tại Tuy Hòa-Phú Yên với các hình thế thời tiết đã đưa ra kết luận trong các đợt mực nước biển dâng cao tại Tuy Hòa-Phú Yên có hoạt động của không khí lạnh mạnh lấn sâu xuống phía nam và đông hời có sự tồn tại của khối áp thấp ở ngoài khơi Nam Trung Bộ và Nam Bộ và có hướng dịch chuyển vào ven bờ Nam Trung Bộ; nhóm tác giả Trần Hồng Thái và nnk., (2017) [7] sau khi phân tích số liệu mực nước tại trạm thủy văn Phú Lâm và trạm nghiệm triều trong các đợt triều cường cao tại Tuy Hòa-Phú Yên đã khẳng định rằng có sự xuất hiện của nước dâng với biên độ thường khoảng từ 0,5–1,0 m trong các đợt triều cường cao tại Tuy Hòa-Phú Yên. Như vậy, có thể khẳng định có sự xuất hiện của hiện tượng mực nước biển dâng cao bất thường trên nền thủy triều tại ven biển miền Trung và cụ thể là Tuy Hòa-Phú Yên với biên độ rất đáng kể. Tuy nhiên, nguyên nhân gây

mực nước biển dâng cao bất thường tại đây vẫn chưa được làm sáng tỏ bởi do hạn chế về số liệu quan trắc mực nước cũng như số liệu quan trắc và phân tích khí tượng (gió, khí áp). Mực nước biển dâng cao bất thường tại đây khả năng do nhiều nguyên nhân như tác động của không khí lạnh, vùng áp thấp hoặc vùng nhiễu động khí áp như đề cập trong các nghiên cứu của nước ngoài ở trên.

Trong nghiên cứu này, một hướng tiếp cận để xác định nguyên nhân và quy mô của mực nước dâng cao dị thường tại ven biển miền Trung được thực hiện, đó là theo hướng do tác động của khối nhiễu động khí áp. Kịch bản mô phỏng được giả định là có sự tồn tại của khối nhiễu động khí áp tại ngoài khơi giữa khu vực giữa và nam Biển Đông và dịch chuyển vào ven biển miền Trung. Kịch bản mô phỏng được thực hiện với các trường hợp về sự thay đổi của độ chênh khí áp lớn nhất, kích cỡ và vận tốc di chuyển khối nhiễu động. Ứng với mỗi kịch bản mô phỏng, độ lớn nước dâng tại ven biển miền Trung được phân tích. Mô hình mô phỏng hiện tượng mực nước biển dâng cao bất thường do nhiễu động khí áp được xây dựng dựa trên hệ phương trình sóng dài 2 chiều. Kết quả của nghiên cứu có ý nghĩa trong việc xác định nguyên nhân phục vụ xây dựng phương án quy hoạch và ứng phó với dạng thiên tai này.

MÔ HÌNH VÀ KỊCH BẢN MÔ PHỎNG DAO ĐỘNG NƯỚC DÂNG DO NHIỄU ĐỘNG KHÍ ÁP

Hệ phương trình sóng dài có xét tới độ chênh áp suất khí quyển trên bề mặt biển. Mô hình tính toán nước biển dâng (hoặc gọi là dao động sóng dài) được phát triển dựa trên phương trình sóng dài hai chiều có xét tới tác động của độ chênh áp suất khí quyển trên bề mặt biển. Hệ các phương trình được diễn tả dưới đây:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q_x^2}{d} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q_x Q_y}{d} \right) + gd \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\rho g n^2}{\rho d^{7/3}} Q_x \sqrt{Q_x^2 + Q_y^2} + Q_x \sqrt{Q_x^2 + Q_y^2} \\ - 2 \frac{\partial}{\partial x} \left(v_e \frac{\partial Q_x}{\partial x} \right) - f \frac{Q_x}{d} + \frac{1}{\rho} d \frac{\partial P}{\partial x} = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

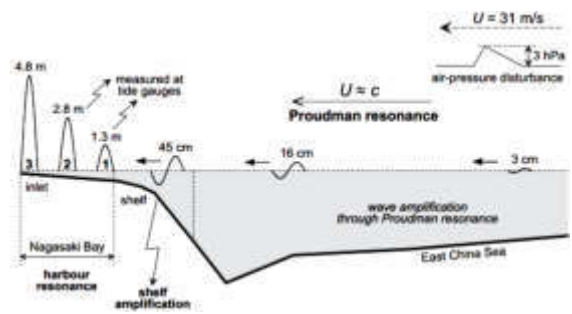
$$\frac{\partial Q_y}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q_x Q_y}{d} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q_y^2}{d} \right) + gd \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\rho g n^2}{\rho d^{7/3}} Q_y \sqrt{Q_x^2 + Q_y^2} + Q_y \sqrt{Q_x^2 + Q_y^2} \quad (3)$$

$$-2 \frac{\partial}{\partial y} \left(v_e \frac{\partial Q_y}{\partial y} \right) + f \frac{Q_y}{d} + \frac{1}{\rho} d \frac{\partial P}{\partial y} = 0$$

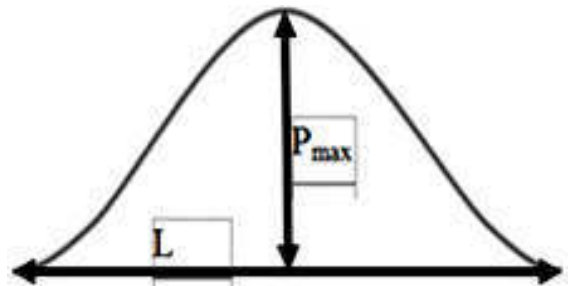
Trong đó: Q_x, Q_y là lưu lượng nước theo phương x và y , t là thời gian, d là tổng độ sâu ($d=h+\zeta$), h là độ sâu ban đầu, ζ là dao động mực nước trên độ cao trung bình, g là gia tốc trọng trường, ρ là mật độ nước biển, n là hệ số nhám ($n = 0,025$ trong tính toán này), f là hệ số Coriolis ($f = 7,3 \times 10^{-5} s^{-1}$), P là độ chênh của áp suất khí quyển so với áp suất nền trung bình (áp suất nền = 1013 mbar). Hệ phương trình trên được giải bằng phương pháp sai phân hữu hạn. Tại các biên lỏng, điều kiện biên phát xạ được áp dụng, trong khi đó điều kiện biên phản xạ được áp dụng tại các biên cứng. Sự chênh lệch của áp suất khí quyển trên bề mặt biển sẽ tạo nên các sóng có chu kỳ dài trên biển, các sóng này phát triển và lan truyền vào bờ. Cơ sở lý thuyết và phương pháp giải hệ phương trình trên được trình bày chi tiết trong nghiên cứu của Kakinuma và Fukita (2012) [3].

