



# Khái quát về điều kiện tự nhiên và đặc điểm mực nước biển Đông. Cơ sở phương pháp nghiên cứu

Bởi:

PGS. TS. NGUYỄN Phạm Văn Huân

## Khái quát về điều kiện tự nhiên và đặc điểm dao động mực nước biển Đông

### Hình dạng đường bờ và phân bố độ sâu của biển Đông

Biển Đông kề cận với lãnh thổ của mười nước Đông Nam Á, là một trong những biển lớn nhất thế giới. Trên biển này có những đường hàng hải quốc tế quan trọng đi qua và trong những năm gần đây khu vực thềm lục địa tây nam của biển đã trở thành một khu vực hoạt động kinh tế kỹ thuật sôi động.

Vùng nước biển trải rộng từ kinh tuyến  $99^{\circ} 5'$  đến  $121^{\circ}$  kinh đông và từ vĩ tuyến  $3^{\circ}$  vĩ nam đến  $25^{\circ}$  vĩ bắc. Tổng diện tích biển, kể cả các vịnh lớn Thái Lan và Bắc Bộ của nó bằng khoảng  $3,5 \cdot 10^6 \text{km}^2$ .

Hình dạng đường bờ biển hết sức phức tạp với rất nhiều vịnh, vũng, eo biển và đảo lớn nhỏ nằm rải rác ở cả trung tâm lẫn gần ven bờ.

Địa hình đáy biển Đông thuộc loại đa dạng (hình 1.1). Vùng biển thẳm với độ sâu vài nghìn mét nằm ở phần trung tâm và lệch về phía đông biển. Độ sâu lớn nhất ở vùng này đạt đến 5560 mét. Vùng thềm lục địa với độ sâu dưới 200 mét chiếm hơn nửa diện tích mặt rộng thủy vực, phân bố ở phía nam và tây nam biển và trong các vịnh. Ở các vịnh Bắc Bộ và Thái Lan độ sâu biển biến đổi từ vài mét đến dưới 100 mét.

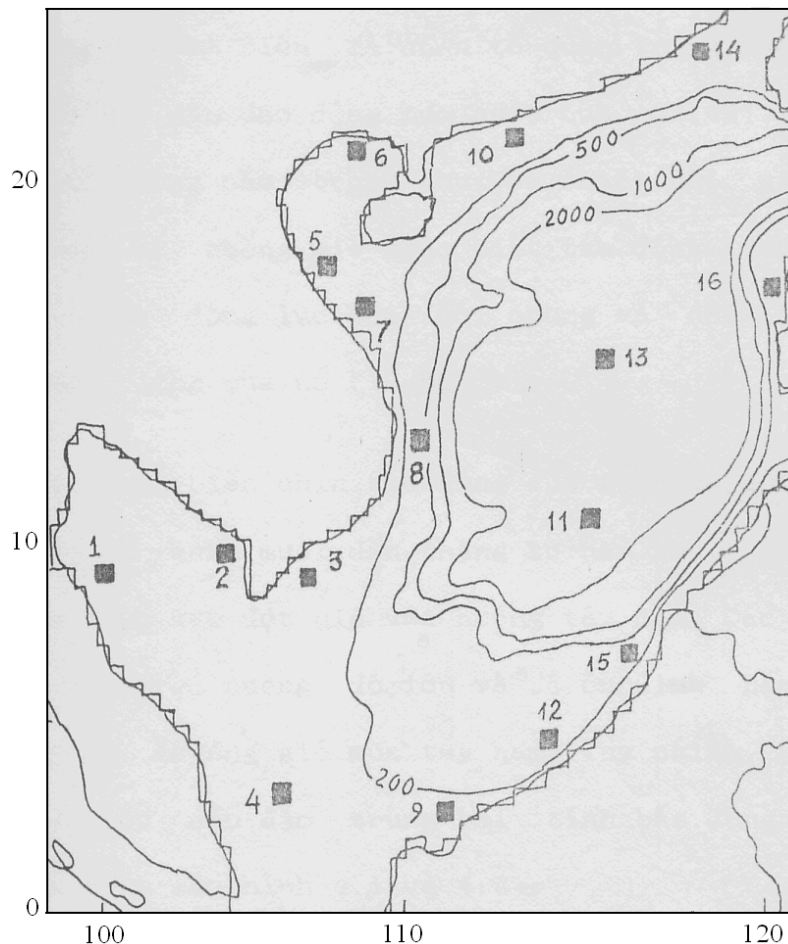
Các đường đẳng sâu có hình dạng rất không đều đặn. Nhìn chung, quan sát thấy tính bất đối xứng trong phân bố độ sâu của biển giữa hai phần tây và đông, giữa bắc và nam của biển. Vùng biển phía đông và đông nam có độ dốc đáy lớn hơn so với vùng biển phía

Khái quát về điều kiện tự nhiên và đặc điểm mực nước biển Đông. Cơ sở phương pháp nghiên cứu

tây và tây bắc. Đặc điểm này, như chúng ta sẽ thấy ở các chương 2 và 4, có ảnh hưởng rất lớn đến chế độ dao động mực nước biển và các vùng của nó.

