

**ĐẠI HỌC QUỐC GIA HÀ NỘI
TRƯỜNG ĐẠI HỌC KHOA HỌC TỰ NHIÊN**

NGUYỄN MẠNH HÙNG, NGUYỄN THỌ SÁO

**MÔ HÌNH TÍNH SÓNG
VÙNG VEN BỜ**

Hà Nội - 2005

MỤC LỤC

Mở đầu

Chương 1

LÝ THUYẾT CƠ BẢN VỀ TRƯỜNG SÓNG TRÊN VÙNG BIỂN SÂU VÀ VEN BỜ

1.1 Các yếu tố sóng, dạng sóng và phân loại trường sóng	5
1.2 Các lý thuyết mô phỏng trường sóng, phạm vi áp dụng đối với các vùng nước sâu và ven bờ	8
1.3 Tác động và tương tác của trường sóng với các quá trình thủy thạch, động lực ven bờ	15

Chương 2

BIẾN ĐỔI CÁC YẾU TỐ SÓNG KHI TRUYỀN VÀO VÙNG VEN BỜ

2.1 Tốc độ, độ dài và các yếu tố khác của chuyển động sóng vùng ven bờ	19
2.2 Biến dạng sóng vùng ven bờ	28
2.3 Khúc xạ sóng vùng ven bờ	30
2.4 Nhiễu xạ sóng do vật cản	33
2.5 Kết hợp sóng khúc xạ và nhiễu xạ	36
2.6 Phản xạ sóng	40
2.7 Sóng đổ	41
2.8 Tương tác giữa sóng và dòng chảy ở vùng ven bờ	48

Chương 3

ỨNG SUẤT BỨC XẠ SÓNG VÀ CÁC QUÁ TRÌNH DO SÓNG SINH RA

Ở VÙNG VEN BỜ

3.1 Các thành phần ứng suất bức xạ sóng	54
3.2 Mực nước dâng và rút tại vùng sóng đổ	57
3.3 Các loại dòng chảy do sóng vùng ven bờ	59
3.4 Lý thuyết dòng chảy sóng dọc bờ	60
3.5 Lớp biên sóng	65
3.6 Sóng dài vùng ven bờ	69

Chương 4

LÝ THUYẾT PHỔ SÓNG ÁP DỤNG CHO VÙNG VEN BỜ

- | | |
|---|----|
| 4.1 Phổ sóng trong vùng biển có độ sâu giới hạn | 71 |
| 4.2 Biến đổi phổ sóng vùng ven bờ | 78 |

Chương 5

CÁC MÔ HÌNH TÍNH TOÁN SÓNG GIÓ, SÓNG LỪNG VÙNG VEN BỜ

- | | |
|--|-----|
| 5.1 Các yếu tố tạo sóng và điều kiện khí tượng hải văn ảnh hưởng đến trường sóng | 80 |
| 5.2 Các phương pháp tính sóng dựa trên các mối tương quan lý thuyết và thực nghiệm giữa các yếu tố sóng và các yếu tố tạo sóng. Quy phạm tính toán sóng của Việt Nam | 93 |
| 5.3 Các mô hình tính sóng vùng ven bờ dựa trên phương pháp giải phương trình lan truyền sóng | 103 |

- | | |
|---------------------------|------------|
| TÀI LIỆU THAM KHẢO | 123 |
|---------------------------|------------|

MỞ ĐẦU

Giáo trình “ Mô hình tính sóng vùng ven bờ” được biên soạn như một sự kế tiếp cuốn giáo trình “Động lực học Biển – phần 1 – Sóng biển” [1] được biên soạn năm 1998 dành cho học sinh Hải dương học tại khoa Khí tượng, Thủy văn và Hải dương học . Đây là một cuốn sách viết khá đầy đủ các kiến thức cơ bản về trường sóng, trong đó đề cập đến cả trường sóng vùng khơi và trường sóng ven bờ, các phương pháp tính toán dự báo sóng trên cơ sở lý thuyết và thực nghiệm. Tuy nhiên do sự phát triển rất nhanh của các nghiên cứu lý thuyết, thực nghiệm của ngành Hải dương học nói chung và động lực sóng biển nói riêng, đặc biệt tại khu vực ven bờ là nơi tập trung mọi hoạt động kinh tế, xây dựng, du lịch nghỉ dưỡng, nên trong khoảng từ những năm 90 lại đây, nhiều lý thuyết, mô hình tính toán trường sóng mới đã được nghiên cứu và đưa vào áp dụng trong nghiệp vụ hàng ngày. Cuốn giáo trình này được biên soạn nhằm đáp ứng được các yêu cầu năng cao, cập nhật các lý thuyết, mô hình tính sóng vùng ven bờ, và với phương hướng nâng cao trình độ, kỹ năng thực hành tính toán cho sinh viên. Một số các phần lý thuyết cơ bản về trường sóng sẽ được nhắc lại so với giáo trình đầu, tuy nhiên các lý thuyết về phương trình lan truyền sóng trên vùng biển có độ dốc thoải, lý thuyết bức xạ sóng và các mô hình tính sóng theo phương pháp số là những phần hoàn toàn mới và những năm vừa qua các sinh viên đã được truyền đạt từng phần.

Giáo trình gồm 5 chương sắp xếp theo thứ tự từ lý thuyết cơ bản đến thực hành và các mô hình tính sóng.

Chương I đề cập đến lý thuyết cơ bản về trường sóng vùng biển sâu và ven bờ do PGS. TS. Nguyễn Mạnh Hùng biên soạn.

Chương II viết về biến đổi các yếu tố sóng khi lan truyền vào vùng ven bờ do PGS. TS. Nguyễn Mạnh Hùng biên soạn.

Chương III trình bày lý thuyết ứng xuất bức xạ sóng và các quá trình do sóng sinh ra ở vùng ven bờ do TS. Nguyễn Thọ Sáo biên soạn.

Chương IV liên quan tới lý thuyết phổ sóng áp dụng cho vùng ven bờ do PGS. TS. Nguyễn Mạnh Hùng biên soạn.

Chương V là các mô hình tính toán sóng gió, sóng lừng vùng ven bờ do PGS. TS. Nguyễn Mạnh Hùng và TS. Nguyễn Thọ Sáo cùng biên soạn.

Trong quá trình biên soạn, các tác giả đã cố gắng trình bày một cách cô đọng các phần lý thuyết và thực hành, liên quan đến trường sóng vùng ven bờ. Đồng thời cũng chọn lựa các thuật ngữ chung nhất trong nghiên cứu sóng, trong nghiên cứu địa hình địa mạo vùng bờ nhằm bước đầu thống nhất các thuật ngữ chuyên môn trong ngành Hải dương. Tuy vậy có thể vẫn còn những vấn đề bỏ sót, cần được bổ sung và các thuật ngữ cần được thống nhất. Chúng tôi biết ơn và đánh giá cao các phát hiện và đóng góp của người đọc và các bạn đồng nghiệp.

Chương 1

LÝ THUYẾT CƠ BẢN VỀ SÓNG TRÊN VÙNG BIỂN SÂU VÀ VEN BỜ

Sóng biển là một trong các yếu tố hết sức quan trọng đối với các hoạt động trên đại dương, sóng tác động lên tàu thuyền, công trình và các phương tiện trên biển. Đối với vùng ven bờ, sóng lại càng trở nên quan trọng. Sóng là yếu tố cơ bản quyết định đến địa hình đường bờ, đến việc thiết kế các công trình cảng, luồng ra vào cảng và các công trình bảo vệ bờ biển. Sóng tạo ra các dòng vận chuyển trầm tích dọc bờ và ngang bờ làm thay đổi địa hình đáy.

Sóng là quá trình thay đổi mặt nước tuần hoàn giữa các đỉnh và bụng sóng. Hướng truyền sóng được xác định là hướng truyền của các sóng đơn. Mô phỏng dạng chuyển động của mặt nước khi có sóng hết sức khó khăn do các sóng đơn tác động qua lại lẫn nhau. Các sóng truyền nhanh hơn sẽ đuổi kịp các sóng truyền chậm và có thể kết hợp thành một sóng. Như vậy các sóng đôi khi sẽ tăng lên hoặc bị mất đi do sự tương tác giữa chúng. Sóng gió khi ra khỏi vùng gió thổi sẽ ổn định dần và trở thành các sóng đều hơn - sóng lừng. Năng lượng sóng bị tiêu hao trong bản thân khối nước, trong quá trình tương tác giữa các sóng và trong quá trình sóng đổ. Khi truyền vào vùng ven bờ năng lượng sóng còn bị mất mát do ma sát đáy. Ở vùng sát bờ, một nguồn năng lượng rất lớn của sóng sẽ tác động đến bờ biển. Ngoài ra năng lượng sóng cũng có thể chuyển thành nhiệt năng trong quá trình trao đổi rối ở trong khối nước khi sóng đổ hoặc dưới tác động của ma sát đáy. Trong khi nhiệt năng không có ảnh hưởng gì lớn thì cơ năng (sóng đổ, áp lực sóng) lại hết sức quan trọng đối với bờ biển và các công trình trên biển. Như vậy việc thiết kế các công trình biển phụ thuộc rất nhiều vào độ chính xác của các tham số sóng. Dự báo, dự tính trường sóng thường được thực hiện cho các sóng đơn, sau đó sử dụng các dạng phân bố để nhận được trường sóng thực tế.

Việc nắm vững các lý thuyết cơ bản của chuyển động sóng là thực sự cần thiết cho nghiên cứu các mô hình sóng vùng ven bờ, phục vụ cho các công tác lập kế hoạch, thiết kế xây dựng và quản lý vùng ven bờ nói riêng và vùng biển nói chung.

1.1 CÁC YẾU TỐ SÓNG, DẠNG SÓNG VÀ PHÂN LOẠI TRƯỜNG SÓNG

1.1.1 Các yếu tố sóng biển

Dao động tuần hoàn của mặt nước qua vị trí mực nước trung bình gọi là sóng. Mô phỏng mặt nước chuyển động có thể thực hiện dưới dạng một sóng - sóng đơn hoặc mặt nước chuyển động của nhiều sóng - sóng hỗn tạp. Sóng hình sin hoặc sóng điều hoà là các thí dụ về sóng đơn vì bề mặt của nó có thể mô phỏng qua hàm sin hoặc cosin. Mặt sóng chuyển động so với một điểm cố định gọi là sóng tiến, hướng mà sóng chuyển động tới gọi là hướng truyền sóng. Nếu mặt nước chỉ đơn thuần dao động lên xuống gọi là sóng đứng. Nếu trong chuyển động sóng mặt nước được mô phỏng bằng quỹ đạo khép kín hoặc gần khép kín đối với mỗi chu kỳ sóng gọi là dao động hoặc tựa dao động. Định nghĩa các yếu tố sóng được nêu tại bảng 1.1

Bảng 1.1 Các yếu tố sóng

Các yếu tố sóng	Ký hiệu	Định nghĩa
Chu kỳ sóng	T	Thời gian để một đỉnh và một bụng sóng đi qua một điểm cố định
Tần số sóng	f	=1/T: Số dao động trong một giây
Tốc độ pha	C	=L/T: Tốc độ chuyển động của mặt sóng
Độ dài (bước) sóng	L	Chiều dài của hai đỉnh hoặc hai bụng sóng kế tiếp
Độ cao sóng	H	Khoảng cách thẳng đứng giữa đỉnh và bụng sóng kế tiếp
Độ sâu	d	Khoảng cách từ đáy biển đến mặt nước trung bình

Liên hệ giữa tốc độ truyền sóng, chiều dài sóng và chu kỳ sóng:

$$C = \frac{L}{T} \tag{1.1}$$

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)} \tag{1.2}$$

$$C^2 = \frac{gL}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)$$

$$C^2 = \frac{gCT}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right); C = \frac{gT}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \tag{1.3}$$

Giá trị $\frac{2\pi}{L}$ gọi là số sóng (k) - số bước sóng trong một chu trình sóng.

Giá trị $\frac{2\pi}{T}$ gọi là tần số vòng của sóng - số chu kỳ sóng trong một chu trình sóng.

Từ (1.1) và (1.3) ta có:

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \tag{1.4a}$$

Tính gần đúng

$$L \approx \frac{gT^2}{2\pi} \sqrt{\tanh\left(\frac{4\pi^2 d}{T^2 g}\right)} \tag{1.4b}$$

Công thức (1.4b) thuận tiện trong sử dụng và có độ chính xác phù hợp với các tính toán kỹ thuật. Sai số cực đại khoảng 5% khi $\frac{2\pi d}{L} \approx 1$.

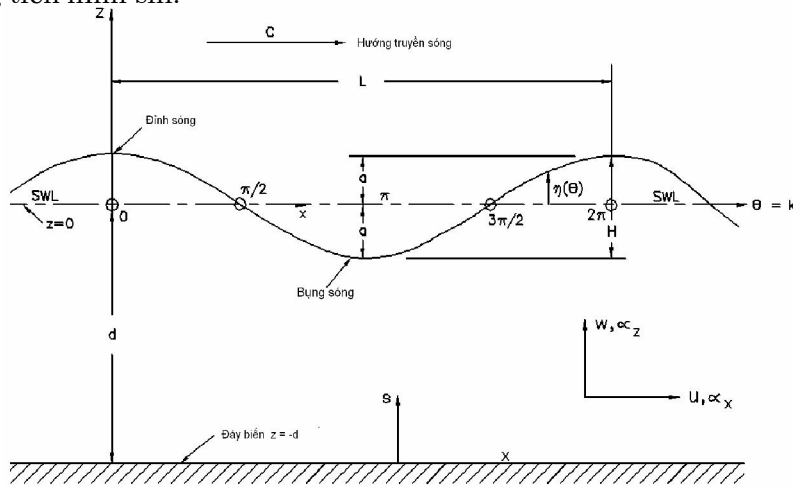
1.1.2 Dạng sóng biển

Dạng sóng biển thị hình dạng của mặt nước khi có sóng. Trên thực tế, phụ thuộc vào các điều kiện khác nhau (ví dụ vùng nước sâu, nước nông, vùng gió thổi vv..) sóng sẽ có các dạng khác nhau và tính chất sóng cũng có thể khác nhau (sóng điều hoà và không điều hoà). Dạng sóng đơn giản nhất là sóng tuyến tính, đôi khi cũng có các tên gọi khác như sóng Airy, sóng hình sin, sóng Stokes bậc một. Phương trình mô tả dạng của mặt

nước tự do khi có sóng là một hàm của thời gian t , khoảng cách x đối với sóng hình sin có dạng:

$$\eta = a \cos\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) = \frac{H}{2} \cos\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) = \frac{H}{2} \cos(kx - \omega t) \quad (1.5)$$

Phương trình (1.5) mô tả chuyển động của sóng tiến theo hướng tăng của trục x , nếu sóng truyền theo hướng ngược lại ta có dấu dương trong ngoặc. Khi $\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}$ tiến tới các giá trị $0, \pi/2, \pi, 3/2\pi$ ta có η tiến tới $H/2, 0, -H/2, \text{ và } 0$. Hình 1 vẽ sơ đồ các yếu tố sóng đối với dạng sóng tiến hình sin.



Hình 1.1 Các yếu tố sóng đối với dạng sóng tiến hình sin

1.1.3 Phân loại sóng biển

Sóng trên biển có thể phân loại theo nguồn gốc, bản chất hiện tượng, độ cao, độ sâu, tỷ số giữa bước sóng và độ sâu vv..

a. Phân loại sóng theo nguồn gốc, hiện tượng

Sóng gió là sóng chịu ảnh hưởng của gió sinh ra nó, sóng lừng là sóng vượt ra ngoài vùng tác động của gió, cũng tương tự như vậy có thể xác định các loại sóng theo nguồn gốc sinh ra nó. Bảng 2.1 trình bày phân loại sóng theo nguồn gốc, hiện tượng.

Bảng 1.2. Phân loại sóng theo nguồn gốc, hiện tượng

Hiện tượng	Nguyên nhân	Chu kỳ
Sóng gió	Lực kéo của gió	Đến 15s
Sóng lừng	Sóng gió truyền đi	Đến 30s
Sóng Seiche	Áp và gió	2-40 phút
Sóng Surf beat	Nhóm sóng	1-5 phút
Sóng cộng hưởng trong cảng	Tsunami, Surf beat	2-40 phút
Tsunami	Động đất	5-60 phút
Thủy triều	Lực hút của mặt trăng, mặt trời	12-24 giờ
Nước dâng	Lực kéo của gió, độ giảm áp	1-30 ngày

b. Phân loại sóng theo độ cao

Theo độ cao sóng, có thể phân loại sóng theo tỷ số giữa độ cao và độ dài sóng (độ dốc) và độ cao sóng với độ sâu biển. Sóng được gọi là có độ cao vô cùng nhỏ khi độ dốc nhỏ $H/L \rightarrow 0$ và tỷ số giữa độ cao sóng với độ sâu biển nhỏ $H/d \rightarrow 0$. Sóng có độ cao hữu hạn khi không thỏa mãn một trong hai điều kiện trên.

c. Phân loại sóng theo vùng sóng truyền, phát sinh

Theo tỷ số giữa độ sâu với độ dài của sóng có thể phân ra 3 vùng sóng lan truyền hoặc phát sinh.

Bảng 1.3 Phân loại sóng theo vùng sóng truyền, phát sinh

Phân loại	d/L	$2\pi d/L$	$\tanh(2\pi d/L)$
Nước sâu	$>1/2$	$> \pi$	$\cong 1$
Biển dạng	$1/25 - 1/2$	$1/4 - \pi$	$\tanh(2\pi d/L)$
Nước nông	$<1/25$	$<1/4$	$\cong 2\pi d/L$

d. Phân loại sóng theo tỷ số giữa độ cao, độ dài và độ sâu - số Ursel (U_r)

$$U_r = \frac{HL^2}{d^3} \tag{1.6}$$

$U_r \cong 0$ lý thuyết sóng tuyến tính,

U_r nhỏ lý thuyết sóng Stokes

U_r lớn lý thuyết sóng cnoidal

Ngoài ra có thể phân loại theo các đặc điểm của các lực tác động lên trường sóng, theo lực tác động lên hạt nước sau khi bị nhiễu động trở về vị trí cân bằng, theo biến động của trường sóng theo thời gian, theo đặc điểm lan truyền của mặt sóng hoặc theo dạng của mặt sóng v.v.. Các loại sóng được phân loại nêu trên có thể là sóng cưỡng bức, sóng tự do; sóng mao dẫn, sóng trọng lực; sóng ổn định, sóng đang phát triển; sóng tiến, sóng đứng; sóng hai chiều, sóng ba chiều; sóng đều hoặc sóng không đều.

1.2 CÁC LÝ THUYẾT MÔ PHỎNG TRƯỜNG SÓNG, PHẠM VI ÁP DỤNG ĐỐI VỚI CÁC VÙNG NƯỚC SÂU VÀ VEN BỜ

Trong thực tế, trường sóng thường rất phức tạp và rất khó mô phỏng bằng các biểu thức toán học do đặc tính phi tuyến và ngẫu nhiên cùng với phân bố ba chiều của nó. Tuy nhiên lịch sử nghiên cứu sóng có thể được đánh dấu bằng hai lý thuyết cơ bản: Lý thuyết Airy (1845) và lý thuyết Stokes (1880). Hai lý thuyết này mô phỏng được trường sóng khá tốt tại vùng biển mà độ sâu khá lớn so với độ dài sóng. Đối với các vùng ngược lại, lý thuyết cnoidal cho kết quả tốt hơn và tại vùng sóng đổ khi độ sâu rất nhỏ thì lý thuyết solitary cho kết quả tốt hơn cả.

1.2.1 Lý thuyết sóng tuyến tính

Lý thuyết Airy được gọi là lý thuyết sóng biên độ nhỏ hay lý thuyết sóng tuyến tính. Đây là lý thuyết cơ bản về chuyển động sóng. Trong lý thuyết này khi mô phỏng mặt

sóng với các bậc cao hơn có lý thuyết trocoit (Gerstner - 1802) mô phỏng dạng sóng có hình trocoit ứng với sóng có biên độ hữu hạn. Lý thuyết Stokes bậc cao cũng ứng với sóng có biên độ hữu hạn. Lý thuyết sóng cnoidal được Korteweg và De Vries đề xuất năm 1885, mô phỏng dạng sóng gần với thực tế hơn trong vùng nước nông. Tuy nhiên áp dụng lý thuyết này trong các tính toán thực tế rất khó và thường được tính sẵn thành các bảng. Đối với sóng vùng nước nông, thuận tiện hơn khi sử dụng lý thuyết sóng solitary.

Lý thuyết sóng tuyến tính gọi là lý thuyết sóng Stokes bậc 1, các lý thuyết sóng Stokes bậc cao được áp dụng cho vùng ven bờ khi biên độ sóng trở nên đáng kể so với độ dài sóng và độ sâu. Trong lý thuyết sóng tuyến tính đã áp dụng các giả định sau:

- Chất lỏng đồng nhất và không nén, do vậy mật độ nước không đổi,
- Bỏ qua sức căng mặt ngoài,
- Bỏ qua tác động của lực Coriolis đối với trường sóng,
- Áp suất trên mặt nước được coi là đồng nhất và không đổi,
- Chất lỏng được coi là lý tưởng – không nhớt,
- Sóng không tương tác với các chuyển động khác trong chất lỏng. Dòng chảy trong sóng không xoáy, do vậy quỹ đạo hạt nước trong chuyển động sóng sẽ không xoáy (chỉ tính đến các thành phần lực vuông góc bỏ qua các thành phần tiếp tuyến).
- Đáy biển bằng phẳng theo phương ngang và cố định, không thấm. Điều này có nghĩa là tốc độ thẳng đứng tại đáy bị triệt tiêu.
- Biên độ sóng nhỏ và dạng sóng bất biến theo thời gian và không gian.
- Trường sóng hai chiều – sóng có đỉnh dài vô tận.

Giả định không xoáy trong chuyển động sóng cho phép chúng ta áp dụng hàm thế tốc độ Φ . Hàm thế tốc độ là đại lượng vô hướng với gradient của nó theo trục x và z tại tất cả các điểm của chất lỏng là vectơ tốc độ.

$$U = \frac{\partial \Phi}{\partial x}; W = \frac{\partial \Phi}{\partial z} \quad (1.7)$$

với: U, W là các thành phần tốc độ chất lỏng theo trục x và z.

Hàm Φ có đơn vị là m^2/s . Như vậy nếu biết hàm thế tốc độ $\Phi(x,z,t)$ trên toàn miền, có thể xác định các thành phần tốc độ quỹ đạo U và W.

Giả định chất lỏng không nén có nghĩa là chỉ có một hàm dòng duy nhất Ψ là hàm trực giao của hàm thế tốc độ. Các đường đẳng hàm thế và các đường đẳng hàm dòng vuông góc với nhau. Như vậy nếu biết Φ có thể tìm được Ψ hoặc ngược lại, sử dụng các biểu thức sau:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial x} = \frac{\partial \Psi}{\partial z}; \frac{\partial \Phi}{\partial z} = -\frac{\partial \Psi}{\partial x} \quad (1.8)$$

Biểu thức (1.8) gọi là điều kiện Cauchy-Riemann (Whitham 1974, Milne-Thompson 1976). Cả Φ và Ψ thoả mãn phương trình Laplac đối với dòng chảy trong chất lỏng lý tưởng (tham khảo chương 2 của giáo trình sóng biển).

Với các giả định nêu trên, phương trình mô phỏng mặt sóng tuyến tính – sóng hình sin, là một hàm của thời gian t và khoảng cách truyền sóng x có dạng :

$$\eta = \frac{H}{2} \cos\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) = \frac{H}{2} \cos(kx - \omega t) = \frac{H}{2} \cos \theta \quad (1.9)$$

với: η - biến đổi độ cao mặt nước so với mực nước biển trung bình khi lạng sóng,

$H/2$ - biên độ sóng (a).

Biểu thức (1.9) biểu thị sự lan truyền của sóng tiến, tuần hoàn hình sin, lan truyền theo hướng trùng với hướng dương của trục x . Khi sóng lan truyền theo hướng ngược lại, dấu trừ trong biểu thức pha sóng được thay bằng dấu cộng. Khi pha sóng đạt các giá trị $0, \pi/2, \pi, 3\pi/2$ các giá trị mặt nước sẽ là $H/2, 0, -H/2$ và 0 tương ứng.

Chương 2 mục (2.1) sẽ đề cập đến các yếu tố của trường sóng khi truyền vào vùng ven bờ trên cơ sở lý thuyết sóng tuyến tính, nội dung của phần này sẽ tập trung chi tiết vào các yếu tố sóng ứng với các lý thuyết sóng bậc cao. Đối với các lý thuyết sóng này, phương trình mô phỏng tổng quát mặt sóng có dạng:

$$\eta = a \cos(\theta) + a^2 B_2(L, d) \cos(2\theta) + a^3 B_3(L, d) \cos(3\theta) + \dots + a^n B_n(L, d) \cos(n\theta) \quad (1.10)$$

với: $a=H/2$ đối với sóng bậc 1 và 2; $a<H/2$ với các sóng bậc cao hơn 2.

B_2, B_3 - các hàm phụ thuộc vào độ dài sóng và độ sâu.

1.2.2 Lý thuyết sóng có biên độ hữu hạn

Nếu biên độ sóng đạt một giá trị hữu hạn so với độ dài sóng ($H/L > 0.01$) hay tỷ số giữa độ cao sóng và độ sâu đáng kể ($H/d > 0.1$) thì lý thuyết sóng tuyến tính biên độ nhỏ không còn mô phỏng gần đúng được trường sóng với độ chính xác cần thiết nữa. Trong trường hợp này phải áp dụng lý thuyết sóng Stokes bậc cao đối với sóng ngắn - khi độ dài sóng nhỏ hơn độ sâu, hay phải áp dụng lý thuyết sóng solitary hoặc sóng cnoidal khi độ dài sóng lớn hơn độ sâu.

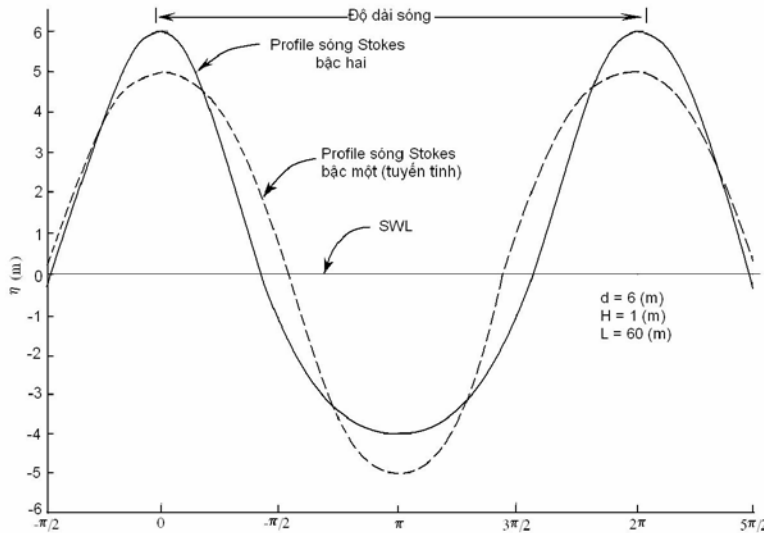
a. Lý thuyết sóng ngắn

Lý thuyết sóng ngắn được áp dụng đối với các sóng Stokes bậc cao. Ví dụ phương trình mặt nước có sóng Stokes bậc hai được viết dưới dạng:

$$\eta = \eta^1 + \eta^2 = \frac{H}{2} \cos(kx - \omega t) + \frac{kH^2}{16} \{3 \coth^3(kh) - \coth(kh)\} \cos 2(kx - \omega t) \quad (1.11)$$

Hình 1.2 đưa ra hai dạng sóng tuyến tính (Stokes bậc 1) và sóng ngắn (Stokes bậc 2). Trên hình này chúng ta thấy bụng sóng ngắn trở nên bằng hơn so với sóng tuyến tính, trong khi đó sườn sóng lại trở nên dốc hơn và đỉnh sóng vươn cao hơn. Dạng sóng ngắn này thường quan trắc thấy trên biển trong các trường hợp sóng truyền vào vùng ven bờ có độ sâu nhỏ hoặc sóng chịu tác động của gió mạnh.

Trong phương trình thành phần tốc độ sóng ngắn theo hướng truyền sóng x , ngoài các thành phần tuần hoàn như đối với sóng tuyến tính, xuất hiện thành phần vận chuyển theo x biểu thị sự vận chuyển khối lượng nước cũng như năng lượng sóng theo hướng truyền sóng qua mỗi chu kỳ sóng gọi là dòng chảy Stokes.



Hình 1.2 So sánh sóng Stokes bậc một (tuyến tính) và sóng ngắn (Stokes bậc 2)

b. Lý thuyết sóng dài

Tại vùng sát bờ, khi độ sâu nhỏ hơn rất nhiều so với độ dài sóng, cần áp dụng lý thuyết sóng dài. Phương trình lan truyền sóng dài có dạng:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} = C^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} \tag{1.12}$$

với: $C = \sqrt{gd}$

Nếu δ là tỷ số giữa độ cao sóng và độ sâu ($\delta = H/d$) và ϵ là tỷ số giữa độ sâu và độ dài sóng ($\epsilon = d/L$), ta có các trường hợp sau:

- $\delta < \epsilon^2$ hay $U_R = HL^2/d^3 \ll 1$

Phương trình vi phân của mặt nước và tốc độ hạt nước trong chuyển động sóng sẽ được tuyến tính hoá dưới dạng:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + d \frac{\partial U}{\partial x} = 0 \tag{1.13}$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{1}{3} d^2 \frac{\partial^3 U}{\partial x^2 \partial t} \tag{1.14}$$

- $\delta > \epsilon^2$ hay $U_R = HL^2/d^3 \gg 1$

Phương trình vi phân của mặt nước và tốc độ hạt nước trong chuyển động sóng đối với trường hợp này sẽ được tuyến tính hoá dưới dạng:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(d + \eta)U] = 0 \tag{1.15}$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \tag{1.16}$$

Các phương trình trên mô tả quá trình phân tán biên độ sóng vì tốc độ pha của sóng trong trường hợp này sẽ là $C = \sqrt{g(d + \eta)}$.

- $\delta = \epsilon^2 \cong 1$ hay $U_R = HL^2/d^3 \cong 1$

Các phương trình trên chuyển thành dạng phương trình Boussinesq:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(d + \eta)U] + \frac{1}{3}d^3 \frac{\partial \eta^3}{\partial x^3} = 0 \quad (1.17)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (1.18)$$

Trong trường hợp đặc biệt, sóng dài truyền theo một hướng x cho trước đã nhận được phương trình Korteweg De Vries:

$$\frac{1}{gd} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{3}{2d} \eta \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{6}d^2 \frac{\partial \eta^3}{\partial x^3} = 0 \quad (1.19)$$

Có hai dạng sóng dài vùng ven bờ dựa trên cơ sở lý thuyết sóng nêu trên đó là sóng solitary và sóng cnoidal.

1.2.3 Lý thuyết sóng solitary

Sóng solitary là loại sóng tiến có một đỉnh và bụng duy nhất (như bản thân tên gọi của loại sóng này), do vậy đây không phải loại sóng tuần hoàn (không có chu kỳ và độ dài sóng) như chúng ta đã nghiên cứu ở trên. Các đặc trưng của sóng solitary đã được J. Scott Russel lần đầu tiên mô tả vào năm 1844. Năm 1872 Boussinesq đã đưa ra cơ sở lý thuyết của sóng solitary. Phương trình mô tả chuyển động của đỉnh sóng solitary như sau:

$$\eta_s = H \operatorname{sech}^2 \left(\sqrt{\frac{3H}{4d}} \frac{x}{d} \right) \quad (1.20)$$

Trong đó mặt sóng η_s là tọa độ thẳng đứng của mặt biển khi có sóng so với mực nước trung bình khi lặng sóng, cách tọa độ tại đỉnh sóng ($x=0$; $\eta_s=H$) một khoảng cách x.