Kịch bản bản mô phỏng. Trong nghiên cứu này, cơ chế hình thành, phát triển, lan truyền và tăng biên độ của sóng dài do nhiễu động khí áp đã được thử nghiệm theo sơ đồ trong nghiên cứu của Monserrat và nnk., (2006) như minh họa như trên hình 1 [10]. Theo đó, do sự chênh lệch áp suất khí quyển trên bề mặt biển đã tạo nên sự chênh lệch mực nước biển (tức là tạo ra sóng dài với biên độ nhỏ, khoảng 3 cm). Nếu không có tác động nào khác và với độ cao sóng nhỏ như vậy sẽ không tác động nhiều đến vùng ven bờ. Tuy nhiên, trong quá trình di chuyển của sóng dài, thì khối không khí nhiễu động cũng dịch chuyển cùng hướng. Trong trường hợp khi vận tốc của khối nhiễu động khí quyển (U) cùng cỡ với vận tốc lan truyền của sóng dài (C) sẽ tạo nên sự cộng hưởng không mong muốn, đó cộng hưởng Proudman [11]. Khi vào gần đến bờ, do ảnh hưởng của hiệu ứng nước nông, độ cao sóng dài được tăng thêm. Ở phía trong cảng biển, khi chu kỳ của sóng dài cùng cỡ với chu kỳ dao động riêng của cảng biển sẽ làm tăng biên độ của sóng trong cảng. Theo

như hình 1 khi bắt đầu hình thành ngoài khơi, độ cao sóng chỉ 3 cm. Tuy nhiên khi vào bờ đã tăng lên 1,3 m và trong cảng đã lên tới 4.8 m. Như vậy có thể thấy rằng, với một hình thể khí áp phù hợp, dao động mực nước tại ven bờ và trong cảng có thể tăng lên rất cao. Yếu tố bất thường và khó dự báo là nguyên nhân chính gây thiệt hại lớn của mực nước dị thường do tác nhân nhiễu động khí áp gây nên.



Hình 1. Minh họa về cơ chế hình thành, lan truyền và tăng biên độ sóng dài do chênh lệch khí áp



Hình 2. Kịch bản giả định về phân bố khí áp trong khối nhiễu động trong mô phỏng nước dâng dị thường tại ven biển miền Trung

Kịch bản tính toán áp dụng cho khu vực ven biển miền Trung được giả định là tồn tại một khối nhiễu động khí áp tại ngoài khơi giữa và nam Biển Đông có phân bố đều dạng parabol như trên hình 2 và dịch chuyển vào ven bờ biển Nam Trung Bộ với vận tốc không đổi

và tạo ra các sóng dài lan truyền vào bờ. Các kích bản mô phỏng được thực hiện không xét tới ảnh hưởng của thủy triều, có nghĩa là chỉ tính sóng trên nền mực nước biển trung bình.

$$P(x, t_o) = \begin{cases} \frac{P_{max}}{2} \left\{ 1 + \cos \left[\frac{2\pi}{L} (x - x_c) \right] \right\} & (|x - x_c| \leq L/2) \\ 0 & (|x - x_c| > L/2) \end{cases} \quad (4)$$

Trong đó: P là độ chênh khí áp, P_{max} là độ chênh khí áp lớn nhất, L kích thước ngang của khối khí áp nhiễu động, x_c là kinh độ tại tâm khối khí áp (lấy tại kinh tuyến 119 trong nghiên cứu này). Khối khí áp có phân bố như vậy được giả thiết di chuyển với vận tốc đều C_p đi vào vùng biển miền Trung.

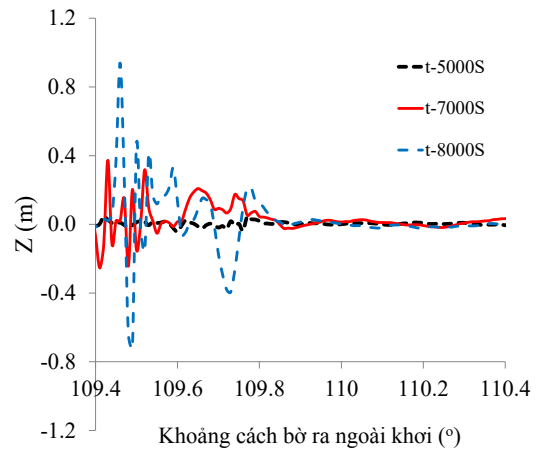
Miền tính cho khu vực miền Trung được giới hạn từ 12–14°N, 109–120°E, với độ phân giải của mô hình theo phương kinh và vĩ tuyến là 1,85 phút (xấp xỉ 1 km), bước thời gian tính của mô hình là 2 giây.

KẾT QUẢ TÍNH TOÁN

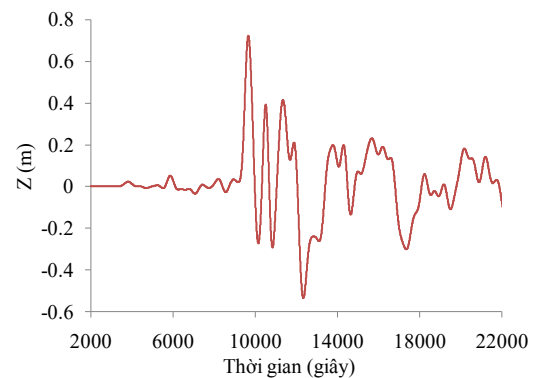
Trên hình 3 là phân bố dao động bề mặt biển dọc theo vĩ tuyến 13 tại thời điểm 5000 s, 7000 s và 8000 s sau khi khối nhiễu động khí áp dịch chuyển với điều kiện của khối nhiễu động khí áp là độ chênh khí áp lớn nhất $P_{max} = 2$ hPa, chiều dài khối nhiễu động $L = 10$ km và vận tốc di chuyển $C_p = 40$ km/h. Có thể thấy rằng, sự chênh lệch khí áp trên bề mặt biển đã tạo nên các sóng có chu kỳ dài trên mặt biển. Độ cao và chu kỳ sóng thay đổi trong quá trình lan truyền vào bờ, cụ thể càng vào gần bờ độ cao sóng càng tăng và chu kỳ sóng giảm do hiệu ứng nước nông. Dao động theo thời gian của độ cao sóng tại vị trí ven biển Tuy Hòa-Phú Yên được thể hiện trên hình 4 cho thấy độ cao sóng lớn nhất xuất hiện tại thời điểm 9672 giây khi sau khi khối khí áp bắt đầu di chuyển. Trước khi đạt độ cao lớn nhất, đã xuất hiện các con sóng với biên độ nhỏ và biên độ các sóng sau cũng giảm dần sau khi đạt độ cao lớn nhất. Chu kỳ của sóng lớn nhất là 468 giây và các con sóng khác đều có chu kỳ cỡ vài trăm giây. Với cỡ chu kỳ như vậy, có thể coi trị số của đỉnh sóng là độ lớn của nước dâng. Trên hình 5 là phân bố độ cao nước dâng lớn nhất tại ven

Với hình thể khí áp phân bố như trên hình 2, trị số của độ chênh khí áp trên toàn miền tính theo không gian và thời gian được xác định theo công thức dưới đây [3].