Biển Đông là một biển ven, liên hệ với Thái Bình Dương và các biển kế cận qua một số eo biển. Ở phía bắc và đông bắc, biển Đông thông với Thái Bình Dương qua eo Đài Loan rộng 200 km với độ sâu 50 mét và eo Basi rộng 350 km với độ sâu trên 3000 mét. Những eo biển này ngoài độ rộng và độ sâu đáng kể, còn có đặc điểm là định hướng theo tuyến trục chính của biển, cùng hướng với các hướng gió thịnh hành trên biển, nên có vai trò quan trọng nhất, đảm bảo sự trao đổi nước cũng như năng lượng giữa biển và bên ngoài. Phần lớn nước các tầng mặt và ở các độ sâu của biển được trao đổi với Thái Bình Dương thông qua những eo này [48, 68].

Ở phía cực nam, biển Đông liên hệ với biển Giava qua eo Malacca nằm giữa bán đảo Malacca và đảo Calimantan. Đặc điểm của eo biển này là khá rộng, khoảng 450 km, nhưng rất nông, độ sâu xấp xỉ 30-40 mét và có những đảo nhỏ xen kẽ. Ở biên giới phía đông của biển, ở quãng giữa quần đảo Philippin và đảo Calimantan có nhiều eo nhỏ nông xen kẽ với các chuỗi đảo. Những eo biển này ít thuận lợi cho sự trao đổi nước.



*Phân bố độ sâu biển Đông và biên tính*

Khái quát về điều kiện tự nhiên và đặc điểm mực nước biển Đông. Cơ sở phương pháp nghiên cứu

(các đường gấp khúc là biên tính của các mô hình số, hình vuông nhỏ chỉ vị trí điểm tính phổ)

### **Chế độ gió trên biển Đông**

Chế độ gió trên biển là nhân tố quan trọng nhất trong số các nhân tố gây nên dao động mực nước của nó [42]. Vị trí đặc biệt của biển Đông nằm trong khu vực nhiệt đới gió mùa Đông Nam Á với hai hệ thống gió khác biệt tác động quy định toàn bộ chế độ nhiệt động lực học nói chung và chế độ dao động mực nước nói riêng của nó [19, 56].

Về mùa đông, biển chịu tác động của gió mùa đông bắc hoạt động từ khoảng tháng mười đến tháng tư năm sau. Mùa hè, trên biển thịnh hành các đợt gió với hướng tây nam. Các trường gió đông bắc thường có cường độ lớn và độ ổn định hoạt động cao hơn so với các trường gió mùa tây nam. Tuy nhiên, cả hai loại trường gió này đều đặc trưng bởi tính bất đồng nhất trong không gian (xem các hình 4.1 và 4.2).

### **Thủy triều và dao động mực nước biển Đông**

Thành phần quan trọng nhất gây nên dao động mực nước biển Đông là thủy triều. Dao động thủy triều ở biển Đông được nhiều tác giả đánh giá là rất phức tạp và có nhiều nét độc đáo khác sắc so với những vùng biển khác của thế giới. Nơi đây có thể thấy đủ bốn loại thủy triều khác nhau: đó là bán nhật triều đều, bán nhật triều không đều, nhật triều không đều và nhật triều đều. Qua các bản đồ phân bố tính chất thủy triều biển Đông ta thấy nét nổi bật đầu tiên là toàn bộ vùng khơi rộng lớn và đại bộ phận các dải bờ phía tây và phía đông biển thịnh hành kiểu dao động nhật triều. Ở các vịnh Thái Lan và Bắc Bộ quan sát thấy kiểu dao động triều toàn nhật đều lý tưởng với độ lớn đáng kể, đã từng được dẫn trong các sách giáo khoa với tư cách là nhật triều đều điển hình. Đường cong mực nước có dạng hình sin rất đều đặn với một nước lớn và một nước ròng trong một ngày. Trong tháng chỉ có khoảng hai đến ba ngày có biểu hiện của thủy triều hỗn hợp. Độ lớn thủy triều ở nơi triều mạnh nhất biển Đông là đỉnh vịnh Bắc Bộ đạt tới 6 mét.

Những khu vực bán nhật triều đều của biển Đông là dải bờ gần eo biển Đài Loan, khu vực biển lân cận cảng Thuận An của Việt Nam. Những khu vực với bán nhật triều không đều là dải bờ nam Trung Quốc từ eo Đài Loan tới vùng đông bắc đảo Hải Nam, gần vịnh Pulô Lakei và vùng ven bờ đông nam Việt Nam, khu vực phía tây vịnh Thái Lan và vùng lân cận Xingapo.

Tính phức tạp của thủy triều ở biển Đông thể hiện ở sự biến đổi độ lớn và tính chất thủy triều trên không gian biển, sự biến đổi này đặc biệt phức tạp trong vùng gần bờ và các vịnh. Ở vịnh Bắc Bộ, trên khoảng cách dưới nửa nghìn kilômét giữa trung tâm vịnh và cửa tây nam của nó, độ lớn thủy triều có thể biến đổi từ vài mét tới cực tiểu còn khoảng 50-60 cm. Tình hình hoàn toàn tương tự như vậy trong vịnh Thái Lan. Nơi đây cả tính

Khái quát về điều kiện tự nhiên và đặc điểm mực nước biển Đông. Cơ sở phương pháp nghiên cứu

chất lẫn độ lớn thủy triều đều phân hóa mạnh, tồn tại cả nhật triều và bán nhật triều, vùng biên độ lớn xen kẽ với những vùng vô triều ngay trong không gian vịnh.

