Tạp chí Khoa học và Công nghệ Biển; Tập 18, Số 4; 2018: 475–483
DOI: 10.15625/1859-3097/18/4/13664
http://www.vjs.ac.vn/index.php/jmst

MÔ PHỎNG HIỆN TƯỢNG NƯỚC BIỂN DÂNG DỊ THƯỜNG DO NHIỄU 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 nhiễu 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 nhiễu 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 nhiễu động càng lớn thì độ lớn nước dâng tại ven biển Tuy Hòa càng cao; khi tốc độ di chuyển của khối nhiễu động khí áp tăng thì độ 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^{o}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 phần

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 (nhiễu 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 văn 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 đồng 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:

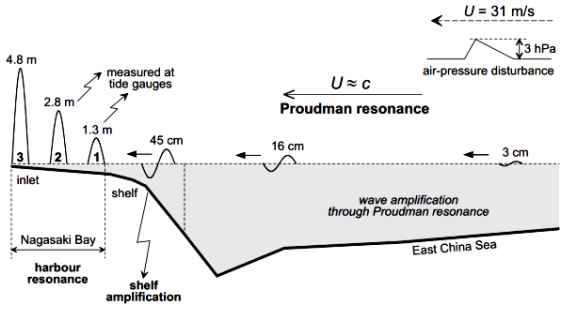
$$\frac{\partial \zeta}{\partial t}+\frac{\partial Q_x}{\partial x}+\frac{\partial Q_y}{\partial y}=0 \tag{1}$$

$$\begin{aligned}&\frac{\partial Q_x}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{Q_x^2}{d}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{Q_xQ_y}{d}\right)+gd\frac{\partial \zeta}{\partial x}+\frac{\rho g n^2}{\rho d^{7/3}}Q_x\sqrt{Q_x{}^2+Q_y{}^2}+Q_x\sqrt{Q_x{}^2+Q_y{}^2}\\&-2\frac{\partial}{\partial x}\left(\nu_e\frac{\partial Q_x}{\partial x}\right)-f\frac{Q_x}{d}+\frac{1}{\rho}d\frac{\partial P}{\partial x}=0\end{aligned} \tag{2}$$

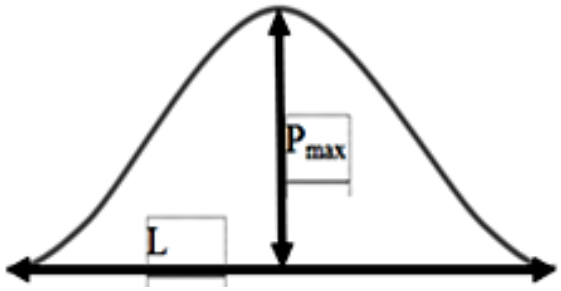
$$\frac{\partial Q_y}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{Q_xQ_y}{d}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{Q_y^2}{d}\right)+gd\frac{\partial \zeta}{\partial y}+\frac{\rho g n^2}{\rho d^{7/3}}Q_y\sqrt{Q_x^{\,2}+Q_y^{\,2}}+Q_y\sqrt{Q_x^{\,2}+Q_y^{\,2}}$$
$$-2\frac{\partial}{\partial y}\left(\nu_e\frac{\partial Q_y}{\partial y}\right)+f\frac{Q_y}{d}+\frac{1}{\rho}d\frac{\partial P}{\partial y}=0 \quad (3)$$

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 = 7,3×10^{-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 chêch 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 thế 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 kịch 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.

Với hình thế 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].

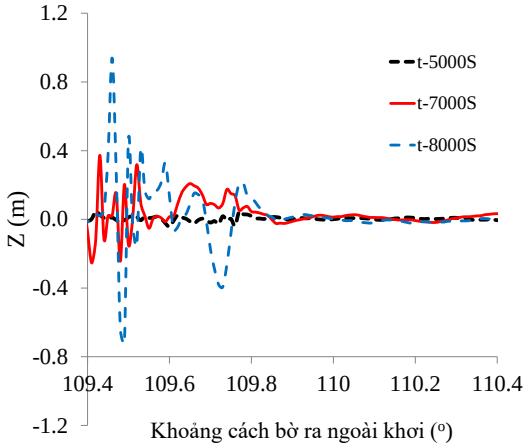
$$P(x,t_o)=\begin{cases}\dfrac{P_{max}}{2}\left\{1+\cos\left[\dfrac{2\pi}{L}(x-x_c)\right]\right\} & \left(|x-x_c|\le L/2\right)\\ 0 & \left(|x-x_c|\le L/2\right)\end{cases} \quad (4)$$

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.