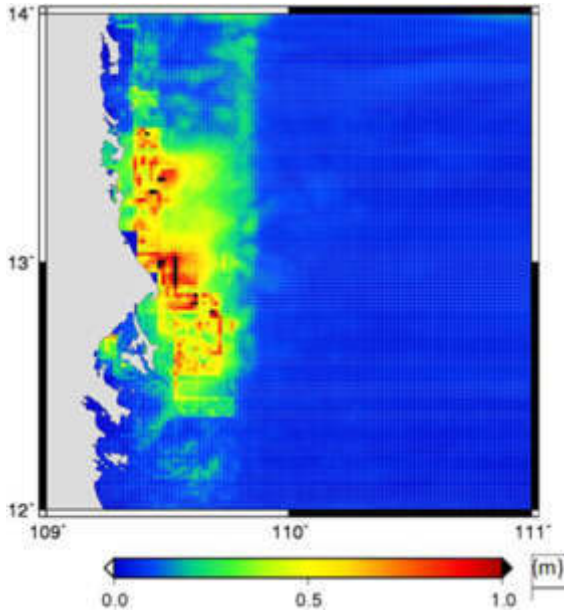
biển miền Trung trong suốt quá trình khối nhiễu động khí áp dịch chuyển vào bờ. Có thể nhận thấy rằng khu vực có nước dâng lớn nằm xung quanh vĩ tuyến 13. Địa hình có dốc lớn có thể là nguyên nhân gây nước dâng cao hơn tại khu vực này so với phía trên và dưới.



Hình 3. Dao động bề mặt biển dọc theo vĩ tuyến 13 tại thời điểm 5000 s, 7000 s và 8000 s ($P_{max} = 2$ hPa, $L = 10$ km, $C_p = 40$ km/h)

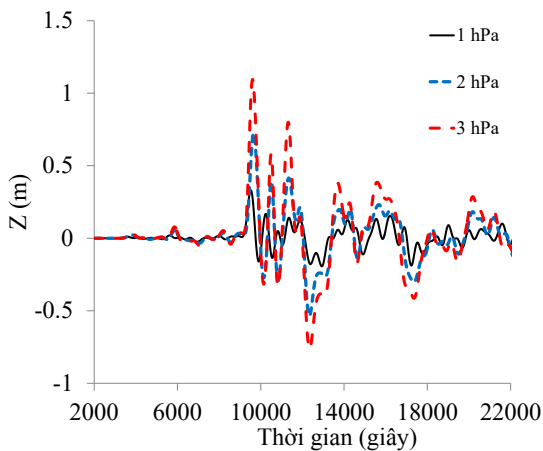


Hình 4. Dao động theo thời gian của nước dâng tại vị trí ven biển Tuy Hòa-Phú Yên ($P_{max} = 2$ hPa, $L = 10$ km, $C_p = 40$ km/h)



Hình 5. Phân bố độ lớn nước dâng tại ven biển miền Trung ($P_{max} = 2$ hPa, $L = 10$ km, $C_p = 40$ km/h)

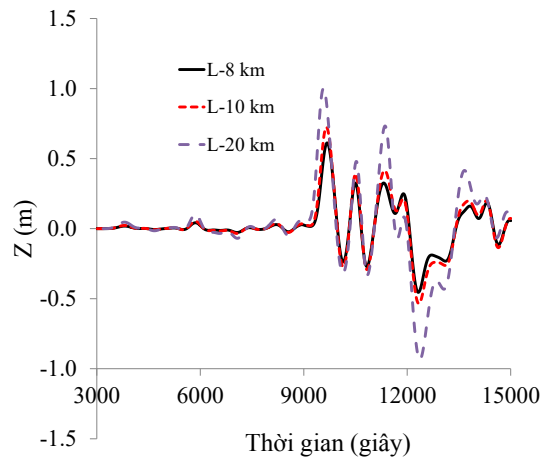
Ảnh hưởng của độ chênh khí áp lớn nhất và chiều dài khối nhiễu động khí áp



Hình 6. Dao động theo thời gian độ cao nước dâng tại Tuy Hòa với sự thay đổi của P_{max} ($L = 10$ km, $C_p = 40$ km/h)

Để đánh giá ảnh hưởng của độ chênh khí áp lớn nhất tới độ cao nước dâng tại ven biển miền Trung, các điều kiện tính toán được giả định với chiều dài khối nhiễu động khí áp $L = 10$ km, tốc độ di chuyển $C_p = 40$ km/h, độ chênh khí áp với 3 trường hợp tương ứng là

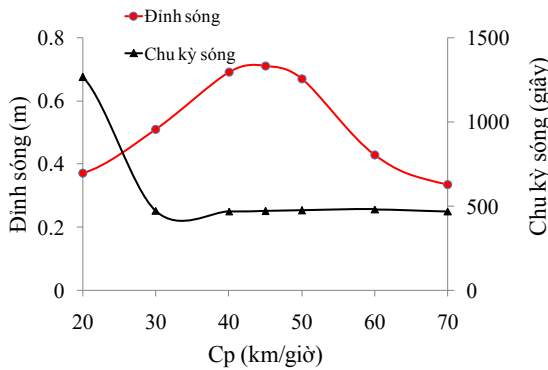
$P_{max} = 1, 2, 3$ hPa. Trên hình 6 là dao động theo thời gian của độ lớn nước dâng tại Tuy Hòa với 3 trường hợp thay đổi của độ chênh khí áp lớn nhất. Kết quả cho thấy khi độ chênh khí áp lớn nhất càng tăng thì sẽ nước dâng lớn nhất tại Tuy Hòa càng cao. Với độ chênh khí áp là 3 hPa có thể gây nước dâng lớn nhất tới hơn 1 m. Với độ lớn nước dâng như vậy sẽ gây ngập lụt tại nhiều nơi trong phạm vi tính toán. Trên hình 7 là dao động độ lớn nước dâng tại Tuy Hòa trong trường hợp mô phỏng với cùng độ chênh khí áp lớn nhất $P_{max} = 2$ hPa, $C_p = 40$ km/h nhưng chiều dài khối nhiễu động khí áp L lần lượt là 8, 10 và 20 km. Tương tự như với sự thay đổi của độ chênh khí áp lớn nhất, khi chiều dài khối nhiễu động khí áp càng tăng thì độ cao nước dâng càng cao.



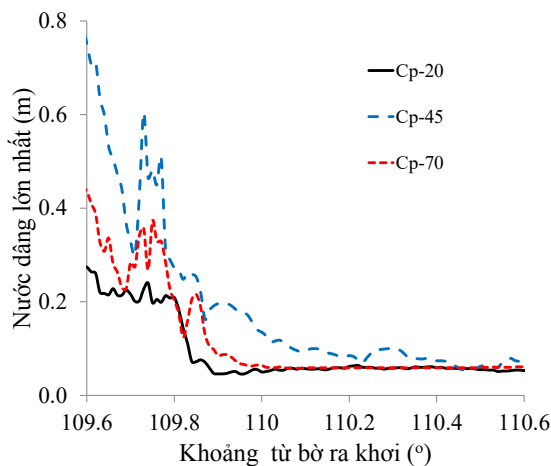
Hình 7. Dao động theo thời gian độ cao nước dâng tại Tuy Hòa với sự thay đổi của L ($P_{max} = 2$ hPa, $C_p = 40$ km/h)