Tốc độ pha của sóng solitary được xác định theo:

$$C_s = \sqrt{gd} \left[1 + \frac{1}{2} \frac{H}{d} - \frac{3}{20} \left(\frac{H}{d} \right)^2 + \dots \right] \quad (1.21)$$

Chúng ta thấy rằng tốc độ này lớn hơn so với tốc độ pha của sóng tuyến tính tại vùng nước nông (2.7). Công thức (1.21) có thể cho các kết quả gần đúng như sau:

$$C_s = \sqrt{gd \left(1 + \frac{H}{d} \right)} = \sqrt{g(d+H)} \quad (1.22)$$

Khi sóng solitary truyền vào vùng ven bờ có độ sâu giảm, độ cao sóng sẽ tăng và đến một độ sâu nhất định mặt sóng sẽ trở nên không ổn định và sóng sẽ đổ. Sự không ổn định của mặt sóng cũng sẽ đạt được khi tốc độ hạt nước trong chuyển động sóng tương đương với tốc độ pha. Đồng thời góc của mặt nước tại đỉnh sóng cũng bị giới hạn bởi chỉ tiêu 120° . Sử dụng các chỉ tiêu trên McCowan (1894) đã chứng minh bằng lý thuyết chỉ tiêu sóng đổ đối với sóng solitary.

$$\gamma_b = \left(\frac{H}{d} \right)_{\max} = 0.78 \quad (1.23)$$

Tổng năng lượng của sóng solitary bao gồm hai thành phần, thế năng và động năng gần như bằng nhau. Tổng năng lượng cho một đơn vị độ dài đỉnh sóng sẽ là:

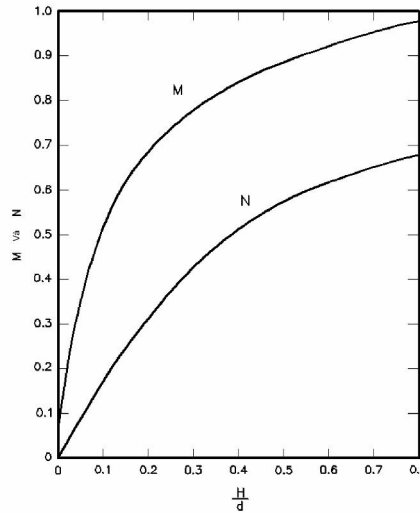
$$E_{sol} = \frac{8}{3\sqrt{3}} \rho g \left(\frac{H}{d}\right)^{3/2} d^3 \quad (1.24)$$

Tốc độ ngang và thẳng đứng của của hạt nước trong sóng solitary được xác định theo các biểu thức sau:

$$U = NC_s \frac{1 + \cos(Mz/d) \cosh(Mx/d)}{[\cos(Mz/d) + \cosh(Mx/d)]^2} \quad (1.25)$$

$$W = NC_s \frac{\sin(Mz/d) \sin(Mx/d)}{[\cos(Mz/d) + \cosh(Mx/d)]^2} \quad (1.26)$$

với M và N là các hằng số do Munk đưa ra năm 1949 (xem hình 1.3).



Hình 1.3 Các hằng số M, N trong công thức tính tốc độ hạt nước trong chuyển động sóng solitary

Sóng solitary là sóng chuyển tải, có nghĩa là các hạt nước trong chuyển động sóng loại này chỉ chuyển động duy nhất về phía trước, không tồn tại các pha chuyển động về phía sau (như đối với sóng tuyến tính). Giả sử chúng ta quan trắc sóng solitary tại một điểm, khi đỉnh sóng cách vị trí khoảng 10 lần độ sâu các hạt nước bắt đầu chuyển động theo hướng truyền sóng x và lên phía trên. Vận tốc của hạt nước đạt giá trị cực đại tại vị trí quan trắc khi đỉnh sóng đi qua. Sau khi đỉnh sóng đi qua, hạt nước sẽ chuyển động tiến đi xuống và đạt tới vị trí ban đầu. Như vậy sóng solitary sẽ gây chuyển động tịnh tiến của khối nước theo hướng truyền sóng. Lưu lượng nước này cho một đơn vị đỉnh sóng tương đương với khối lượng nước của sóng solitary trên mực nước trung bình khi lặng sóng và được xác định như sau:

$$Q = \int_{-\infty}^{\infty} \eta dx = 4d^2 \left(\frac{1}{3} \frac{H}{d}\right)^{1/2} \quad (1.27)$$

Gần như toàn bộ khối lượng nước tập trung tại khu vực gần đỉnh sóng. Đối với sóng $H/d=0.40$, 90% lượng nước trên tập trung trong vực $x = \pm 2.7d$ và cùng một phần trăm nêu trên của năng lượng sóng tập trung trong khu vực $x = \pm 1.7d$. Vì gần như toàn bộ năng lượng sóng tập trung tại khu vực gần đỉnh sóng, sóng solitary có thể được áp dụng đối với

trường sóng thực tế khi truyền vào sát bờ. Khu vực ngoài rìa của đỉnh sóng solitary không đóng vai trò quan trọng, do vậy có thể coi trường sóng thực tế là tập hợp một chuỗi các sóng Solitary có đỉnh liên tiếp đi qua một điểm, bỏ qua sự tương tác của các sóng này tại rìa cách xa các đỉnh. Đã xác định được độ dài của các sóng solitary đơn độc trong chuỗi sóng sao cho lớn hơn độ dài hiệu dụng của sóng solitary để có thể đạt được độ chính xác cho phép khi bỏ qua sự tương tác của các sóng này tại rìa cách xa các đỉnh. Từ đó có thể xác định được chu kỳ sóng thực tế T phải lớn hơn giá trị chu kỳ sóng hiệu dụng (Bagnold 1947):

$$T_{eff} = \frac{2\pi}{M} \sqrt{\frac{d}{g}} \quad (1.28)$$

Khi tiến vào gần bờ, do ảnh hưởng của độ dốc đáy biển sẽ làm biến đổi các yếu tố của sóng solitary như biên độ, tốc độ, dạng sóng so với các tính toán lý thuyết. Điều này làm giảm khả năng vận dụng lý thuyết sóng này trong các tính toán sóng vùng ven bờ.

1.2.4 Lý thuyết sóng cnoidal

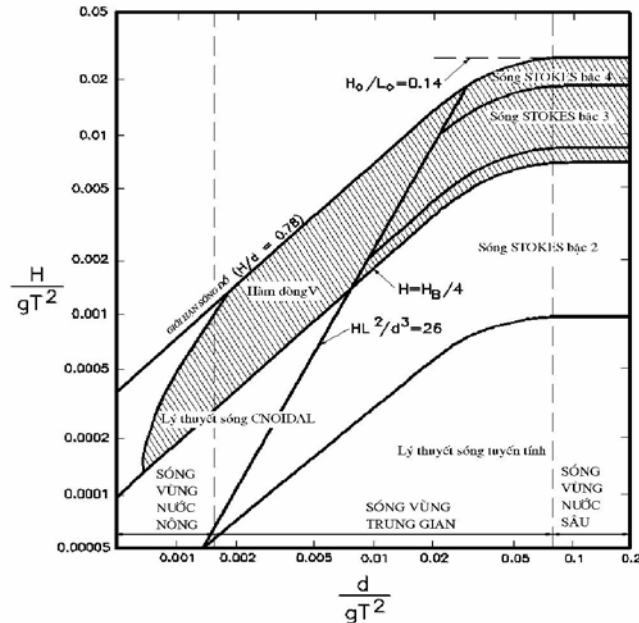
Sóng cnoidal đã được Korteweg và De Vries nghiên cứu năm 1895. Lời giải tổng quát của phương trình (1.19) là phương trình dao động sóng với chu kỳ T và độ dài L:

$$\eta = Hcn^2 \left[2K(\kappa) \left(\frac{x}{L} - \frac{t}{T} \right), \kappa \right] \quad (1.29)$$

với: $K(\kappa)$ - tích phân toàn phần bậc nhất của module κ ,

η - độ cao của mặt sóng so với vị trí bụng sóng tại vị trí tọa độ ngang x,

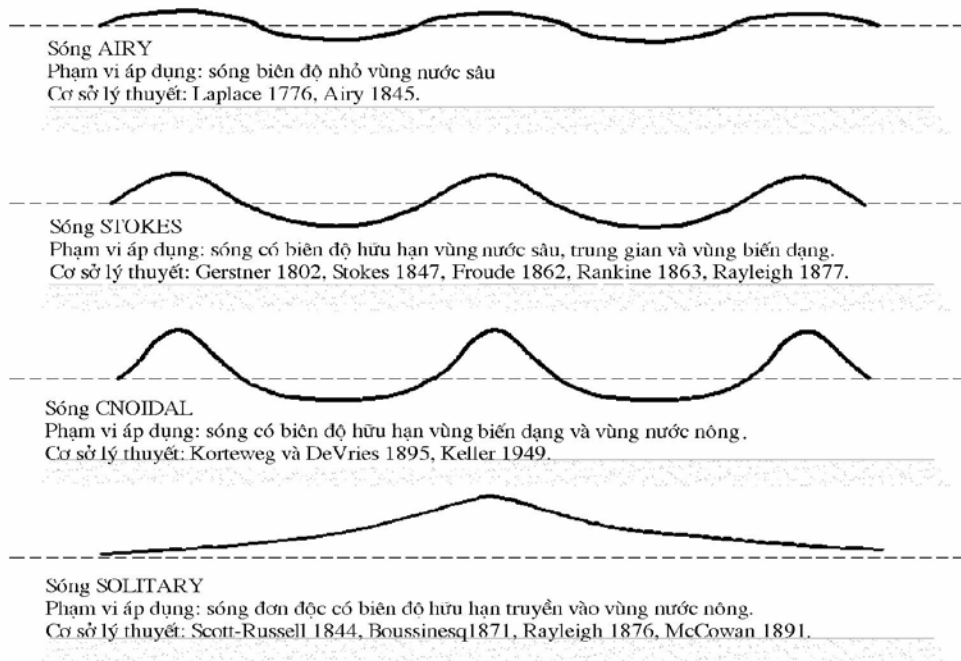
hàm $cn(r)$ - là Jacobian của hàm elliptic (r).



Hình 1.4 Vùng áp dụng các loại lý thuyết sóng

Sóng cnoidal là loại sóng tuần hoàn có đỉnh nhọn và bụng rất bằng, phù hợp với trường sóng phía ngoài vùng sóng đổ. Điểm yếu của lý thuyết sóng này là ứng dụng các hàm toán học phức tạp, rất khó áp dụng trong thực tế. Hình 1.4 vẽ các vùng áp dụng các

lý thuyết sóng. Sóng cnoidal áp dụng khi $H/L < 1/8$ và $Ur = L^2H/d > 26$. Hình 1.5 vẽ dạng các sóng Airy, Stokes, cnoidal và solitary



Hình 1.5 Dạng các sóng Airy, Stokes, Cnoidal và Solitary

1.3 TÁC ĐỘNG VÀ TƯƠNG TÁC CỦA TRƯỜNG SÓNG VỚI CÁC QUÁ TRÌNH THUỶ THẠCH, ĐỘNG LỰC VEN BỜ

1.3.1 Tác động và tương tác của trường sóng với các quá trình ven bờ

Khi truyền vào vùng ven bờ sóng sẽ chuyển tải một nguồn năng lượng lớn. Nguồn năng lượng này có thể dưới dạng sóng bị mất nhiệt năng do quá trình rối trong chuyển động của các hạt nước khi sóng đổ, hoặc nhiệt năng truyền cho đáy biển do ma sát và thấm. Ngoài ra nguồn năng lượng do sóng sinh ra dưới tác động cơ học đối với đáy biển khi sóng truyền vào vùng có độ sâu nhỏ, khi sóng đổ và khi sóng tác động đến các công trình trên biển sẽ đóng vai trò đặc biệt quan trọng do nó tác động đến đáy biển, bờ biển và đến các công trình nhân tạo vùng ven bờ. Sóng là yếu tố cơ bản quyết định đến địa hình đường bờ, đến việc thiết kế các công trình cảng, luồng ra vào cảng và các công trình bảo vệ bờ biển. Sóng tạo ra các dòng vận chuyển trầm tích dọc bờ và ngang bờ làm thay đổi địa hình đáy. Ngoài các cấu trúc vi mô của bờ biển luôn gắn liền với các đặc trưng trường sóng, tại bất cứ một vùng bờ biển nào trên thế giới, chúng ta còn thấy rằng, động lực sóng quyết định đến các dạng bờ biển trên tất cả các vùng biển hở, chịu tác động trực tiếp của trường sóng vùng biển khơi, đại dương. Lewis (1938) đã nhận xét rằng bờ biển luôn có xu thế phát triển vuông góc với các hướng sóng thịnh hành. Silvester và Ho (1972) đã đưa ra dạng bờ biển cân bằng kiểu đường cong logarit hoặc đường cong trắng lưỡi liềm tại các vịnh. Các loại đường cong này có hướng theo hướng tác động của trường sóng lừng thịnh hành từ đại dương truyền đến. Sóng và dòng chảy do sóng cũng là nguyên nhân tạo ra các yếu tố bờ biển địa phương như các mũi nhô ra phía sau các đảo

chấn các hướng sóng chính hoặc các tombolo nối các đảo với khu vực đất liền phía sau, được đảo che chắn.

Đối với nước ta trường sóng đóng một vai trò đặc biệt quan trọng trên suốt hơn 3000 km đường bờ biển. Chế độ sóng trong gió mùa và đặc biệt trong bão quyết định mọi hoạt động trên toàn vùng biển và đặc biệt là tại các vùng ven bờ. Nền kinh tế của chúng ta chủ yếu dựa vào nông nghiệp, tập trung vào hai khu vực châu thổ đồng bằng sông Cửu Long và đồng bằng sông Hồng. Đặc điểm của hai vùng châu thổ này là các vùng đất thấp, rất dễ bị tác động của nước dâng, sóng. Ngoài ra đối với các công trình khai thác dầu khí vùng khơi và ven bờ phía nam, trường sóng cũng là yếu tố quan trọng bậc nhất, quyết định đến mức độ kinh phí đầu tư xây dựng công trình khai thác thăm dò và đến sản lượng khai thác hàng năm. Các vùng xói lở bờ nghiêm trọng phân bố hầu như trên toàn dải ven bờ phía đông nước ta như vùng Hải Hậu, vùng cửa Thuận An, vùng Gò Công, vùng Gành Hào và nguyên nhân của xói lở là ảnh hưởng của trường sóng. Trong khi đó, trường sóng cũng gây vận chuyển trầm tích, sa bồi tại các cảng, luồng lạch ra vào cảng và cửa sông, làm ảnh hưởng đến giao thông đường thủy như khu vực cửa Nam Triệu, cảng Hải Phòng, khu vực cửa Định An và luồng ra vào của dẫn đến cảng Cần Thơ vv..

Có thể thống kê sơ bộ ảnh hưởng và tương tác của sóng biển đối với các quá trình thủy thạch động lực ven bờ sau:

- a. Trường sóng làm thay đổi phân bố nhiệt muối trong nước biển, thay đổi phân bố các yếu tố hoá biển theo độ sâu vào theo không gian.
- b. Trường sóng làm thay đổi các đặc tính quang học của nước biển, thay đổi màu sắc, độ trong suốt của nước biển.
- c. Trường sóng làm thay đổi tốc độ và hướng truyền âm trong nước biển.
- d. Trường sóng tác động đến các công trình biển vùng khơi và ven bờ.
- e. Trường sóng tác động đến bờ biển, gây biến động bờ biển: xói lở và bồi tụ.
- f. Trường sóng tác động đến đáy biển vùng ven bờ, gây biến động đáy biển, bồi lấp các kênh ra vào cảng, cửa sông.
- g. Trường sóng gây dòng chảy ven bờ và dòng vận chuyển trầm tích, là nguyên nhân gây tác động của các công trình ven bờ đến các vùng lân cận. Tạo ra các loại mũi đất, tombolo địa phương.

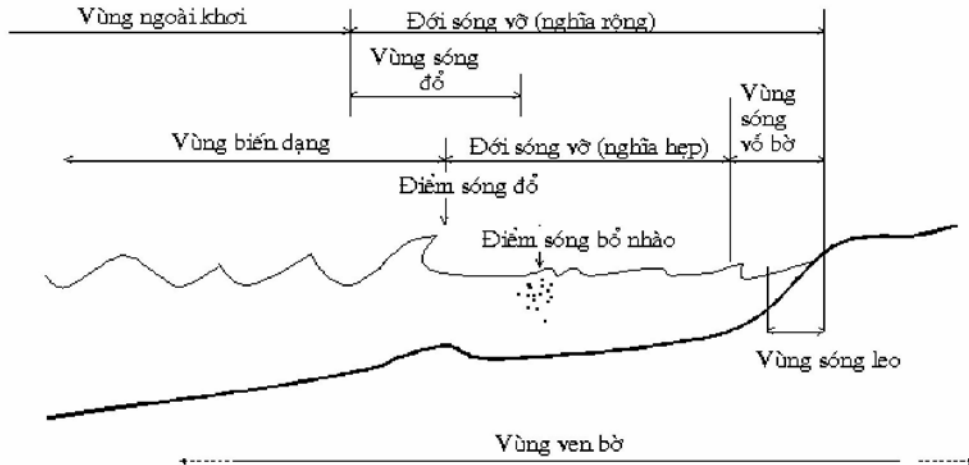
Chính vì ý nghĩa quan trọng của trường sóng đối với các vùng biển sâu và ven bờ nên việc nghiên cứu lý thuyết và thực nghiệm về sóng biển có một lịch sử lâu đời nhất so với các yếu tố hải dương học khác. Lịch sử nghiên cứu sóng biển được trình bày khá chi tiết trong giáo trình [1].

1.3.2 Các vùng tác động của trường sóng và các yếu tố địa mạo ven bờ.

Cần thiết phải bắt đầu nghiên cứu sóng vùng ven bờ bằng việc xác định các vùng tác động của trường sóng khi truyền từ vùng khơi vào ven bờ, các thuật ngữ và cơ chế vật lý của quá trình. Thường thường do trường sóng có liên quan trực tiếp đến các yếu tố địa hình, địa mạo vùng ven bờ do nó sinh ra nên việc phân chia các vùng tác động của trường sóng luôn đi đôi với phân chia các yếu tố địa mạo ven bờ (các bar đáy biển, gờ sóng, vách bờ biển vv..).

a. Vùng tác động của trường sóng

Trên hình 1.6 vẽ các vùng tác động của trường sóng khi truyền từ vùng khơi vào ven bờ.



Hình 1.6 Các vùng tác động của trường sóng ven bờ

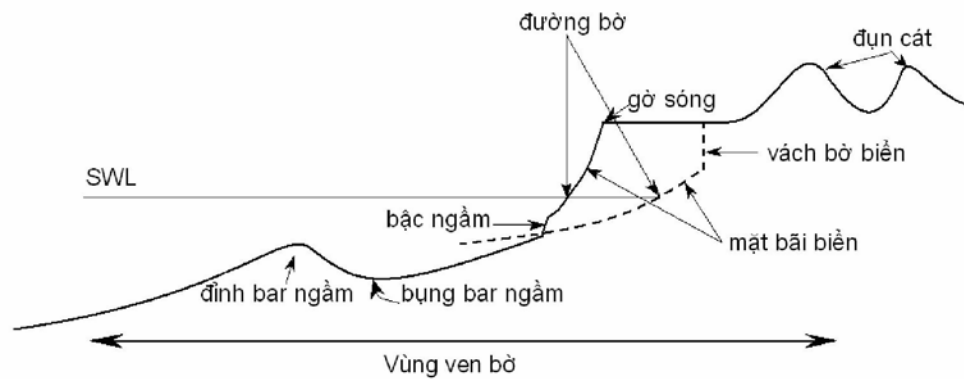
- Vùng ngoài khơi là vùng từ điểm sóng đổ ra khơi,
- Đới sóng đổ (nghĩa rộng) là vùng từ giới hạn ngoài của vùng sóng đổ và giới hạn phía trong của vùng sóng vỗ bờ. Đới sóng đổ (nghĩa hẹp) là vùng từ điểm sóng đổ đến giới hạn phía ngoài của vùng sóng vỗ bờ.
- Vùng biến dạng là vùng kể từ khi sóng bắt đầu chịu ảnh hưởng của đáy ($d \leq 1/2L$) đến điểm sóng đổ.
- Điểm sóng đổ là vị trí tại đó sóng đạt độ cao cực đại và bắt đầu đổ.
- Điểm sóng vỡ nhào là vị trí tại đó sóng bị phá huỷ hoàn toàn khi đỉnh sóng bị đổ xuống mặt nước phía trước.
- Vùng sóng đổ là khu vực từ giới hạn ngoài của đới sóng đổ và điểm sóng vỡ nhào.
- Vùng sóng vỗ bờ là vùng được giới hạn phía trong cùng về phía bờ do sóng đổ dồn tới và khu vực xáo trộn mạnh giữa nước rút ra và sóng đổ dồn vào bờ.
- Vùng sóng leo là vùng bắt đầu từ vị trí tại đó sóng bắt đầu bị cuốn lên bãi và vị trí giới hạn trong cùng về phía bờ.

b. Các yếu tố địa mạo và trường sóng ven bờ

Như trong các phần trên chúng ta thấy rằng trường sóng có liên quan trực tiếp đến các yếu tố địa mạo ven bờ do sóng tạo ra, do vậy việc phân các vùng tác động của trường sóng thường đi đôi với thống kê các yếu tố địa mạo ven bờ. Hình 1.7 nêu các yếu tố địa mạo đặc trưng vùng ven bờ trên mặt cắt vuông góc với bờ.

- Bar ngầm dọc bờ, thường xuất hiện tại vị trí sóng đổ và sóng vỡ nhào do tại đây là khu vực hội tụ của dòng vận chuyển trầm tích ngang bờ với hai hướng, phía ngoài bar là hướng từ khơi vào bờ còn phía trong bar dòng này có hướng từ bờ ra.
- Bụng của bar ngầm dọc bờ tạo thành luồng sâu dọc bờ.
- Mặt bãi biển là khu vực dốc về phía biển của bãi biển luôn hứng chịu tác động xô bờ của sóng.

- Gờ sóng là mép giữa bãi bằng phẳng phía trong đất liền và sườn dốc phía ngoài do sóng tạo ra.
- Vách bờ biển là sườn thẳng đứng của bờ biển do xói lở tạo ra.
- Đường bờ là đường tác động tương tác của đất liền và nước*.
- Bạc ngầm là vách thẳng đứng ngầm dưới mặt nước.
- Đụn cát là các luống cát ngay sát bờ biển do gió tạo ra



Hình 1.7 Các yếu tố địa mạo ven bờ

* Định nghĩa đường bờ theo khái niệm nêu trên áp dụng chung trong trường hợp mực nước ổn định, không đổi. Tại các vùng chịu tác động của thủy triều khái niệm đường bờ biển được mở rộng thành đường bờ biển biểu kiến. Đây là đường gianh giới giữa mực nước trung bình khi triều cường và bãi biển, có thể xác định gần đúng ở các vùng có các loại cây, thảm thực vật ven biển bằng giới hạn phía ngoài biển của dải cây, thảm thực vật (Ellis, 1978); tham khảo thêm trong Cẩm nang Công nghệ Ven biển 2001.

Chương 2

BIẾN ĐỔI CÁC YẾU TỐ SÓNG KHI TRUYỀN VÀO VÙNG VEN BỜ

2.1 TỐC ĐỘ, ĐỘ DÀI VÀ CÁC YẾU TỐ KHÁC CỦA CHUYỂN ĐỘNG SÓNG VÙNG VEN BỜ

2.1.1 Tốc độ và độ dài sóng vùng ven bờ

Trong lý thuyết sóng trochoid, khi xét quy luật biến đổi của áp suất sóng tại mặt biển sâu ta có:

$$\frac{p_0}{\rho} = \frac{1}{2}\omega^2 r_0^2 - \frac{r_0}{k}(\omega^2 - kg) \cos \theta + C1 \quad (2.1)$$

với: r_0 - bán kính quỹ đạo sóng trên mặt biển,

$$\omega - \text{tần số vòng của sóng } \omega = \frac{2\pi}{T},$$

$$k - \text{số sóng } k = \frac{2\pi}{L},$$

$$\theta - \text{pha sóng } \theta = kx - \omega t.$$

Tại mặt biển, khi không xét tác động của gió có thể coi áp suất sóng không thay đổi và không phụ thuộc vào pha sóng. Để thỏa mãn điều kiện này, thành phần thứ hai trong vế phải của (2.1) phải bị triệt tiêu có nghĩa là:

$$\omega^2 - kg = 0 \quad (2.2)$$

hay
$$\frac{\omega^2}{k^2} = \frac{kg}{k^2} = \frac{gL}{2\pi} = \left(\frac{L}{T}\right)^2$$

Theo định nghĩa các yếu tố sóng ta có $C = \frac{L}{T}$ từ đó rút ra:

$$C^2 = \frac{gL}{2\pi} \quad \text{tại vùng nước sâu.}$$

Ở vùng biển dạng, biểu thức quan hệ giữa tốc độ truyền sóng với độ dài sóng và độ sâu có dạng:

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)} \quad (2.3)$$

với: d - độ sâu biển.

Biểu thức (2.3) cũng được gọi là hệ thức phân tán, nó chỉ ra rằng các sóng có chu kỳ khác nhau sẽ chuyển động với các tốc độ khác nhau. Nếu sóng bao gồm tập hợp các sóng đơn khác nhau, các sóng đơn có chu kỳ lớn hơn sẽ chuyển động nhanh hơn.

Từ (2.3) và định nghĩa các yếu tố sóng ($C = L/T$) sẽ nhận được:

$$C = \frac{gL}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \quad (2.4)$$

hay:
$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \quad (2.5)$$

- Xấp xỉ gần đúng các hàm hypebol

Các vùng nước sâu, biến dạng và nước nông, trong động lực sóng được biểu thị qua tỉ số giữa độ sâu và độ dài sóng (d/L) hay là độ sâu tương đối trong chuyển động sóng. Các biểu thức liên hệ giữa tốc độ sóng, chu kỳ sóng và độ dài sóng (2.3, 2.4) phụ thuộc vào các hàm hypebol của độ sâu tương đối. Bảng 2.1 đưa ra các xấp xỉ gần đúng các hàm hypebol trong các vùng khi sóng truyền từ vùng nước sâu vào vùng ven bờ.

Bảng 2.1 Xấp xỉ gần đúng các hàm hypebol

Hàm	Biểu thức	Xấp xỉ gần đúng cho các biến lớn $e^\alpha \gg e^{-\alpha}$	Xấp xỉ gần đúng cho các biến nhỏ $e^\alpha \approx 1 + \alpha; e^{-\alpha} \approx 1 - \alpha$
sinh α	$\frac{e^\alpha - e^{-\alpha}}{2}$	$\frac{1}{2}e^\alpha$	α
cosh α	$\frac{e^\alpha + e^{-\alpha}}{2}$	$\frac{1}{2}e^\alpha$	1
tanh α	$\frac{e^\alpha - e^{-\alpha}}{e^\alpha + e^{-\alpha}}$	1	α
Vùng áp dụng	Biến dạng	Nước sâu	Nước nông

Chúng ta sẽ sử dụng các ký hiệu C_0, C, C_s và L_0, L, L_s để chỉ tốc độ pha và độ dài của sóng vùng nước sâu, vùng biến dạng và vùng nước nông. Đối với vùng nước sâu, độ sâu tương đối d/L_0 lớn ($\tanh\frac{2\pi d}{L_0} \approx 1$). Từ (2.4) và (2.5) ta có:

$$C_0 \approx \frac{gT}{2\pi} \text{ hay } L_0 \approx \frac{gT^2}{2\pi} \quad (2.6)$$

Trong vùng nước nông, độ sâu tương đối nhỏ ($\tanh\frac{2\pi d}{L_s} \approx \frac{2\pi d}{L_s}$). Từ (2.3) ta có:

$$C_s = \sqrt{\frac{gL_s}{2\pi} \frac{2\pi d}{L_s}} = \sqrt{gd} \quad (2.7)$$

Dựa vào độ sâu tương đối đã lập ra bảng phân loại sóng theo các vùng nước sâu, vùng biến dạng và vùng nước nông (bảng 2.1).

2.1.2 Tốc độ quỹ đạo và gia tốc hạt nước trong chuyển động sóng

Thành phần ngang và thẳng đứng của tốc độ hạt nước có dạng:

$$U = \frac{H}{2} \frac{gT}{L} \frac{\cosh[2\pi(z+d)/L]}{\cosh(2\pi d/L)} \cos\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) \quad (2.8)$$

$$W = \frac{H g T \sinh[2\pi(z+d)/L]}{2 L \cosh(2\pi d/L)} \sin\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) \quad (2.9)$$

(2.8) và (2.9) là các biểu thức tốc độ của hạt nước trong chuyển động sóng tại các vị trí $(d+z)$ so với đáy. Tốc độ của hạt nước là một hàm tuần hoàn theo x và t . Đối với một góc pha cho trước $\theta = \frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}$ các hàm \cosh và \sinh sẽ phụ thuộc vào z dưới dạng lũy thừa,

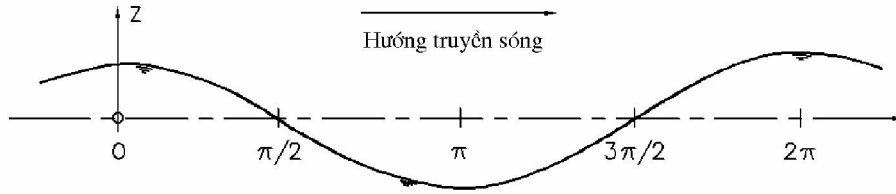
biểu thị sự giảm tốc độ theo hàm lũy thừa khi xuống sâu dưới mặt nước. Tốc độ hạt nước theo chiều ngang đạt cực đại theo hướng dương khi $\theta = 0, 2\pi$ và đạt cực đại theo hướng âm khi $\theta = \pi, 3\pi$. Tốc độ theo chiều thẳng đứng đạt cực đại theo hướng dương khi $\theta = \pi/2, 5\pi/2$ và ngược lại đạt cực đại theo hướng âm khi $\theta = 3\pi/2, 7\pi/2$ (xem hình 2.1).

Gia tốc hạt nước sẽ nhận được bằng cách lấy đạo hàm của tốc độ theo thời gian t :

$$a_x = + \frac{g\pi H \cosh[2\pi(z+d)/L]}{L \cosh(2\pi d/L)} \sin\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) \quad (2.10)$$

$$a_y = - \frac{g\pi H \sinh[2\pi(z+d)/L]}{L \cosh(2\pi d/L)} \cos\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) \quad (2.11)$$

Hình 2.1 vẽ tốc độ và gia tốc của hạt nước trong chuyển động sóng. Từ hình 2.1 ta thấy các hạt nước phía trên mặt nước trung bình khi có sóng chuyển động theo hướng truyền sóng và các hạt nước ở phía dưới truyền theo hướng ngược lại.



Tốc độ u, w					
	$u=+; w=0$	$u=0; w=+$	$u=-; w=0$	$u=0; w=-$	$u=+; w=0$
Gia tốc α_x, α_z					
	$\alpha_x=0; \alpha_z=-$	$\alpha_x=+; \alpha_z=0$	$\alpha_x=0; \alpha_z=+$	$\alpha_x=-; \alpha_z=0$	$\alpha_x=0; \alpha_z=-$
Pha θ	0	$\pi/2$	π	$3\pi/2$	2π

Hình 2.1 Tốc độ quỹ đạo và gia tốc hạt nước trong chuyển động sóng

2.1.3 Quỹ đạo chuyển động sóng

Quỹ đạo của các hạt nước trong chuyển động sóng thường là hình tròn (vùng nước sâu) và ellip (vùng biển cạn và nước nông). Tích phân (2.8) và (2.9) theo x và d ta nhận được sự dịch chuyển theo phương ngang và phương thẳng đứng.

$$\xi = - \frac{HgT^2 \cosh[2\pi(z+d)/L]}{4\pi L \cosh(2\pi d/L)} \sin\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) \quad (2.12)$$

$$\zeta = + \frac{HgT^2 \sinh[2\pi(z+d)/L]}{4\pi L \cosh(2\pi d/L)} \cos\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) \quad (2.13)$$

Ta có :

$$\left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 = \frac{2\pi g}{L} \tanh \frac{2\pi d}{L}$$

suy ra:

$$\xi = - \frac{H \cosh[2\pi(z+d)/L]}{L \sinh(2\pi d/L)} \sin\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) \quad (2.14)$$

$$\zeta = + \frac{H \sinh[2\pi(z+d)/L]}{L \sinh(2\pi d/L)} \cos\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) \quad (2.15)$$

Các biểu thức (2.14) và (2.15) được viết lại dưới dạng:

$$\sin^2\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) = \left[\frac{\xi \sinh(2\pi d/L)}{a \cosh[2\pi(z+d)/L]} \right]^2$$

$$\cos^2\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) = \left[\frac{\zeta \sinh(2\pi d/L)}{a \sinh[2\pi(z+d)/L]} \right]^2$$

Cộng các vế của hệ phương trình trên với nhau ta có:

$$\frac{\xi^2}{A^2} + \frac{\zeta^2}{B^2} = 1 \quad (2.16)$$

Đây là phương trình ellip với bán kính trục lớn A (ngang) và bán kính trục nhỏ B (thẳng đứng):

$$A = - \frac{H \cosh[2\pi(z+d)/L]}{2 \sinh(2\pi d/L)} \quad (2.17)$$

$$B = - \frac{H \sinh[2\pi(z+d)/L]}{2 \sinh(2\pi d/L)} \quad (2.18)$$

Như vậy theo lý thuyết sóng tuyến tính, hạt nước trong chuyển động sóng tạo thành quỹ đạo khép kín - sau một chu kỳ sóng hạt nước sẽ trở về trạng thái ban đầu. Trên thực tế không hoàn toàn như vậy, hạt nước không tạo thành một quỹ đạo khép kín và điều này gây ra vận chuyển vật chất.