Những kết quả khảo sát năng lượng triều của các tác giả đã đi đến kết luận rằng “trong quá trình truyền sóng triều trên các miền khác nhau của biển, tính chất nhật triều từ địa vị thứ yếu lúc ban đầu đã chuyển thành chủ yếu. Nói một cách khác, chính các điều kiện địa phương của biển Đông đã ảnh hưởng có ý nghĩa căn bản tới sự hình thành hiện tượng thủy triều trên vùng biển phức tạp này” (Nguyễn Ngọc Thụy [15]).

Nét độc đáo nữa trong hiện tượng thủy triều ở biển Đông biểu hiện ở sự khác nhau trong tương quan biên độ của các sóng thành phần của thủy triều ở những vùng khác nhau. Theo các bản đồ triều nhận thấy, khi mới truyền vào biển các biên độ của những sóng thành phần nhật triều không khác nhau mấy. Nhưng càng truyền đi xa theo hướng trục lớn của biển, biên độ sóng  $K_1$  ngày càng lớn hơn sóng  $O_1$ . Đối với các sóng  $M_2$  và  $S_2$  cũng có biểu hiện tương tự. Nguyễn Ngọc Thụy [15] đã giải thích hiện tượng này là vì độ dài sóng  $O_1$  lớn hơn độ dài sóng  $K_1$ , nên khi truyền dần vào vùng nước nông, biên độ sóng tăng dần và với sóng dài hơn, mức độ tăng chậm hơn.

Trong biến động mực nước biển Đông, ngoài thành phần dao động thủy triều đóng vai trò lớn nhất, còn có những dao động khác cũng có biên độ đáng kể. Trước hết phải kể đến những dao động mực nước do nước dâng trong bão. Những dẫn liệu chi tiết về các đặc trưng dao động nước dâng có trong [14, 4, 11]. Thấy rằng trị số độ lớn nước dâng trong bão tại khu vực biển ven Việt Nam không nhỏ, có thể đạt tới 250 cm hoặc hơn nữa.

Tiếp nữa, thành phần thứ ba đóng góp đáng kể vào biến động mực nước là dao động mùa do sự luân phiên trong năm của các loại gió mùa quy định. Các tài liệu khác nhau cho thấy biên độ dao động mùa của mực nước ở các trạm phía tây biển thuộc bờ Việt Nam có thể đạt tới 30-40 cm (xem bảng 4.1, 4.2).

Trên đây trình bày tóm tắt những thành phần chủ yếu góp phần gây nên biến động mực nước biển. Cần khẳng định rằng dao động mực nước biển và đại dương ở dạng chung nhất là kết quả tác động của một số lớn các nhân tố như: biến động của các ngoại lực có nguồn gốc thiên văn và địa vật lý, biến động của áp suất khí quyển và ứng suất gió trên biển, biến động của trường mật độ và hoàn lưu nước, các yếu tố cân bằng nước trong những điều kiện hình thái cụ thể của thủy vực được nghiên cứu. Tuy nhiên, những nhân tố sau này hoặc là có vai trò nhỏ hơn, hoặc là chỉ có ý nghĩa đối với từng vùng hạn chế, hơn nữa chúng chưa được nghiên cứu kỹ đối với vùng biển này nên chúng tôi chưa tổng kết được.

Khái quát về điều kiện tự nhiên và đặc điểm mực nước biển Đông. Cơ sở phương pháp nghiên cứu

## Cơ sở phương pháp nghiên cứu mực nước

Do tác động đan xen của tất cả những yếu tố, nên sự biến động của mực nước đại dương hoặc biển có tính chất rất phức tạp và đa quy mô. Thông thường trong hải dương học người ta phân chia những biến động của mực nước theo dải tần số để áp dụng các phương pháp nghiên cứu thích hợp: Đó là những dao động nhiều năm, những dao động mùa, những dao động với chu kỳ xi nốp và những dao động với chu kỳ trung bình.

Với những quá trình dao động mực nước mà nguyên nhân của chúng đã được xác định tiên nghiệm và thiết lập được quy luật rõ rệt như những dao động thủy triều thì phương pháp phân tích điều hòa được áp dụng rất hiệu quả.

Phương pháp mô hình toán học để tính các quá trình mực nước cũng được sử dụng rộng rãi và trong những năm gần đây với ụu phát triển của kỹ thuật và phương tiện tính toán nó càng phát triển và trở thành phương pháp nhiều triển vọng nhất.

Tuy nhiên do tính phức tạp và đa nguyên nhân của các quá trình dao động mực nước, trong mọi trường hợp phân tích và nghiên cứu về mực nước, phương pháp xác suất và thống kê toán học, phương pháp của lý thuyết các quá trình ngẫu nhiên và chuỗi thời gian tỏ ra là công cụ rất hiệu quả.