Ảnh hưởng của tốc độ di chuyển khối nhiễu động khí áp. Ảnh hưởng của tốc độ di chuyển của khối nhiễu động khí áp C_p tới độ cao nước dâng tại ven biển miền Trung được phân tích cho các trường hợp giữ nguyên chiều dài khối nhiễu động khí áp $L = 10$ km và độ chênh khí áp lớn nhất $P_{max} = 2$ hPa nhưng tốc độ di chuyển của khối nhiễu động khí áp thay đổi, tương ứng là $C_p = 20-70$ km/h. Trên hình 8 là phân bố nước dâng lớn nhất và chu kỳ tương ứng với sự thay đổi của tốc độ di chuyển khối nhiễu động khí áp. Kết quả cho thấy khi tốc độ di chuyển của khối nhiễu động khí áp tăng thì độ cao nước dâng tăng và đạt giá trị lớn nhất $Z = 0,73$ m khi $C_p =$

45 km/h và sau đó giảm dần. Trong khi đó chu kỳ nước dâng có xu hướng giảm dần tới giá trị khoảng 500 s khi $C_p = 30$ km/h và sau đó hầu như không thay đổi.



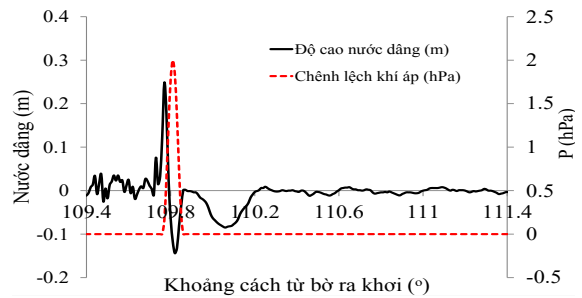
Hình 8. Độ cao nước dâng lớn nhất và chu kỳ sóng tại Tuy Hòa với sự thay đổi của tốc độ di chuyển khối nhiễu động khí áp $C_p = 20, 45$ và 70 km/h



Hình 9. Phân bố độ cao nước dâng lớn nhất dọc theo kinh tuyến $13^\circ E$ với 3 trường hợp của $C_p = 20, 45$ và 70 km/giờ

Trên hình 9 là phân bố độ cao nước dâng lớn nhất dọc theo kinh vĩ tuyến 13 với 3 trường hợp của vận tốc di chuyển khối khí áp $C_p = 20, 40$ và 70 km/giờ. Có thể nhận thấy rằng tại khu vực xa bờ (ngoài kinh tuyến 110°) độ cao nước dâng hầu như không thay đổi và rất nhỏ (dưới 0,1 m). Tuy nhiên, từ kinh tuyến 110° trở vào nước dâng tăng dần do hiệu ứng sóng nước nông khi vào vùng bờ với độ sâu giảm dần. Tuy

nhien, trong 3 trường hợp của tốc độ di chuyển khối nhiễu động khí áp thì khi $C_p = 45$ km/h đã gây nước dâng lớn hơn so với 2 trường hợp còn lại. Vận tốc di chuyển của khối nhiễu động khí áp $C_p = 45$ km/h gần bằng với vận tốc lan truyền của sóng nước sâu ngoài khơi là nguyên nhân làm tăng độ cao sóng dài khi di chuyển vào vùng ven bờ do hiệu ứng cộng hưởng Proudman [11]. Có thể kiểm tra sự cộng hưởng này trên hình 10, ở đó phân bố nước dâng và khí áp dọc theo vĩ tuyến 13 tại thời điểm 8967 s tính từ khi khối nhiễu động khí áp dịch chuyển, đỉnh nước dâng gần như trùng với đỉnh của khối nhiễu động khí áp.



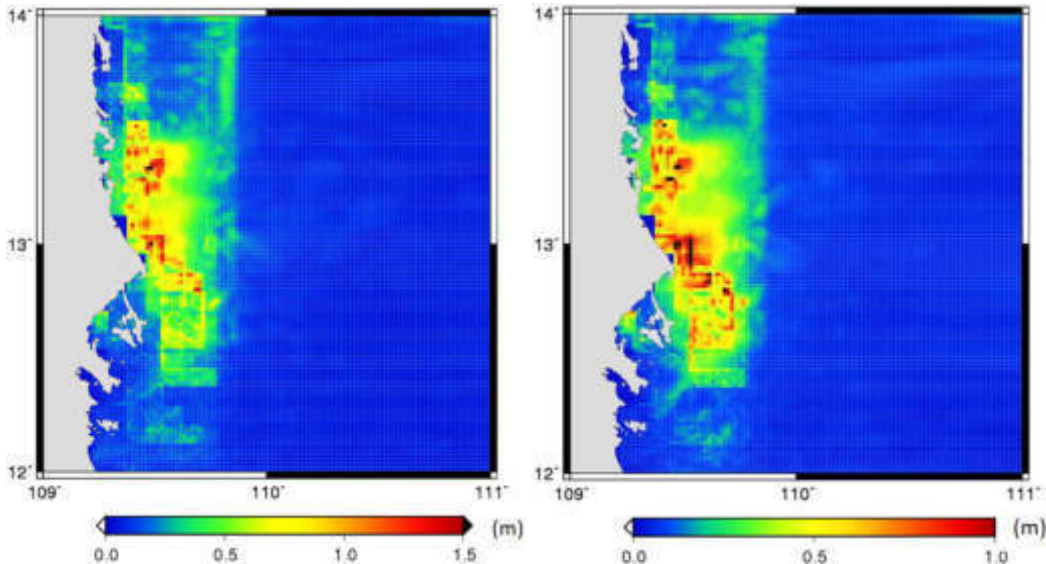
Hình 10. Phân bố độ lớn nước dâng và khí áp dọc theo kinh tuyến $13^\circ N$ tại thời điểm 8967 s sau khi khối nhiễu động khí áp bắt đầu di chuyển

So sánh phân bố nước dâng lớn nhất tại ven biển miền Trung với 2 trường hợp $C_p = 20$ km/h và 45 km/h thể hiện trên hình 11 đã cho thấy hiệu ứng cộng hưởng Proudman do tốc độ di chuyển của khối nhiễu động khí áp gần bằng với tốc độ của sóng dài trên biển trong trường hợp $C_p = 45$ km/h đã làm tăng độ cao nước dâng tại ven biển miền Trung. Hiệu ứng cộng hưởng Proudman có thể giải thích rằng không phải khi nào có sự hình thành và di chuyển của khối nhiễu động khí áp như vậy cũng gây ra nước dâng lớn tại ven bờ mà chỉ khi tốc độ di chuyển của khối nhiễu động phù hợp với vận tốc di chuyển của sóng dài mà do bản thân nó sinh ra trên biển.

Trên đây là một số kết quả mô phỏng mực nước biển dâng dị thường tại ven biển miền Trung theo kịch bản về sự tồn tại và di chuyển vào ven bờ biển miền Trung của khối nhiễu động khí áp có phân bố dạng parabol. Kết quả này có ý nghĩa trong phân tích tìm hiểu những

dạng nguyên nhân gây mực nước biển dâng cao bất thường tại Tuy Hòa - Phú Yên mà hầu như năm nào cũng xuất hiện vào các tháng cuối và

đầu năm, đồng thời đánh giá nguy cơ mực nước biển dâng cao bất thường phục vụ công tác quy hoạch và ứng phó dạng thiên tai này.