Theo (2.17), (2.18) ở vùng nước sâu ta có A=B: quỹ đạo hạt nước trong chuyển động sóng tạo thành hình tròn:

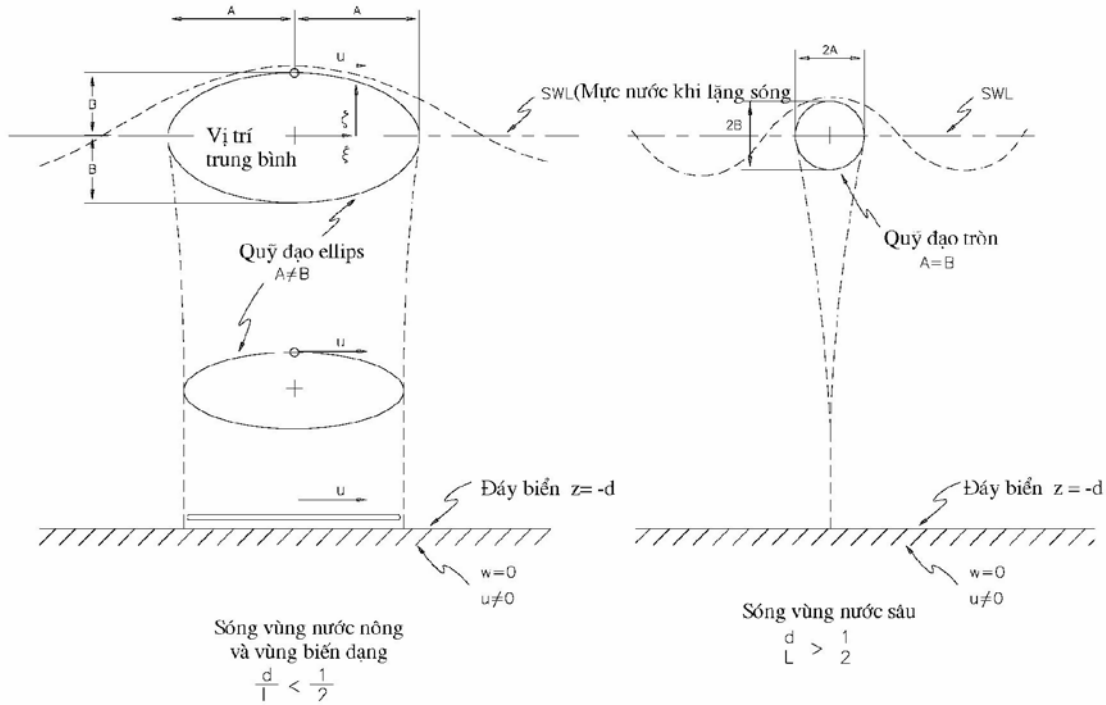
$$A = B = \frac{H}{2} e^{2\pi/L} \quad \text{với } d/L > 1/2 \quad (2.19)$$

Vùng nước nông:

$$A = \frac{H}{2} \frac{L}{2\pi d} \quad B = \frac{H}{2} \frac{z+d}{d} \quad \text{với } d/L < 1/25 \quad (2.20)$$

Càng vào vùng nông ellip càng dẹt.

Biên độ dao động sóng giảm với hàm mũ theo độ sâu. Tại vùng nước sâu ở độ sâu $z = -L_0/2$ ta có $A = B = H/2e^{-\pi} = H/2(0.04)$ (bằng khoảng 4% biên độ trên mặt nước). Hạt nước chuyển động nhỏ nhất (≈ 0) tại đáy và cực đại trên mặt nước, bằng một nửa độ cao sóng. Hình 2.2 vẽ quỹ đạo chuyển động sóng ở vùng nước sâu và vùng ven bờ.



Hình 2.2 Quỹ đạo chuyển động sóng vùng nước sâu và ven bờ

2.1.4 Áp suất sóng

Từ phương trình Bernoulli cho thế vận tốc trong chuyển động sóng ta có:

$$\frac{P}{\rho} + gz + \frac{1}{2}(U^2 + W^2) + \frac{\partial \varphi}{\partial t} = 0 \quad (2.21)$$

với φ là thế vận tốc trong chuyển động sóng ($U = \frac{\partial \varphi}{\partial x}; W = \frac{\partial \varphi}{\partial z}$). Trong (2.21) áp suất bao gồm cả áp suất thủy tĩnh ($-\rho gz$).

Nếu chỉ chú ý đến biến động áp suất do sóng ta sẽ có:

$$\Delta P \cong P + \rho gz \rightarrow \frac{P}{\rho} + gz = \frac{\Delta P}{\rho}$$

Thay vào (2.21) ta có:

$$\frac{\Delta P}{\rho} + \frac{1}{2}(U^2 + W^2) + \frac{\partial \varphi}{\partial t} = 0 \quad (2.22)$$

với H/L rất nhỏ ta có:

$$\Delta P = -\rho \frac{\partial \varphi}{\partial t} \quad (2.23)$$

với:

$$\varphi = -\frac{HC \cosh[2\pi(z+d)/L]}{2 \sinh(2\pi d/L)} \sin\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right)$$

Thay $\frac{\partial \varphi}{\partial t}$ vào (2.21) ta có:

$$\Delta P = \rho g \frac{H \cosh[2\pi(z+d)/L]}{2 \cosh(2\pi d/L)} \cos\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) \quad (2.24)$$

Ở vùng nước sâu:

$$\Delta P = \rho g \frac{H}{2} e^{2\pi d/L} \cos\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) \quad (2.25)$$

Áp suất giảm theo độ sâu theo quy luật hàm mũ (e^{kd}).

Như vậy ΔP sẽ tỷ lệ với độ cao sóng H . Dựa trên nguyên tắc này người ta thiết kế các máy đo sóng theo nguyên lý đo áp suất tại tầng sâu. Màng cảm ứng áp suất được đặt ở tầng sát đáy. Lúc đó độ cao sóng trên mặt biển sẽ được tính theo:

$$H = \frac{\Delta P \cosh(2\pi d/L)}{\rho g \cosh(2\pi a/L)}$$

với: ΔP - dao động áp suất đo được,

a - độ cao của màng đo áp so với đáy.

2.1.5 Tốc độ nhóm sóng

Trên thực tế mặt biển có sóng bao gồm nhiều sóng có độ cao, chu kỳ và pha khác nhau, do vậy xuất hiện tốc độ nhóm sóng. Tốc độ của từng sóng riêng biệt (tốc độ pha) C sẽ khác với tốc độ của nhóm sóng C_g . Ở vùng nước sâu hoặc vùng biển dạng, tốc độ của nhóm sóng sẽ nhỏ hơn tốc độ của từng sóng $C > C_g$. Để diễn giải tốc độ nhóm sóng, xét sự tương tác giữa hai sóng hình sin η_1 và η_2 , có cùng độ cao và chuyển động theo cùng một hướng với sự khác nhau rất ít về độ dài sóng và chu kỳ. Phương trình mặt biển có dạng:

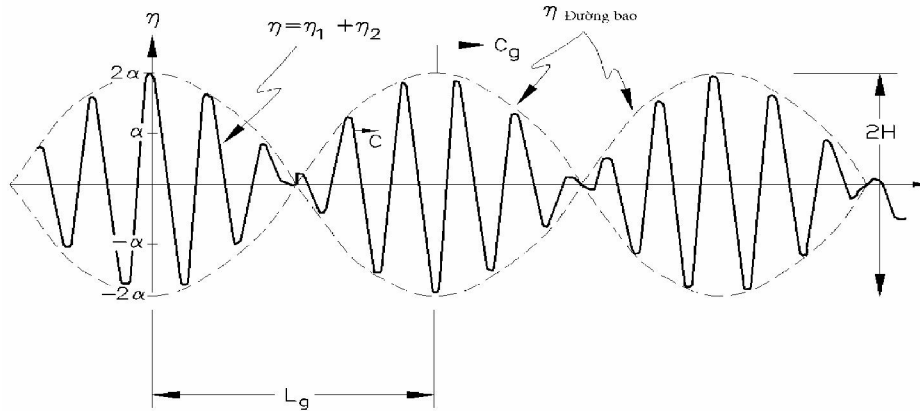
$$\eta = \eta_1 + \eta_2 = \frac{H}{2} \cos\left(\frac{2\pi x}{L_1} - \frac{2\pi t}{T_1}\right) + \frac{H}{2} \cos\left(\frac{2\pi x}{L_2} - \frac{2\pi t}{T_2}\right) \quad (2.26)$$

Do L_1 rất gần với L_2 , với một khoảng x nào đó tương ứng với thời gian t , hai sóng này sẽ trùng pha nhau và độ cao sóng tổng cộng sẽ là $2H$, và ngược lại sẽ có thời điểm khi hai sóng này ngược pha nhau và độ cao mặt nước tổng cộng sẽ bị triệt tiêu. Hình 2.3 mô tả quỹ đạo và đường bao của tổng hai sóng nêu trên. Phương trình đường bao có dạng:

$$\eta_{bao} = \pm H \cos\left[\pi \frac{L_2 - L_1}{L_1 L_2} x - \pi \frac{T_2 - T_1}{T_1 T_2} t\right] \quad (2.27)$$

Tốc độ chuyển động của đường bao là tốc độ của nhóm sóng:

$$C_s = \frac{1}{2} \frac{L}{T} \left[1 + \frac{4\pi d / L}{\sinh(4\pi d / L)} \right] = nC \quad (2.28)$$



Hình 2.3 Nhóm sóng và đường bao

với:

$$n = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{4\pi d / L}{\sinh(4\pi d / L)} \right]$$

Ở vùng nước sâu: $\frac{4\pi d / L}{\sinh(4\pi d / L)} \approx 0$

ta có :

$$C_s = \frac{1}{2} \frac{L_0}{T} = \frac{1}{2} C_0 \quad (2.29)$$

Ở vùng nước nông: $\frac{4\pi d / L}{\sinh(4\pi d / L)} \approx 1$

ta có:

$$C_s = \frac{L}{T} = C \approx \sqrt{gd} \quad (2.30)$$

Ở vùng nước nông, tất cả các sóng đều truyền với một tốc độ bằng nhau, phụ thuộc vào độ sâu. Ở ngoài khơi hoặc vùng biển rộng tốc độ pha lớn hơn tốc độ nhóm. Tốc độ nhóm sóng rất quan trọng vì nó biểu thị tốc độ truyền năng lượng của sóng.

2.1.6 Năng lượng sóng

Tổng năng lượng sóng bao gồm động năng và thế năng:

- Động năng được gây ra bởi tốc độ quỹ đạo của hạt nước trong chuyển động sóng.
- Thế năng thể hiện ở phần nước phía trên bụng sóng.

Theo lý thuyết tuyến tính, thế năng tương ứng với mực nước trung bình khi lặng sóng. Các sóng chuyển động theo một hướng thì các thành phần thế năng và động năng bằng nhau. Năng lượng sóng cho mỗi bước sóng trên một đơn vị bề rộng của đỉnh sóng là:

$$E = E_K + E_P = \frac{\rho g H^2 L}{16} + \frac{\rho g H^2 L}{16} = \frac{\rho g H^2 L}{8} \quad (2.31)$$

Tổng năng lượng trung bình cho một đơn vị bề mặt biển - mật độ năng lượng sóng, là:

$$\overline{E} = \frac{E}{L} = \frac{\rho g H^2}{8} \quad (2.32)$$

Thông lượng năng lượng sóng là năng lượng sóng truyền theo hướng truyền sóng, qua một mặt phẳng vuông góc với hướng truyền sóng tính từ mặt biển đến đáy biển. Thông lượng năng lượng trung bình cho một đơn vị đỉnh sóng, truyền qua một mặt phẳng vuông góc với hướng truyền sóng sẽ được tính theo:

$$\overline{P} = \overline{EnC} = \overline{EC}_g \quad (2.33)$$

\overline{P} cũng được gọi là lực sóng.

- Tại vùng nước sâu:
$$\overline{P}_0 = \frac{1}{2} \overline{E}_0 C_0$$

- Tại vùng nước nông:
$$\overline{P} = \overline{EC}_g = \overline{EC}$$

Khi đỉnh sóng song song với các đường đẳng sâu ta có phương trình cân bằng năng lượng sóng:

$$\overline{E}_0 n_0 C_0 = \overline{EnC} \quad (2.34)$$

Do $n_0=1/2$ suy ra:

$$\frac{1}{2} \overline{E}_0 C_0 = \overline{EnC} \quad (2.35)$$

Khi đỉnh sóng không song song với đường đẳng sâu, biểu thức (2.35) sẽ không đúng vì các sóng sẽ truyền với các tốc độ khác nhau (hiện tượng khúc xạ sóng).

2.1.7 Các phương pháp tính độ dài sóng vùng ven bờ

Do trong vùng biển dạng và nước nông, độ dài sóng không thể tách riêng ra một vế trong biểu thức tính (2.5), để tính được yếu tố này cần thiết phải sử dụng các phương pháp khác nhau:

a, Phương pháp tra bảng:

Sử dụng bảng tính sẵn độ dài sóng và các tham số sóng khác thông qua các số liệu đầu vào là độ cao sóng, độ dài sóng vùng nước sâu và độ sâu tại điểm cần tính.

b, Phương pháp lặp:

Tính độ dài sóng theo các bước sau:

$$L_{i+1} = L_0 \tanh \frac{2\pi d}{L_i} \quad (2.36)$$

với $i=1, 2, 3, \dots$ Sau đó so sánh giữa L_{i+1} và L_i sử dụng ngưỡng sai số để xác định kết quả tính.

c, Phương pháp lặp cải tiến:

$$L_{2i+1} = L_0 + \tanh \frac{2\pi d}{L_{2i}} \quad (2.37)$$

$$L_{2i+2} = \frac{2L_{2i+1} + L_{2i}}{3} \quad (2.38)$$

với $i=1, 2, 3, \dots$

Sau đó cũng so sánh giữa L_{2i+1} và L_{2i} sử dụng ngưỡng sai số để xác định kết quả tính.

d, Phương pháp tính gần đúng:

$$L \approx L_0 \sqrt{\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)} \approx L_0 \sqrt{\tanh\left(\frac{2\pi d}{L_0}\right)} \quad (2.39)$$

Công thức trên thuận tiện trong sử dụng và có độ chính xác phù hợp với các tính toán kỹ thuật. Sai số cực đại khoảng 5% khi $\frac{2\pi d}{L} \approx 1$.

e, Phương pháp tính gần đúng PADE

$$k_i = \sqrt{k_0 \frac{A}{d_i}} \quad (2.40)$$

$$A = k_0 d_i + \frac{1}{1 + k_0 d_i (0.6522 + k_0 d_i (0.462 + k_0 d_i (0.0864 + k_0 d_i (0.0675 + k_0 d_i)))})} \quad (2.41)$$

Bảng 2.2 đưa ra các kết quả tính bước sóng tại độ sâu $d=50\text{m}$ với chu kỳ sóng $T=19$ giây. Nếu dùng công thức (2.39) ta được $L = 401.0$ m cho sai số +5.1%. Nếu sử dụng bảng ta có $T=19\text{s}$, $d= 50$ m suy ra $L_0 = 563.80$ m và $d/L_0 = 0.1310$ hay $L=381.6$ m đúng với kết quả tính trên bảng 2.2.

Bảng 2.2 Kết quả tính độ dài sóng theo các phương pháp khác nhau

Số lần lặp	Công thức lặp (2.36)	Công thức (2.37), (2-38)
n	L_i (m)	L_{2i+2} (m)
0	563.8	378.1
1	285.2	382.0
2	431.6	381.6
3	339.2	381.6
4	410.9	
5	362.9	
6	394.2	
7	373.4	
8	387.0	
9	378.0	
10	384.0	
11	380.1	
12	382.6	
13	380.9	
14	382.0	
15	381.3	
16	381.8	
17	381.5	

2.2 BIẾN DẠNG SÓNG VÙNG VEN BỜ

Khi sóng truyền vào vùng ven bờ, các tham số sóng sẽ bị biến đổi do tác động của đáy biển, do các sóng cát tại đáy biển, do đặc điểm trầm tích đáy biển và các vật liệu ở đáy biển. Đáy biển tác động lên sóng truyền vào vùng ven bờ thông qua các hiệu ứng biến dạng, khúc xạ. Ngoài ra, các công trình biển vùng ven bờ sẽ làm thay đổi các yếu tố sóng bởi các quá trình nhiễu xạ và phản xạ.

Nếu sóng truyền thẳng góc vào vùng ven bờ có các đường đẳng sâu thẳng và song song với đường bờ, sự thay đổi dạng sóng xảy ra chỉ do sự thay đổi độ sâu, sự thay đổi này gọi là biến dạng sóng. Dưới tác dụng của hiệu ứng biến dạng, đầu tiên độ cao sóng giảm dần sau đó tăng từ từ, đồng thời dạng của sóng vẫn đối xứng. Vào sát bờ, khi độ sâu giảm mạnh, độ cao sóng sẽ tăng nhanh đồng thời dạng của sóng trở nên bất đối xứng: sườn phía trước trở lên dốc hơn và cuối cùng sẽ bị đổ. Đánh giá các yếu tố sóng dưới tác dụng của hiệu ứng biến dạng sóng phụ thuộc vào lý thuyết mô phỏng trường sóng và các loại phương pháp tính biến dạng trường sóng. Có ba loại phương pháp để tính toán biến dạng sóng đó là phương pháp dòng năng lượng, phương pháp nhiễu động và phương pháp số. Bảng 2.3 đưa ra các phương pháp tính biến dạng sóng [6]. Hình (2.4) vẽ hệ số biến dạng sóng theo các lý thuyết sóng khác nhau.

2.2.1 Phương pháp tính biến dạng sóng trên cơ sở năng lượng sóng

Khi độ sâu thay đổi, độ cao và độ dài của sóng sẽ thay đổi. Tuy nhiên chu kỳ sóng sẽ không thay đổi do số các con sóng không đổi. Nếu cho rằng áp suất không đổi và bỏ qua độ nhớt của nước, có thể thấy rằng năng lượng sóng sẽ được bảo toàn. Trong điều kiện thực tế, đối với trường sóng ổn định, điều kiện năng lượng sẽ được bảo toàn khi bỏ qua dòng chảy, dòng vận chuyển vật chất và tiêu tán năng lượng. Dòng năng lượng sóng đối với lý thuyết sóng biên độ nhỏ được xác định theo.

$$F_x = \rho c \int_{-d}^{\zeta} u^2 dz \quad (2.42)$$

với dấu — biểu thị giá trị trung bình theo chu kỳ sóng.

Dòng năng lượng vùng trung gian đối với sóng biên độ nhỏ được tính theo:

$$F_x = \rho g H^2 C n / 8 \quad (2.43)$$

Đối với vùng nước sâu ta có: $n=1/2$, $C= C_0$, $H= H_0$


$$F_x = \rho g H_0^2 C_0 / 16 \quad (2.44)$$

Hệ số biến dạng được xác định bằng tỉ số giữa độ cao sóng tại điểm tính và độ cao sóng vùng nước sâu trong điều kiện bảo toàn năng lượng ($F_x = \text{const}$).

$$K_s = \frac{H}{H_0} = \sqrt{\frac{1}{2n} \frac{C_0}{C}} = \sqrt{\frac{1}{2n} \frac{1}{\tanh \frac{2\pi d}{L}}} \quad (2.45)$$

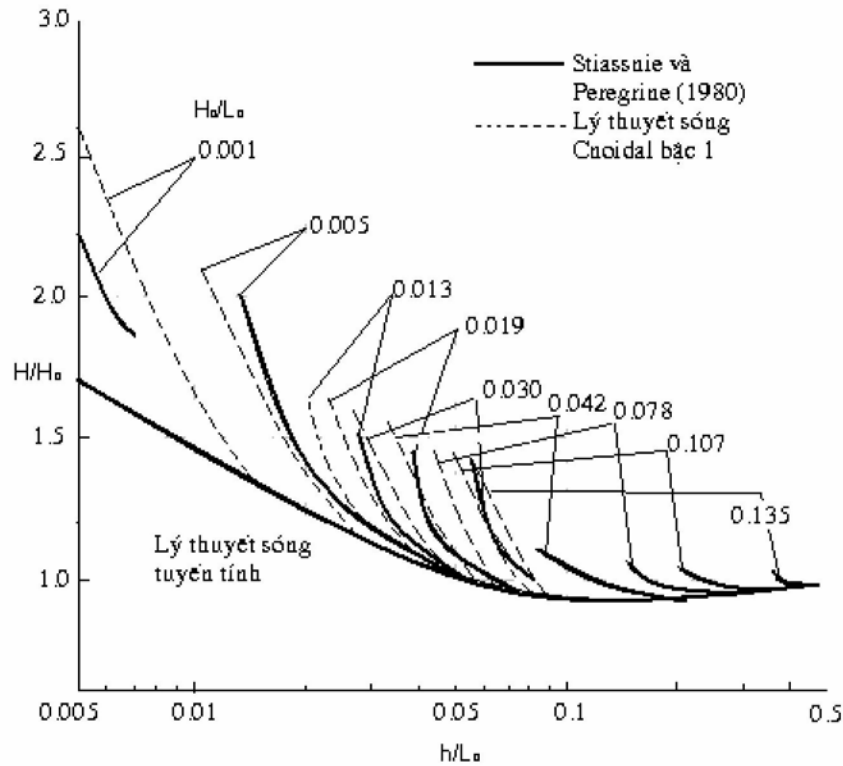
Hệ số biến dạng K_s là một hàm của $\frac{2\pi d}{L}$ hay của $\frac{d}{L_0}$. Khi $\frac{d}{L_0}$ giảm, đầu tiên hệ số biến dạng K_s giảm nhỏ hơn 1 sau đó tăng mạnh. Với vùng rất nông $d/L_0 \ll 1$, K_s sẽ tỉ lệ với $d^{-1/4}$.

Bảng 2.3 Các phương pháp tính sóng biến dạng

	Độ dốc đáy  d/L	Độ sâu tương đối d/L	Độ cao tương đối H/h	Lý thuyết sóng	Bậc	Tác giả
Phương pháp năng lượng	≈ 0	1	ε	Stokes	1 3 3 4 5 cao ^{a)} cao ^{b)}	Horikawa(1978) Le Méhauté và Webb (1964) James (1974a) Tsuchiya và Yamaguchi (1972) Isobe và Horikawa (1982) Sakai và Battjes (1980) Stiassnie và Peregrine (1980)
		ε	ε	Sóng Cnoidal	1 1 2 3	Isobe (1985) Svendsen và Brink-Kjaer(1972) Tsuchiya và Yamaguchi (1972) Isobe và Horikawa (1982)
		0	ε	Sóng solitary	cao ^{b)}	Stiassnie và Peregrine (1980)
Phương pháp nhiễu động	δ	1	ε	Sóng biên độ nhỏ		Biesel (1952)
	ε	ε	ε	Phương trình K-dV	1 2	Shuto (1974) Yasuda, Goto và Tsuchiya (1982)
Phương pháp số	1	≈ 0	1	Lý thuyết sóng nước nông phi tuyến tính		Carrier và Greenspan (1958) Whitham (1958)
		1	1	Phương pháp MAC*		Chan, Street và Strelkoff (1969)
				Phương pháp BEM**		Longuet-Higgins và Cokelet (1969)
Phương pháp lập đường phù hợp						Nadaoka và Hino (1984)

* Phương pháp đánh dấu

** Phương pháp phần tử biên



Hình 2.4 Hệ số biến dạng sóng

Đối với các lý thuyết sóng khác nhau (sóng biên độ hữu hạn, sóng Stokes bậc cao) hệ số biến dạng sẽ được tính theo các công thức khác nhau. Hệ số biến dạng sóng xác định theo (2.45) dựa trên giả thiết là độ dốc đáy biển rất nhỏ (cơ sở của phương pháp năng lượng). Đối với đáy biển dốc, bảo toàn năng lượng bị phá vỡ và hệ số biến dạng được xác định theo các phương pháp khác như phương pháp nhiễu động hoặc phương pháp số.

2.3 KHÚC XẠ SÓNG VÙNG VEN BỜ

Do tốc độ truyền sóng phụ thuộc vào độ sâu, ở trong vùng biến dạng, khi sóng truyền vào bờ sẽ chịu ảnh hưởng của độ sâu. Nếu hướng sóng chéo góc với đường đẳng sâu sẽ tạo ra gradient của tốc độ truyền sóng dọc theo đỉnh sóng. Gradient tốc độ truyền sóng này làm cho sóng thay đổi hướng đồng thời cũng làm cho độ cao sóng thay đổi. Hiện tượng sóng thay đổi hướng khi truyền chéo góc vào vùng bờ gọi là khúc xạ sóng. Theo lý thuyết sóng biên độ nhỏ, tốc độ pha của sóng sẽ là một hàm của độ dài sóng L và độ sâu d (2.3).

$$C = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh kd} \quad (2.46)$$

Độ cao của mực nước ζ có thể viết dưới dạng [6]:

$$\zeta = a(\vec{x}) e^{i(\chi(\vec{x}) - \sigma t)}, \chi(\vec{x}) = \vec{k} \cdot \vec{x} \quad (2.47)$$

với a là biên độ sóng ($a = H/2$; H là độ cao sóng), \vec{x} là vectơ vị trí (x, y) và \vec{k} là vectơ số sóng với độ lớn k và có cùng hướng với hướng truyền sóng. Tần số góc σ ($\sigma = 2\pi/T$ trong đó T là chu kỳ sóng) thoả mãn hệ thức phân tán:

$$\sigma = \sqrt{gk \tanh kd} \quad (2.48)$$

Biểu thức trên duy trì sự lan truyền sóng trên đáy có độ dốc biến đổi từ từ. Vì số sóng $\overset{\cdot}{k}$ gần như không biến đổi trong trường hợp cục bộ này, hệ thức $\overset{\cdot}{k} = \nabla\chi$ cũng gần như không biến đổi và:

$$\nabla \times \overset{\cdot}{k} = 0 \quad (2.49)$$

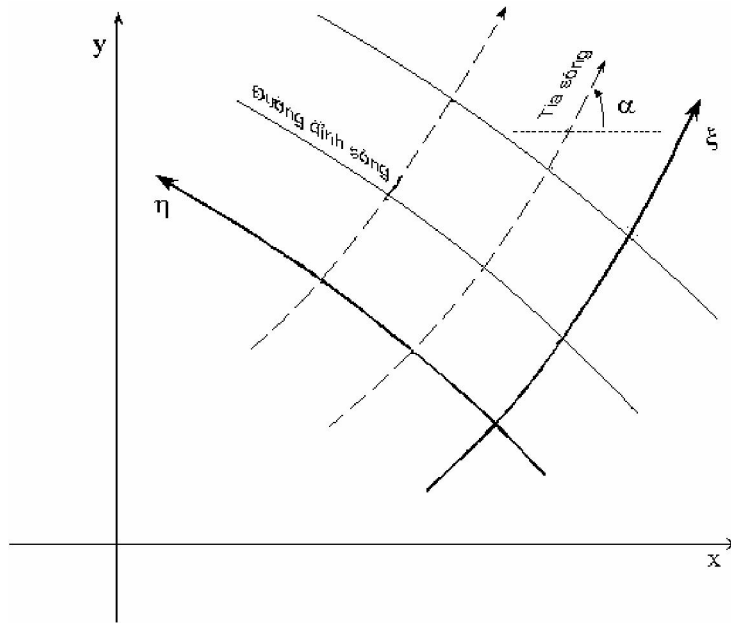
với $\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$.

Mặt khác, từ phân tích hình học đơn giản dẫn đến biểu thức biểu thị hướng sóng sau:

$$\frac{\partial \alpha}{\partial \xi} = -\frac{1}{c} \frac{\partial C}{\partial \eta} \quad (2.50)$$

với ξ và η là các tọa độ dọc theo tia sóng và đường đỉnh sóng như vẽ trên hình (2.5). Tương đương toán học giữa biểu thức (2.49) và (2.50) được diễn giải qua tọa độ chuyển đổi và qua việc sử dụng định nghĩa của vectơ số sóng:

$$\overset{\cdot}{k} = (k \cos \alpha, k \sin \alpha), k = |\overset{\cdot}{k}| \quad (2.51)$$



Hình 2.5 Hệ tọa độ tính khúc xạ sóng

Biên độ của sóng khúc xạ, a được xác định trên cơ sở lý thuyết bảo toàn dòng năng lượng:

$$\nabla \cdot (E \overset{\cdot}{C}_g) = 0 \quad (2.52)$$

với: $E = \rho g a^2 / 2 = \rho g H^2 / 8$ là mật độ năng lượng sóng,

$\overset{\cdot}{C}_g = (\overset{\cdot}{k} / k) n C$ là vectơ tốc độ nhóm sóng.

Cho rằng năng lượng sóng không truyền ngang các tia sóng (trong một cặp tia sóng năng lượng được bảo toàn), biểu thức (2.52) có thể viết lại dưới dạng:

$$\frac{\partial}{\partial \xi}(bEnC) = 0 \quad (2.53)$$

Có nghĩa là dọc theo một cặp tia sóng từ vùng nước sâu ($n=1/2$) vào vùng ven bờ ta có:

$$\frac{1}{2}b_0E_0C_0 = bEnC \quad (2.54)$$

hay:
$$\frac{a}{a_0} = \frac{H}{H_0} = \sqrt{\frac{b_0C_0}{2bnC}} = K_r \cdot K_s \text{ với } K_r = \sqrt{\frac{b}{b_0}} \quad (2.55)$$

Trong đó b_0 là khoảng cách giữa hai tia sóng ở vùng nước sâu và b là khoảng cách giữa hai tia sóng ở vùng trung gian. K_s là hệ số biến dạng đã nêu ở 2.2 và K_r là hệ số khúc xạ, biểu thị hiệu ứng biến đổi khoảng cách giữa các tia sóng khi truyền từ khơi vào bờ lên độ cao sóng.

Ta có thể đưa ra biểu thức liên hệ giữa b và α (hướng truyền sóng so với trục x):

$$\frac{1}{b} \frac{\partial b}{\partial \xi} = \frac{\partial \alpha}{\partial \eta} \quad (2.56)$$

Bằng cách thế α từ (2.50) vào (2.56) ta có:

$$\frac{1}{b} \frac{\partial^2 b}{\partial^2 \xi} + \frac{1}{C} \frac{\partial^2 C}{\partial^2 \eta} = 0 \quad (2.57)$$

Trong hệ tọa độ ξ - η ta có:

$$\begin{aligned} & C \frac{\partial^2 b}{\partial \xi^2} - \left(\frac{\partial C}{\partial x} \cos \alpha + \frac{\partial C}{\partial y} \sin \alpha \right) \frac{\partial b}{\partial \xi} \\ & + \left(\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \sin^2 \alpha - 2 \frac{\partial^2 C}{\partial x \partial y} \sin \alpha \cos \alpha + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \cos^2 \alpha \right) b = 0 \end{aligned} \quad (2.58)$$

Có thể giải phương trình (2.53) liên kết với (2.58) để xác định sự biến đổi độ cao sóng dọc theo tia sóng. Trường hợp đặc biệt với địa hình đáy đồng nhất, có các đường đẳng sâu song song với trục Y , tích phân của (2.50) và (2.56) cho định luật Snell:

$$\frac{\sin \alpha}{C} = \frac{\sin \alpha_0}{C_0} \quad (2.59)$$

Hệ số khúc xạ trong trường hợp này có dạng:

$$K_r = \sqrt{\frac{\cos \alpha_0}{\cos \alpha}} \quad (2.60)$$

Phương pháp giải phương trình vi phân tia sóng được thực hiện theo (2.50) và (2.58); khi tính toán khúc xạ sóng theo lưới với các nút cố định sử dụng giải số theo các biểu thức (2.49) và (2.52).