## Phương pháp phân tích điều hòa mực nước

Biểu thức độ cao mực nước thủy triều theo lý thuyết phân tích điều hòa được biểu diễn dưới dạng:

$$H_t = A_0 + \sum_{i=1}^r (A_i \cos Q_i t + B_i \sin Q_i t) \quad (1.1)$$

trong đó  $H_t$  – độ cao mực nước ở thời điểm  $t$  của thời gian trung bình mặt trời;  $A_0$  – độ cao trung bình của mực nước trong khoảng thời gian phân tích;  $Q_i$  – tốc độ thay đổi pha trong một giờ của dao động;  $r$  – số dao động thành phần được phân tích;  $F_i, (V_0 + u)_i$  – tuần tự là những hệ số suy giảm và pha ban đầu của dao động phụ thuộc vào những đặc trưng thiên văn;  $H_i, G_i$  – những hằng số điều hòa của mực nước tuần tự đặc trưng cho biên độ trung bình và lệch pha phụ thuộc vào điều kiện địa lý điểm nghiên cứu và cần được xác định dựa vào chuỗi số liệu quan trắc mực nước.

Ở Việt Nam khi phân tích những chuỗi mực nước dài trên máy tính, thông thường [9] người ta đã áp dụng công thức trên đây dưới dạng:

$$H_t = A_0 + \sum_{i=1}^r (A_i \cos Q_i t + B_i \sin Q_i t) \quad (1.2)$$

với

Khái quát về điều kiện tự nhiên và đặc điểm mực nước biển Đông. Cơ sở phương pháp nghiên cứu

$$A_i = F_i H_i \cos[G_i - (V_0 + u)_i]$$

$$B_i = F_i H_i \sin[G_i - (V_0 + u)_i]$$

để xác định các ẩn số  $A_i$  và  $B_i$  theo chuỗi quan trắc mực nước  $H_i$  rồi từ đó nhận các hằng số điều hòa  $H_i$  và  $G_i$ .

Trong nghiên cứu của mình, khi cần xác định những hằng số điều hòa thủy triều, chúng tôi đã dùng một dạng biến đổi khác của công thức (1.1) như sau [50]:

$$H_i = A_0 + \sum_{i=1}^r (A_i X_i + B_i Y_i) \quad (1.3)$$

với

$$A_i = F_i \cos[Q_i t + (V_0 + u)_i]$$

$$B_i = F_i \sin[Q_i t + (V_0 + u)_i]$$

$$X_i = H_i \cos G_i, Y_i = H_i \sin G_i$$

Bây giờ  $X_i$  và  $Y_i$  là những ẩn số, còn  $A_i$  và  $B_i$  là những hệ số được tính trước cho từng sóng  $i$  tại từng thời điểm  $t$ . Ưu thế của việc dùng công thức (1.3) so với công thức (1.2) là ở chỗ chúng ta không phải lấy gần đúng (ở giữa kỳ quan trắc) trị số của những thông số thiên văn, khi xử lý các chuỗi quan trắc dài sẽ gây sai số đáng kể, không đòi hỏi tính liên tục của chuỗi, điều này rất thuận tiện, nhất là đối với những chuỗi dòng chảy, chúng ta có thể ghép những chuỗi quan trắc ngày ở bất kỳ thời kỳ nào lại để phân tích.

### **Công thức biến đổi Fourier. Phương pháp phân tích phổ trong hải dương học**

Hàm thời gian  $f(t)$  có thể biểu diễn bằng tích phân Fourier theo công thức:

$$f(t) = \int_{-\infty}^{\infty} F(\sigma) e^{2\pi i \sigma t} d\sigma \quad (1.4)$$

trong đó

$$F(\sigma) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-2\pi i \sigma t} dt \quad (1.5)$$

Hàm  $F(\sigma)$  biểu thị trong miền tần số  $\sigma$  gọi là hàm phổ hay mật độ phổ, nó mô tả phân bố của biên độ theo các tần số trong hàm  $f(t)$ .

Trong toán học cặp công thức (1.4)-(1.5) gọi là những công thức biến đổi Fourier. Khi cho trước hàm  $F(t)$  công thức (1.5) gọi là biến đổi Fourier thuận. Công thức (1.4) cho phép khôi phục lại hàm thời gian  $f(t)$  theo hàm phổ của nó gọi là biến đổi Fourier ngược. Đại lượng  $|F(\sigma)|^2$  gọi là phổ công suất.

Khái quát về điều kiện tự nhiên và đặc điểm mực nước biển Đông. Cơ sở phương pháp nghiên cứu

Khi hàm  $f(t)$  được cho tại những điểm rời rạc trên khoảng hữu hạn  $-N \leq t \leq N$  người ta có thể khai triển Fourier theo công thức:

$$f(t) = \frac{A_0}{2} + \sum_{k=1}^{\infty} [A_k \cos(\pi kt / N) \Delta t + B_k \sin(\pi kt / N) \Delta t] \quad (1.6)$$

trong đó

$$A_k = \frac{1}{N} \int_{-N}^N f(t) \cos(\pi kt / N) dt \quad (k = 0, 1, 2, \dots) \quad (1.7)$$

$$B_k = \frac{1}{N} \int_{-N}^N f(t) \sin(\pi kt / N) dt \quad (k = 1, 2, \dots) \quad (1.8)$$

hoặc dưới dạng phức:

$$f(t) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} C_k e^{(i\pi kt / N)}$$

$$\text{với } C_k = \frac{1}{2N} \int_{-N}^N f(t) e^{-i\pi kt / N} dt.$$

Tương tự như trong công thức (1.5) đại lượng  $(A_k^2 + B_k^2)$  được gọi là công suất của tần số  $k$  và được biểu diễn dưới dạng phổ công suất gián đoạn.