Hình 11. Phân bố độ nước dâng lớn nhất tại ven biển miền Trung
(a) $C_p = 20$ km/h, (b) $C_p = 45$ km/h

KẾT LUẬN

Nước biển dâng dị thường do nhiễu động khí áp tại ven biển miền Trung Việt Nam được mô phỏng theo kịch bản giả định về sự tồn tại của một khối nhiễu động khí áp có phân bố dạng parabol tại ngoài khơi giữa và nam Biển Đông di chuyển với vận tốc đều vào ven biển Nam Trung Bộ được mô phỏng bằng mô hình số trị dựa theo hệ phương trình sóng dài 2 chiều. Ảnh hưởng của độ chênh khí áp lớn nhất, kích cỡ và tốc độ di chuyển của khối nhiễu động khí áp tới độ lớn nước dâng đã được tính toán và phân tích. Một số kết quả chính đạt được có thể được tóm tắt như sau:

Sự chênh lệch áp suất khí quyển trong khối nhiễu động khí áp đã tạo nên các sóng có chu kỳ dài và trong quá trình lan truyền vào bờ, hiệu ứng cộng hưởng Proudman, hiệu ứng nước nông và địa hình dốc vùng ven bờ đã làm tăng độ lớn của các sóng dài, hay còn gọi là nước dâng. Độ lớn nước dâng tại ven bờ tăng khi chiều dài của khối nhiễu động cũng như độ chênh lớn nhất của áp suất khí quyển tăng.

Khi tốc độ di chuyển của khối nhiễu động khí áp tăng thì độ cao nước dâng ven bờ tăng

và đạt giá trị lớn nhất $Z = 0,73$ m khi $C_p = 45$ km/h và sau đó giảm dần. Trong khi đó chu kỳ sóng có xu hướng giảm dần tới giá trị khoảng 500 s khi $C_p = 30$ km/h và sau đó hầu như không thay đổi. Nguyên nhân của nước dâng ven bờ đạt giá trị lớn nhất khi vận tốc di chuyển khối khí áp khoảng 45 km/h là do sự cộng hưởng Proudman gây nên với trường hợp tốc độ di chuyển của khối nhiễu động khí áp bằng tốc độ di chuyển của sóng dài trên biển do chính khối nhiễu động khí áp sinh ra.

Hiện tượng mực nước biển dâng cao bất thường tại khu vực cho một số kịch bản giả định về các dạng phân bố khác nhau của khí áp cũng như trong một số trường hợp thực tế sẽ được mô phỏng và phân tích trong các nghiên cứu tiếp theo.

Lời cảm ơn: Nghiên cứu này được tài trợ bởi Bộ khoa học và Công nghệ trong đề tài “Nghiên cứu nguyên nhân và xây dựng quy trình công nghệ cảnh báo, dự báo hiện tượng mực nước biển dâng dị thường tại miền Trung và Nam Bộ Việt Nam”, mã số ĐTDL-CN.35/15. Tập thể các tác giả xin chân thành cảm ơn.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

- [1] De Jong, M. P. C., and Battjes, J. A., 2004. Low-frequency sea waves generated by atmospheric convection cells. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C1).
<https://doi.org/10.1029/2003JC001931>.
- [2] Hibiya, T., and Kajiura, K., 1982. Origin of the Abiki phenomenon (a kind of seiche) in Nagasaki bay. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 38(3), 172–182.
<https://doi.org/10.1007/BF02110288>.
- [3] Asano, T., Yamashiro, T., and Kakinuma, T., 2010. Field observations of seiche events in a T-shape bay of Kami-Koshiki island, Japan. In *Proceedings of the 32nd International Conference on Coastal Engineering, ASCE, CD-ROM*.
- [4] Giese, G. S., and Hollander, R. B., 1987. The relationship between coastal seiches at Palawan island and tide-generated internal waves in the Sulu Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 92(C5), 5151–5156.
<https://doi.org/10.1029/JC092iC05p05151>
- [5] Monserrat, S., and Rabinovich, A. B., 2006. Meteotsunamis: atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band. *Natural Hazards and Earth System Science*, 6(6), 1035–1051.
- [6] Rabinovich, A. B., 2009. Seiches and harbor oscillations, In: *Handbook of Coastal and Ocean Engineering* (edited by Y.C. Kim), Chapter 9, World Scientific Publ., Singapore, pp. 193–236.
- [7] Trần Hồng Thái, Trần Quang Tiến, Nguyễn Bá Thủy, 2017. Hiện tượng mực nước biển dâng dị thường tại Tuy Hòa - Phú Yên. *Tạp chí Khí tượng Thủy văn*, (676), 1–9.
- [8] Bùi Xuân Thông, 2007. Nghiên cứu hiện tượng mực nước biển dâng dị thường không phải do bão xảy ra tại các vùng cửa sông, ven biển Việt Nam. *Báo cáo tổng kết đề tài cấp Bộ*.
- [9] Nguyễn Bá Thủy, Trần Quang Tiến, 2017. Bước đầu nghiên cứu mối liên hệ giữa mực nước biển dâng dị thường tại Tuy Hòa - Phú Yên với hình thế thời tiết. *Tạp chí khí tượng thủy văn*, (687), 15–22.
- [10] Monserrat, S., Gomis, D., Jansa, A., and Rabinovich, A. B., 2006. The rissaga of 15 June 2006 in Ciutadella Harbour. *Menorca island, Spain, Tsunami Newsletter*, 38(2), 5–7.
- [11] Kakinuma, T., and Fukita, K., 2012. A numerical study on long-wave generation due to atmospheric-pressure variation. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(33), 17.
- [12] Proudman, J., 1929. The Effects on the Sea of Changes in Atmospheric Pressure. *Geophysical Journal International*, 2, 197–209. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1929.tb05408.x>

NUMERICAL STUDY ON THE ABNORMAL SURGE DUE TO ATMOSPHERIC PRESSURE VARIATION ON THE CENTRAL COAST OF VIETNAM

Nguyen Ba Thuy

National Centre for Hydrometeorological Forecasting, Hanoi, Vietnam

Abstract. In this study, the abnormal surge due to atmospheric pressure variation assumed to travel to the Central coast of Vietnam was simulated in some scenarios of maximum atmospheric variation (P_{max}), the size (L) and the speed of the movement (C_p) of the atmospheric disturbance. The

numerical model is based on two-dimensional long wave model considering the effect of atmospheric pressure variation on the sea level. The results showed that the surge height at the coastal area increased as the size and maximum atmospheric variation of disturbance pressure increased. In which, when the traveling speed of atmospheric disturbance increased, the surge height increased, reaching to the maximum value of 0.72 m at $C_p = 45$ km/h, then decreasing. Meanwhile, the wave period decreased gradually to $C_p = 30$ km/h and was then almost unchanged. The coastal area around the latitude of 13°N was noted to have a higher surge level than both sides that may be due to the high steep of coastal topography. The results of the study are significant in investigation into the reason of abnormal surge in the area as well as serving the planning and disaster preparedness.