Nếu tồn tại trường dòng chảy \dot{U} có tốc độ đồng nhất từ đáy biển lên mặt thì hệ thức phân tán (2.48) sẽ được thay thế bằng:

$$\sigma = \sigma_* + k \dot{U} \sigma_* = \sqrt{gk \tanh kd} \quad (2.61)$$

và biểu thức (2.52) sẽ trở thành:

$$\nabla \cdot \left\{ E \left(\vec{C}_g + \vec{U} \right) / \sigma_* \right\} = 0 \quad (2.62)$$

Biểu thức (2.62) biểu thị rằng tác động sóng E/σ_* sẽ được bảo toàn thay vì cho năng lượng sóng. Phương trình chuyển động của nước dưới tác động của sóng thông qua ứng suất bức xạ sóng S_{xx} , S_{xy} và S_{yy} sẽ là:

$$\nabla \cdot \left\{ E \left(\vec{C}_g + \vec{U} \right) / \sigma_* \right\} + S_{xx} \frac{\partial U}{\partial x} + S_{xy} \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} + S_{yy} \frac{\partial V}{\partial y} \right) = 0 \quad (2.63)$$

với U và V là các thành phần dòng chảy trên trục x , y của vectơ dòng chảy trung bình \vec{U} . Biểu thức (2.63) là phương trình bảo toàn năng lượng sóng dạng tổng quát (Longuet-Higgins và Stewart, 1961; Phillips, 1971).

Trong trường hợp khúc xạ đối với các sóng không đều, Karlsson (1969) đưa ra phương trình bảo toàn năng lượng dạng:

$$\nabla \cdot \left\{ S(f, \alpha) \vec{C}_g \right\} + \frac{\partial}{\partial \alpha} \left\{ S(f, \alpha) \vec{U}_\alpha \right\} = 0 \quad (2.64)$$

Với $S(f, \alpha)$ là hàm mật độ phổ; $S(f, \alpha) d f d \alpha$ là phần năng lượng sóng trong dải tần $(f, f+df)$ và dải hướng $(\alpha, \alpha+d\alpha)$. Lượng dòng năng lượng sóng qua mặt phẳng vuông góc với hướng sóng được tính trong thành phần thứ hai của (2.64):

$$\vec{U}_\alpha = n \left(\frac{\partial c}{\partial x} \sin \alpha - \frac{\partial c}{\partial y} \cos \alpha \right) \quad (2.65)$$

Trong trường hợp riêng đối với sóng đơn sắc, phương trình (2.64) trở thành (2.50) và (2.52).

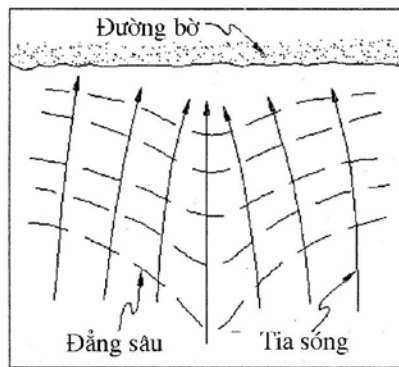
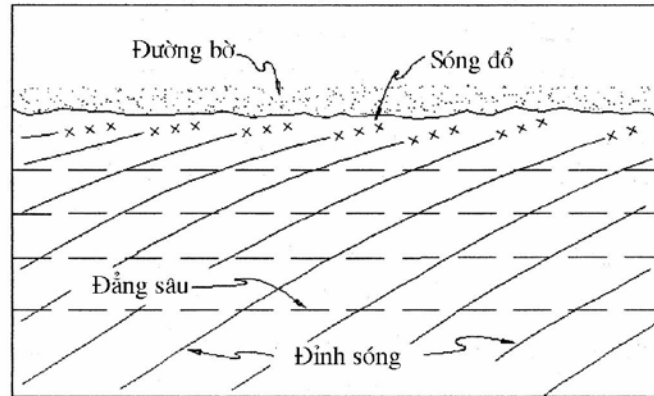
Khúc xạ sóng tác động lên quá trình biến đổi bờ biển và đáy biển. Xu thế chung là tại vùng có địa hình đáy lồi khúc xạ sẽ tạo nên vùng tập trung (hội tụ) năng lượng sóng, còn ngược lại tại các vùng địa hình đáy lõm tạo nên vùng phân tán (phân kỳ) năng lượng sóng. Kết quả sẽ tạo nên dòng chảy do sóng vận chuyển vật liệu đáy từ các vùng tập trung năng lượng đến các vùng phân tán năng lượng sóng, san bằng các biến động cho địa hình đáy biển vùng ven bờ. Hình 2.6 vẽ các trường hợp khúc xạ sóng với các loại địa hình đáy khác nhau [4].

2.4 NHIỀU XẠ SÓNG DO VẬT CẢN

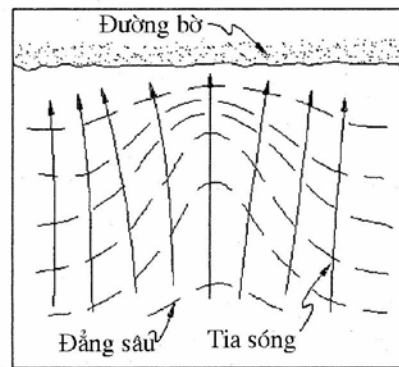
Khi sóng truyền vào các vùng được bảo vệ, ví dụ như phía sau của đê chắn sóng, sẽ xảy ra hiện tượng nhiễu xạ. Đối với sóng biên độ nhỏ truyền trong vùng có độ sâu biến đổi đồng nhất, các giá trị thế tốc độ ϕ , hàm phân bố thẳng đứng của tốc độ quỹ đạo sóng theo phương ngang $F(d, z)$ thỏa mãn các điều kiện biên tuyến tính trên mặt biển (biên độ sóng nhỏ so với độ dài sóng) và điều kiện biên trên đáy biển (bằng phẳng) có dạng:

$$\phi = -\frac{g}{i\sigma} F(d, z) \zeta(x, y, t) \quad (2.66)$$

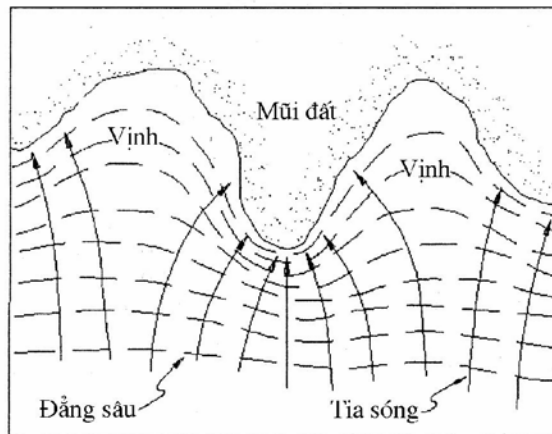
$$F(d, z) = \frac{\cosh k(z+d)}{\cosh kd} \quad (2.67)$$



(a)



(b)



Hình 2.6 Các trường hợp khúc xạ sóng ở vùng ven bờ

$$\zeta = \hat{\zeta}(x, y)e^{i\sigma t} \quad (2.68)$$

với: ζ - cao độ mặt nước,

$\hat{\zeta}$ - cao độ mặt nước dạng số phức.

Lúc đó phương trình Laplace sẽ chuyển thành phương trình Helmholtz đối với $\hat{\zeta}$:

$$\nabla^2 \hat{\zeta} + k^2 \hat{\zeta} = 0 \quad (2.69)$$

Phương trình trên được áp dụng đối với sóng vùng nước sâu và sóng dài.

Đối với nhiễu xạ sóng do đê chắn sóng có một đầu không giới hạn, Penney và Price (1952) đã nhận được lời giải của (2.69) dựa trên định luật Sommerfeld đối với nhiễu xạ tia sáng. Hệ số nhiễu xạ K_d là tỉ số giữa biên độ sóng bị nhiễu xạ và biên độ sóng ở đầu đê chắn sóng (chưa bị nhiễu xạ) trong hệ tọa độ cực r và θ (Hình 2.7)

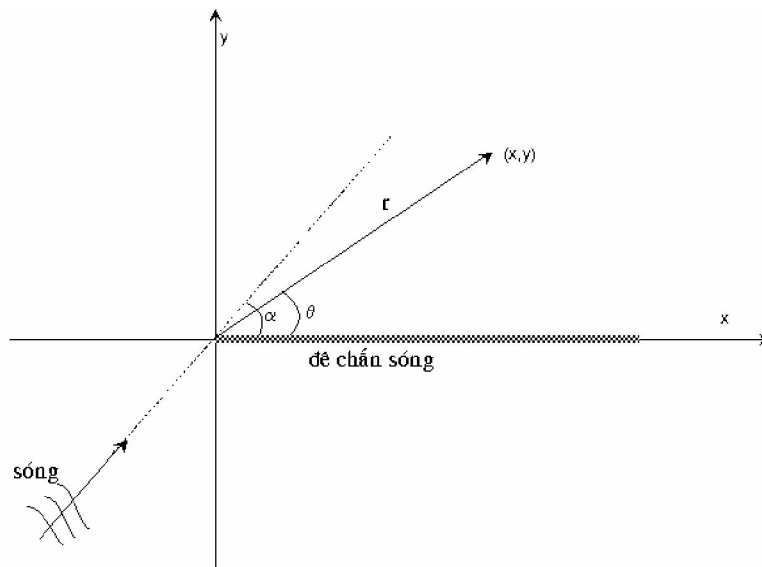
$$K_d = \left| I \left(-\sqrt{\frac{8r}{L}} \sin \frac{\alpha - \theta}{2} \right) e^{-ikr \cos(\alpha - \theta)} + I \left(-\sqrt{\frac{8r}{L}} \sin \frac{\alpha + \theta}{2} \right) e^{-ikr \cos(\alpha + \theta)} \right| \quad (2.70)$$

với:
$$I(\lambda) = \frac{1+i}{2} \int_{-\infty}^{\lambda} e^{-i\frac{\pi\lambda^2}{2}} d\lambda \quad (2.71)$$

Hay:
$$I(\lambda) = \frac{1 + C(\lambda) + S(\lambda)}{2} + i \frac{C(\lambda) - S(\lambda)}{2} \quad (2.72)$$

với $C(\lambda)$ và $S(\lambda)$ là tích phân Fresnel:

$$C(\lambda) = \int_0^{\lambda} \cos \frac{\pi\lambda^2}{2} d\lambda, \quad S(\lambda) = \int_0^{\lambda} \sin \frac{\pi\lambda^2}{2} d\lambda \quad (2.73)$$



Hình 2.7 Sóng nhiễu xạ do vật cản

2.5 KẾT HỢP SÓNG KHÚC XẠ VÀ NHIỄU XẠ

Khi truyền vào vùng biến dạng và vùng ven bờ các quá trình khúc xạ và nhiễu xạ sóng thường xảy ra đồng thời. Cơ sở tính toán trường sóng dưới tác dụng đồng thời của hai quá trình trên được nêu ra dưới đây:

2.5.1 Phương trình độ dốc đáy thoải

Phương trình Laplace của thế tốc độ sóng ϕ với giả thuyết là dòng chảy không xoáy, được viết dưới dạng:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x_i^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \quad (2.74)$$

với: x_i - ($i=1,2$) là tọa độ ngang,

z - tọa độ thẳng đứng.

Phương trình (2.74) nhân với một hàm F và lấy tích phân theo chiều thẳng đứng từ đáy lên mặt biển sẽ nhận được:

$$\int_{-d}^0 \left(F \nabla^2 \phi + F \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} \right) dz = 0 \quad (2.75)$$

Phương trình (2.75) biểu thị tích phân gần đúng bậc nhất năng lượng sóng đối với đáy dốc. Điều kiện biên tại đáy là thành phần vuông góc của tốc độ quỹ đạo hạt nước sẽ bị triệt tiêu:

$$w = -u_i \frac{\partial d}{\partial x_i} \quad (z = -d) \quad (2.76)$$

Điều kiện biên tại mặt biển, ứng với lý thuyết sóng tuyến tính trên mặt nước có thể thỏa mãn điều kiện biên độ sóng nhỏ hơn rất nhiều so với độ dài sóng. Từ đó có thể bỏ qua các thành phần bậc cao khi khai triển chuỗi Taylor cho điều kiện biên trên mặt biển:

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad (z = 0) \quad (2.77)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + g\zeta = 0 \quad (z = 0) \quad (2.78)$$

Loại ζ từ (2.77) và (2.78) ta được:

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = -\frac{1}{g} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \quad (z = 0) \quad (2.79)$$

với $\zeta(x_i, t)$ là cao độ mặt nước.

Lấy tích phân thành phần của (2.75) với điều kiện biên tại đáy (2.76) nhận được.

$$\nabla \cdot \int_{-d}^0 F \nabla \phi dz + \int_{-d}^0 k^2 F \phi dz - \int_{-d}^0 \nabla F \cdot \nabla \phi dz + \left(F \frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial F}{\partial z} \phi \right)_{z=0} = 0 \quad (2.80)$$

Nếu sóng là sóng hình sin theo thời gian, thành phần thứ tư trong (2.80) sẽ triệt tiêu. Nếu áp dụng các điều kiện biên trên mặt biển (2.77), (2.78) và hệ thức phân tán (2.48), lời giải của (2.80) sẽ được lấy dưới dạng (2.66) và (2.68). Tuy không hoàn toàn thỏa mãn

với điều kiện đáy dốc, nhưng theo các kết quả nghiên cứu theo phương pháp nhiễu động của Biesel (1952) cho thấy, thậm chí đối với sóng xấp xỉ bậc một, hiệu ứng độ dốc của đáy biển có thể bỏ qua vì hiệu ứng của độ dốc đáy biển rất nhỏ, loại trừ tại các tầng rất sát đáy. Như vậy từ (2.80) đã nhận được phương trình độ dốc đáy thoải (Berkhoff, 1972, 1976; Smith và Sprinks, 1975; Mei, 1983).

$$\nabla \cdot (nC^2 \nabla \hat{\zeta}) + n\sigma^2 \hat{\zeta} = 0 \quad (2.81)$$

Trong đó các thành phần chứa các hàm mũ bậc cao hơn và các đạo hàm của độ sâu d được bỏ qua. Nếu n là hằng số thì (2.81) chuyển thành biểu thức Helmholtz (2.69). Lý thuyết phương trình độ dốc thoải được áp dụng đối với khu vực đáy biển có độ dốc tới 1/3.

Phương trình chuyển động sóng (2.74) với điều kiện biên trên đáy (2.76) áp dụng cho thể tốc độ của sóng trong khu vực biển có dòng chảy ổn định. Tuy nhiên ứng với điều kiện dòng chảy ổn định này, để có được sự phù hợp với biểu thức phân tán (2.61) cần đưa thêm các thành phần tương tác trong điều kiện biên trên mặt biển (2.77) và (2.78) như sau (Longuet-Higgins và Stewart, 1961):

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla\right) \phi + g\zeta = 0 \quad (z=0) \quad (2.82)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} - \left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla\right) \zeta = 0 \quad (z=0) \quad (2.83)$$

Bằng cách giả định các biểu thức riêng sẽ như:

$$\phi = F(d, z)\Phi(x, y, t) \quad (2.84)$$

chúng ta nhận được:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla\right)^2 \Phi - \nabla \cdot \left(\frac{n\sigma_*^2}{k^2} \nabla \Phi\right) + (1-n)\sigma_*^2 \Phi = 0 \quad (2.85)$$

Phương trình (2.85) biểu thị phương trình độ dốc thoải mở rộng trong trường hợp có sự tồn tại đồng thời giữa trường sóng và trường dòng chảy (Booij, 1981 [6]).

2.5.2 Phương trình độ dốc thoải theo thời gian

Dạng chặt chẽ của tích phân theo chiều thẳng đứng của phương trình liên tục có dạng:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{Q} = 0 \quad (2.86)$$

với: \mathbf{Q} là vectơ của độ lớn dòng chảy cho một đơn vị bề rộng và được xác định theo:

$$\mathbf{Q} = \int_{-d}^{\zeta} \mathbf{u} dz \quad (2.87)$$

với: \mathbf{u} là vectơ tốc độ quỹ đạo do sóng.

Phương trình (2.81) và (2.86) biểu thị tồn tại một biểu thức gần đúng:

$$\frac{\partial \mathbf{Q}}{\partial t} + \frac{C^2}{n} \nabla(n\zeta) = 0 \quad (2.88)$$

Biểu thức trên được coi là tích phân thẳng đứng của phương trình chuyển động. Để nhận được phương trình trên trực tiếp bằng cách lấy tích phân phương trình chuyển động sẽ rất phức tạp. Trong thực tế, bằng cách thế các giá trị của thế vận tốc ϕ trong phương trình (2.66) vào (2.74) chúng ta sẽ nhận được:

$$\nabla^2(F\zeta) + \frac{\partial^2 F}{\partial z^2}\zeta = 0 \quad (2.89)$$

Có thể thấy rằng sẽ không tồn tại lời giải thoả mãn phương trình trên với mọi giá trị z trong vùng biển có địa hình tùy ý. Nếu giá trị hàm số biến đổi z được loại trừ từ (2.89) thông qua tích phân thẳng đứng, phương trình nhận được sẽ có lời giải dưới dạng trung bình. Theo một phương pháp khác, bằng cách loại \dot{Q} khỏi phương trình (2.86) và (2.88) chúng ta được:

$$\nabla \cdot \left\{ \frac{C^2}{n} \nabla(n\zeta) \right\} + \sigma^2 \zeta = 0 \quad (2.90)$$

Phương trình này bao hàm đạo hàm bậc hai của độ sâu ở dạng ẩn. Mặc dù các đạo hàm này không làm giảm bậc chính xác của phương trình, chúng có thể gây khó khăn về mặt kỹ thuật trong tính toán theo phương pháp số ở các vùng có địa hình đáy phức tạp.

Các phương trình tương đương hoàn toàn với phương trình (2.81) được đưa ra dưới dạng:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{n} \nabla \cdot (n \dot{Q}^r) = 0 \quad (2.91)$$

$$\frac{\partial \dot{Q}^r}{\partial t} + C^2 \nabla \zeta = 0 \quad (2.92)$$

với \dot{Q}^r được xác định theo:

$$\dot{Q}^r = \frac{C^2}{\sigma^2} \nabla \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right) \approx \frac{gk}{n\sigma^2} \int_{-d}^0 F \vec{u} dz \quad (2.93)$$

Hay:

$$\dot{Q}^r = \dot{Q} - \frac{C^2}{n\sigma^2} \nabla n \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad (2.94)$$

và \dot{Q}^r không hoàn toàn trùng lặp chính xác với lượng dòng chảy thực tế \dot{Q} .

Mặc dù các phương trình độ dốc thoả theo thời gian đã được dẫn ra như trên, chúng không mô phỏng được trường sóng vùng trung gian vì các chuyển động sóng tuần hoàn đã được giả định trước đó trong phương trình (2.68).

2.5.3 Các phương trình parabolic

Mặc dù phương trình độ dốc thoả (2.81) rất có ích cho mô phỏng trường sóng nhưng nó được viết dưới dạng elliptic, do vậy để tính toán trường sóng cần thiết phải giải theo phương pháp lặp. Radder (1979) đã đưa ra xấp xỉ dạng parabolic của phương trình độ dốc thoả bằng cách cho rằng sóng truyền chủ yếu theo trục của hướng truyền sóng và có thể bỏ qua các sóng phản xạ:

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = \left\{ ik - \frac{1}{2knC^2} \frac{\partial}{\partial x} (knC^2) \right\} \psi + \frac{i}{2knC^2} \frac{\partial}{\partial y} \left(nC^2 \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) \quad (2.95)$$

Với ψ là biên độ sóng dạng số phức, được tính theo biên độ sóng, a , và pha sóng χ :

$$\psi = ae^{i\chi} \quad (2.96)$$

Từ các phần thực và phần ảo của (2.95) ta có

$$\frac{1}{nC^2 a} \frac{\partial}{\partial y} \left(nC^2 \frac{\partial a}{\partial y} \right) - \left\{ \left(\frac{\partial \chi}{\partial y} \right)^2 + 2k \frac{\partial \chi}{\partial x} - 2k^2 \right\} = 0 \quad (2.97)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} (knC^2 a^2) + \frac{\partial}{\partial y} \left(nC^2 \frac{\partial \chi}{\partial y} a^2 \right) = 0 \quad (2.98)$$

Xét vùng bờ có đường đẳng sâu thẳng và song song theo trục y . Trục x theo hướng vuông góc với bờ, trường sóng ban đầu chéo góc với các đường đẳng sâu đồng nhất dọc bờ:

$$\frac{\partial a}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial \chi}{\partial y} = k \sin \alpha = \text{const.} \quad (2.99)$$

với: α - là góc giữa hướng sóng với đường vuông góc với đường bờ.

Với các điều kiện trên, phương trình (2.97), (2.98) sẽ được viết lại ở dạng:

$$\frac{\partial \chi}{\partial x} = k \left(1 - \frac{1}{2} \sin^2 \alpha \right) \approx k \cos \alpha \quad (2.100)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} (nca^2) = 0 \quad (2.101)$$

Phương trình (2.100) chỉ đúng với các góc α nhỏ, với α lớn nó sẽ cho kết quả lớn hơn thực. Từ phương trình (2.101) cho thấy phương trình parabolic (2.95) tính đến sự biến dạng sóng ($a \approx nC^{-1/2}$) trong khi đó hiệu ứng khúc xạ sóng ($a \approx (\cos \alpha)^{-1/2}$) bị loại trừ. Việc không tính đến toàn vẹn các hiệu ứng này là do việc làm gần đúng theo phương trình parabolic, giả định rằng sóng truyền theo chủ yếu theo trục X . Độ cao sóng tăng không giới hạn ở các điểm hội tụ tia sóng, thường xảy ra trong tính toán theo phương pháp tia sóng tại các vùng có địa hình phức tạp. Berkhoff, Booy, Radder (1982) và Hashimoto (1982) cho rằng phương pháp parabolic cho các kết quả tính sóng khá hiện thực, thậm trí trong trường hợp địa hình khá phức tạp tạo ra hiệu ứng gradient ngược lại của biên độ sóng lên hàm pha sóng χ . Có thể nhận được các phương trình parabolic gần đúng của phương trình độ dốc thoải, ví dụ như:

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = \left\{ i \left(k_x + \frac{k_y}{2k_x} \right)^2 - \frac{1}{2k_x nC^2} \frac{\partial}{\partial x} (k_x nC^2) \right\} \psi + \frac{i}{2k_x nC^2} \frac{\partial}{\partial y} \left(nC^2 \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) \quad (2.102)$$

với: k_x, k_y - các thành phần của vectơ số sóng theo trục x, y :

$$k_x = k \cos \alpha; \quad k_y = k \sin \alpha \quad (2.103)$$

Các phương trình riêng rẽ ứng với (2.97), (2.98) được cho dưới dạng:

$$\frac{1}{nC^2} \frac{\partial}{\partial y} \left(nC^2 \frac{\partial a}{\partial y} \right) - \left\{ \left(\frac{\partial \chi}{\partial y} \right)^2 + 2k_x \frac{\partial \chi}{\partial x} - 2k_x^2 - k_y^2 \right\} = 0 \quad (2.104)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} (nC^2 k_x a^2) + \frac{\partial}{\partial y} \left(nC^2 \frac{\partial \chi}{\partial y} a^2 \right) = 0 \quad (2.105)$$

Với các điều kiện riêng (2.99), các phương trình trên có thể được tích phân và nhận được các biểu thức dưới đây mô phỏng chính xác hiệu ứng khúc xạ:

$$\frac{\partial \chi}{\partial x} = k \cos \alpha \quad (2.106)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} (nC a^2 \cos \alpha) = 0 \quad (2.107)$$

2.6 PHẢN XẠ SÓNG

Sóng sẽ bị phản xạ bởi công trình trên biển hoặc đáy biển dốc. Hệ số phản xạ K_p được xác định là tỉ số giữa độ cao sóng phản xạ H_p với độ cao sóng truyền tới H_I :

$$K_p = H_p / H_I \quad (2.108)$$

Miche đã tính được giới hạn của độ dốc sóng để có được phản xạ toàn phần đối với đáy dốc:

$$\left(\frac{H_0}{L_0} \right)_{\max} = \sqrt{\frac{2\beta \sin^2 \beta}{\pi}} \quad (2.109)$$

với β là độ dốc đáy biển.

Nếu sóng truyền tới có độ cao sóng lớn hơn độ cao sóng ở vế phải của phương trình (2.109), thì năng lượng lớn hơn năng lượng ứng với độ dốc giới hạn của phương trình (2.109) sẽ bị tiêu hao qua hiệu ứng sóng đổ. Như vậy hệ số phản xạ đối với đáy sẽ là:

$$K_p = \begin{cases} \left(\frac{H_0}{L_0} \right)_{\max} / \left(\frac{H_0}{L_0} \right) & \frac{H_0}{L_0} > \left(\frac{H_0}{L_0} \right)_{\max} \\ 1 & \left(\frac{H_0}{L_0} \right) \leq \left(\frac{H_0}{L_0} \right)_{\max} \end{cases} \quad (2.110)$$

Phương trình (2.110) cho các kết quả tính hệ số phản xạ cao hơn thực khi hệ số phản xạ K_p gần bằng 1.

Battjes (1974) đã nhận được công thức thực nghiệm cho hệ số phản xạ đối với đáy dốc:

$$K_p = 0.1\xi^2 \quad (2.111)$$

Với ξ được gọi là tham số đồng nhất đối sóng đổ được xác định theo:

$$\xi = \tan \beta / \sqrt{H/L} \quad (2.112)$$

Nếu mặt cắt đáy phức tạp, $\tan \beta$ có thể được xác định từ độ dốc phía trước của bãi sát bờ biển. Madsen, 1974 đã thực hiện các nghiên cứu lý thuyết về hệ số phản xạ đối với tường chắn thấm nước, tuy nhiên đối với các loại tường thẳng đứng thấm nước phức tạp

như dạng các đê chắn sóng dạng tiêu huỷ năng lượng, cần có các thử nghiệm bằng mô hình. Goda (1985) đã đưa ra các giá trị gần đúng của hệ số phản xạ đối với các dạng công trình biển khác nhau.

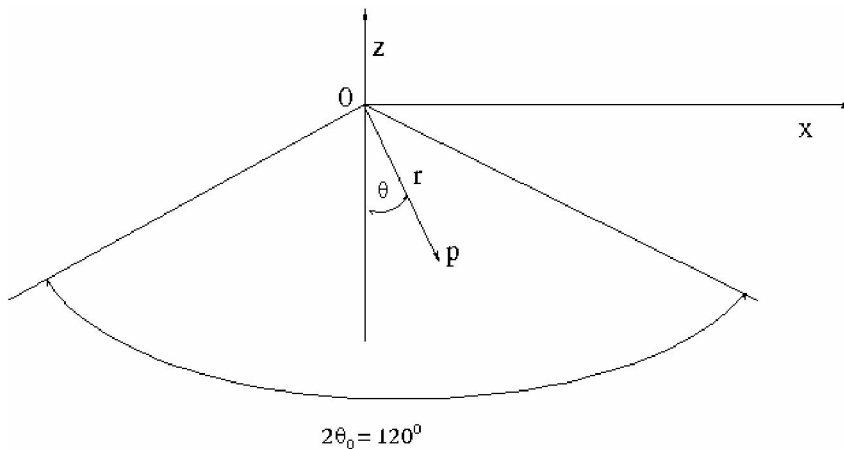
2.7 SÓNG ĐỔ

Sóng đổ khi truyền vào bờ biển là một quá trình khốc liệt nhất trong động lực ven bờ. Sự khốc liệt về cơ chế vật lý là ở chỗ quá trình sóng đổ tiêu tán hầu như toàn bộ năng lượng của sóng. Năng lượng này sẽ tạo ra dòng chảy ngang bờ và dọc bờ và có thể dẫn đến vận chuyển trầm tích làm biến động đáy biển. Sóng cũng có thể đổ ở ngoài vùng biển sâu khi hình dạng (độ dốc) sóng vượt qua giới hạn cho phép.

Trong thời gian gần đây, đã đạt được kết quả khá tốt về nghiên cứu chuyển động của các hạt chất lỏng trong đới sóng đổ. Tuy nhiên trong các điều kiện tự nhiên, sự tương tác giữa các hạt nước trong đới sóng đổ còn cần phải được nghiên cứu và vẫn chưa có được một mô hình tổng quát để có thể mô phỏng được biến đổi của toàn bộ dải phổ của trường sóng trong đới sóng đổ. Một trong các khó khăn là chưa có được một mô hình toán mô tả đầy đủ chuyển động của chất lỏng trong đới sóng đổ khi mà chuyển động này thường là phi tuyến và phụ thuộc vào thời gian. Gia tốc của hạt nước trong chuyển động sóng ở đới sóng đổ không còn được coi là nhỏ so với gia tốc trọng trường, tốc độ quỹ đạo của hạt nước cũng không được coi là nhỏ so với tốc độ pha. Các quá trình sóng đổ sẽ được nghiên cứu theo trình tự các sóng dốc dần khi đi vào bờ, cơ chế sóng đổ và biến đổi trường sóng trong đới sóng đổ.

2.7.1 Quá trình tăng độ dốc sóng dẫn tới sóng đổ

Từ lý thuyết sóng Trochoid đã nhận được giới hạn của sóng là góc đỉnh sóng đạt 120° (hình 2.8 [5]).



Hình 2.8 Góc giới hạn của đỉnh sóng

Về cơ chế vật lý thì giới hạn trên biểu thị giới hạn của tốc độ quỹ đạo so với tốc độ pha của trường sóng. Chúng ta cho rằng đỉnh sóng được tạo bởi hai đường thẳng là tiếp tuyến của mặt nước cong trong chuyển động sóng trên thực tế. Chuyển động sóng được

coi là chuyển động ổn định trong giới hạn nêu trên hình 2.8. Điều kiện về tốc độ quỹ đạo và tốc độ pha được hiểu một cách khác là tốc độ quỹ đạo ở tại đỉnh sóng phải bị triệt tiêu (= 0). Thế tốc độ trong vùng đỉnh sóng theo tọa độ cực (r,θ) trên hình 2.8 có thể được xấp xỉ bằng biểu thức:

$$\phi(r, \theta) = Br^n \sin(n\theta) \tag{2.113}$$

với B và n là các hệ số hiệu chỉnh, r và θ là tọa độ cực.

Để hiệu chỉnh hệ số n với thực tế mặt nước là một đường dòng ta có:

$$u_\theta = -\frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial \theta} = 0 \tag{2.114}$$

Hay:
$$\frac{\partial \phi}{\partial \theta} = \cos(n\theta) = 0 \text{ tại } \theta = \theta_0 \tag{2.115}$$

và:
$$n\theta_0 = \frac{\pi}{2} \tag{2.116}$$

Cho rằng áp suất trên mặt thoáng bằng không, phương trình Bernoulli của mặt nước ở lân cận đỉnh sóng sẽ là:

$$\frac{1}{2}(u_r^2 + u_\theta^2) + gz = 0 \tag{2.117}$$

Thế các giá trị tốc độ $u_r = -\frac{\partial \phi}{\partial r}$; $u_\theta = -\frac{\partial \phi}{r \partial \theta}$ và tọa độ trên mặt $z = -r \cos\theta$ vào (2.117) ta được:

$$\frac{1}{2}n^2 B^2 r^{2n-3} = g \cos\theta_0 = const \tag{2.118}$$

Vì vế phải của (2.118) không đổi do vậy giá trị mũ của r phải bằng 0:

$$2n-3=0 \text{ hay } n=3/2 \tag{2.119}$$

Thay vào (2.116) ta được:

$$\theta_0 = 60^\circ \tag{2.120}$$

Thay B từ (2.118) vào (II.113) ta được thế tốc độ dưới dạng:

$$\phi(r, \theta) = \frac{2}{3}g^{1/2}r^{3/2} \sin\left(\frac{3}{2}\theta\right) \tag{2.121}$$

Hay ở dạng số phức (Longuet-Higgins, Fox, 1977):

$$w = \frac{2}{3i}g^{1/2}z_1^{3/2} \tag{2.122}$$

Trong đó: $w = \phi + i\psi$ và $z_1 = r \exp(i\theta)$.