Khi khai triển Fourier chúng tôi sử dụng thuật toán nhanh tính các hệ số Fourier trình bày trong [57]. Ở đây khi hàm  $f(t)$  được cho tại  $2n$  điểm cách đều nhau trên trục thời gian các hệ số Fourier được tính theo các công thức:

$$nA_k = \cos(\pi k / n) U_{2n-1} - U_{2n-2} + f(0)$$

$$nB_k = \sin(\pi k / n) U_{2n-1}$$

$$U_0 = 0, U_1 = f(2n-1),$$

$$U_m = 2 \cos(\pi k / n) U_{m-1} - U_{m-2} + f(2n-m) \quad (m = 2, 3, \dots, 2n-1)$$

Đôi khi, để phân tích điều hòa chuỗi năm hoặc chuỗi ngày, có thể trực tiếp sử dụng các công thức mười hai tọa độ hoặc công thức hai mươi bốn tọa độ.

Trong hải dương học thịnh hành tập quán tính phổ của chuỗi thời gian thông qua biến đổi Fourier đối với hàm tương quan [59, 54, 34, 37, 35, 27, 20-23]. Quan hệ giữa hàm tương quan và hàm mật độ phổ cũng là cặp công thức biến đổi Fourier:

$$S(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} R(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau \quad (1.9)$$

Khái quát về điều kiện tự nhiên và đặc điểm mực nước biển Đông. Cơ sở phương pháp nghiên cứu

$$R(\tau) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega) e^{-i\omega\tau} d\omega \quad (1.10)$$

Nếu hàm thời gian là hàm thực thì hàm tương quan và hàm phổ của nó cũng là hàm thực và do tính chẵn của các hàm tương quan và phổ cặp công thức biến đổi Fourier tương ứng có dạng đơn giản:

$$R(\tau) = 2 \int_0^{\infty} S(\omega) \cos\omega\tau d\omega \quad (1.11)$$

$$S(\omega) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} R(\tau) \cos\omega\tau d\tau \quad (1.12)$$

Khi xác định mật độ phổ theo số liệu quan trắc gián đoạn trên khoảng thời gian  $T$  (độ dài quan trắc) người ta có ước lượng thống kê của hàm tương quan của chuỗi đo  $X(t)$  trên đoạn  $T_m$  như sau:

$$R_x(\tau) = \frac{1}{T-\tau} \int_0^{T-\tau} [X(t) - X_0][X(t+\tau) - X_0] dt$$

$$X_0 = \frac{1}{T} \int_0^T X(t) dt$$

Vì không tính tới các trị số của hàm tương quan khi  $\tau > T_m$  và ước lượng  $R_x(\tau)$  khác với hàm tương quan chân chính  $R_x(\tau)$  nên trong thực tế phải ước lượng hàm phổ theo công thức:

$$S_x(\omega) = \frac{1}{\pi} \int_0^{T_m} \lambda(\tau) R_x(\tau) \cos\omega\tau d\tau \quad (1.13)$$

trong đó hàm  $\lambda(\tau)$  gọi là hàm làm trơn tỷ trọng và  $T_m$  gọi là điểm cắt của hàm tương quan.

Thí dụ về những hàm làm trơn của các tác giả khác nhau, được dùng trong phân tích các chuỗi những yếu tố hải dương:

hàm Bartlett:

$$\lambda(\tau) = \begin{cases} 1 & \text{if } \tau \leq T_m \\ 0 & \text{if } \tau > T_m \end{cases} ?$$

hàm Bartlett cải biến:



Khái quát về điều kiện tự nhiên và đặc điểm mực nước biển Đông. Cơ sở phương pháp nghiên cứu

$$\lambda(\tau) = \begin{cases} |1 - \tau / T_m| & \text{if } \tau \leq T_m \\ 0 & \text{if } \tau > T_m \end{cases} ?$$

hàm Tukey:

$$\lambda(\tau) = \begin{cases} |1 - 2a + 2a \cos(\pi \tau / T_m)| & \text{if } \tau \leq T_m \\ 0 & \text{if } \tau > T_m \end{cases} ?$$

hàm Hanning:

$$\lambda(\tau) = \begin{cases} |0,5[1 - \cos(\pi \tau / T_m)]| & \text{if } \tau \leq T_m \\ 0 & \text{if } \tau > T_m \end{cases} ?$$

hàm Parzen:

$$\lambda(\tau) = \begin{cases} |1 - (\tau / T_m)^2| & \text{if } \tau \leq T_m \\ 0 & \text{if } \tau > T_m \end{cases} ?$$

hàm Hamming:

$$\lambda(\tau) = \begin{cases} |0,54 + 0,46 \cos(\pi \tau / T_m)| & \text{if } \tau \leq T_m \\ 0 & \text{if } \tau > T_m \end{cases} ?$$