Keywords: East Sea, pressure, the rising sea level.

JOURNAL OF MARINE SCIENCE AND TECHNOLOGY
Vol. 18, No. 4 - September 2018

CONTENTS

Interpretation of water indices for shoreline extraction from Landsat 8 OLI data on the Southwest Coast of Vietnam <i>Tran Anh Tuan, Le Dinh Nam, Nguyen Thi Anh Nguyet, Pham Viet Hong, Nguyen Thi Ai Ngan, Vu Le Phuong</i>	339
Tidal asymmetry in mangrove forest - case study in Southern Vietnam <i>Tran Xuan Dung, Vo Luong Hong Phuoc</i>	350
Application of data assimilation method for wave height in Eastern Vietnam Sea by the ensemble kalman filter <i>Nguyen Trung Thanh, Nguyen Minh Huan, Tran Quang Tien</i>	358
Environmental and natural resources function zoning for sustainable use of Van Don island district, Quang Ninh province <i>Nguyen Dinh Thai, Nguyen Tai Tue, Nguyen Thi Hong, Tran Thi Dung</i>	368
Functional zoning for integrated coastal management in Thai Binh province <i>Nguyen Van Cu, Nguyen Van Muon, Nguyen Quoc Cuong, Bui Thi Thanh, Tran Thi Ngoc Anh</i>	378
Morphological characteristics of the Gianh river (from Co Cang to Cua Gianh) in relation to the erosion and accumulation <i>Hai Nguyen Tien, Dang Vu Hai, Phuc La The, Ha Nguyen Thai</i>	384
Using the combination of the 3D gravity inversion method with the directional analytic signal derivatives and the curvature gravity gradient tensor method to determine structure of the Pre-Cenozoic basement on Southeast continental shelf of Vietnam <i>Nguyen Kim Dung, Do Duc Thanh, Hoang Van Vuong, Duong Thi Hoai Thu</i>	393
Antimicrobial, cytotoxic and hemolytic activities of marine algae-associated fungal isolates in Vietnam <i>Hoang Kim Chi, Tran Thi Hong Ha, Le Huu Cuong, Tran Thi Nhu Hang, Nguyen Dinh Tuan, Le Thi Hong Nhung, Le Mai Huong</i>	406
Effect of hull and accommodation shape on aerodynamic performances of a small ship <i>Ninh Cong Toan, Ngo Van He</i>	413
Optimization of operating fracturing parameters for improving oil production in lower oligocene e reservoir using response surface method, offshore Vietnam: A case study <i>Truong Nguyen Huu</i>	422
Determination of the bioaccumulation factors of organochlorine pesticides (OCPs) at some species of bivalve mollusks in Soai Rap estuary - Ho Chi Minh city <i>Nguyen Xuan Tong, Tran Thi Thu Huong, Mai Huong, Duong Thi Thuy</i>	433
DNA barcoding application of mitochondrial COI gene to identify some fish species of family Gobiidae in Vietnam <i>Nguyen Manh Linh, Pham The Thu, Nguyen Van Quan, Pham Van Chien, Dao Huong Ly, Dinh Van Nhan, Dam Thi Len</i>	443
Assessment of longitudinal variation of trophic levels of the Red river water, the section from Hanoi city to Ba Lat estuary <i>Phung Thi Xuan Binh, Le Nhu Da, Le Thi Phuong Quynh, Hoang Thi Thu Ha, Duong Thi Thuy, Le Thi My Hanh</i>	452
Present-day stress field and relative displacement tendency of the Earth's crust in the Hoang Sa archipelago and adjacent area <i>Tran Tuan Dung, R. G. Kulinich, Ngo Thi Bich Tram, Nguyen Quang Minh, Nguyen Ba Dai, Tran Tuan Duong, Nguyen Thai Son</i>	460
Numerical study on the abnormal surge due to atmospheric pressure variation on the Central Coast of Vietnam <i>Nguyen Ba Thuy</i>	475
<i>Trao đổi: Về công trình nghiên cứu tính toán “độ tin cậy tổng thể” đăng trên Tạp chí Khoa học và Công nghệ biển số 3 tập 10 năm 2010</i> <i>Nguyen Van Pho</i>	484

TẠP CHÍ

ISSN 2525 - 2208
Số 676 * Tháng 04/2017

KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN

Scientific and Technical Hydro - Meteorological Journal



TRUNG TÂM KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN QUỐC GIA
National Hydro-Meteorological Service of Vietnam



TỔNG BIÊN TẬP

PGS. TS. Trần Hồng Thái

Ủy viên thường trực Hội đồng biên tập
TS. Đoàn Quang Trí

Thư ký tòa soạn

Phạm Ngọc Hà

Trị sự và phát hành

Đặng Quốc Khánh

- | | |
|------------------------------|-------------------------|
| 1. GS. TS. Phan Văn Tân | 8. TS. Hoàng Đức Cường |
| 2. PGS. TS. Nguyễn Văn Thắng | 9. TS. Đinh Thái Hưng |
| 3. PGS. TS. Dương Hồng Sơn | 10. TS. Dương Văn Khánh |
| 4. PGS. TS. Dương Văn Khảm | 11. TS. Trần Quang Tiến |
| 5. PGS. TS. Nguyễn Thanh Sơn | 12. ThS. Nguyễn Văn Tuệ |
| 6. PGS. TS. Hoàng Minh Tuyển | 13. TS. Võ Văn Hòa |
| 7. TS. Tống Ngọc Thanh | |

Giấy phép xuất bản

Số: 225/GP-BTTTT - Bộ Thông tin Truyền thông cấp ngày 08/6/2015

Tòa soạn

Số 8 Pháo Đài Láng, Đống Đa, Hà Nội
Điện thoại: 04.39364963; Fax: 04.39362711
Email: tapchiktvt@yahoo.com

Chế bản và In tại:

Công ty TNHH Mỹ thuật Thiên Hà
ĐT: 04.3990.3769 - 0912.565.222

Ảnh bìa: Hội nghị Tổng kết công tác dự báo khí tượng thủy văn phục vụ phòng chống thiên tai năm 2016