Các thành phần của tốc độ quỹ đạo trong chuyển động sóng sẽ có dạng:

$$\left. \begin{aligned} u_r &= -\frac{\partial \phi}{\partial r} = -g^{1/2}r^{1/2} \sin\left(\frac{3}{2}\theta\right) \\ u_\theta &= -\frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial \theta} = -g^{1/2}r^{1/2} \cos\left(\frac{3}{2}\theta\right) \end{aligned} \right\} \tag{2.123}$$

Cả hai thành phần của tốc độ quỹ đạo sẽ tiến tới 0 khi r tiến tới 0, điều này thoả mãn chỉ tiêu động lực của hiện tượng sóng đổ. Giả định thứ hai về đỉnh sóng được tạo bởi hai đường thẳng tiếp tuyến của hai mặt sườn sóng sẽ được biểu thị qua việc xác định mặt nước tự do với một góc tọa độ cực θ_0 . Lời giải (2.120) cho rằng góc của mặt sóng giảm tới giá trị tới hạn 120° . Đây là trường hợp ứng với các sóng dốc nhất. Khi $r > 0$ đỉnh sóng sẽ trở lên tù hơn. Để xác định dòng chảy tới hạn chúng ta xét tọa độ (r, θ) với điểm gốc 0 ở khoảng cách l phía trên đỉnh sóng (hình 2.9). Chúng ta cần tìm lời giải theo đó với $r/l \rightarrow \infty$ sẽ có dạng dòng chảy góc Stokes; (2.122). Longuet- Higgins và Fox (1977) từ các kết quả tính toán đã nhận được mặt nước tự do sẽ cắt tiệm cận của chúng ở khoảng $r/l = 3.32$ và sau đó đạt tới tiệm cận với dao động về hai phía rất chậm. Giữa hai lần cắt tiệm cận ở $r/l = 3.32$ và $r/l = 68.5$ góc cực đại của độ dốc vượt quá một chút so với 30° và giá trị tính toán số là 30.37° . Hơn nữa gia tốc thẳng đứng của hạt nước tại đỉnh sóng là $0.388g$ nhưng ở vị trí xa đỉnh $r/l \rightarrow \infty$ gia tốc tiến tới giá trị $1/2g$ tương ứng với dòng chảy góc Stokes.

Để chứng minh giá trị này chúng ta xác định các thành phần gia tốc hạt nước trong hệ tọa độ chuyển động sau:

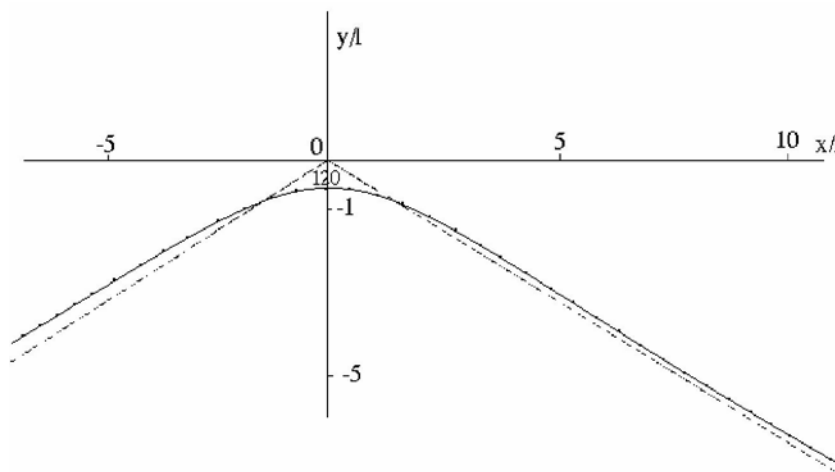
$$\left. \begin{aligned} a_r &= u_r \frac{\partial u_r}{\partial r} + \frac{u_\theta}{r} \frac{\partial u_r}{\partial \theta} - \frac{u_\theta^2}{r} \\ a_\theta &= u_r \frac{\partial u_\theta}{\partial r} + \frac{u_\theta}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} + \frac{u_r u_\theta}{r} \end{aligned} \right\} \quad (2.124)$$

Sử dụng phương trình (2.123) để tính các thành phần của phương trình (2.124) và tìm được rằng $a_\theta = 0$ và:

$$a_r = \frac{1}{2}g \sin^2\left(\frac{3}{2}\theta\right) + \frac{3}{2}g \cos^2\left(\frac{3}{2}\theta\right) - g \cos^2\left(\frac{3}{2}\theta\right) \quad (2.125)$$

Hay:

$$a_r = \frac{1}{2}g \quad (2.126)$$

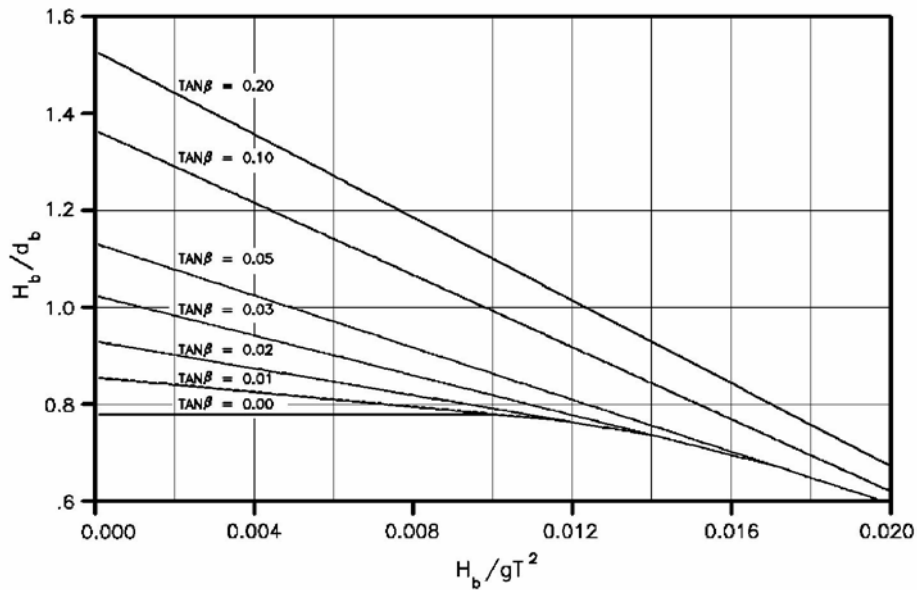


Hình 2.9 Dạng tiệm cận của các sóng có độ dốc cực đại

Như vậy gia tốc hạt nước gần đỉnh sóng giảm trực tiếp từ đỉnh sóng trở xuống với giá trị là $(1/2)g$. Ở vùng nước sâu, sóng có độ dốc cực đại là 0.142, thường được biểu thị là sóng có độ cao cực đại đạt $1/7$ độ dài. Đối với sóng ở độ sâu hữu hạn, khi đáy biển đóng vai trò quan trọng đối với quá trình sóng đổ, các đặc trưng về độ dốc địa phương của mặt nước trong chuyển động sóng và chỉ tiêu động lực giới hạn sóng đổ sẽ hạn chế sự tăng độ cao sóng ở vùng ven bờ. Miche (1944) đã nhận được biểu thức độ dốc giới hạn cho vùng biển dạng:

$$\left(\frac{H}{L}\right)_{\max} = 0.142 \tanh(kd) \quad (2.127)$$

Trong thực tế, chỉ tiêu động lực giới hạn sóng đổ thường được biểu thị qua tỉ số lớn nhất giữa độ cao sóng và độ sâu $(H/d)_{\max}$. Tỷ số này gọi là hệ số sóng đổ (γ_d) và phụ thuộc vào độ dốc của đáy biển và chu kỳ sóng. Hình 2.10 vẽ hệ số sóng đổ với các độ dốc và chu kỳ khác nhau [4].



Hình 2.10 Hệ số sóng đổ với các độ dốc đáy biển, chu kỳ sóng khác nhau

2.7.2 Các dạng sóng đổ vùng ven bờ

Có 4 dạng sóng đổ dưới tác động của độ sâu khi sóng truyền vào vùng ven bờ:

- *Sóng đổ dạng sạt đỉnh*: đỉnh sóng trở lên không ổn định và bị sạt về phía trước tạo thành một lớp bọt trắng.
- *Sóng đổ dạng bỏ nhào*: đỉnh sóng bị vờn về phía trước và đổ xuống ngay tại chân phía trước của sóng.
- *Sóng đổ dạng vỡ chân*: đỉnh sóng giữ nguyên nhưng sườn phía trước bị đổ khi tiến vào bãi sát bờ biển.
- *Sóng đổ dạng sạt sườn*: đỉnh sóng giữ nguyên nhưng sườn phía trước bị vờn lên tăng độ dốc và đổ xuống.

Ngoài ra dưới tác động của gió, sóng cũng có thể bị đổ dưới dạng bạc đầu. Hình 2.11 đưa ra hình ảnh của bốn dạng sóng đổ nêu trên.

Dạng sóng đổ có thể được xác định bằng tham số:

$$\zeta_0 = \left(\frac{H_0}{L_0} \right)^{-1/2} \tan \beta \quad (2.128)$$

Sóng đổ dạng vỡ chân sườn: $3.3 < \zeta_0$

Sóng đổ dạng bờ nhào: $0.5 < \zeta_0 < 3.3$

Sóng đổ dạng sạt đỉnh: $\zeta_0 < 0.5$

Nếu xét đối tham số $\zeta_b = (H_b/L_0)^{1/2} \tan \beta$, ứng với dải sóng đổ ta có:

Sóng đổ dạng vỡ chân hoặc sạt sườn: $2.0 < \zeta_b$

Sóng đổ dạng bờ nhào: $0.4 < \zeta_b < 2.0$

Sóng đổ dạng sạt đỉnh: $\zeta_b < 0.4$



a) Sóng đổ dạng sạt đỉnh



b) Sóng đổ dạng bờ nhào



c) Sóng đổ dạng vỡ chân



d) Sóng đổ dạng sạt sườn

Hình 2.11 Các dạng sóng đổ vùng ven bờ

Dạng sóng đổ bờ nhào là dạng sóng gây biến động đáy biển mạnh nhất. Các mô hình tính toán vận chuyển trầm tích và biến động bờ biển, đáy biển thường áp dụng cho dạng sóng đổ này.

2.7.3 Biến đổi trường sóng trong vùng sóng đổ

Sự biến đổi trường sóng trong vùng sóng đổ, hay nói cách khác biến đổi năng lượng sóng trong vùng sóng đổ là nguyên nhân cơ bản của nhiều quá trình ven bờ: hoàn lưu gần bờ, sóng leo, vận chuyển trầm tích vv... Các mô hình tính mô phỏng quá trình biến đổi lan truyền sóng trong vùng này được chia thành 3 loại:

- Dựa trên cơ sở độ cao sóng đổ giới hạn,
- Các mô hình lan truyền Bore,
- Mô phỏng tổng quát sự biến đổi theo không gian các tham số sóng (năng lượng tác động sóng).

Theo loại cuối, phân bố độ cao sóng được tính theo phương trình cân bằng năng lượng:

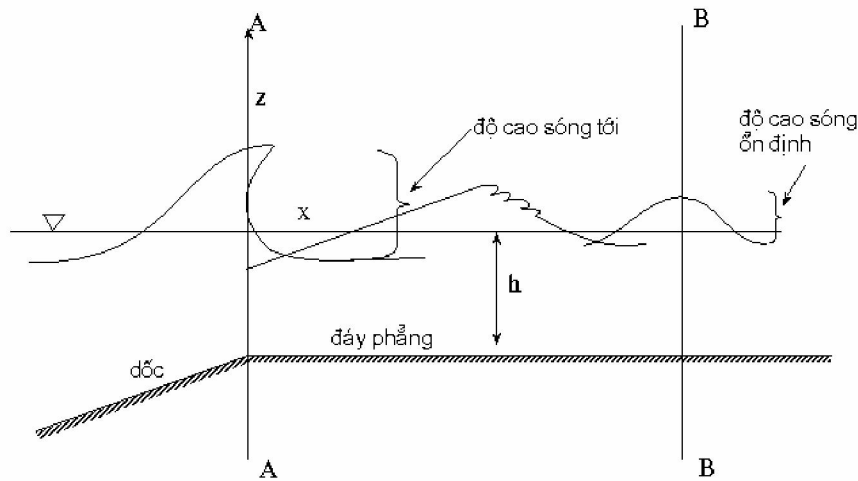
$$\frac{\partial(EC_g)}{\partial x} = -\delta(x) \quad (2.129)$$

Trong đó: δ - là năng lượng tiêu hao cho một đơn vị diện tích mặt biển do ma sát đáy, do dòng rối phát sinh khi sóng đổ vv...

Các nghiên cứu của Horikawa và Kno (1966) và đo đạc thực tế cho thấy độ cao sóng sẽ đạt được giá trị ổn định sau khi sóng đổ đầu tiên trên đáy đồng nhất.

$$H_{stab} = \Gamma h \quad (2.130)$$

Xét biến đổi trường sóng sau khi sóng đổ (hình 2.12).



Hình 2.12 Sơ đồ biến đổi sóng trong đới sóng đổ

Theo hình 2.12 năng lượng tiêu hao giữa mặt cắt AA và BB là:

$$\frac{\partial(EC_g)}{\partial x} = \frac{-K}{d} [EC_g - (EC_g)_{stab}] \quad (2.131)$$

với: $(EC_g)_{stab}$ - dòng năng lượng của sóng ổn định.

K - hệ số tiêu tán, không thứ nguyên.

Trong phương trình (2.129) áp dụng $C_g = \sqrt{gd}$ vùng nước nông ta có:

$$\frac{\partial G(x)}{\partial x} + \frac{K}{d(x)} G(x) = K\Gamma^2 d^{3/2}(x) \quad (2.132)$$

trong đó:

$$G(x) = H^2(x)d^{1/2}(x)$$

Trong trường hợp đơn giản nhất khi sóng đổ trong vùng sóng đổ có địa hình lý tưởng, ta có các lời giải sau:

a. Độ sâu không biến đổi:

$$\frac{H}{d} = \left\{ \left[\left(\frac{H}{d} \right)_b^2 - \Gamma^2 \right] \exp\left(-K \frac{x}{d}\right) + \Gamma^2 \right\}^{1/2} \quad (2.133)$$

Ở $x = 0$: $H/d = (H/d)_b$ điểm sóng đổ.

b. Độ dốc không đổi:

Nếu độ sâu biến đổi tuyến tính theo x , có nghĩa là:

$$d(x) = d_b - \beta x \quad (2.134)$$

Ta có:

$$\frac{H}{H_b} = \left[\left(\frac{d}{d_b} \right)^r (1 + \alpha) - \alpha \left(\frac{d}{d_b} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (2.135)$$

với:

$$\alpha = \frac{K\Gamma^2}{\beta \left(\frac{5}{2} - \frac{K}{\beta} \right)} \left(\frac{d}{H} \right)_b^2, \quad r = \frac{K}{m} - \frac{1}{2} \quad (2.136)$$

Trong trường hợp đặc biệt, nếu $K/\beta = 5/2$; phương trình (2.135) có dạng:

$$\frac{H}{H_b} = \left(\frac{d}{d_b} \right) \left[1 - \alpha_1 \ln \left(\frac{d}{d_b} \right) \right]^{1/2} \quad (2.137)$$

trong đó:

$$\alpha_1 = \frac{5}{2} \Gamma^2 \left(\frac{d}{H} \right)_b^2 \quad (2.138)$$

Chú ý rằng nếu $K=0$, phương trình (2.135) trở thành biểu thức mô tả định luật Green. Các công thức tính nêu trên phụ thuộc rất nhiều vào các hệ số K và Γ .

Sử dụng phương pháp bình phương tối thiểu có thể xác định được các giá trị K và Γ ứng với các độ dốc khác nhau (bảng 2.4 [5])

Bảng 2.4 Hệ số K và Γ ứng với các độ dốc đáy biển khác nhau

Độ dốc	K	Γ
1/80	0.200	0.350
1/65	0.115	0.355
1/30	0.275	0.475

Đối với đáy biển có dạng tùy ý, việc lan truyền sóng trong vùng sóng đổ có tính đến các hiện tượng biến dạng, sóng đổ và sóng tái tạo chưa có được các kết quả giải tích. Trong các tính toán số cần tính tới mực nước biển đổi trong vùng sóng đổ dựa trên cơ sở lý thuyết ứng suất bức xạ sóng (chương III).

2.8 TƯƠNG TÁC GIỮA SÓNG VÀ DÒNG CHẢY Ở VÙNG VEN BỜ

Sự tương tác giữa sóng và dòng chảy đóng vai trò quan trọng trong hầu hết các khu vực ven bờ đặc biệt là ở các vùng cửa sông, luồng ra vào cảng, lạch triều. Việc tính đến quá trình tương tác này trong tính sóng cần thiết cho thiết kế công trình, tính toán vận chuyển trầm tích, hàng hải, giao thông ven biển.

2.8.1 Truyền sóng trên dòng chảy đồng nhất.

Giả định trường sóng tiến ổn định, truyền vào vùng bờ có độ sâu d với một góc θ ngược lại với trục x . Trường dòng chảy $\vec{U}(U_1, 0, 0)$ song song với trục x . Hệ thức phân tán có dạng:

$$(\omega - \vec{k}\vec{U})^{1/2} = gk \tanh(kd) \quad (2.139)$$

Hay:

$$\omega - k|\vec{U}| \cos\Theta = \pm\sigma \quad (2.140)$$

Trong đó:

$$k = |\vec{k}|, \quad \sigma = [gk \tanh(kd)]^{1/2} \quad (2.141)$$

Tần số ω là tần số quan trắc trên cơ sở của hệ cố định còn δ là tần số thực tế trên cơ sở hệ chuyển động với tốc độ \vec{U} , cho rằng:

$$a = \omega \sqrt{\frac{d}{g}}, \quad b = \frac{|\vec{U}| \cos\Theta}{\sqrt{\omega d}}, \quad \sigma^* = (kd \tanh kd)^{1/2} \quad (2.142)$$

Lúc đó phương trình (2.140) có thể viết lại dưới dạng:

$$a - b(kd) = \pm\sigma^* \quad (2.143)$$

Phương pháp đơn giản nhất để giải (2.143) đối với k là xác định vùng cắt nhau của mặt phẳng:

$$\chi = a - b(\Theta)kd \quad (2.144)$$

với sự biến đổi bề mặt:

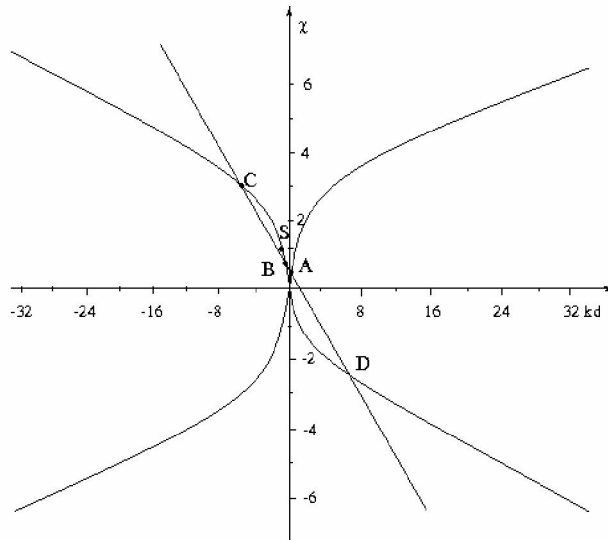
$$\chi = \pm \sigma^* \tag{2.145}$$

Trong không gian (kd, χ) hướng quay được tính ngược lại với trục χ . Nếu $\vec{U} = 0$ hay $\theta = 90^\circ$ thì $b=0$ và $\omega = \sigma$. Như vậy nếu véc tơ \vec{k} vuông góc với \vec{U} thì dòng chảy không ảnh hưởng đến lời giải. Với hướng bất kỳ khác, lời giải sẽ là đường cong trên hình 2.13. Trên mặt cắt phẳng xuyên tâm của hình 2.13 có thể phân biệt bốn lời giải khác nhau tại các điểm A, B, C, D. Điểm A, trong đó $\chi = \sigma_A > 0$ và $(kd)_A > 0$ tương ứng với sóng có thành phần \vec{k} cùng hướng với dòng chảy. Tần số quan trắc ω sẽ lớn hơn tần số thực tế σ_A . Thế $\sigma = \sigma_A$ vào (2.140) và chia cho số sóng k_A ta có:

$$C_A^{(a)}(k_A) = C_A(k_A) + |\vec{U}| \quad \text{tại } \Theta = 0^\circ \tag{2.146}$$

với: C_A - tần số pha tương ứng với tần số σ_A nghĩa là $C_A = \sigma_A / (k_A)$

$C_A^{(a)}$ - tốc độ pha tuyệt đối của người quan trắc đứng trên hệ không chuyển động.



Hình 2.13 Lời giải của hệ thức phân tán khi sóng truyền trên trường dòng chảy

Tại điểm B và C chúng ta có $\delta_A > 0$ và $kd < 0$. Trong trường hợp riêng khi điểm B tương ứng với sóng truyền ngược với dòng chảy:

$$C_B^{(a)}(k_B) = C_B(k_B) - |\vec{U}| \quad \text{tại } \Theta = 180^\circ \tag{2.147}$$

Phương trình (2.146) và (2.147) biểu thị hiệu ứng Doppler.

Để giải thích cơ chế vật lý của trường sóng tương ứng với điểm C, chúng ta chọn điểm S trên đường cong. Tại điểm này, đường (2.144) là tiếp tuyến đối với đường cong (2.145), do vậy:

$$C_g(k_s) + |\vec{U}| \cos \Theta = 0 \tag{2.148}$$

Với điều kiện (2.148) năng lượng sóng hoặc là ổn định, hoặc là truyền vuông góc với dòng chảy. Tại thời điểm B nằm ở phía phải điểm S chúng ta có:

$$|\vec{U}| < |C_g(k_B)| < |C_B(k_B)| \quad (2.149)$$

Trong khi đó tại điểm C:

$$|C_g(k_B)| < |\vec{U}| < |C_B(k_B)| \quad (2.150)$$

Sóng trong trường hợp này truyền ngược lại với dòng chảy có nghĩa là đỉnh của nó truyền về phía nguồn của dòng chảy còn năng lượng lại bị cuốn về phía cuối dòng chảy. Điểm D tương ứng với sóng với $\delta_D < 0$. Hướng sóng ngược với hướng dòng chảy nhưng sóng bị cuốn về phía cuối dòng nhanh hơn tốc độ pha của nó:

$$|\vec{U}| > |C_D(k_D)| > |C_g(k_D)| \quad (2.151)$$

2.8.2 Truyền sóng trên dòng chảy thay đổi chậm

Trường dòng chảy vùng ven bờ thường không đồng nhất và không ổn định. Sự biến đổi trường dòng chảy có thể gây biến đổi các tham số của trường sóng. Nếu sóng truyền trong các trường dòng chảy nhanh hơn hoặc chậm hơn so với tốc độ truyền sóng, tần số sẽ không thay đổi nhưng độ dài sóng sẽ tăng hoặc giảm. Hơn thế nữa, nếu hướng của trường sóng và trường dòng chảy không trùng nhau, sự thay đổi tốc độ dòng chảy sẽ tạo ra khúc xạ sóng và làm thay đổi quá trình trao đổi năng lượng giữa sóng và dòng chảy. Với điều kiện là các đặc trưng và khoảng cách của dòng chảy lớn hơn nhiều so với của sóng, theo hệ thức phân tán (2.132), ta có:

$$\frac{\partial \vec{k}}{\partial t} + \nabla_d \left[\sigma(kd) + \vec{k} \cdot \vec{U} \right] = 0 \quad (2.152)$$

Nếu hướng của tốc độ pha được lấy theo hướng của số sóng địa phương, đặc trưng bởi đơn vị vectơ $\vec{l} = \vec{k}/|\vec{k}|$, phương trình (2.152) có dạng:

$$\frac{\partial \vec{k}}{\partial t} + (C_g + \vec{l} \cdot \vec{U}) \nabla k + \left[\frac{\partial \sigma}{\partial d} \nabla d + k \nabla (\vec{l} \cdot \vec{U}) \right] = 0 \quad (2.153)$$

Với trường sóng ổn định, sự biến đổi số sóng dọc theo tia sóng và sự biến đổi hướng của tia sóng có thể được viết dưới dạng:

$$\frac{\partial k}{\partial s} = (C_g + \vec{l} \cdot \vec{U})^{-1} \left[\frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial s} + k \frac{\partial}{\partial s} (\vec{l} \cdot \vec{U}) \right] \quad (2.154)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial s} = -(C_g + \vec{l} \cdot \vec{U})^{-1} \left[\frac{1}{k} \frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial n} + \frac{\partial}{\partial n} (\vec{l} \cdot \vec{U}) \right] \quad (2.155)$$

vì: $\nabla \times \vec{k} = 0$.

Một khi đã biết được các đặc trưng của tia sóng, sự biến đổi của biên độ sóng sẽ tìm được bằng cách áp dụng định luật bảo toàn tác động sóng. Với các sơ đồ hướng sóng và dòng chảy nêu trên hình 2.14 ta có:

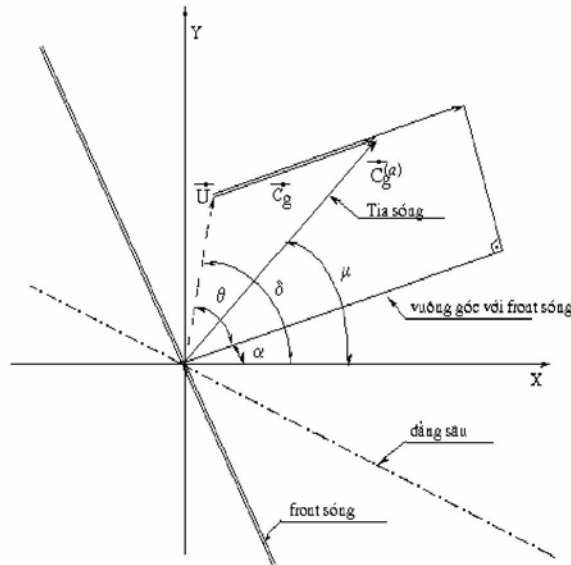
$$\frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{E}{\sigma} (U \cos \delta + C_g \cos \alpha) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{E}{\sigma} (U \sin \delta + C_g \sin \alpha) \right] = 0 \quad (2.156)$$

Tốc độ nhóm tuyệt đối: $\vec{C}_g^{(a)} = \vec{C}_g + \vec{U}$

Hướng của tia sóng:

$$\tan \mu = \frac{U \sin \delta + C_g \sin \alpha}{U \cos \delta + C_g \cos \alpha} \quad (2.157)$$

Khi $U=0$ và $\alpha = \delta$ hướng của tia sóng sẽ trùng với hướng vuông góc với đỉnh sóng.



Hình 2.14 Sơ đồ vectơ dòng chảy và hướng sóng

2.8.3 Truyền sóng trên dòng chảy thay đổi theo chiều ngang

Nếu sóng truyền trên dòng chảy với trường tốc độ thay đổi thì sự thay đổi dòng mô men sẽ dẫn đến sự trao đổi năng lượng giữa sóng và dòng chảy. Để đơn giản hoá chúng ta giả định rằng $\vec{U} = U(U_1(x), 0, 0)$ tương ứng với trường dòng chảy trong các kênh hoặc sông, với tốc độ thay đổi theo độ sâu $d(x)$.

Giả thuyết là dòng chảy ổn định ta có:

$$\sigma^2 = (\omega - kU_1)^2 = gk \tanh kd \quad (2.158)$$

với các giá trị U_1 và d , chỉ cần xác định k trong phương trình (2.158). Cho rằng đối với trường hợp đơn giản nhất là ở vùng nước sâu:

$$\omega = k(C + U_1) = \text{const} = K \quad (2.159)$$

Giá trị K được lấy bằng ω_0 là tần số sóng ở điểm có $U_1 = 0$ có nghĩa là $\omega_0 = (gk_0)^{1/2}$ và $C_0 = (gk_0)^{1/2}$. Phương trình (2.159) có thể được viết lại dưới dạng:

$$\left(\frac{C}{C_0}\right)^2 - \left(\frac{C}{C_0}\right) - \frac{U_1}{C_0} = 0 \quad (2.160)$$

với lời giải là:

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} + \frac{1}{2} \left(1 + \frac{4U_1}{C_0}\right)^{1/2} \quad (2.161)$$

Lời giải (2.161) cho thấy tốc độ của dòng chảy ngược $U_1=(1/4)C_0 = (-1/2)C = -C_g$ tương ứng với giới hạn động lực. Như vậy, nếu tốc độ dòng chảy lớn hơn và ngược lại với tốc độ nhóm địa phương của trường sóng, năng lượng sẽ không truyền được theo hướng ngược dòng chảy.

Các kết quả nghiên cứu chi tiết về truyền sóng trên nền dòng chảy biến đổi theo chiều ngang có thể tìm đọc trong các công trình nghiên cứu của Kirby (1988).

2.8.4 Truyền sóng trên nền dòng chảy biến đổi theo độ sâu

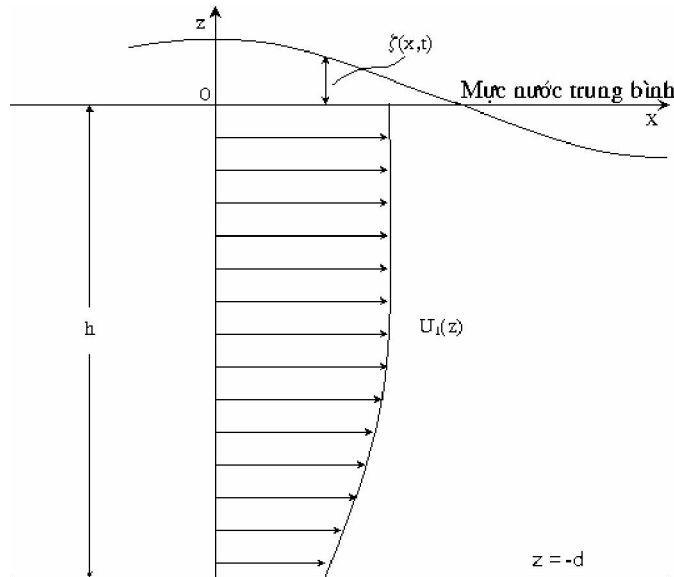
Chúng ta đã nghiên cứu tương tác giữa sóng và trường dòng chảy có cỡ biến đổi theo thời gian lớn hơn nhiều so với chu kỳ sóng do vậy có thể coi như dòng chảy ổn định. Cũng tương tự như vậy, biến thiên dòng chảy theo chiều ngang có kích cỡ lớn hơn nhiều so với bước sóng. Tuy nhiên trong trường hợp dòng chảy biến đổi theo chiều thẳng đứng thì các giả định trên không phù hợp. Khó khăn nhất để đưa ra các lời giải giải tích là phương trình xuất phát không thể giải chính xác đối với số sóng tổng hợp và tần số sóng trừ khi hệ số xoáy được giả định không đổi. Sơ đồ đơn giản nhất của profile thẳng đứng của tốc độ dòng chảy $U_1(z)$ có dạng như hình 2.15. U_1 trượt tại đáy và phân bố đồng dạng theo chiều thẳng đứng. Chuyển động được giả định là không xoáy và có thể áp dụng lý thuyết sóng ổn định không xoáy. Xét sự tương tác giữa sóng tuyến tính tuần hoàn với dòng chảy trượt ổn định với profile tùy ý trong không gian 2 chiều (hình 2.15), biến đổi mực nước $\zeta(x,z)$ theo hình sin có nghĩa là:

$$\zeta(x,t) = a \cos(kx - \omega t) \tag{2.162}$$

và trường dòng chảy tổng cộng ($u_T(x,z,t)$, $w_T(x,z,t)$) có thể được viết dưới dạng:

$$\left. \begin{aligned} u_T(x,z,t) &= U_1(z) + u(z) \cos(kx - \omega t) \\ w_T(x,z,t) &= w(z) \sin(kx - \omega t) \end{aligned} \right\} \tag{2.163}$$

Tốc độ $U_1(z)$ tương ứng với dòng chảy khi không có sóng.



Hình 2.15 Hệ tọa độ biến đổi dòng chảy theo độ sâu

Từ lý thuyết ổn định động lực, đã đưa ra phương trình dưới dạng thuận tiện để mô phỏng tương tác giữa sóng và dòng chảy thông qua tốc độ thẳng đứng w .

$$\frac{d^2 w}{dz^2} - \left[k^2 - \frac{k}{\omega - kU_1} \frac{d^2 U_1}{dz_1^2} \right] w = 0 \quad (2.164)$$

Các điều kiện trên thích hợp với $w(z)$ là:

$$w(z) = 0 \quad \text{tại } z = -d \quad (2.165)$$

$$(\omega - kU_1)^2 \frac{dw}{dz} + k(\omega - kU_1)w \frac{dU_1}{dz} - gk^2 w = 0 \quad \text{tại } z = 0 \quad (2.166)$$

$$w(z) = a(\omega - kU_1) \quad \text{tại } z = 0 \quad (2.167)$$

Điều kiện (2.166) biểu thị hệ thức phân tán còn (2.167) là điều kiện động lực của mặt thoáng. Các phương trình (2.164) - (2.167) đối với k và $w(z)$ được giải với giả thiết rằng ω, a, k và $U_1(z)$ đã biết. Trong trường hợp riêng, tỷ số giữa tốc độ quỹ đạo ngang và thẳng đứng trong sóng $u(z)$ và $w(z)$ có thể nhận được từ phương trình liên tục:

$$u(z) = \frac{1}{k} \frac{dw}{dz} \quad (2.168)$$

Tuy nhiên các phương trình (2.164) - (2.167) không thể giải bằng phương pháp giải tích cho các số sóng k và tần số ω tùy ý, trừ khi dòng chảy phụ thuộc vào độ sâu (biến đổi tuyến tính theo độ sâu). Trong trường hợp tổng quát, cần giải số các phương trình (2.164) - (2.167). Các kết quả tính toán đã được so sánh với số liệu thực nghiệm và có sự phù hợp khá tốt. Các nghiên cứu tương tác giữa sóng và dòng chảy đối với dòng chảy xoáy còn rất ít và không thể áp dụng đối với phân bố xoáy tùy ý và sóng có biên độ hữu hạn.