Kinh nghiệm xử lý chuỗi thời gian trong hải dương học cho thấy hàm tương quan trong nhiều trường hợp giảm rất chậm theo thời gian và có tính chu kỳ rõ rệt. Trong [34] đã nhận xét rằng khi sử dụng công thức (1.13) do không tính đến những trị số khác không đáng kể ở đoạn  $\tau > T_m$  ước lượng phổ sẽ bao hàm sai số hệ thống và có tính chệch, nhưng nếu tăng  $T_m$ , sai số ước lượng  $R_x(\tau)$  lớn ở những  $T_m$  lớn sẽ làm tăng độ tản mạn của ước lượng  $S(\omega)$ . Biểu hiện của hiệu ứng này thể hiện ở chỗ khi lấy  $T_m$  nhỏ các đỉnh phổ trên đồ thị sẽ bị là trơn, và khi tăng dần  $T_m$  các đỉnh phổ dần dần thể hiện rõ hơn, còn khi tăng  $T_m$  tiếp nữa thì đồ thị phổ không phản ánh đặc điểm của hàm phổ nữa mà tiến tới đồ thị của chính hàm thời gian  $X(t)$  mà từ đó hàm tương quan được xác định. Như vậy, để có được ước lượng phổ khả dĩ hiện thực trong trường hợp này thực sự lộ quá trình thử nghiệm.

Khái quát về điều kiện tự nhiên và đặc điểm mực nước biển Đông. Cơ sở phương pháp nghiên cứu

## Phương pháp mô hình số trị thủy động

### *Hệ phương trình tuyến tính của chuyển động sóng dài trong nước nông*

Để nhận được hệ phương trình tuyến tính mô tả biến đổi của mực nước và các thành phần dòng chảy trong khi nghiên cứu các quá trình như truyền sóng triều, các sóng nước dâng trong khuôn khổ lý thuyết tuyến tính, người ta thường xuất phát từ hệ phương trình tuyến tính của chuyển động chất lỏng đồng nhất trong trái đất quay với xấp xỉ thủy tĩnh:

$$\frac{\partial U}{\partial t} - \lambda V + \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial U}{\partial z}) = 0 \quad (1.14)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \lambda U + \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial V}{\partial z}) = 0 \quad (1.15)$$

$$\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P}{\partial z} + g = 0 \quad (1.16)$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (1.17)$$

Ở đây  $U, V, W$  – những thành phần của vận tốc chuyển động theo các trục tọa độ  $x, y, z$  với gốc tại mực mặt trung bình, trục  $x$  hướng về phía đông, trục  $y$  hướng về phía bắc, còn trục  $z$  hướng thẳng đứng lên trên;  $P$  – áp suất bên trong chất lỏng;  $\rho_w$  – mật độ nước biển;  $g$  – gia tốc trọng lực;  $k$  – hệ số nhớt rối thẳng đứng;  $\lambda$  – thông số Coriolis ( $= 2\omega \sin\varphi$ ,  $\omega$  – tốc độ góc quay của Trái Đất,  $\varphi$  – vĩ độ địa lý);  $t$  – thời gian.

Nếu tích phân phương trình (1.16) từ độ sâu  $-z$  tới mặt tự do  $\zeta$  với điều kiện áp suất ở mặt tự do bằng áp suất khí quyển  $P_a$  người ta tìm được:

$$P = P_a - g\rho_w(z - \zeta) \quad (1.18)$$

Thế (1.18) vào các phương trình (1.14)-(1.15) nhận được

$$\frac{\partial U}{\partial t} - \lambda V + \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P_a}{\partial x} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial U}{\partial z}) = 0 \quad (1.19)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \lambda U + \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P_a}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial V}{\partial z}) = 0 \quad (1.20)$$

Tích phân các phương trình (1.17), (1.18) và (1.20) từ đáy biển  $-h(x, y)$  tới mặt tự do với các điều kiện biên:

- dính ở đáy:

$$U = V = W = 0 \text{ tại } z = -h$$

Khái quát về điều kiện tự nhiên và đặc điểm mực nước biển Đông. Cơ sở phương pháp nghiên cứu

- biểu thức động học tại đáy:

$$W = - \left( U \frac{\partial h}{\partial x} + V \frac{\partial h}{\partial y} \right) \text{ tại } z = -h$$

- biểu thức động học tại mặt tự do:

$$W = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + U \frac{\partial \zeta}{\partial x} + V \frac{\partial \zeta}{\partial y} \text{ tại } z = \zeta$$

- ứng suất ma sát tại mặt tự do bằng ứng suất tiếp tuyến của gió:

$$k \frac{\partial U}{\partial z} = - \frac{T_x}{\rho_w}, k \frac{\partial V}{\partial z} = - \frac{T_y}{\rho_w} \text{ tại } z = \zeta$$

trong đó  $T_x, T_y$  – tuân tự là ứng suất tiếp tuyến của gió theo các trục  $x$  và  $y$ ;