Giá bán: 25.000 đồng

TẠP CHÍ KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN

SỐ 676 - 4/2017

MỤC LỤC

Bài báo khoa học

- 1 **Trần Hồng Thái, Trần Quang Tiến, Nguyễn Bá Thủy, Dương Quốc Hùng:** Hiện tượng mực nước biển dâng dị thường tại Tuy Hòa - Phú Yên
- 10 **Nguyễn Văn Thắng:** Nghiên cứu xây dựng bản đồ phân bố mức độ khắc nghiệt của một số hiện tượng cực đoan khí hậu ở Việt Nam
- 21 **Nguyễn Kỳ Phùng, Huỳnh Lưu Trùng Phùng, Lê Thị Phụng, Trần Xuân Hoàng, Lê Ngọc Tuấn:** Xu thế biến đổi một số yếu tố khí tượng thủy văn tại thành phố Hồ Chí Minh và khu vực lân cận
- 31 **Lê Ngọc Sơn, Lê Đình Thành:** Nghiên cứu, ứng dụng quy hoạch động vi phân rời rạc tối ưu vận hành hồ thủy điện sông Hinh
- 37 **Trần Kim Châu, Phạm Thị Hương Lan:** Ứng dụng mô hình thủy lực 1&2 chiều kết hợp xây dựng bản đồ ngập lụt hạ lưu hồ chứa Suối Mỡ
- 47 **Nguyễn Thị Thanh, Nguyễn Xuân Hiền, Hoàng Đức Cường, Dư Đức Tiến:** Nghiên cứu cập nhật nhiệt độ mặt nước biển từ số liệu vệ tinh trong mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão trên khu vực biển đông bằng mô hình WRF
- 56 **Nguyễn Thị Việt Hồng, Nguyễn Tuấn Anh, Nguyễn Hoàng Sơn:** Sử dụng phần mềm Arcgis 10 và phương pháp nội suy Spline trong nghiên cứu phân bố lượng mưa thời đoạn ngắn lớn nhất năm ở vùng đồng bằng Bắc bộ
- 64 **Tóm tắt tình hình khí tượng, khí tượng nông nghiệp và thủy văn tháng 3 năm 2017 - Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn Trung ương và Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu**
- 72 **Thông báo kết quả quan trắc môi trường không khí tại một số tỉnh, thành phố tháng 3 năm 2017 - Trung tâm Mạng lưới khí tượng thủy văn và môi trường**

HIỆN TƯỢNG MỰC NƯỚC BIỂN DÂNG DỊ THƯỜNG TẠI TUY HÒA - PHÚ YÊN

Trần Hồng Thái¹, Trần Quang Tiến², Nguyễn Bá Thủy², Dương Quốc Hùng¹

Tóm tắt: Trong bài báo này, hiện tượng mực nước biển dâng cao dị thường trong một số đợt triều cường tại Tuy Hòa - Phú Yên đã được phân tích theo số liệu quan trắc tại trạm thủy văn Phú Lâm, vị trí cách cửa biển khoảng 2 km và số liệu quan trắc mực nước bổ sung tại cửa Đà Rằng trong tháng 12 năm 2016. Kết quả cho thấy trong các đợt triều cường tại Tuy Hòa - Phú Yên mà các phương tiện truyền thông cũng như người dân phản ánh thì tại trạm thủy văn Phú Lâm đều ghi nhận hiện tượng mực nước dâng cao bất thường. Số liệu quan trắc bổ sung tại Cửa Đà Rằng đã ghi nhận 2 đợt mực nước dâng cao, vào ngày 14 và 16 tháng 12 năm 2016. Kết quả phân tích số liệu mực nước trong các đợt triều cường tại Tuy Hòa - Phú Yên đã khẳng định có hiện tượng mực nước biển dâng cao bất thường tại đây mặc dù là những ngày không có hoạt động của bão hay áp thấp nhiệt đới. Phân tích mối tương quan giữa mực nước tại trạm quan trắc bổ sung và trạm thủy văn Phú Lâm cũng khẳng định rằng nước dâng dị thường tại cửa biển Tuy Hòa có thể ghi nhận được tại trạm thủy văn Phú Lâm.

Từ khóa: Triều cường, mực nước dị thường, Tuy Hòa.

Ban Biên tập nhận bài: 10/03/2017

Ngày phản biện xong: 25/03/2017

1. Mở đầu

Mực nước ven biển là vấn đề rất quan trọng trong công tác phòng tránh thiên tai, quy hoạch, phát triển và an ninh quốc phòng vùng ven bờ. Dao động mực nước biển nói chung và vùng ven bờ biển nói riêng có thể được chia ra làm hai nhóm dao động chính: Nhóm dao động có chu kỳ: đó là dao động thủy triều và Nhóm dao động không có chu kỳ: đáng chú ý nhất là dao động dâng, rút do gió và nhiễu động khí áp. Trong những dao động kể trên nguy hiểm nhất là hiện tượng nước dâng do bão. Tuy nhiên, trong một số trường hợp không phải là hiếm đã xảy ra tại một số vùng ven biển, cảng biển và cửa sông là hiện tượng mực nước biển dâng cao bất thường ngay cả khi không có bão, trong trường hợp này gọi là mực nước biển dâng dị thường.

Khái niệm về mực nước biển dâng dị thường trong bài báo này được hiểu là hiện tượng mực nước biển dâng cao trên nền thủy triều nhưng không phải do bão hay áp thấp nhiệt đới. Theo các nghiên cứu của nước ngoài, phần lớn nguyên

nhân gây mực nước dâng dị thường ở vùng ven bờ, cửa sông và cảng biển là do sự cộng hưởng của các sóng dài từ ngoài khơi truyền vào. Các sóng có chu kỳ dài này được sinh ra chủ yếu bởi một số nguyên nhân như: các quá trình nhiễu động khí áp (chênh lệch áp suất khí quyển trong không gian hẹp, sự dịch chuyển của các front lạnh), sóng thần, các hoạt động địa chấn địa phương, các sóng nội và dòng chảy siết. Ngoài ra nước dâng lớn trong các đợt gió mùa mạnh, kéo dài, thổi theo hướng ổn định cũng được gọi là hiện tượng mực nước biển dâng dị thường [3, 4, 5]. Theo nhiều kết quả nghiên cứu của các chuyên gia nước ngoài thì quá trình nhiễu động khí áp là nguyên nhân phổ biến gây mực nước dâng dị thường tại vùng ven bờ, cửa sông, trong cảng biển và thường xảy ra trong một số tháng nhất định trong năm tùy theo từng khu vực [6]. Tuy nhiên, việc xác định chính xác thời điểm xảy ra vẫn còn gặp nhiều khó khăn. Trong một số trường hợp, mức độ gây thiệt hại của mực nước dâng dị thường gây bởi nguyên nhân sự nhiễu động khí áp không kém so với tác động của sóng thần nên các chuyên gia nước ngoài thường gọi

¹Trung tâm Khí tượng Thủy văn quốc gia

²Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn Trung ương

Email: nguyenthuy01@gmail.com

hiện tượng này là “Meteorological Tsunamis” hoặc sóng “Seiche” [3, 4, 6]. Tại một số nước như Nhật Bản, Mỹ, Hà Lan, Tây Ban Nha..., mực nước biển dâng dị thường đã xuất hiện tại nhiều vùng ven bờ, cảng biển và cửa sông, gây nên nhiều thảm họa và được gắn với các tên gọi khác nhau cho từng địa phương [5, 6]. Tại Việt Nam, vào các tháng cuối và đầu năm tại một số khu vực ở miền Trung như Tuy Hòa - Phú Yên xuất hiện mực nước biển dâng cao bất thường (dân gian hay gọi là triều cường). Ngoài thủy triều thì trong các dao động nước lớn rất có thể có đóng góp đáng kể của mực nước biển dâng do tác nhân khí tượng (nhiều động khí áp hoặc gió mùa). Đây là một trong những lý do giải thích không phải tất cả những ngày có thủy triều cao thì mực nước lại cao bất thường mà chỉ vài ngày trong số đó. Khi mực nước dâng dị thường xuất hiện trùng với thời điểm triều thiên văn cao, kết hợp với sóng lớn sẽ trở nên rất nguy hiểm gây ra ngập lụt, xói lở vùng bờ và ảnh hưởng tới các hoạt động của tàu bè do những tác động theo phương thẳng đứng (mực nước biển dâng cao) và theo phương ngang (hệ thống dòng chảy) rất mạnh [6].