Chương 3

ỨNG SUẤT BỨC XẠ SÓNG VÀ CÁC QUÁ TRÌNH DO SÓNG SINH RA Ở VÙNG VEN BỜ

3.1. CÁC THÀNH PHẦN ỨNG SUẤT BỨC XẠ SÓNG

3.1.1. Sóng vuông góc với bờ

Các sóng mặt sẩn sinh động lượng M theo hướng lan truyền sóng. Đại lượng này xác định bằng:

$$M = \frac{1}{2} \rho a^2 \sigma \coth kd = \frac{1}{8} \rho H^2 \frac{2\pi}{T} \coth kd = \frac{1}{8} \rho g H^2 \frac{2\pi}{gT} \coth kd = \frac{\bar{E}}{C} \quad (3.1)$$

Trong đó: ρ - mật độ nước, H - độ cao sóng, $a = H/2$ - biên độ sóng, T - chu kỳ sóng, $\sigma = 2\pi/T$ - tần số sóng, $k = 2\pi/L$ - số sóng, L - độ dài sóng, d - độ sâu, \bar{E} - năng lượng trung bình trên một đơn vị diện tích bề mặt.

Khi sóng đang lan truyền bị chặn lại bởi vật cản như dê chắn sóng, sẽ xảy ra phản xạ tại mặt vật cản và như vậy hướng động lượng bị thay đổi. Điều đó có nghĩa là sóng tạo ra một lực thuỷ động có độ lớn bằng suất biến đổi động lượng. Lực này liên quan đến ứng suất gọi là ứng suất bức xạ, các ứng suất này tương đương với dòng động lượng về hướng và xác định bằng dòng động lượng dư do chuyển động sóng tạo nên.

Mặc dù trong thực tế mọi chất lỏng đều nhớt và nén được, nhưng trong nhiều trường hợp số hạng nhớt có thể bỏ qua so với số hạng áp suất và gia tốc. Trường hợp này ta có chuyển động không nhớt, không xoáy và gọi là chuyển động thế. Giả thiết sóng lan truyền theo hướng x, dòng thế đối với chuyển động sóng có thể mô tả bằng phương trình Euler. Lúc đó, cân bằng động lượng theo hướng lan truyền sóng x là:

$$\frac{\partial(\rho U)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho U U)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho U V)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho U W)}{\partial z} = -\frac{\partial P}{\partial x} \quad (3.2)$$

Trong đó: U, V, W là những vận tốc tức thời theo hướng x (vuông góc với bờ), y (song song bờ) và z (thẳng đứng).

Phương trình (3.2) có thể viết lại như sau:

$$\frac{\partial(\rho U)}{\partial t} = -\frac{\partial(P + \rho U U)}{\partial x} - \frac{\partial(\rho U V)}{\partial y} - \frac{\partial(\rho U W)}{\partial z} = \sum F_x$$

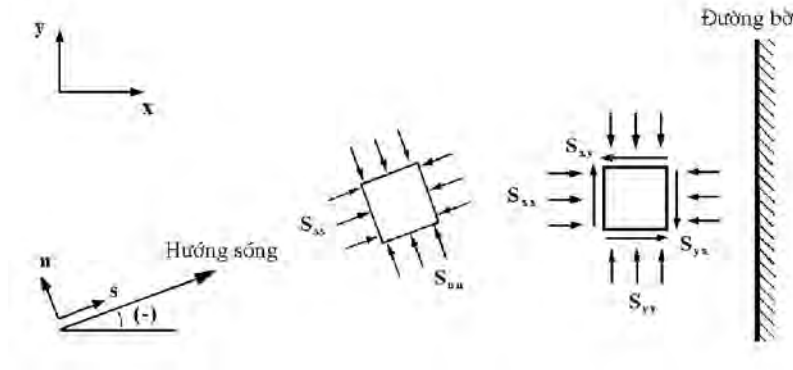
Những thành phần bên vế phải phương trình (3.2) có thể xem như lực hiệu quả tác động lên thể tích chất lỏng có các cạnh Δx , Δy , Δz , lực này sản sinh sự thay đổi động lượng cục bộ theo thời gian của thể tích đang xét. Giả thiết độ sâu nước không đổi, tích phân những thành phần phương trình (3.2) theo chu kỳ sóng T và theo toàn bộ độ sâu (-d đến η) và trừ đi áp suất chất lỏng thuỷ tĩnh khi không có sóng, có thể nhận được các lực hướng ngang, trung bình thời gian trên bề rộng đơn vị:

$$S_{xx} = \frac{1}{T} \int_0^T \int_{-d}^{\eta} (P + \rho U U) dz dt - \int_{-d}^{\eta} P_0 dz \quad (3.3)$$

$$S_{XY} = \frac{1}{T} \int_0^T \int_{-d}^{\eta} (\rho UV) dz dt \quad (3.4)$$

Trong đó: P_0 - áp suất thuỷ tĩnh của chất lỏng tại độ sâu z .

Vì sóng lan truyền vuông góc với bờ ($V = 0$) ta có $S_{XY} = 0$.



Hình 3.1 Ứng suất bức xạ sóng

Tương tự đối với hướng y cho ta:

$$S_{YY} = \frac{1}{T} \int_0^T \int_{-d}^{\eta} (P + \rho VV) dz dt - \int_{-d}^{\eta} P_0 dz. \quad (3.5)$$

Những lực biểu thị bằng phương trình (3.3-3.5) gọi là ứng suất bức xạ, và là những lực trên bề rộng đơn vị (N/m). Có thể liên hệ các ứng suất bức xạ này với các tham số sóng bằng cách lấy tích phân. Sử dụng các biểu thức của lý thuyết sóng tuyến tính ta có:

$$S_{XX} = (2n - 1/2) \frac{1}{8} \rho g H^2 = (2n - 1/2) \overline{E} \quad (3.6)$$

$$S_{YY} = (n - 1/2) \frac{1}{8} \rho g H^2 = (n - 1/2) \overline{E} \quad (3.7)$$

$$S_{XY} = 0 \quad (3.8)$$

Trong đó: $n = C_g/C$ - tỷ lệ tốc độ nhóm và tốc độ pha, H - độ cao sóng, \overline{E} - mật độ năng lượng sóng trung bình.

Khi sóng lan truyền trong một miền có độ sâu không đổi và giả thiết không có tổn thất năng lượng (độ cao sóng không đổi), ta có S_{XX} không đổi, S_{YY} không đổi và $\partial S_{XX}/\partial x = 0$, $\partial S_{YY}/\partial y = 0$, có nghĩa là động lượng không đổi. Những gradient S_{XX} , S_{YY} và S_{XY} theo các hướng x , y có thứ nguyên là lực trên đơn vị diện tích*. Chúng thể hiện ngoại lực tác động trên diện tích đơn vị lên một phần tử chất lỏng ở độ cao h :

$$\sigma_{XX} = \frac{\partial S_{XX}}{\partial x}, \sigma_{YY} = \frac{\partial S_{YY}}{\partial y}, \sigma_{XY} = \frac{\partial S_{XY}}{\partial x}. \quad (3.9)$$

Ví dụ:

Tính toán giá trị S_{XX} và S_{YY} cho một sóng lan truyền từ nước sâu ($h = 5 \text{ m}$, $h = 150 \text{ m}$, $T = 12 \text{ s}$, $\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$, $g = 9,81 \text{ m/s}^2$) tới bờ.

Độ sâu nước	Độ cao sóng	Bước sóng	Hệ số	Năng lượng \bar{E} (N/m)	Ứng suất bức xạ	
					S_{XX}	S_{YY}
d (m)	H (m)	L (m)	n	\bar{E} (N/m)	(N/m)	(N/m)
150	5,0	225	0,502	30656	15451	61
100	4,91	225	0,521	29561	16022	620
60	4,59	220	0,611	25834	20150	2868
25	4,56	170	0,799	25497	27996	7623
10	5,07	120	0,919	31480	42120	13190

3.1.2. Sóng truyền dưới một góc với bờ

Ứng suất bức xạ sóng trong trường hợp này, để thuận tiện cho các tính toán các quá trình động lực ven bờ, được xác định theo hệ tọa độ của đường bờ (x vuông góc và y song song với bờ) và được ký hiệu bằng S_{xx} , S_{xy} , S_{yy} . Các thành phần ứng suất bức xạ dựa trên hệ tọa độ của đường bờ được tính từ các thành phần ứng suất bức xạ dựa trên hệ trục tọa độ của trường sóng S_{XX} , S_{XY} , S_{YY} . Để chuyển đổi có thể sử dụng sơ đồ Mohr (xem hình 3.2). Các thành phần ứng suất bức xạ sóng theo hệ trục tọa độ của đường bờ có dạng sau:

$$S_{xx} = \frac{S_{XX} + S_{YY}}{2} + \frac{S_{XX} - S_{YY}}{2} \cos 2\theta$$

$$S_{yy} = \frac{S_{XX} + S_{YY}}{2} - \frac{S_{XX} - S_{YY}}{2} \cos 2\theta \tag{3.10}$$

$$S_{xy} = \frac{S_{XX} - S_{YY}}{2} \sin 2\theta$$

Hay:

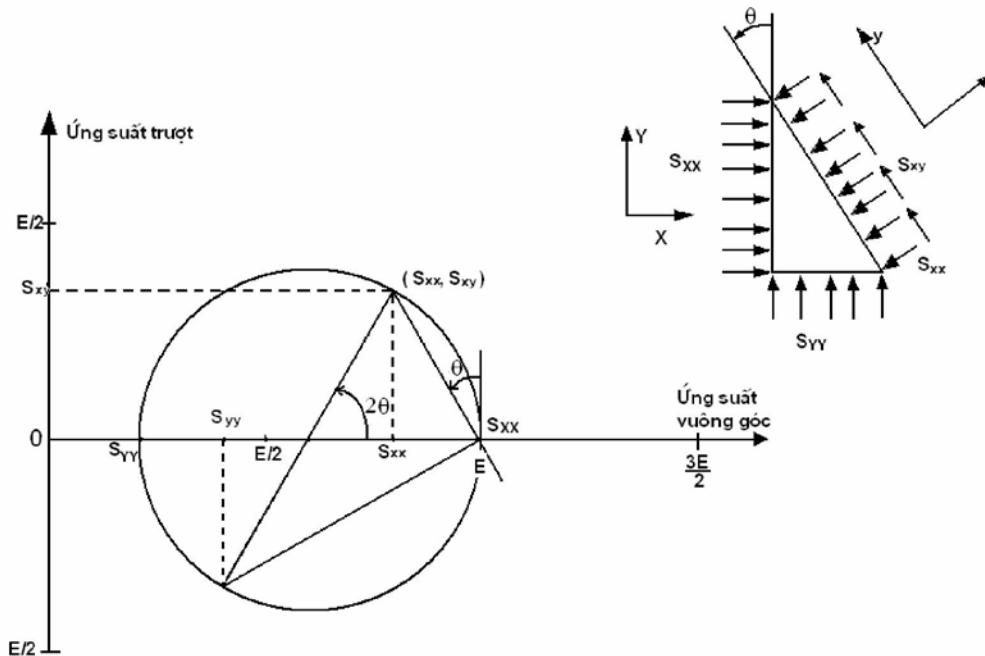
$$S_{xx} = (n - 1/2 + n \cos^2 \theta) \bar{E} \tag{3.11}$$

$$S_{xy} = S_{yx} = n \cos \theta \sin \theta \bar{E} \tag{3.12}$$

$$S_{yy} = (n - 1/2 + n \sin^2 \theta) \bar{E} \tag{3.13}$$

* Các gradient ứng suất bức xạ sóng σ_{XX} , σ_{XY} , σ_{YY} , trong thực tế chính là ứng suất bức xạ sóng với thứ nguyên là lực trên đơn vị diện tích (Van Rjin 1989). Tuy nhiên hiện nay trong các sách chuyên môn đều coi các lực bức xạ S_{XX} , S_{XY} , S_{YY} , là ứng suất bức xạ sóng nên trong giáo trình này chấp nhận các quy ước trên [7].

Trong đó: θ - góc giữa hướng lan truyền sóng và hướng x vuông góc với bờ, $\theta = 0^\circ$ đối với sóng vuông góc với bờ. Những lực S_{xx} và S_{yy} là lực pháp tuyến. S_{xy} là lực tiếp tuyến.



Hình 3.2 Sơ đồ Mohz chuyển đổi ứng suất bức xạ sóng sang hệ tọa độ đường bờ biển

3.2. MỤC NƯỚC DÂNG VÀ RÚT TẠI VÙNG SÓNG ĐỔ

Sóng tác dụng một lực lên khối chất lỏng mà trong đó chúng lan truyền. Điều này tạo ra một dòng khối lượng và một dòng động lượng rờng, dẫn tới những biến đổi độ sâu nước trung bình (dâng và rút), khi có gradient độ cao sóng hướng ngang. Khi sóng tiếp cận bờ dưới một góc, sẽ phát sinh dòng chảy dọc bờ trong vùng sóng đổ. Hiện tượng này có thể giải thích bằng khái niệm ứng suất bức xạ của Longuet - Higgins và Stewart (1964) như đã nói trên. Dòng động lượng rờng và dòng khối lượng rờng là những hiệu ứng phi tuyến bởi vì liên quan đến số hạng H^2 , có thể nhận được các ứng suất này bằng cách áp dụng lý thuyết sóng tuyến tính.

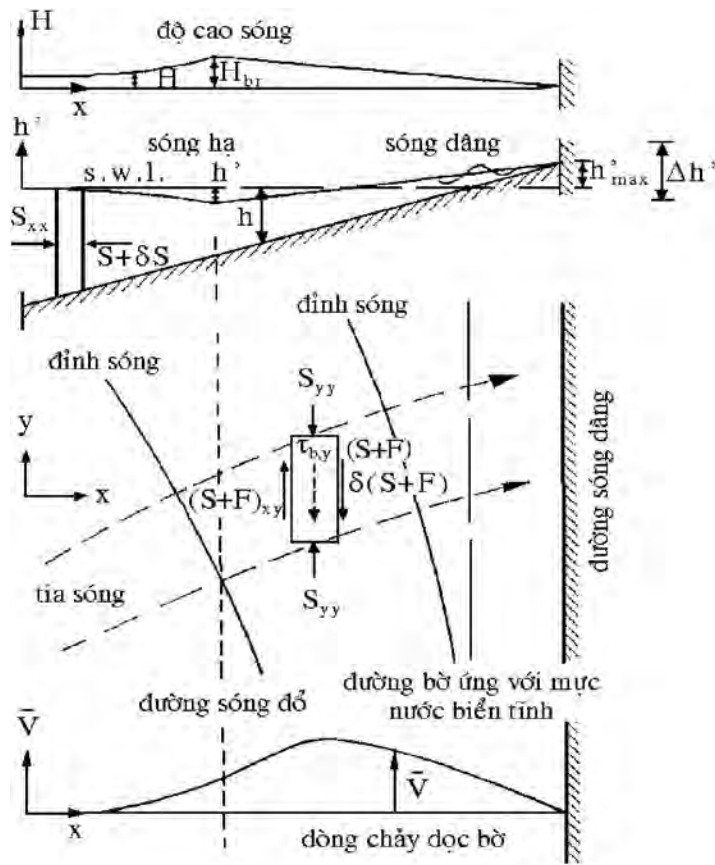
3.2.1. Nước rút do sóng trong sóng không đổ

Những phương trình (3.6) đến (3.13) hợp lệ trong trường hợp độ dốc đáy thay đổi dần dần. Cân bằng lực theo hướng x cho ta:

$$\sigma_{xx} + \rho g(d + h') \frac{dh'}{dx} = 0 \quad (3.14)$$

Trong đó: d - độ sâu nước tĩnh, h' - biến đổi mực nước so với mực nước tĩnh, $\sigma_{xx} = \partial S_{xx} / \partial x$ - gradient ứng suất bức xạ.

Phương trình (3.14) cho thấy rằng gradient ứng suất bức xạ ngang cân bằng với gradient áp suất thủy tĩnh do sự biến đổi mực nước trung bình.



Hình 3.3 Biến đổi mực nước và dòng chảy do sóng

Giả thiết cân bằng dòng năng lượng không có những hiệu ứng tiêu tán $d(\overline{E} nC)/dx = 0$ và giả thiết $h' \ll d$, có thể tích phân phương trình (3.14) đối với sóng vuông góc với bờ ($\theta = 0^\circ$):

$$h' = -\frac{kH^2}{8 \sinh 2kd} \quad (3.15)$$

Trong đó: H - độ cao sóng, $K = 2\pi/L$ - số sóng, L - độ dài sóng.

Phương trình (3.15) cho ta độ rút mực nước trung bình, vì S_{xx} tăng theo hướng vào bờ $dS_{xx}/dx > 0$. Phương trình (3.15) hợp lệ cho tới ranh giới đường sóng đổ:

$$h'_{br} = -\frac{H_{br}^2}{16d_{br}} = -\frac{1}{16}\gamma H_{br} \quad (3.16)$$

Với: $\gamma = H_{br}/d_{br} = 0,78$ - hệ số sóng đổ, H_{br} - độ cao sóng tại đường sóng đổ, d_{br} - độ sâu tại đường sóng đổ.

3.2.2. Nước dâng do sóng trong vùng sóng đổ

Trong vùng sóng đổ, có thể áp dụng xấp xỉ nước nông $S_{xx} = 1,5 \overline{E}$. Cho rằng $H = \gamma(d + h')$ và giả thiết hệ số sóng đổ γ không đổi trong vùng sóng đổ, ta có:

$$S_{xx} = \frac{3}{2} \overline{E} = \frac{3}{16} \rho g \gamma^2 (d + h')^2 \quad (3.17)$$

Ứng suất bức xạ giảm theo hướng vào bờ do mực nước giảm, dẫn tới mặt nước trung bình tăng, phù hợp với phương trình (3.14). Thay phương trình (3.16) vào phương trình (3.14) ta có:

$$\frac{d}{dx} \left(\frac{3}{8} \gamma^2 (d + h') + h' \right) = 0. \quad (3.18)$$

Như vậy:
$$\frac{3}{8} \gamma^2 (d + h') + h' = \text{const} \text{ hoặc } \frac{3}{8} \gamma H + h' = K. \quad (3.19)$$

Hệ số K có thể xác định từ phương trình (3.16). Thay phương trình (3.16) vào phương trình (3.19):

$$\frac{3}{8} \gamma H_{br} - \frac{1}{16} \gamma H_{br} = K$$

Hoặc:
$$\frac{5}{16} \gamma H_{br} = K \text{ cho ta: } h' = \frac{5}{16} \gamma H_{br} - \frac{3}{8} \gamma H \quad (3.20)$$

Trong đó: H_{br} - độ cao sóng tại đường sóng đở, H - độ cao sóng, γ - hệ số sóng đở.

Giá trị lớn nhất là $h'_{\max} = 5/6 \gamma H_{br}$ đối với $d = 0$. Độ chênh lệch tổng cộng của mực nước trung bình trên vùng sóng đở là:

$$\Delta h' = \frac{5}{16} \gamma H_{br} + \frac{1}{16} \gamma H_{br} = \frac{3}{8} \gamma H_{br} = \frac{3}{8} \gamma^2 d_{br}. \quad (3.21)$$

Phương trình (3.20) cũng có thể biểu thị như sau:

$$h' = \frac{\frac{5}{16} \gamma H_{br} - \frac{3}{8} \gamma^2 d}{1 + \frac{3}{8} \gamma^2} \quad (3.22)$$

Phương trình trên cho ta độ dâng mực nước tuyến tính trong vùng sóng đở trong trường hợp đáy phẳng dốc.

Nước dâng do sóng là một hiện tượng liên quan đến hoạt động của sóng trong một thời gian đủ để thiết lập những điều kiện cân bằng. Những nhóm sóng lớn vận chuyển lượng nước tương đối lớn về phía đường bờ, gây ra nước dâng, nhưng một ít nước này có thể chảy ngược lại trong những khoảng thời gian tương đối yên tĩnh giữa những nhóm sóng.

3.3 CÁC LOẠI DÒNG CHẢY DO SÓNG VÙNG VEN BỜ

Trong đại dương tồn tại những dòng chảy có hướng và vận tốc hầu như không đổi suốt cả năm. Chúng thường do gió sinh ra và được phân thành dòng chảy trôi và dòng chảy gradient, hoặc dòng chảy mật độ, dòng chảy ấm và dòng chảy lạnh, tùy theo cơ chế phát sinh ra chúng. Những dòng chảy này ít ảnh hưởng đến vùng ven bờ. Một loại dòng chảy khác do chuyển động của thủy triều sinh ra gọi là dòng triều. Dòng triều bị tác động mạnh của đáy biển và hình dạng đường bờ.

Ở khu vực gần bờ thường tồn tại dòng chảy do sóng, thường được gọi là dòng chảy ven bờ. Khi sóng truyền vào vùng nước nông ven bờ, do biến đổi của địa hình đáy và đường bờ, sóng bị khúc xạ, phản xạ, biến dạng. Dưới tác động của ma sát đáy, xảy ra tiêu tán năng lượng sóng, đồng thời với hiện tượng sóng đổ đã dồn một khối lượng nước vào bờ tạo ra các ứng suất không đồng đều gây ra các dòng chảy. Loại dòng chảy do sóng này được nghiên cứu cách đây không lâu, và theo D. W. Johnson (1919) thì có thể chia ra hai loại: dòng chảy dọc bờ và dòng sóng dội hay dòng tách bờ ngầm khi áp dụng để tính toán vận chuyển trầm tích.

Những người dân đánh cá, người cứu hộ và những người sống ven biển nhận thấy có những dòng chảy khá mạnh hướng từ bờ ra thẳng ngoài khơi. Do vậy vào năm 1941 Shepard, Emery và La Fond gọi đây là dòng tách bờ (còn gọi là dòng gián đoạn), chúng đưa nước biển do sóng mang vào bờ trở lại biển. Những dòng này chủ yếu ở trên mặt, khác với dòng sóng dội nằm dưới đáy. Về sau, năm 1950 Shepard và Inman từ các quan trắc hiện trường đã thiết lập hệ thống dòng chảy gần bờ như được mô tả trên hình 3.4. Trong số 3 loại dòng chảy do sóng: dòng dọc bờ, dòng tách bờ và dòng sóng dội thì dòng dọc bờ được nghiên cứu nhiều nhất cũng như dễ quan trắc nhất vì nó thường xuyên hiện diện và thường ở một quy mô không gian khá lớn. Hơn nữa, dòng chảy dọc bờ đóng vai trò chủ đạo trong việc vận chuyển trầm tích và biến đổi địa mạo bờ, do đó ta sẽ nghiên cứu kỹ hơn ở mục dưới đây.

3.4 LÝ THUYẾT DÒNG CHẢY SÓNG DỌC BỜ

Sóng đóng vai trò chủ đạo trong việc tạo ra các dòng chảy chuyển động ổn định như dòng chảy dọc bờ, dòng sóng dội, dòng gián đoạn. Khi sóng vỡ trong vùng sóng đổ, chúng giảm động lượng, gây ra ứng suất bức xạ. Thành phần ngang bờ của ứng suất bức xạ đẩy nước vào bờ và tạo ra sự dâng mực nước, mực nước tăng về phía bờ so với mức nước tĩnh. Độ dốc mặt nước do nó gây ra cân bằng với gradient ngang bờ của thành phần ứng suất bức xạ vuông góc với bờ. Đối với sóng đến xiên một góc với bờ, còn có thành phần dọc bờ của ứng suất bức xạ, gradient của nó tạo nên dòng chảy dọc bờ bên trong vùng sóng đổ (và ngay sát bên ngoài), cân bằng với ma sát đáy.

3.4.1 Mở đầu

Có một loạt các tham số tác động lên dòng chảy sóng dọc bờ, để đơn giản chúng ta giả định rằng trường sóng ổn định, hai chiều truyền chéo góc với đường bờ. Trong vùng sóng đổ hệ số sóng đổ được coi là không đổi. Bãi biển được coi là thẳng, dài vô tận, có các đường đẳng sâu song song, độ dốc đáy vừa phải và đáy không thấm. Dòng chảy dọc bờ tính được trong điều kiện bỏ qua lực tác động của gió, lực Coriolis, lực tác động của thủy triều, lực cản của đáy ở ngoài vùng sóng đổ và tương tác giữa sóng và dòng chảy. Với các giả định nêu trên, phương trình cân bằng lực đối với dòng chảy dọc bờ sẽ là:

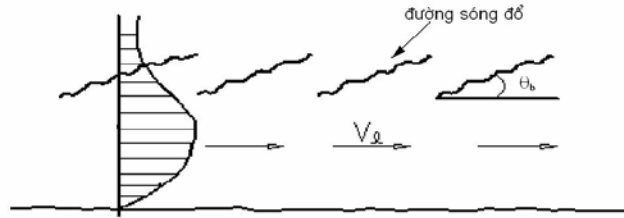
$$\text{Lực tác động} + \text{Ma sát đáy} + \text{Trao đổi rối ngang} = 0$$

Trong hệ tọa độ nêu trên hình 3.3 ta có:

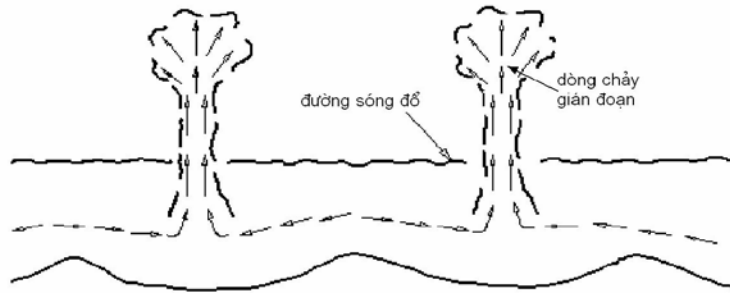
$$-\frac{dS_{xy}}{dx} + \tau_{b,y} - \frac{d(\overline{d\tau_{xy}})}{dx} = 0. \quad (3.23)$$

Trong đó: $\frac{dS_{xy}}{dx}$ là ứng suất bức xạ sóng; $\tau_{b,y}$ là ứng suất ma sát đáy và $\frac{d(\overline{d\tau_{xy}})}{dx}$ là ứng suất trao đổi rối ngang.

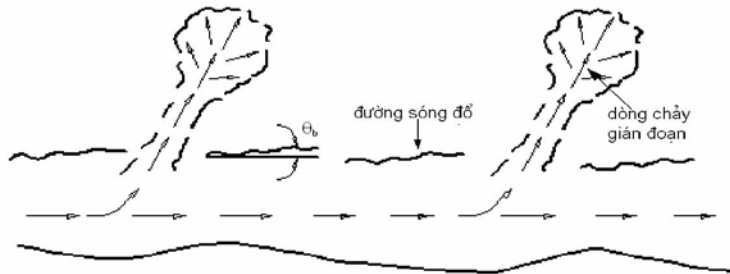
Sau khi tính được các thành phần trong (3.23) có thể lấy tích phân cho toàn vùng sóng đổ và nhận được phân bố dòng chảy dọc bờ trong vùng sóng đổ.



A. Góc sóng tới θ lớn, đường đẳng sâu song song với đường bờ



B. Góc sóng tới $\theta \approx 0$



C. Góc sóng tới θ nhỏ

Hình 3.4 Hệ thống dòng chảy gần bờ

3.4.2 Bên ngoài vùng sóng đổ

Từ lý thuyết khúc xạ, với giả định đáy biển nêu trên ta thấy rằng $\sin\theta/C = \text{const}$, ta có:

$$\frac{dS_{xy}}{dx} = \frac{\sin \theta}{C} \frac{d}{dx} (\overline{E} n C \cos \theta) = \frac{\sin \theta}{C} \frac{d\overline{F}_x}{dx} \quad (3.24)$$

Trong đó: $\overline{F}_x = \overline{E} n C \cos \theta$ - dòng năng lượng sóng theo hướng x.

Giả thiết rằng dòng năng lượng không đổi bên ngoài khu vực sóng đổ (tiêu tán bởi ma sát đáy không đáng kể), ta có:

$$\frac{dS_{xy}}{dx} = 0. \quad (3.25)$$

Như vậy, lực tác động bằng không và không có dòng chảy phát sinh theo hướng dọc bờ.

3.4.3 Bên trong vùng sóng đổ

Dòng năng lượng \vec{F}_x không phải là hằng số do tiêu tán năng lượng bởi sóng đổ. Vì $d\vec{F}_x/dx < 0$ (\vec{F}_x giảm theo hướng x dương), trong khi gradient ứng suất bức xạ tác động theo hướng y dương đối với lan truyền sóng như trên hình 3.2, gradient ứng suất bức xạ được xác định như sau:

$$\frac{dS_{xy}}{dx} = -\frac{\sin \theta}{C} \frac{d\vec{F}_x}{dx}. \quad (3.26)$$

Cho rằng $\cos \theta \approx 1$, $n \approx 1$, $C \approx (gd)^{0.5}$ và $H \approx \gamma d$ (bỏ qua nước dâng do sóng) trong nước nông, ta có:

$$\frac{dS_{xy}}{dx} = -\frac{\sin \theta}{C} \frac{d(\overline{EC})}{dx} = -\frac{5}{16} \rho \gamma^2 (gd)^{1.5} K \frac{d(d)}{dx} \quad (3.27)$$

Trong đó: $K = \sin \theta / C = \sin \theta_{br} / C_{br} = \sin \theta_0 / C_0 = \text{const}$ (có thể xác định tại đường sóng đổ hoặc tại nước sâu), γ - hệ số sóng đổ, d - độ sâu nước.

Thành phần ứng suất trao đổi rối ngang $\frac{d(\overline{\tau_{xy}})}{dx}$ được nghiên cứu rất ít, đối với giá trị trung bình theo thời gian có thể được đưa ra dưới dạng (Longuet Higgins 1970):

$$\overline{\tau_{xy}} = \rho \overline{\varepsilon_f} \frac{\partial \overline{v}}{\partial x} \quad (3.28)$$

Trong đó: $\overline{\varepsilon_f} = 0,1 \div 1 \text{ m}^2/\text{s}$ - hệ số xáo trộn chất lỏng trung bình theo độ sâu.

Thành phần ứng suất ma sát đáy thông thường thể hiện như sau:

$$\tau_{b,y} = \alpha_1 \rho \sqrt{f_c f_w} \hat{U}_\delta \overline{v} \quad (3.29)$$

Trong đó:

f_c - hệ số ma sát liên quan đến dòng chảy, f_w - hệ số ma sát liên quan đến sóng, $\hat{U}_\delta = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{g}{d}} H$ - giá trị cực đại của vận tốc quỹ đạo sát đáy trong nước nông, \overline{v} - vận tốc trung bình theo độ sâu, $\alpha_1 = \text{const}$ (theo Bijker (1986) $\alpha_1 \approx 0,15$).

Thay phương trình (3.27), (3.28), (3.29) vào phương trình (3.23) cho ta:

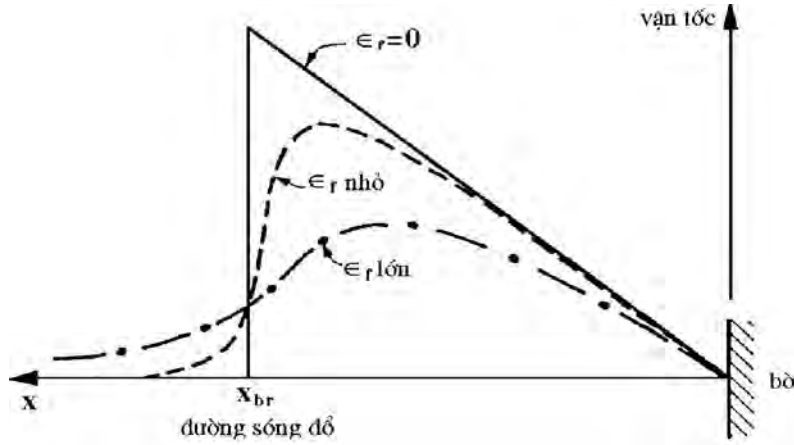
$$\frac{5}{16} \rho \gamma^2 (gd)^{1.5} \frac{d(d)}{dx} \frac{\sin \theta_{br}}{C_{br}} + \alpha_1 \rho \sqrt{f_c f_w} \hat{U}_\delta \overline{v} - \frac{d}{dx} (\rho d \overline{\varepsilon_f} \frac{d\overline{v}}{dx}) = 0. \quad (3.30)$$

Vận tốc \overline{v} có thể xác định bằng phương pháp số khi biết những biến sau: điều kiện sóng (H_{br} , C_{br} , θ_{br} , γ), các hệ số ma sát (f_c , f_w), hệ số xáo trộn ($\overline{\varepsilon_f}$) và địa hình đáy cục bộ (d và $d(d)/dx$).