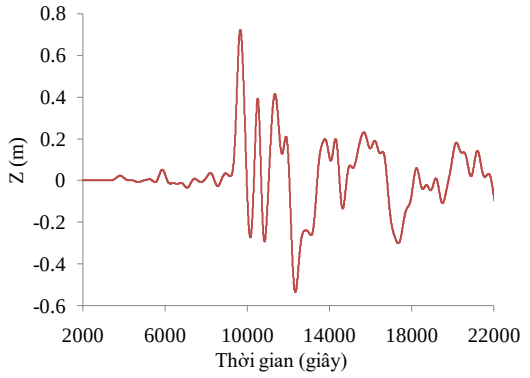
Miền tính cho khu vực miền Trung được giới hạn từ 12–14°N, 109–120°E, với độ phân giải của mô hình theo phương kinh và vĩ tuyến là 1,85 phút (xấp xỉ 1 km), bước thời gian tính của mô hình là 2 giây.

KẾT QUẢ TÍNH TOÁN

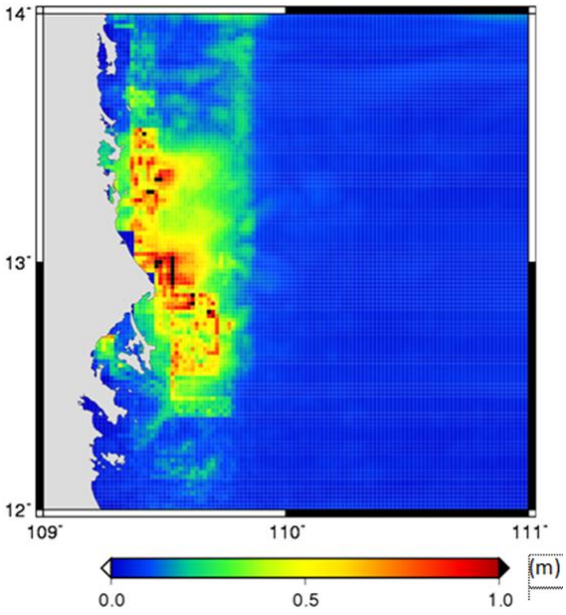
Trên hình 3 là phân bố dao động bề mặt biển dọc theo vĩ tuyến 13 tại thời điểm 5000 s, 7000 s và 8000 s sau khi khối nhiễu động khí áp dịch chuyển với điều kiện của khối nhiễu động khí áp là độ chênh khí áp lớn nhất P_{max} = 2 hPa, chiều dài khối nhiễu động L = 10 km và vận tốc di chuyển C_p = 40 km/h. 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 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)

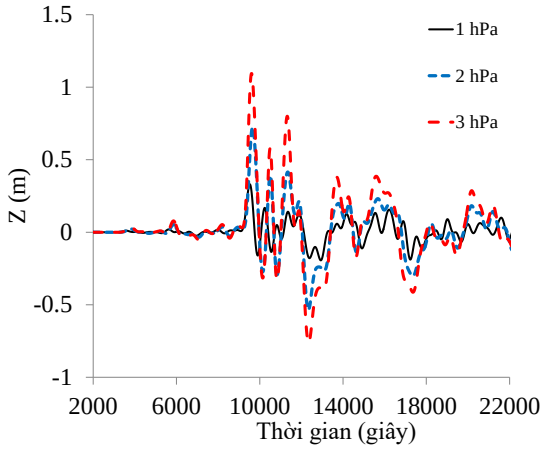


Hình 4. Dao động theo thời gian của nước dâng tại vị trí ven biển Tuy Hòa-Phú Yên (P_{max} = 2 hPa, L = 10 km, C_p = 40 km/h)



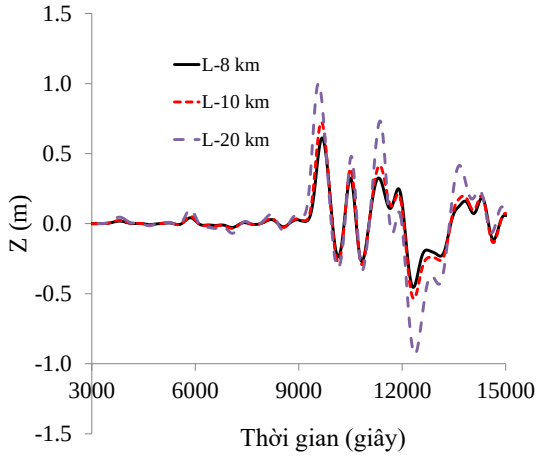
Hình 5. Phân bố độ lớn nước dâng tại ven biển miền Trung (P_{max} = 2 hPa, L = 10 km, C_p= 40 km/h)

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)

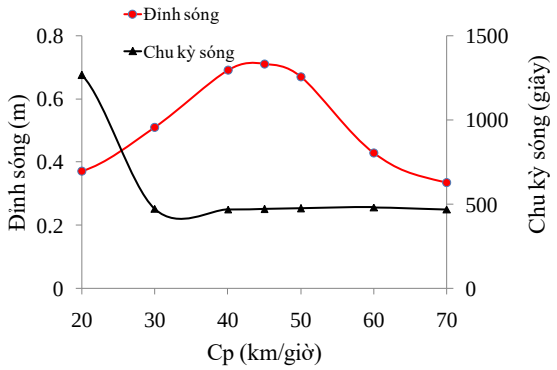
Để đánh giá ảnh hưởng của độ chênh khí áp lớn nhất tới độ cao nước dâng tại ven biển miền Trung, các điều kiện tính toán được giả định với chiều dài khối nhiễu động khí áp L = 10 km, tốc độ di chuyển C_p = 40 km/h, độ chênh khí áp với 3 trường hợp tương ứng là P_{max}= 1, 2, 3 hPa. Trên hình 6 là dao 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.