- ứng suất ma sát tại đáy biển:

$$k \frac{\partial U}{\partial z} = rU(U^2 + V^2)^{1/2}, k \frac{\partial V}{\partial z} = rV(U^2 + V^2)^{1/2} \text{ tại } z = -h$$

người ta nhận được các phương trình chuyển động và liên tục cho các thành phần vận tốc trung bình theo độ sâu. Chúng ta sẽ viết lại các phương trình đó bỏ qua những dấu gạch ngang ở trên đầu các đại lượng  $U$  và  $V$  như sau:

$$\frac{\partial U}{\partial t} - \lambda V + \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P_a}{\partial x} - \frac{T_x}{\rho_w(h+\zeta)} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{rU(U^2 + V^2)^{1/2}}{h+\zeta} = 0 \quad (1.21)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \lambda U + \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P_a}{\partial y} - \frac{T_y}{\rho_w(h+\zeta)} + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{rV(U^2 + V^2)^{1/2}}{h+\zeta} = 0 \quad (1.22)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial [U(h+\zeta)]}{\partial x} + \frac{\partial [V(h+\zeta)]}{\partial y} = 0 \quad (1.23)$$

Nếu cần nghiên cứu ảnh hưởng của lực tạo triều, người ta thêm các số hạng  $-g \frac{\partial \zeta}{\partial x}$  và  $-g \frac{\partial \zeta}{\partial y}$  biểu thị các hình chiếu của lực tạo triều thông qua mực nước thủy triều tĩnh học vào các vế trái của các phương trình chuyển động. Khi đó hệ các phương trình (1.21)-(1.23) có dạng:

$$\frac{\partial U}{\partial t} - \lambda V + \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P_a}{\partial x} - \frac{T_x}{\rho_w(h+\zeta)} + g \frac{\partial (\zeta - \zeta_0)}{\partial x} + \frac{rU(U^2 + V^2)^{1/2}}{h+\zeta} = 0 \quad (1.24)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \lambda U + \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P_a}{\partial y} - \frac{T_y}{\rho_w(h+\zeta)} + g \frac{\partial (\zeta - \zeta_0)}{\partial y} + \frac{rV(U^2 + V^2)^{1/2}}{h+\zeta} = 0 \quad (1.25)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial [U(h+\zeta)]}{\partial x} + \frac{\partial [V(h+\zeta)]}{\partial y} = 0 \quad (1.26)$$

Khái quát về điều kiện tự nhiên và đặc điểm mực nước biển Đông. Cơ sở phương pháp nghiên cứu

Trong các công trình [27, 39, 53] đã chỉ ra rằng hệ phương trình đơn giản trên đây có thể dùng để mô tả hàng loạt những chuyển động trong nước nông một cách hiệu quả. Các tác giả Việt Nam cũng đã có những kinh nghiệm nhất định trong việc sử dụng những phương trình này. Thí dụ, Đỗ Ngọc Quỳnh [33] xuất phát từ hệ những phương trình cơ bản của lý thuyết nước nông phi tuyến, sau khi đánh giá bậc đại lượng, bỏ qua các số hạng phi tuyến trong chúng và chấp nhận hệ phương trình dưới dạng (1.21)-(1.23) để mô hình hóa số trị quá trình nước dâng trong bão ở biển Đông. Bùi Hồng Long [25] và Nguyễn Thọ Sáo [45] cũng đã sử dụng hệ phương trình dưới dạng này để nghiên cứu sự truyền thủy triều ở biển Đông và vịnh Bắc Bộ (trường hợp này không cần tính tới các số hạng chứa gradien áp suất khí quyển và ma sát gió trên mặt biển).

### ***Những điều kiện ban đầu và điều kiện biên***

Việc cho điều kiện ban đầu đối với những bài toán đặt ra không gặp khó khăn. Các thành phần của vận tốc và nhiễu động mực nước thường được cho giá trị bằng không tại thời điểm đầu tính toán:

$$\zeta = U = V = 0 \text{ tại } t = 0 \text{ (1.27)}$$

hoặc với trường hợp khảo sát dao động tự do

$$U = V = 0, \zeta = \zeta_0(x, y) \text{ tại } t = 0 \text{ (1.28)}$$

Tại biên cứng  $G_1$  của vùng biển đương nhiên chấp nhận điều kiện không xuyên qua của dòng chảy:

$$U \cos \alpha + V \sin \alpha = 0 \text{ tại } G_1 \text{ (1.29)}$$

trong đó  $\alpha$  – góc giữa biên với trục  $y$ , hoặc với trường hợp khảo sát dao động có thủy triều và có số liệu về các hằng số điều hòa thủy triều có thể cho điều kiện biên thủy triều:

$$\zeta = \sum_{i=1}^n F_i H_i \cos[Q_i t + (V_0 + u)_i - G_i] \text{ tại } G_1 \text{ (1.30)}$$

trong đó  $F_i$  – hệ số suy giảm;  $Q_i$  – tốc độ góc;  $(V_0 + u)_i$  – pha thiên văn;  $H_i, G_i$  – tuần tự là biên độ và góc pha trung bình của sóng  $i$  của thủy triều.