Phụ thuộc vào giá trị hệ số xáo trộn ($\bar{\varepsilon}_f$), phân bố vận tốc theo bề rộng vùng sóng đổ sẽ có đỉnh nhọn hoặc tròn (hình 3.5).

Bỏ qua thành phần trao đổi rối ngang, ngang phương trình (3.30) có dạng đơn giản sau:

$$\frac{5}{16} \rho \gamma^2 (gd)^{1,5} \frac{d(d) \sin \theta_{br}}{dx c_{br}} = \alpha_1 \rho \sqrt{f_c f_w} \hat{U}_\delta \bar{v}. \quad (3.31)$$



Hình 3.5 Phân bố dòng chảy dọc bờ trong vùng sóng đổ

Thay $\hat{U}_\delta = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{g}{d}} H$ và $c_{br} = (gd)^{0,5}$ và $H = \gamma d$ ta có:

$$\bar{v} = \frac{\alpha_2 \gamma \sqrt{g} \sin \theta_{br}}{f_c f_w d_{br}} d \frac{d(d)}{dx}. \quad (3.32)$$

Cho rằng đáy biển phẳng dốc ($d(d)/dx = \tan \beta = \text{const}$) và các hệ số ma sát (f_c và f_w) không đổi, phương trình (3.32) thể hiện phân bố vận tốc dòng chảy dọc bờ tuyến tính theo bề rộng của vùng sóng đổ.

Vận tốc dòng chảy tại vị trí chính giữa vùng sóng đổ có thể nhận được gần đúng theo $\bar{d} = 0,5 d_{br}$, cho ta:

$$\bar{v} = \alpha_3 \tan \beta \sqrt{g d_{br}} \sin \theta_{br}. \quad (3.33)$$

Áp dụng $d_{br} = H_{br}/\gamma$, phương trình (3.33) cũng có thể biểu thị như sau:

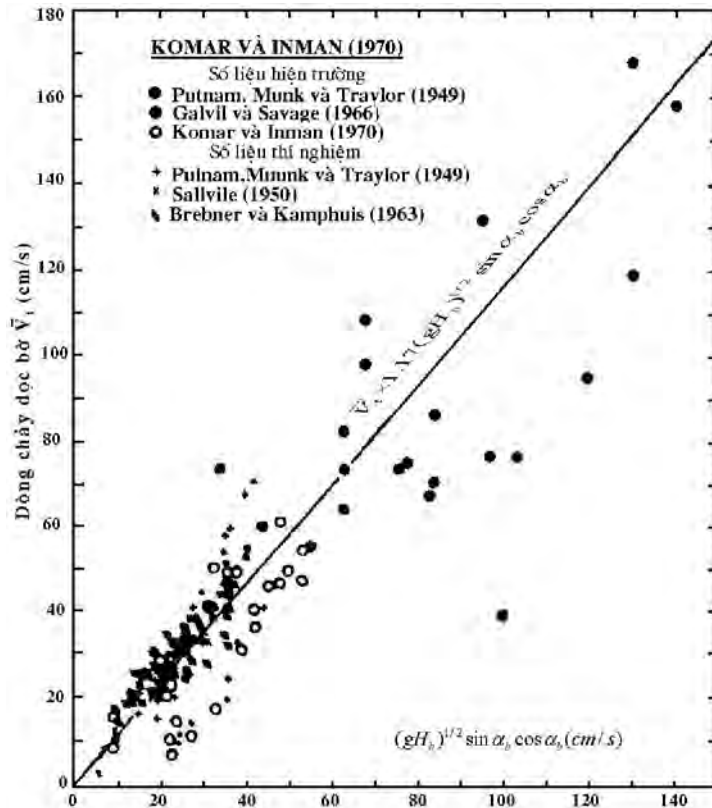
$$\bar{v} = \alpha_4 \tan \beta \sqrt{g H_{br}} \sin \theta_{br} \quad (3.34)$$

Trong đó: $\tan \beta$ - độ dốc đáy trong vùng sóng đổ, d_{br} - độ sâu nước tại đường sóng đổ, H_{br} - độ cao sóng tại đường sóng đổ, θ_{br} - góc giữa tia sóng và trục hoành (vuông góc với bờ) tại đường sóng đổ, α_4 - const.

Komar (1979) đã phân tích dữ liệu dòng chảy trong máng thí nghiệm và tại hiện trường nhưng không thấy ảnh hưởng của độ dốc đáy ($\tan \beta$) lên vận tốc dòng chảy. Ông đưa vào hệ số $\cos \theta_{br}$ và đề xuất:

$$\bar{v} = 1,17 \sqrt{g H_{br}} \sin \theta_{br} \cos \theta_{br}. \quad (3.35)$$

Tính xác đáng khi đưa hệ số $\cos\theta_{br}$ vào phương trình (3.35) không hoàn toàn rõ ràng vì $\cos\theta_{br} \approx 1$ trong vùng sóng đổ do khúc xạ sóng. Dòng chảy dọc bờ thường có giá trị từ 0,5 đến 1 m /s. Những giá trị lớn hơn là ngoại lệ và có thể một phần phát sinh bởi dòng chảy gió. Khoảng cách dọc bờ cần thiết để một dòng chảy dọc bờ nhất định phát triển hoàn toàn là từ 5 tới 10 lần bề rộng khu vực sóng đổ. Hình 3.6 đưa ra các kết quả so sánh tốc độ dòng chảy dọc bờ đo đạc và tính toán [3].



Hình 3.6 So sánh vận tốc dòng chảy đo đạc và tính toán dọc bờ theo Komar (1979)

3.4.4 Các hiện tượng ảnh hưởng đến dòng chảy dọc bờ

- dòng chảy do gió dọc bờ có vận tốc trung bình độ sâu xấp xỉ $\bar{v}_w = 0,02 W_{10,y}$ với $W_{10,y}$ là thành phần vận tốc gió dọc bờ tại độ cao 10 m trên mặt nước. Hubertz (1986) cho thấy với những điều kiện sóng tương tự, vận tốc dòng chảy dọc bờ ba lần lớn hơn đối với những vận tốc gió cao cũng như với những vận tốc gió thấp (thí nghiệm DUCK 1982, Hoa Kỳ),
- sóng đổ do sự có mặt của sóng ngẫu nhiên, mà có nghĩa rằng sóng đổ xảy ra tại nhiều vị trí trong vùng sóng đổ, cho ta một phân bố đồng đều hơn của vận tốc dòng chảy trên vùng sóng đổ,
- những biến đổi dọc bờ của mực nước trung bình (nước dâng và nước rút) tạo ra những gradient áp suất dọc bờ có ảnh hưởng đến vận tốc dòng chảy,
- sự có mặt những doi cát và vùng trũng tạo ra một luồng dọc bờ với phân bố vận tốc đồng nhất hơn (so với phân bố tuyến tính của phương trình (3.32) đối với một đáy phẳng dốc).

3.5. LỚP BIÊN SÓNG

3.5.1 Bề dày lớp biên

Lớp biên sóng là một lớp mỏng quá độ hình thành giữa đáy và lớp trên với dòng chảy nhiễu động không quay. Bề dày δ_w lớp này mỏng (0.01 đến 0.1 m) trong sóng chu kỳ ngắn ($T \approx 10$ s) bởi vì dòng chảy đảo ngược trước khi lớp này có thể tăng trưởng theo hướng đứng. Bề dày lớp biên (δ_w) có thể định nghĩa là khoảng cách nhỏ nhất giữa đáy và tới một độ cao, tại đó vận tốc bằng giá trị lớn nhất của vận tốc dòng tự do (\hat{U}_δ). Trong dòng phân tầng bề dày lớp biên sóng là:

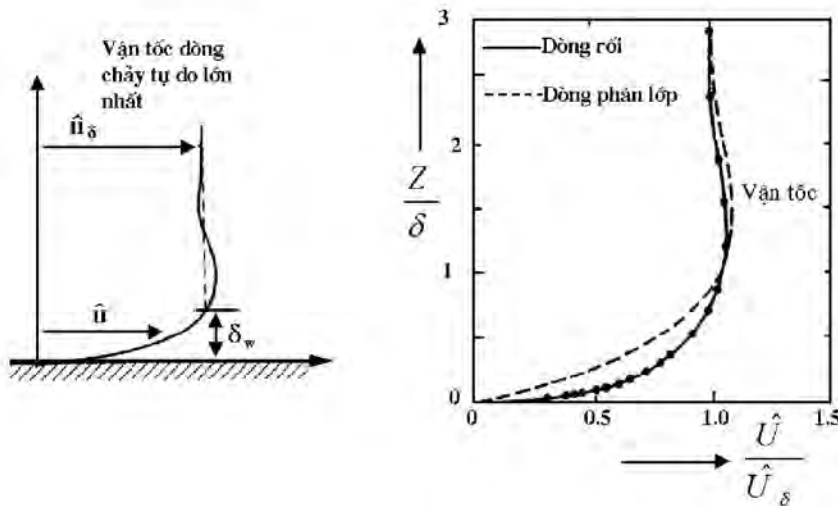
$$\delta_w = \frac{2\pi}{\beta} \quad (3.36)$$

Trong đó: $\beta = (\omega/2\nu)^{0.5}$ - quy mô độ dài Stokes, $\omega = 2\pi/T$ - tần số góc.

Trong trường hợp dòng rối (1976) Jonssen và Carlsen đề xuất:

$$\frac{\delta_w}{A_\delta} = 0,072 \left(\frac{\hat{A}_\delta}{k_s} \right)^{-0,25} \text{ đối với } 10 < \frac{\hat{A}_\delta}{k_s} < 1000 \quad (3.37)$$

Trong đó: δ_w - bề dày lớp biên sóng, \hat{A}_δ - giá trị lớn nhất của quỹ đạo ngay ngoài lớp biên, k_s - độ cao nhám đáy Nikuradse.



Hình 3.7 Phân bố vận tốc trong lớp biên sóng

Phương trình (3.37) dựa trên nghiên cứu thí nghiệm và lý thuyết nhờ sử dụng những phần tử nhám nhân tạo trong một tuynen sóng thí nghiệm. Mặc dầu lớp biên sóng khá nhỏ, ứng suất trượt phát sinh và cường độ rối khá lớn và đóng vai trò quan trọng đối với những quá trình vận chuyển trầm tích.

3.5.2. Phân bố vận tốc trong lớp biên sóng

Những phương trình động lượng cơ bản và điều kiện biên mô tả vận tốc ngang bên trong lớp biên:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_\delta}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau}{\partial z} = 0 \quad (3.38)$$

$$\frac{\partial U_\delta}{\partial t} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_\delta}{\partial x} = 0 \quad (3.39)$$

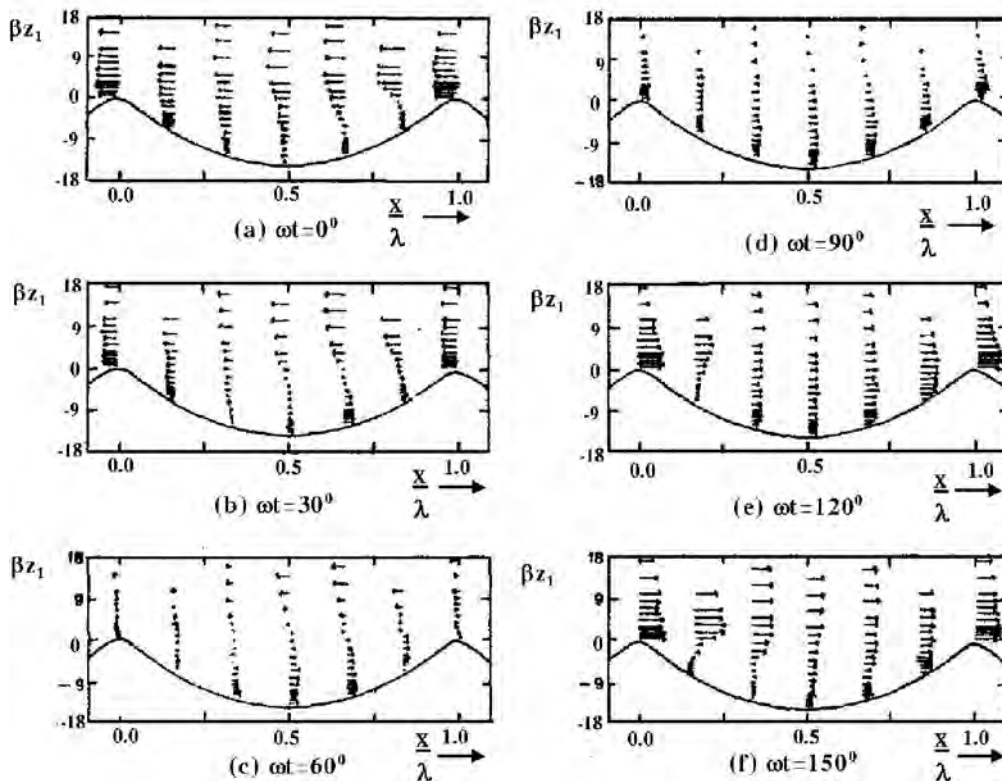
với: $U = 0$ tại $z = 0$
 $U = U_\delta = \hat{U}_\delta \sin \omega t$ tại $z = \delta_w$.

Thay phương trình (3.39) vào phương trình (3.38) cho ta:

$$\frac{\partial(U - U_\delta)}{\partial t} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau}{\partial z} = 0. \quad (3.40)$$

Phương trình (3.40) có thể giải bằng phương pháp giải tích đối với dòng phân tầng ($\tau = \rho \nu \partial u / \partial z$) và bằng phương pháp số đối với dòng rối ($\tau = \rho \epsilon \partial u / \partial z$). Cách tiếp cận đưa ra ở trên chỉ hợp lệ cho đáy phẳng.

Những ví dụ phân bố vận tốc khi dòng chảy lớn nhất đối với trường hợp rối và phân tầng được cho trong hình 3.7. Sự khác nhau cơ bản là hiệu ứng xáo trộn thẳng đứng trong dòng rối cho ta phân bố đồng nhất hơn. Dòng rối là trường hợp thú vị nhất đối với những quá trình vận chuyển trầm tích, bởi vì dòng chảy sẽ rối trong trường hợp đáy gợn sóng và trong trường hợp đáy phẳng có dòng mỏng sát đáy, cả hai đều là những chế độ vận chuyển trầm tích quan trọng.



Hình 3.7 Vận tốc tức thời trên gợn cát ($\lambda =$ độ dài gợn sóng, $z_1 =$ tọa độ thẳng đứng), DuToit, 1982

Một vài nghiên cứu thực nghiệm đã được thực hiện trong những tuynen sóng để đo vận tốc trên những đáy gợn sóng. Những thí nghiệm nhiều thông tin nhất được thực hiện bởi DuTolt và Sleath (1981). Hình 3.7 cho thấy thành phần vận tốc ngang trên một gợn cát trong nửa chu kỳ.

Những đặc tính quan trọng như sau:

- dòng tự do chuyển động với vận tốc lớn nhất từ phải sang trái và một xoáy để nhận thấy lấp đầy hầu hết nửa chân sóng trên phía thượng lưu gợn sóng,
- xoáy tăng kích thước khi dòng tự do giảm,
- xoáy hầu như lấp đầy toàn bộ chân sóng,
- dòng tự do đảo hướng, xoáy bật qua đỉnh và chất lỏng dâng mạnh (quét qua chân sóng và tràn lên đỉnh),
- dòng bắt đầu tách ra tại đỉnh và một xoáy mới bắt đầu hình thành,
- một tia (liên quan đến việc tách ra) bắn ra trên chân sóng và hầu như đạt đến chân sóng.

3.5.3. Ứng suất trượt và ma sát tại đáy

Sóng chịu lực ma sát tại đáy trong thời gian lan truyền. Ứng suất trượt tại đáy, quan trọng đối với sự tắt dần sóng và cuốn theo trầm tích, liên quan đến hệ số ma sát bằng (dòng rối):

$$\tau_{b,w} = \frac{1}{2} \rho f_w U_\delta^2 \quad (3.41)$$

Trong đó:

$\tau_{b,w}$ - ứng suất trượt tức thời tại đáy, f_w - hệ số ma sát (không đổi trong chu trình sóng), U_δ - vận tốc chất lỏng tức thời ngay ngoài lớp biên, ρ - mật độ chất lỏng.

Ứng suất trượt tại đáy trung bình thời gian (một nửa chu trình sóng):

$$\bar{\tau}_{b,w} = \frac{1}{4} \rho f_w \hat{U}_\delta^2. \quad (3.42)$$

Trong phạm vi phân tầng hệ số ma sát có thể xác định bằng giải tích từ phương trình chuyển động đối với dòng chảy lớp biên, theo Jonsson (1966):

$$f_w = \frac{2}{\sqrt{\frac{\hat{U}_\delta \hat{A}_\delta}{\nu}}}. \quad (3.43)$$

Trong chế độ trơn thủy lực Jonsson (1966) đề xuất:

$$\frac{0,25}{\sqrt{f_w}} + 2 \log \frac{0,25}{\sqrt{f_w}} = -1,55 + \log \frac{\hat{U}_\delta \hat{A}_\delta}{\nu}. \quad (3.44)$$

Có thể xấp xỉ bằng:

$$f_w = 0,09 \left(\frac{\hat{U}_\delta \hat{A}_\delta}{\nu} \right)^{0,2}. \quad (3.45)$$

Trong chế độ nhám thủy lực với gợn sóng và điều kiện dòng mỏng sát đáy Jonsson (1966) đề xuất:

$$\frac{0,25}{\sqrt{f_w}} + 2 \log \frac{0,25}{\sqrt{f_w}} = -0,08 + \log \frac{\hat{A}_\delta}{k_s} \quad (3.46)$$

với: $f_{w,max} = 0,3$ đối với $\frac{\hat{A}_\delta}{k_s} \leq 1,57$.

Phương trình (3.46) có thể xấp xỉ bằng:

$$f_w = \exp(-6 + 5,2(\frac{\hat{A}_\delta}{k_s})^{0,19}) \quad (3.47)$$

với $f_{w,max} = 0,3$ đối với $\frac{\hat{A}_\delta}{k_s} \leq 1,57$.

Ví dụ:

- Cho: $H = 2$ m, $T = 7$ sec, $h = 5$ m, $L = 45$ m, $k_s = 0,1$ m

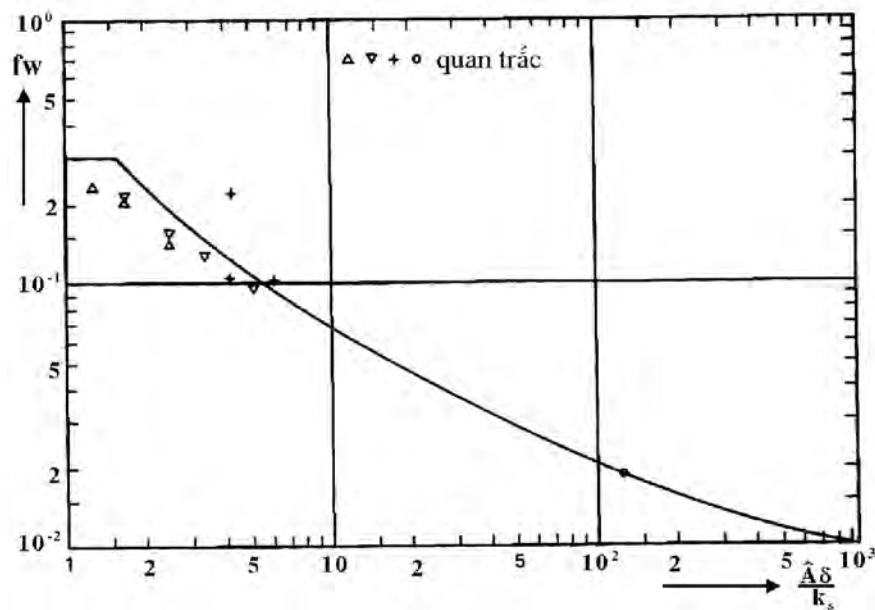
- Tính toán: ứng suất trượt tại đáy trung bình thời gian

- Lời giải:

$$\hat{U}_\delta = \frac{\omega H}{2 \sinh kh} = 1,19 \text{ m/s}, \quad \hat{A}_\delta = \frac{H}{2 \sinh kh} = \frac{\hat{U}_\delta}{\omega} = 1,32 \text{ m/s}$$

$$f_w = \exp(-6 + 5,2(\frac{\hat{A}_\delta}{k_s})^{0,19}) = 0,06 \text{ và } \bar{\tau}_{b,w} = \frac{1}{4} \rho f_w \hat{U}_\delta^2 = 250 \times 0,06 \times 1^2 = 15 \text{ N/m}^2$$

Giá trị này lớn hơn ứng suất trượt tại đáy trong dòng chảy với $\bar{u} = 1$ m/s và $h = 5$ m, cho thấy $\bar{\tau}_{b,c} = \rho g \bar{u}^2 / C^2 = 4 \text{ N/m}^2$.



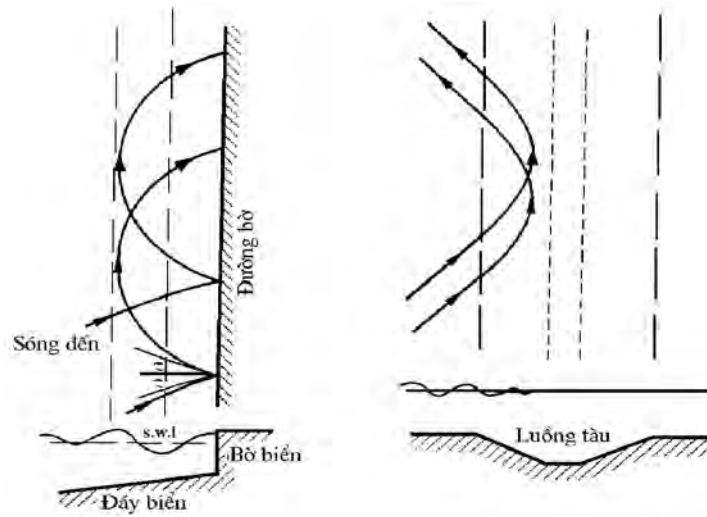
Hình 3.9 Hệ số ma sát trong chế độ nhám thủy lực

3.6 SÓNG DÀI VÙNG VEN BỜ

3.6.1 Bẫy sóng

Khi tiếp cận một luồng tàu (có độ sâu nước lớn hơn) dưới một góc nhỏ, sóng có thể bị bẫy trong luồng bởi vì những tia sóng có xu hướng song song với những đường đẳng sâu trong trường hợp độ sâu tăng theo hướng sóng và chúng bị khúc xạ trở lại khi không thể cắt một đường đẳng sâu nhất định (xem hình 3.10).

Hiện tượng tương tự có thể xuất hiện gần đường bờ, nơi sóng bị phản xạ. Sóng phản xạ bị bẫy khi bị khúc xạ trở lại đường bờ. Độ cao sóng gần đường bờ sẽ tăng lên do hiệu ứng bẫy năng lượng sóng và do năng lượng mới từ ngoài khơi đi vào.



Hình 3.10 Bẫy sóng

3.6.2 Sóng rìa

Sóng rìa là những dao động lan truyền dọc theo hướng dọc bờ biển, khi hiệu ứng khúc xạ ngăn cản chúng chạy ra phía biển (bẫy sóng). Nó có xu hướng tập trung năng lượng sóng về phía đường bờ. Phương trình mô tả sóng rìa là:

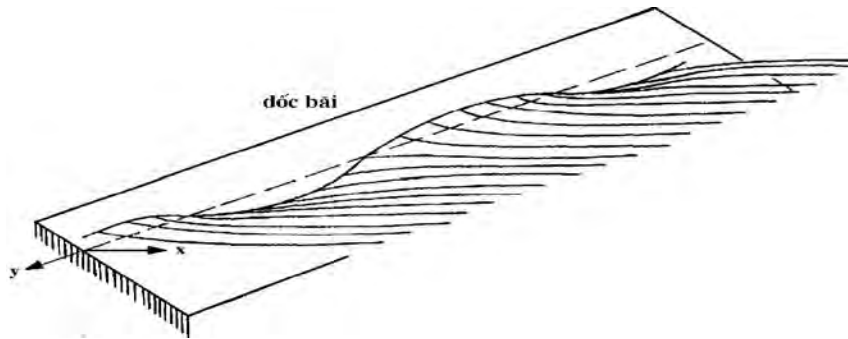
$$\eta_{x,y,t} = \frac{H}{2} e^{-kx} \cos(\omega t - ky) \quad (3.46)$$

Trong đó:

x - tọa độ vuông góc với bờ, y - tọa độ song song với bờ, $k = 2\pi/L$ - số sóng.

Hình 3.11 cho thấy kiểu sóng rìa đơn giản nhất trong số các kiểu. Sự phát sinh sóng rìa còn khó hiểu. Chúng có thể phát sinh bởi sóng dài đến xiên một góc bị bẫy, hoặc bởi những tương tác dưới điều hoà của sóng đến có tần số thấp. Sóng rìa thường quan sát được nhiều nhất dọc theo những bãi dốc gây phản xạ. Sóng rìa đứng cũng có thể phát sinh trong trường hợp hai sóng rìa lan truyền ngược nhau. Chu kỳ sóng rìa dọc theo một bãi dốc nghiêng lớn khoảng 2 lần sóng đến, trong khi trong trường hợp bãi biển dốc nhẹ chu kỳ sóng rìa khoảng 10 lần chu kỳ sóng đến. Sóng rìa có thể có tầm quan trọng rất lớn

đến sự phát sinh dòng gián đoạn (dòng chảy cục bộ hướng ra biển) do sự tương tác của sóng rìa và sóng lừng đang tiến đến.



Hình 3.11 Sóng rìa

Chương 4

LÝ THUYẾT PHỔ SÓNG ÁP DỤNG CHO VÙNG VEN BỜ

4.1 PHỔ SÓNG TRONG VÙNG BIỂN CÓ ĐỘ SÂU GIỚI HẠN

4.1.1 Các phổ tần dạng tham số

a, Phổ tần vùng nước sâu

Dạng của phổ sóng gió thay đổi rất mạnh phụ thuộc vào địa hình của vùng biển, thời gian và đà gió, vào trạng thái phát triển của trường sóng và sự tồn tại của các hệ sóng (sóng gió, sóng lừng) tại khu vực nghiên cứu. Tuy nhiên, dạng của phổ sóng không phải tùy ý mà tuân theo các đặc trưng cơ bản, tương ứng với sự phân bố năng lượng sóng. Dựa trên cơ sở này đã phát triển phương pháp nghiên cứu phổ sóng theo các dạng phổ tổng quát và các tham số phổ. Một trong các đặc trưng cơ bản đó có liên quan đến giới hạn phía trên của mật độ phổ, tương ứng với điều kiện tạo sóng cho trước. Khi phổ sóng đạt đến trạng thái bão hoà này, năng lượng tiếp tục truyền từ gió cho sóng sẽ bị tiêu tán do sóng đổ hoặc bởi sự truyền năng lượng từ dải tần số này sang dải tần số khác. Phillips (1977) đã phát hiện ra trạng thái bão hoà này trong phổ sóng. Từ phân tích thứ nguyên, đã nhận được công thức sau đây đối với mật độ phổ sóng trong dải tần số lớn hơn tần số đỉnh phổ ω_p .

$$S(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} \quad \text{với } \omega \gg \omega_p \quad (4.1)$$

với: α - là hằng số không thứ nguyên ($\alpha = 8.1 \cdot 10^{-3}$).

Theo Kitaigorodski (1970), hằng số α trong thực tế là hàm của đà sóng không thứ nguyên. Các nghiên cứu của Phillips sau đó (1985) đã đưa ra biểu thức chính xác hoá (4.1) với dải tần số cao (gọi là đuôi phổ sóng) ở dạng (ω^4) nhưng chỉ áp dụng cho vùng nước sâu.

Phổ sóng tổng quát cho toàn dải tần có dạng

$$S(\omega) = g^2 \omega^{-5} f\left(\frac{\omega}{\omega_p}\right) \quad (4.2)$$

Nếu $\omega/\omega_p \gg 1.0$ thì $f \rightarrow \alpha$ trong (4.1). Dạng hiện của hàm f thường được đưa ra dựa vào các nghiên cứu thực nghiệm. Theo các kết quả nghiên cứu ở miền Bắc Đại Tây Dương, Pierson và Moskowitz (1964) đã đưa ra phổ sóng đại diện cho sóng gió phát triển hoàn toàn (gọi tắt là phổ PM) dưới dạng:

$$S(f) = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4 f^5} \exp\left[-0.24 \left(\frac{2\pi f}{g}\right)^{-4}\right] \quad (4.3)$$

Chương trình đo đặc trường sóng JONSWAP đã được tiến hành vào các năm 1968, 1969 tại vùng biển Bắc (Hasselmann, 1973). Dựa vào các kết quả của chương trình này đã đưa ra phổ sóng JONSWAP ứng với sóng gió có đà giới hạn (sóng ổn định):

$$S(f) = \frac{\alpha_1 g^2}{(2\pi)^4 f^5} \exp \left[-1.25 \left(\frac{f}{f_p} \right)^4 \right] \gamma^r \quad (4.4)$$

với:

$$r = \exp \left[-\frac{(f - f_p)^2}{2\sigma^2 f_p^2} \right] \quad (4.5)$$

Dạng phổ này gồm bốn tham số α_1 , γ , f_p , σ , với:

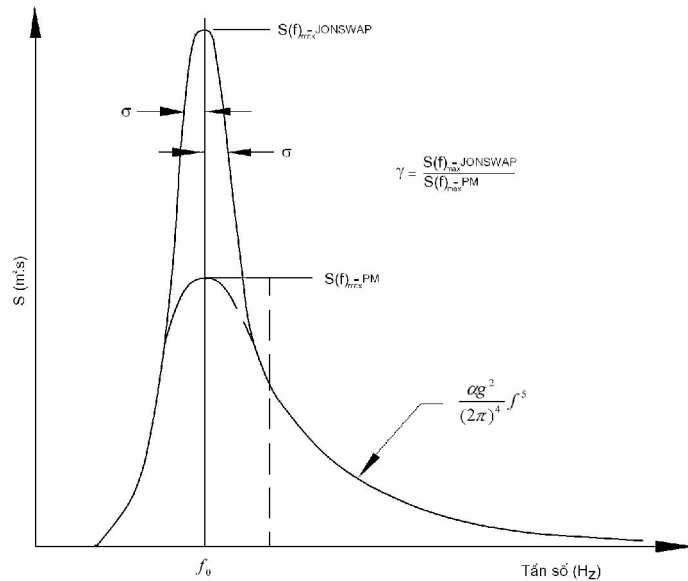
$$f_p = 3.5 \left[\frac{g^2 F}{U_{10}^3} \right]^{-0.33} \quad (4.6)$$

$$\alpha_1 = 0.076 \left[\frac{gF}{U_{10}^2} \right]^{-0.22} \quad (4.7)$$

$$1 \leq \gamma \leq 7$$

$$\sigma = 0.07 \text{ khi } f \leq f_p \text{ và } \sigma = 0.09 \text{ khi } f > f_p$$

Trong đó α_1 là hệ số tỷ lệ, γ là hệ số kích động đỉnh phổ, f_p là tần số đỉnh phổ, U_{10} là tốc độ gió đo tại 10m trên mặt biển và F là đà sóng.