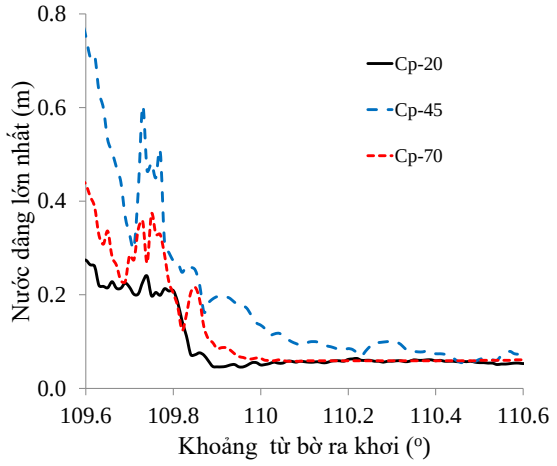
Hình 7. Dao động theo thời gian độ cao nước dâng tại Tuy Hòa với sự thay đổi của L (P_{max} = 2 hPa, C_p = 40 km/h)

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 liễu 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 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.

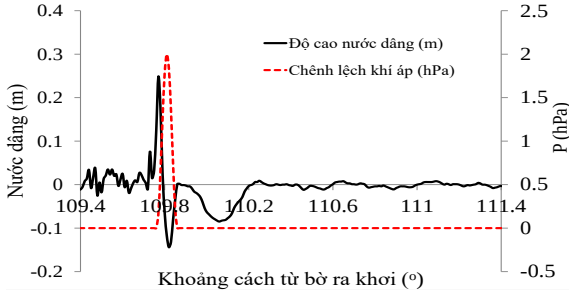


Hình 8. Độ cao nước dâng lớn nhất và chu kỳ sóng tại Tuy Hòa với sự thay đổi của tốc độ di chuyển khối nhiễu động khí áp C_p = 20, 45 và 70 km/h



Hình 9. Phân bố độ cao nước dâng lớn nhất dọc theo kinh tuyến 13°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 nhiên, 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.

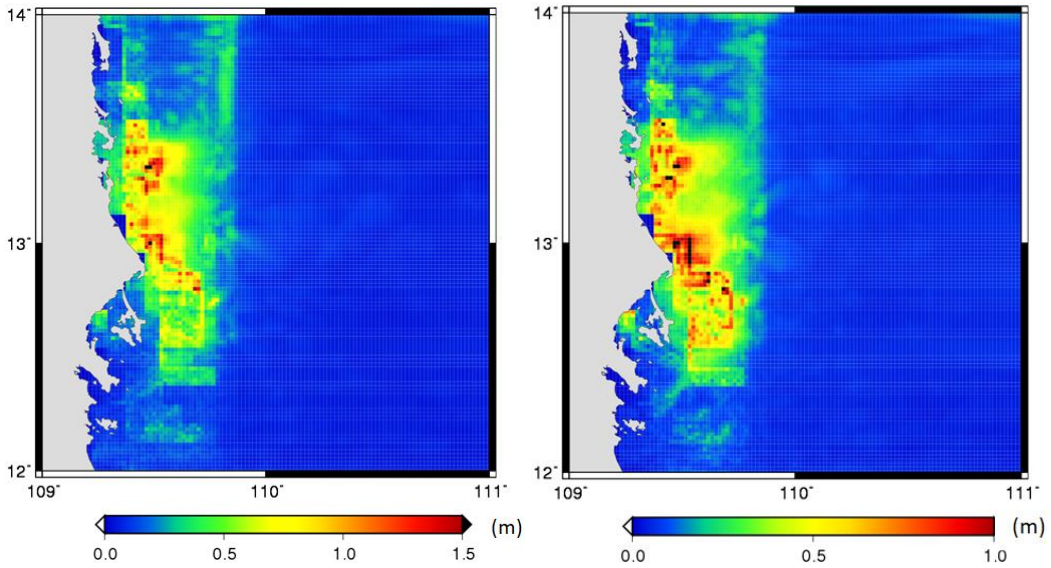


Hình 10. Phân bố độ lớn nước dâng và khí áp dọc theo kinh tuyến 13°N tại thời điểm 8967 s sau khi khối nhiễu động khí áp bắt đầu di chuyển

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 Quỹ Phát triển Khoa học và Công nghệ Quốc gia (NAFOSTED) trong đề tài mã số 105.06-2017.07 (mô hình) và bởi Bộ Khoa học và Công nghệ trong đề tài mã số ĐTTĐL-CN.35/15 (số liệu). 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., Singapoure, 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 incresed 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^{o}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.