Đối với biên lỏng  $G_2$  có thể [27, 33] chấp nhận một trong những điều kiện sau đây tùy thuộc mục đích khảo sát:

- mực nước không đổi trong suốt chu kỳ tính toán:

$$\zeta = 0 \text{ tại } G_2 \text{ (1.31)}$$

- mực nước bằng thủy triều dự tính:

Khái quát về điều kiện tự nhiên và đặc điểm mực nước biển Đông. Cơ sở phương pháp nghiên cứu

$$\zeta = \sum_{i=1}^n F_i H_i \cos[Q_i t + (V_0 + u)_i - G_i] \text{ tại } G_2 \quad (1.32)$$

- điều kiện phát xạ, tức sóng tiến đi ra khỏi vùng tính toán:

$$U \cos \alpha + V \sin \alpha = \zeta [g(h + \zeta)]^{1/2} \text{ tại } G_2 \quad (1.33)$$

### Sơ đồ sai phân của hệ phương trình

Khi giải bằng số hệ phương trình (1.24)-(1.26) để thuận tiện hơn cả nên áp dụng sơ đồ sai phân hiện trên lưới Richardson, trên đó các điểm tính  $\zeta, U, V$  dịch chuyển so với nhau một nửa bước tính (hình 1.2).

Trong trường hợp này các công thức sai phân để tính có dạng:

$$\zeta'_{i,j} = \zeta_{i,j} - \frac{\Delta t}{\Delta x} (D_{i,j} U_{i,j} - D_{i,j-1} U_{i,j-1}) - \frac{\Delta t}{\Delta y} (L_{i,j} V_{i,j} - L_{i-1,j} V_{i-1,j}) \quad (1.34)$$

$$U'_{i,j} = \frac{U_{i,j} + \lambda \Delta t K_{i,j} - \frac{g \Delta t}{\Delta x} (\zeta'_{i,j+1} - \zeta'_{i,j}) + \frac{\Delta t}{\rho_w D_{i,j}} \frac{T_{x_{i,j}}}{D_{i,j}} - \frac{P_{i,j+1} - P_{i,j}}{\rho_w \Delta x}}{1 + \frac{r \Delta t}{D_{i,j}} (U_{i,j}^2 + K_{i,j}^2)^{1/2}} \quad (1.35)$$

$$V'_{i,j} = \frac{V_{i,j} - \lambda \Delta t S'_{i,j} - \frac{g \Delta t}{\Delta y} (\zeta'_{i+1,j} - \zeta'_{i,j}) + \frac{\Delta t}{\rho_w L_{i,j}} \frac{T_{y_{i,j}}}{L_{i,j}} - \frac{P_{i+1,j} - P_{i,j}}{\rho_w \Delta y}}{1 + \frac{r \Delta t}{L_{i,j}} (V_{i,j}^2 + S_{i,j}^2)^{1/2}} \quad (1.36)$$

trong đó:

$$D_{i,j} = 0,5(h_{i,j} + h_{i,j+1} + \zeta_{i,j} + \zeta_{i,j+1})$$

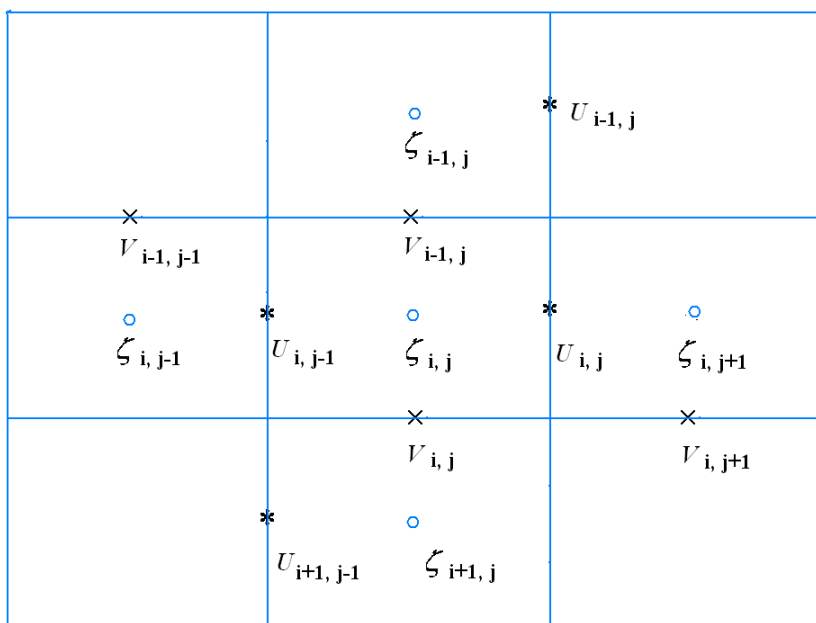
$$L_{i,j} = 0,5(h_{i,j} + h_{i+1,j} + \zeta_{i,j} + \zeta_{i+1,j})$$

$$K_{i,j} = 0,25(V_{i,j} + V_{i,j+1} + V_{i-1,j} + V_{i-1,j-1})$$

$$S_{i,j} = 0,25(U_{i,j} + U_{i,j-1} + U_{i-1,j} + U_{i+1,j-1})$$

$T_x, T_y$  là ứng suất gió tuân tự theo hướng trục  $x, y$ ; dấu phẩy chỉ những đại lượng ở bước tính tiếp sau theo thời gian của các đại lượng tương ứng.

Khái quát về điều kiện tự nhiên và đặc điểm mực nước biển Đông. Cơ sở phương pháp nghiên cứu



Sơ đồ lưới sai phân