Nghiên cứu xác định nguyên nhân và cơ chế, từ đó xây dựng quy trình dự báo dao động mực nước biển dâng dị thường là vấn đề rất phức tạp, đòi hỏi phải có sự kết hợp đồng bộ giữa hệ thống quan trắc khí tượng, hải dương, các nghiên cứu thực nghiệm cũng như các phân tích, tính toán bằng mô hình số trị, cụ thể theo 4 nội dung sau: (1) Thu thập thông tin và điều tra khảo sát, quan trắc; (2) Phân tích nguyên nhân, cơ chế hình thành; (3) Xây dựng hệ thống quan trắc, giám sát; (4) Xây dựng công cụ giám sát, cảnh báo và dự báo.

Trong nghiên cứu này, hiện tượng mực nước biển dâng cao dị thường tại vùng ven biển Tuy Hòa - Phú Yên được phân tích dựa theo số liệu quan trắc mực nước tại khu vực. Số liệu mực nước tại trạm thủy văn Phú Lâm và trạm quan trắc bổ sung tại cửa biển Đà Rằng trong các đợt triều cường xuất hiện tại khu vực này mà các phương tiện truyền thông cũng như chính quyền

địa phương phản ánh được phân tích. Kết quả của nghiên cứu để khẳng định có hiện tượng này xuất hiện tại khu vực biển Tuy Hòa - Phú Yên và đánh giá định lượng của độ lớn nước dâng dị thường.

2. Hiện tượng mực nước biển dâng dị - Số liệu và phương pháp nghiên cứu

a) Hiện tượng mực nước biển dâng dị thường tại Phú Yên

Ngoài hiện tượng mực nước biển dâng cao bất thường tại vùng ven biển trong những ngày có bão hoặc áp thấp nhiệt đới thì cũng không ít lần xuất hiện mực nước biển dâng cao bất thường mà dấu hiệu nhận rõ nhất là trong ngày có thủy triều cao mà người dân thường gọi là triều cường. Hiện tượng mực nước dâng dị thường đã thường xuyên được quan sát thấy tại các vùng biển nửa kín, cảng biển và cửa sông ở Miền Trung và Nam Bộ nước ta, đã được người dân cũng như các phương tiện truyền thông phản ánh. Theo kết quả điều tra khảo sát và thu thập thông tin về mực nước biển dâng dị thường của đề tài “Nghiên cứu hiện tượng mực nước biển dâng dị thường không phải do bão xảy ra tại các vùng cửa sông ven biển Việt Nam” thực hiện năm 2007 [1] và các thông tin được cập nhật gần đây nhất cho thấy mực nước biển dâng cao dị thường đã xảy ra ở hầu hết tại các khu vực ven biển từ Quảng Trị - Cà Mau, trong đó triều cường tại Phú Yên được nhắc tới nhiều nhất. Hàng năm cứ vào các tháng cuối và đầu năm (từ tháng 9 - 2 năm sau) triều cường tại Phú Yên lại xuất hiện gây nhiều tác động tới hoạt động của cư dân ven biển tại đây. Trong bảng 1 là số liệu thống kê các đợt triều cường tại Phú Yên từ năm 1999 s- 2016 mà các phương tiện truyền thông đã đưa tin. Theo đó, khu vực xóm Ró của Tuy Hòa-Phú Yên có tần xuất triều cường hoạt động và gây tác động nhiều nhất. Tác động của mực nước biển dâng dị thường là rất lớn, mực nước biển dâng cao kèm theo sóng lớn đã gây ngập lụt, sạt lở và phá hủy nhiều công trình. Một số thông tin về tác động của triều cường Phú Yên vẫn còn lưu trên các báo điện tử như: Vào ngày 13-14/12/2014, triều cường đã gây ngập lụt lần

vào trong bờ tới hơn 100 m, với những con sóng cao đến 3 m gây phá hủy nhà cửa tại xóm Rớ, khu phố 6, phường Phú Đông, TP Tuy Hòa (Phú

Yên), [7]. Một số hình ảnh về tác động của triều cường tại Tuy Hòa - Phú Yên được thể hiện trên hình 1.



(a)



(b)

Hình 1. Một số hình ảnh về tác động của triều cường tại Tuy Hòa - Phú Yên: (a) Tại xóm Rớ ngày 14/10/2014; (b) Tại xóm Rớ ngày 23 tháng 12 năm 2014 [8]

Bảng 1. Tổng hợp các đợt mực nước biển dâng dị tại Phú Yên

TT	Nơi ghi nhận	Ngày xuất hiện
1	An Hoà Tuy An Phú Yên	5/11/1999
2	Phú Yên	21 - 26/ 12/1999
3	X.H. Sa Huỳnh T. Phú Yên	10 - 13/12/2000
4	X.Xuân Hải H.Sông Cầu	7 - 9/3/2004
5	X.H.Tran Dai T. Phú Yên	2012/2005
6	Cảng cá phường 6, TP Tuy Hòa (Phú Yên)	9 - 12/12/2011
7	Phường Phú Đông, TP. Tuy Hòa	20/2/2012
8	Xóm Rớ, Tuy Hòa, Phú Yên	12 - 13/10/2014
9	Xóm Rớ, Tuy Hòa, Phú Yên	17 - 18/11/2014
10	Xóm Rớ, Tuy Hòa, Phú Yên	02/11/2015
11	Phường Phú Đông	27-30/11/2015
12	Phường 6, Tuy Hòa	8 - 9/2/2016
13	Xóm Rớ - Tuy Hòa - Phú Yên, Cảng Cá	24 - 25/1/2016
14	Xóm Rớ - Phú Đông - Tuy Hòa	8 - 9/8/2015
15	Xóm Rớ - Phú Đông - Tuy Hòa	14/12/2014
16	Xóm Rớ - Phú Đông - Tuy Hòa	22 - 23/12/2014
17	Tuy An - Phú Yên	1 - 4/1/2008
18	Cảng Cá - Tuy Hòa	14 và 16/12

b) Nguồn số liệu và phương pháp phân tích

Tại khu vực ven biển Phú Yên không có trạm quan trắc mực nước mà chỉ có trạm thủy văn cửa sông Phú Lâm (cách cửa biển khoảng 2 km). Do vậy, số liệu quan trắc mực nước tại trạm thủy văn Phú Lâm trong thời gian xuất hiện một số đợt triều cường được thu thập và phân tích. Ngoài ra, số liệu quan trắc mực nước bổ sung tại cửa

biển Tuy Hòa trong thời gian 3 tháng (15/10/2016 -15/1/2017) được sử dụng để phân tích cho 2 đợt triều cường vào cuối tháng 12/2016.

Để xác định độ lớn nước dâng dị thường trong các đợt triều cường, phương pháp bình phương tối thiểu [2] được sử dụng để phân tích điều hòa và dự tính thủy triều, sau đó loại bỏ