Hình 4.1 So sánh giữa phổ JONSWAP và phổ PM

b, Phổ tần vùng ven bờ

Đối với sóng trong vùng biển có độ sâu giới hạn, Kitaigorodski (1975) đã phát triển cơ sở lý luận dải phổ bão hoà của Phillips cho các độ sâu biển khác nhau:

$$S(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} r(\omega^*) \quad (4.8)$$

với:

$$r(\omega^*) = \frac{1}{f^2(\omega^*)} \left\{ 1 + \frac{2\omega^{*2} f(\omega^*)}{\sinh[2\omega^{*2} f(\omega^*)]} \right\}^{-1} \quad (4.9)$$

$$\omega^* = \omega \sqrt{\frac{d}{g}}; \quad f(\omega^*) = \tanh^{-1}[k(\omega^*)d] \quad (4.10)$$

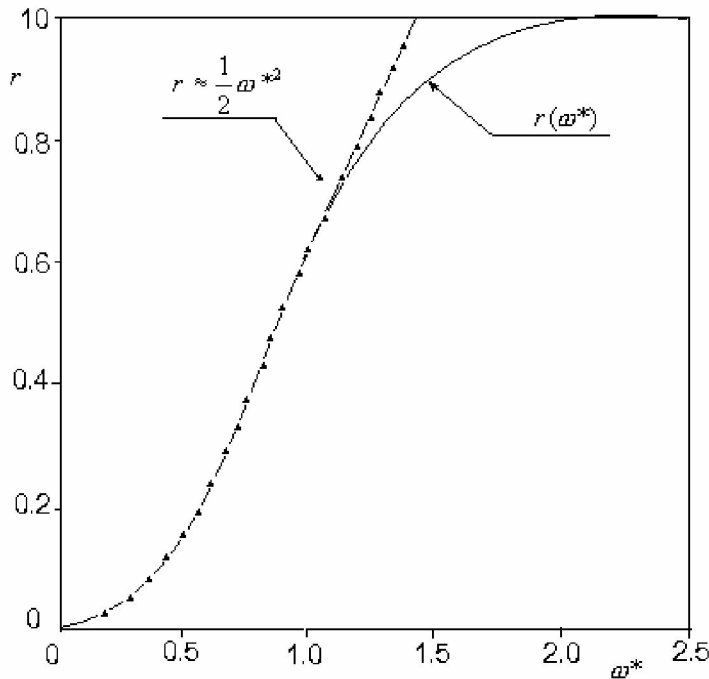
Hàm $r(\omega^*)$ được vẽ tại hình 4.1. Có thể kiểm chứng dễ dàng rằng $r(\omega^*) \rightarrow 1$ khi $d \rightarrow \infty$ có nghĩa là biểu thức (4.8) trùng với (4.1) - phổ sóng tại vùng nước sâu.

Trong trường hợp giới hạn khác thì $d \rightarrow 0$ hàm $r(\omega^*) \rightarrow 1/2 \omega^{*2}$ và biểu thức (4.8) có dạng:

$$S(\omega) = \frac{1}{2} \alpha g d \omega^{-3} \quad (4.11)$$

Các số liệu đo đạc thực nghiệm cho thấy đối với vùng nước nông số mũ của tần số có thể thay đổi trong giới hạn (-5, -3). Bouws (1985) cho rằng gần đúng bậc một của phổ sóng vùng nước có độ sâu hạn chế có thể nhận được bằng cách đưa tham số $r(\omega^*)$ vào phổ JONSWAP - $S_j(\omega)$:

$$S(\omega, d) = S_j(\omega) r(\omega^*) \quad (4.12)$$



Hình 4.1 Hàm $r(\omega^*)$

Dựa vào số liệu thực nghiệm của các cơn bão TEXEL, MARSEN và ARLOE, (1985) đã nhận được dạng cụ thể của phổ sóng (4.12), phổ TMA.

$$S(f) = \frac{\alpha_1 g^2}{(2\pi)^4 f^5} \exp \left[-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_p} \right)^{-4} \right] \gamma^a \cdot \lambda(f, d) \quad (4.13)$$

với: $\lambda(f,d)$ là hàm biểu thị tác động của độ sâu.

$$\lambda(f, d) = [R(\omega_d)]^{-2} \left\{ 1 + \frac{2\omega_d^2 R(\omega_d)}{\sinh[2\omega_d^2 R(\omega_d)][2\omega_d^2 R(\omega_d)]} \right\}^{-1} \quad (4.14)$$

Tần số $\omega_d = 2\pi f \sqrt{(d/g)}$ và hàm $R(\omega_d)$ nhận được từ giải biểu thức phân tán (4.16) bằng phương pháp lặp.

$$R(\omega_d) \tanh[\omega_d^2 R(\omega_d)] = 1 \quad (4.15)$$

Hàm α_1 phụ thuộc vào tốc độ gió và đà sóng, tính theo (4.7). Phổ TMA được sử dụng để tính trường sóng vùng ven bờ theo phương pháp phổ STWAVE (chương 5).

4.1.2 Phổ hai chiều, hàm phân bố góc của phổ sóng

a. Phổ hai chiều, các dạng hàm phân bố góc

Phổ hai chiều của sóng biển $S(\omega, \theta)$ biểu thị sự phân bố của năng lượng sóng theo các tần số và hướng truyền sóng. Một tính chất quan trọng của phổ hai chiều là có thể tính toán được dưới sự biểu diễn gần đúng tuyến tính tích của phổ tần $s(\omega)$ và hàm phân bố góc $D(\theta)$.

Với tính toán gần đúng tuyến tính, phổ hai chiều của trường sóng có thể được biểu diễn dưới dạng tích của phổ tần và hàm phân bố góc.

$$S(\omega, \theta) = S(\omega)D(\theta) \quad (4.16)$$

Hàm phân bố góc biểu thị phân bố năng lượng của trường sóng không đều hoà theo các hướng. Hàm phân bố góc có thể xác định theo hướng truyền chính của trường sóng θ_p và độ lệch chuẩn của hàm phân bố này. Độ lệch này được viết dưới dạng:

$$\sigma_\theta^2 = \int_{\theta_p - \pi/2}^{\theta_p + \pi/2} D(\theta) (\theta - \theta_p)^2 d\theta \quad (4.17)$$

Một loạt các dạng tham số của hàm phân bố góc được sử dụng để tính phổ hai chiều của sóng biển từ phổ tần, như hàm cosin lũy thừa, hàm hình tròn chuẩn, hàm phân bố chuẩn bao.

- *Hàm phân bố góc dạng cosin lũy thừa:*

Hàm này là dạng cải tiến của hàm phân bố góc cosin lũy thừa bậc 2 được St. Denis và Pierson đưa ra năm 1953, nó có dạng:

$$D(\theta) = \frac{\Gamma(s+1)}{\sqrt{\pi} \Gamma(s+1/2)} \cos^{2s}(\theta - \theta_p) \quad \text{với } |\theta - \theta_p| < \pi/2 \quad (4.18)$$

với: Γ - hàm gama.

S - tham số chỉ mức độ phân tán theo góc, nếu $s \rightarrow \infty$ biểu thị trường sóng vô hướng.

- *Hàm phân bố góc dạng hình tròn chuẩn:*

Hàm phân bố góc loại này được Borgman đưa ra năm 1969 dưới dạng:

$$D(\theta) = \frac{1}{2\pi I_0(a)} \exp[a \cos(\theta - \theta_p)] \quad (4.19)$$

với: I_0 - hàm Bessel cải tiến dạng thứ nhất,

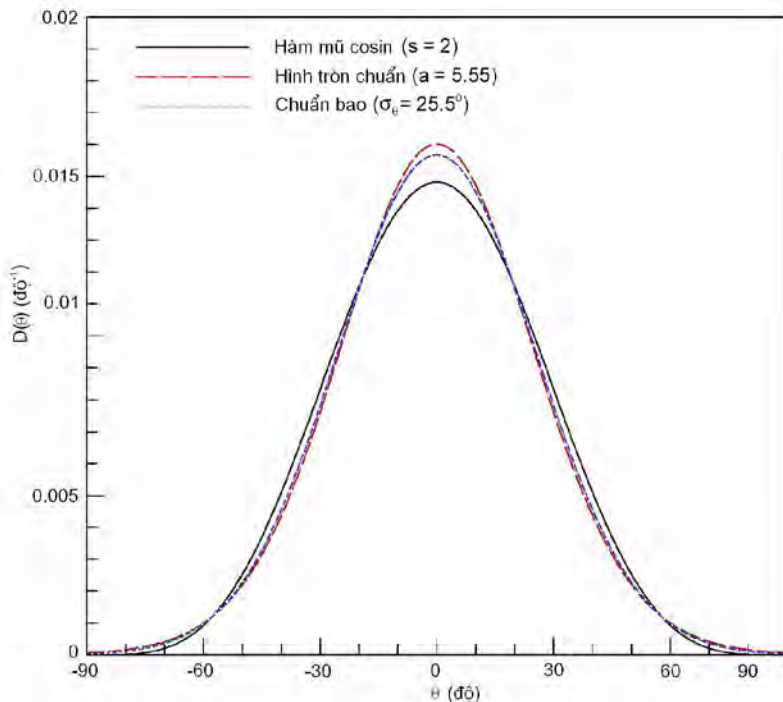
A - tham số biểu thị mức độ phân tán góc, nếu $a \rightarrow \infty$ biểu thị trường sóng vô hướng.

- Hàm phân bố góc dạng chuẩn bao

Hàm phân bố góc loại này được Mardia đưa ra năm 1969 dưới dạng:

$$D(\theta) = \frac{1}{2\pi} + \frac{1}{\pi} \sum_{j=1}^N \exp\left[-\frac{1}{2}(j\sigma_\theta)^2\right] \cos[j(\theta - \theta_p)] \quad (4.20)$$

Hình 4.3 đưa ra kết quả so sánh 3 dạng hàm phân bố góc nêu trên ứng với độ lệch chuẩn σ_θ là 22.5 độ. Các tham số phân tán tương ứng là $s=2$ đối với dạng hàm phân bố góc dạng cosin lũy thừa và $a=5.55$ đối với dạng hàm phân bố góc hình tròn chuẩn. 30 thành phần ($N=30$) được sử dụng để tính hàm phân bố góc dạng chuẩn bao. Các hàm phân bố góc dạng hình tròn chuẩn và chuẩn bao hơi hẹp hơn so với hàm phân bố góc dạng cosin lũy thừa nhưng sai lệch nhau rất ít.



Hình 4.3 kết quả so sánh 3 dạng hàm phân bố góc

b. Tạo phổ hai chiều vùng ven bờ TMA

Công thức (4.13) cho ta phổ tần TMA của trường sóng. Muốn tính toán trường sóng lan truyền vào vùng ven bờ theo phương pháp phổ chúng ta phải tạo phổ hai chiều sử dụng phổ tần và hàm phân bố góc. Trong mô hình tính sóng STWAVE sử dụng hàm phân bố góc dạng cosin lũy thừa hoặc chuẩn bao. Các bước tạo phổ với hàm phân bố góc dạng cosin lũy thừa thực hiện như sau:

- Tạo phổ tần TMA với độ sâu d và tần số đỉnh phổ f_p :

$$S(f, d) = \frac{\alpha_1 g^2}{(2\pi)^4 f^5} \Phi_1(f, d) \Phi_2(f / f_p) \Phi_3(f, f_p, \gamma, \sigma_a, \sigma_b)$$

$$\Phi_1(f, d) = \frac{k(f, d)^{-3} \frac{\partial k(f, d)}{\partial f}}{k(f, \infty)^{-3} \frac{\partial k(f, \infty)}{\partial f}}$$

$$\Phi_2(f / f_p) = \exp[-5/4(f / f_p)]^{-4}$$

$$\Phi_3(f, f_p, \gamma, \sigma_a, \sigma_b) = \exp[\ln(\gamma) \exp(-(f - f_p)^2 / 2\sigma^2 f_p^2)]$$

$$\sigma = \sigma_a, f_p \geq f$$

$$\sigma = \sigma_b, f_p < f$$

với: k – là số sóng ứng với độ sâu và tần số cụ thể,

Các hằng số không đổi là: $\gamma = 2$; $\alpha = 0.014$; $\sigma_a = 0.07$; $\sigma_b = 0.09$.

- *Tạo phổ hai chiều sử dụng hàm phân bố góc cosin lũy thừa:*

$$S(f, d, \theta) = S(f, d)D(\theta)$$

$$D(\theta) = \sum_i w_i \cos^{2s_i} \left(\frac{\theta - \theta_i}{2} \right)$$

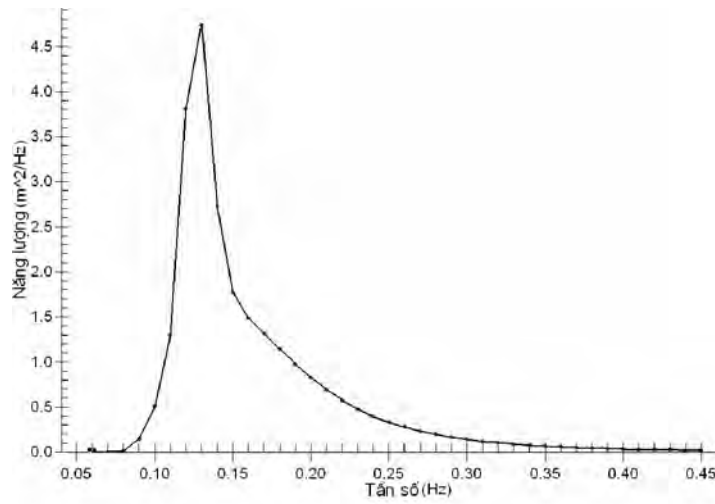
với: θ_i – là hướng chính của mỗi hình thể hướng,

w – là hệ số trọng lượng cho mỗi hình thể sao cho:

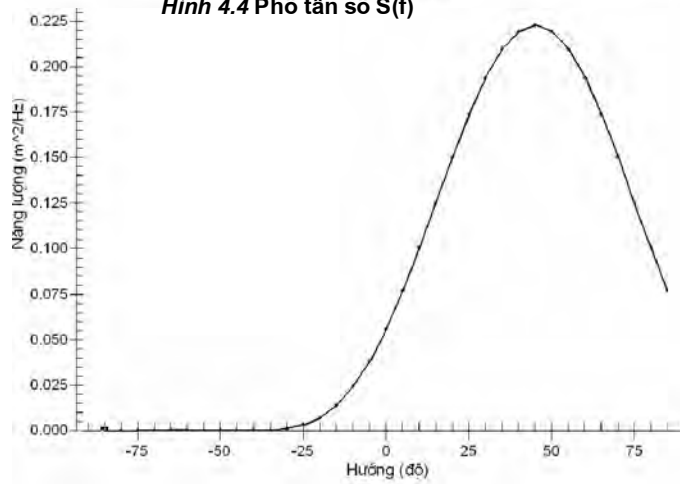
$$\int D(\theta) d\theta = 1$$

+ *Ví dụ tạo phổ TMA:*

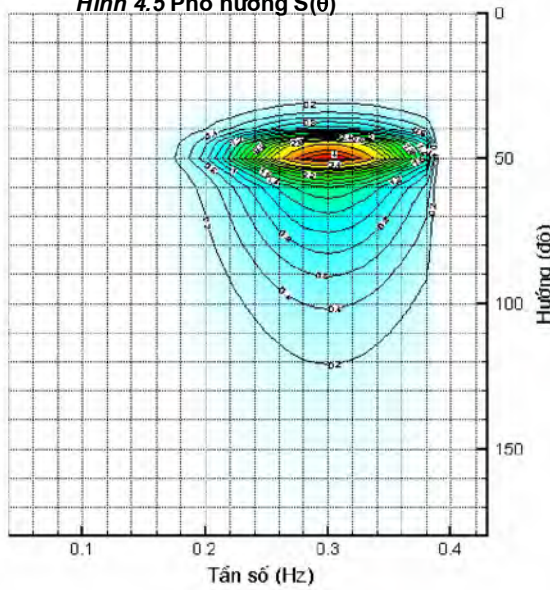
Xét một vùng tính sóng có hướng đường bờ theo trục bắc nam, biên ngoài của vùng tính tại độ sâu 15m. Tạo phổ TMA với sóng có độ cao $H_s=2.0m$, truyền từ bờ vào tạo thành một góc 45 độ so với trục vuông góc với đường bờ (sóng khởi điểm truyền theo hướng đông bắc). Các kết quả tạo phổ với dải tần số từ 0.01Hz đến 0.43Hz và bước tính theo tần số là 0.01Hz (gồm 40 thành phần phổ tần) và kết quả tạo phổ theo hàm phân bố góc với góc từ 0 độ đến 180 độ với bước tính là 5 độ (gồm 35 hướng) được trình bày trên các hình sau đây. Hình 4.4 Phổ tần số, hình 4.5 phổ hướng, hình 4.6 phổ hai chiều. Trên hình 4.5 ta thấy do lưới tính theo hướng bắc nam và trường sóng khởi điểm có hướng đông bắc, một phần năng lượng sóng phân bố từ 315 độ đến 360 độ bị mất (trên cơ sở lý thuyết phổ năng lượng sóng lan truyền đến điểm tính trong dải từ +90 độ đến -90 độ so với hướng sóng chính – xem thêm 5.1.2).



Hình 4.4 Phổ tần số $S(f)$



Hình 4.5 Phổ hướng $S(\theta)$



Hình 4.6 Phổ hai chiều $S(\theta)$

4.2 BIẾN ĐỔI PHỔ SÓNG VÙNG BIỂN VEN BỜ

Giả thiết trường sóng ổn định, không phụ thuộc vào thời gian, bỏ qua tiêu hao năng lượng sóng do đáy, do sóng vỡ. Chúng ta sẽ nghiên cứu sự biến đổi của phổ sóng vùng biển dạng. Áp dụng định luật bảo toàn năng lượng cho phổ sóng, biểu diễn dưới dạng không gian số sóng $S(k_x, k_y)$: ($k_x = k \cos \theta$, $k_y = k \sin \theta$) ta có:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial S}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial S}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial S}{\partial k_x} \frac{dk_x}{dt} + \frac{\partial S}{\partial k_y} \frac{dk_y}{dt} = 0 \quad (4.21)$$

Hai biểu thức sau cùng của vế trái của phương trình (4.21) cho tác động tổng hợp của khúc xạ và biến dạng. Phương trình (4.21) có thể viết lại dưới dạng:

$$\frac{dS(k_x, k_y)}{dt} = 0 \quad (4.22)$$

Biến đổi phổ sóng dưới dạng không gian số sóng có thể biểu diễn như sau:

$$S(k_x, k_y) = \frac{1}{k} S(k, \Theta) = \frac{C_g C}{\omega} S(\omega, \Theta) = \frac{C}{2\pi k} S(f, \Theta) \quad (4.23)$$

với: C - tốc độ pha,

C_p - tốc độ nhóm sóng.

Thay dạng phổ (4.23) vào (4.22) ta có:

$$\frac{C_g}{2\pi\omega} \frac{d}{dt} [CC_g S(f, \Theta)] = 0 \quad (4.24)$$

có nghĩa là: $CC_g S(f, \Theta) = \text{const}$ hay $\frac{C_g}{k} S(\omega, \Theta, x, y) = \text{const}$

Biến đổi phổ sóng phụ thuộc vào phổ sóng tại gốc tọa độ vùng nước sâu $S_0(\omega, \theta_0)$, ta có:

$$S(\omega, \Theta) = \frac{k}{k_0} \frac{C_{g0}}{C_g} S_0(\omega, \Theta_0) \quad (4.25)$$

Xét trường hợp đơn giản, sóng tuần hoàn truyền vào vùng có các đường đẳng sâu song song $d=d(x)$ dưới một góc θ . Định luật Snell biểu thị:

$$k \sin \theta = \text{const} \quad \text{hay:} \quad \frac{\sin \Theta}{C} = \frac{\sin \Theta_0}{C_0} \quad (4.26)$$

Như vậy:

$$\Theta_0 = \arcsin\left(\frac{k}{k_0} \sin \Theta\right) \quad (4.27)$$

Thay (4.27) vào (4.26) ta được:

$$S(\omega, \Theta) = \frac{k}{k_0} \frac{C_{g0}}{C_g} S_0\left[\omega, \arcsin\left(\frac{k}{k_0} \sin \Theta\right)\right] \quad (4.28)$$

Trong trường hợp đang xét khi sóng truyền từ vùng nước sâu vào ven bờ, phương trình (4.28) biểu thị rằng:

$$\frac{k(\omega, x)}{k_0(\omega, x)} \sin \Theta \leq 1 \quad (4.29)$$

Đối với địa hình thực tế khi độ sâu biến đổi $d=d(x,y)$, ta có:

$$\begin{aligned} \frac{dS(k_x, k_y)}{dt} = 0 = \frac{C_g}{2\pi\omega} \left\{ \cos \Theta \frac{\partial(CC_g S(f, \Theta))}{\partial x} + \sin \Theta \frac{\partial(CC_g S(f, \Theta))}{\partial y} + \right. \\ \left. + \frac{1}{C} \left(\sin \Theta \frac{\partial C}{\partial x} - \cos \Theta \frac{\partial C}{\partial y} \right) \frac{\partial(CC_g S(f, \Theta))}{\partial \Theta} \right\} \end{aligned} \quad (4.30)$$

và:

$$\frac{dx}{ds} = \cos \Theta; \quad \frac{dy}{ds} = \sin \Theta \quad \frac{d\Theta}{ds} = \frac{1}{C} \left(\sin \Theta \frac{\partial C}{\partial x} - \cos \Theta \frac{\partial C}{\partial y} \right) \quad (4.31)$$

Trong đó S là khoảng cách dọc theo tia sóng.

Hiện nay có nhiều sơ đồ số giải các phương trình trên, ví dụ như Collins(1972); Shiau, Wang (1977). Bước đầu tiên cần tìm các tia sóng bằng cách giải hệ phương trình (4.31) cho các tần số riêng biệt, sau đó biến đổi năng lượng dọc theo các tia sóng được tính bằng cách giả định $CC_g S(f, \theta) = \text{const}$ từ đó cho ta biến đổi phổ sóng dọc theo tia sóng đối với mỗi tần số sóng.

Phương pháp tiếp cận chung của các mô hình tính sóng là dựa trên biến đổi tuyến tính của phổ sóng khi truyền vào vùng bờ. Đối với mỗi thành phần phổ, năng lượng được coi là bất biến trong khi truyền. Do vậy biến đổi của mỗi thành phần phổ có thể được áp dụng hoàn toàn như là một sóng đơn sắc với cùng một biên độ, tần số sóng và năng lượng trong mỗi dải tần số và hướng truyền được truyền theo các tia sóng tương ứng với tốc độ nhóm tương ứng. Phổ sóng ở vùng ven bờ sau đó sẽ được xác định từ phổ sóng vùng nước sâu và bình phương hệ số biến đổi đối với từng tần số thành phần.

$$S(\omega, \Theta) = S_0(\omega, \Theta_0) K_H^2(\omega, \Theta_0, d) \quad (4.32)$$

Trong đó:

$$K_H^2 = \frac{b_0 C_{g0}}{b C_g} \quad (4.33)$$

Với b_0 là khoảng cách giữa hai tia sóng cận kề vùng nước sâu, b là khoảng cách giữa hai tia sóng cận kề vùng ven bờ cần tính sóng; $S_0(\omega, \theta_0)$ phổ sóng vùng nước sâu.

Có thể thấy rằng:

$$K_d^2 = \left(\frac{b_0}{b} \right) \left[\frac{1}{2} \frac{g}{\omega} \left(\frac{d\omega}{dk} \right)^{-1} \right] = K_R^2 K_S^2 \quad (4.34)$$

với: K_R - hệ số khúc xạ, K_S - hệ số biến dạng.

Các nghiên cứu của Beji và Battjes (1993) cho thấy khi truyền vào vùng biến dạng, dưới tác động của độ sâu sẽ xảy ra quá trình tương tác phi tuyến giữa các sóng ở tần số cao. Năng lượng sóng sẽ được truyền từ các sóng có tần số thấp hơn trong dải tần số này sang các sóng có tần số cao hơn- các tương tác này gọi là tương tác bậc ba và được tính đến trong mô hình tính sóng SWAN (chương V).

Chương 5

CÁC MÔ HÌNH TÍNH TOÁN SÓNG GIÓ, SÓNG LỪNG VÙNG VEN BỜ

Hoạt động của con người trên biển phụ thuộc nhiều vào thời tiết và trạng thái mặt biển, đặc biệt là vào điều kiện sóng, thường là yếu tố quyết định trong việc hạn chế hoặc hoàn toàn làm ngừng trệ các công việc trên biển. Những thiệt hại gần đây đối với ngư dân trên vùng biển Việt Nam, ngoài những yếu tố xã hội, một phần liên quan đến việc dự báo và cảnh báo sóng trên Biển Đông và khu vực ven bờ. Do vậy những thông tin chính xác về điều kiện sóng thực tế hoặc dự báo có ý nghĩa thực tiễn rất lớn vì nó cho phép lựa chọn những con đường hành hải thuận lợi và bố trí hợp lý thời gian và vị trí thực hiện các công việc trên biển, do đó không chỉ đảm bảo sự an toàn trên biển mà còn làm tăng hiệu quả kinh tế.

Hiện nay có 2 con đường để giải quyết vấn đề dự báo sóng gió và sóng lừng. *Thứ nhất:* thiết lập các công thức kinh nghiệm và các chỉ dẫn thực hành để dự báo gió và sóng trong những điều kiện hình thành sóng khác nhau, trong đó có các khu vực áp thấp nhiệt đới và các front khí quyển. *Thứ hai:* thực hiện các mô hình tính toán, dự báo sóng đầy đủ (dưới dạng sóng đơn hoặc sóng phổ) với độ chính xác cao trên máy tính điện tử. Trong giáo trình “Động lực học biển – Phần 1 Sóng biển” đã đề cập khá chi tiết về sự phụ thuộc của các yếu tố sóng vào các yếu tố tạo sóng (chương 3) và lý thuyết thống kê sóng biển (chương 4). Nội dung của chương này chủ yếu bổ sung các cơ sở lý thuyết trường sóng ở vùng ven bờ phục vụ cho tính toán, dự báo trường sóng. Chúng ta sẽ lần lượt đề cập đến các yếu tố tạo sóng và điều kiện khí tượng hải văn ảnh hưởng đến trường sóng, hàm phân bố độ cao sóng và mô hình tính sóng gió sóng lừng vùng ven bờ.

5.1 CÁC YẾU TỐ TẠO SÓNG VÀ ĐIỀU KIỆN KHÍ TƯỢNG HẢI VĂN ẢNH HƯỞNG ĐẾN TRƯỜNG SÓNG

5.1.1 Thời gian tác động và đà gió

Sóng tăng kích thước là kết quả truyền năng lượng từ gió đến mặt nước thông qua tác động của áp lực gió và lực ma sát. Sự tăng trưởng sóng liên quan tới sức gió và khoảng thời gian gió thổi (trong đó gió tác động càng lâu và diện tích mặt nước trên đó gió thổi càng lớn, động lượng gió truyền cho sóng càng lớn), với khoảng cách trên đó gió có lực và hướng tác động không đổi lên mặt nước (đà gió, giới hạn bởi ranh giới từ hướng gió thổi đến điểm mà ta quan tâm, hoặc bởi những kích thước không gian của trường gió), và những quá trình tiêu tán năng lượng (ma sát nội và ma sát đáy). Nói chung trường gió chuyển động nhanh hơn sóng do nó phát sinh, kết quả là sóng có thể tụt lại sau trường gió. Sóng chỉ tăng trưởng khi vận tốc gió lớn hơn vận tốc pha của sóng. Sóng phát triển hoàn toàn (độ cao sóng lớn nhất) khi đà gió và thời gian gió thổi đủ lớn. Sóng lan truyền trong một vùng bên ngoài trường gió sinh ra nó gọi là sóng lừng. Những quá trình này tạo ra một trạng thái sóng ngẫu nhiên, phát triển hoàn toàn gồm một chuỗi vô hạn các sóng riêng lẻ với độ cao, độ dài, chu kỳ và hướng khác nhau.

Từ nay ta coi vận tốc và hướng gió là những yếu tố tạo sóng hiển nhiên, và chỉ xét đến các yếu tố tạo sóng khác. Nếu trên mặt nước tĩnh, phát sinh gió với vận tốc và hướng

không đổi, sẽ tạo nên trường sóng mà kích thước của nó tại mỗi thời điểm và tại mỗi vị trí chỉ phụ thuộc vào thời gian tác động của gió. Do vậy kích thước sóng tại vị trí tính toán sẽ phụ thuộc hoặc vào chiều dài đà gió, hoặc vào thời gian gió tác động trên mặt nước.

Trên thực tế, ranh giới trường gió và thời gian tác động gió không thể vô hạn, kể cả kích thước ngang của một cơn bão cũng như vậy, do đó sóng sẽ không phát triển vô hạn mà kích thước của chúng sẽ tiến tới giá trị tới hạn nào đó. Cùng sự phát triển của sóng, tổn thất năng lượng do ma sát rối nội (tỷ lệ với bình phương vận tốc hạt nước) tăng lên, sẽ xuất hiện thời điểm mà các tổn thất này sẽ bằng dòng năng lượng của gió truyền cho, gọi là giai đoạn phát triển sóng hoàn toàn. Các đặc trưng sóng khi sóng ổn định sẽ chỉ còn là hàm số của đà gió, còn ngoài ranh giới front chúng chỉ còn là hàm số của thời gian tác động gió. Theo các nghiên cứu lý thuyết và thực nghiệm, độ cao sóng khi phát triển hoàn toàn sẽ tỷ lệ với bình phương vận tốc gió, còn chu kỳ tỷ lệ với vận tốc gió. Đà gió và thời gian tác động gió liên hệ với nhau qua biểu thức :

$$\frac{gt}{V} = 17.3 \left(\frac{gx}{V^2} \right)^{4/5} \quad (5.1)$$

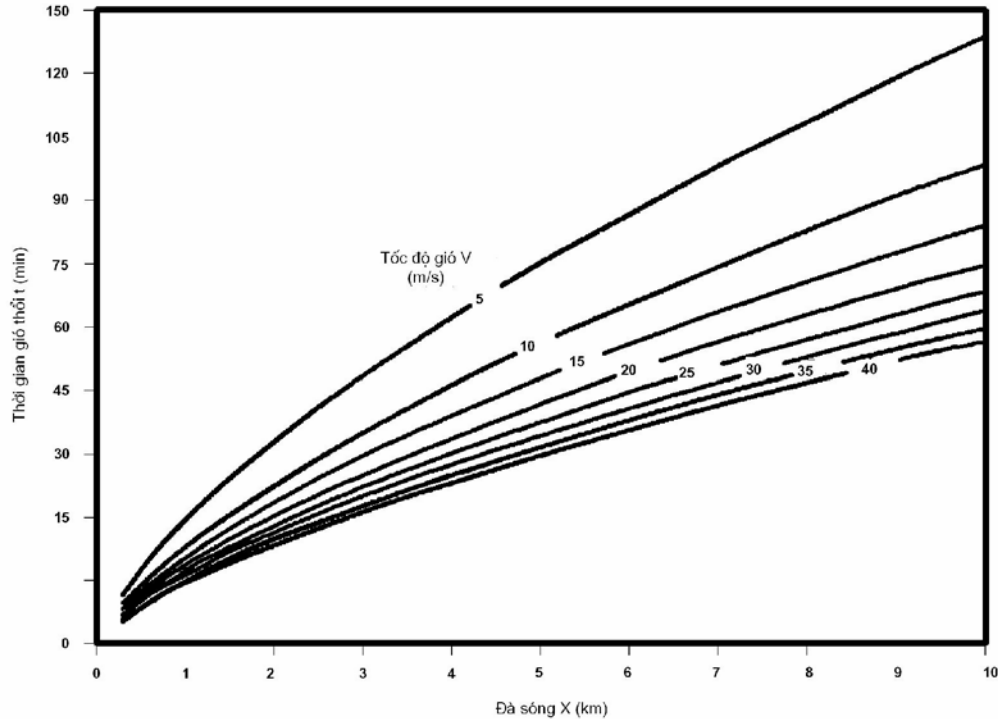
Sử dụng biểu thức (5.1) chúng ta có thể chuyển từ thời gian gió thổi sang đà sóng hoặc là ngược lại, trong khi đó vẫn đảm bảo tính được cùng một các yếu tố sóng. Các yếu tố tạo sóng chuyển đổi này gọi là đà tương đương hoặc là thời gian tương đương. Đã xây dựng biểu đồ tính đà sóng và thời gian gió thổi tương đương cho các tốc độ gió khác nhau. Trên hình 5.1 đưa ra một loại biểu đồ này, dựa vào đó nếu biết đà sóng và tốc độ gió chúng ta có thể xác định được thời gian gió thổi tương đương, hoặc ngược lại nếu biết thời gian gió thổi và tốc độ gió chúng ta cũng có thể xác định được đà sóng tương đương.

Trong thực hành, thường xây dựng các quan hệ các tham số sóng với các yếu tố tạo sóng riêng rẽ cho sóng ổn định và không ổn định (đang phát triển).

Vì trường gió có đặc trưng không ổn định, tức là gió không ngừng thay đổi theo đà và theo thời gian, cho nên để tính toán các yếu tố sóng trong các điều kiện phức tạp như vậy, sự thay đổi liên tục của vận tốc gió theo thời gian và theo đà gió được thay thế bằng các đoạn bậc thang, trong mỗi đoạn đà gió dX_1, dX_2, \dots hoặc mỗi khoảng thời gian dt_1, dt_2, \dots để có thể coi gió không đổi về vận tốc và hướng. Tính toán thực hiện theo từng bước, giá trị sóng tính toán trong mỗi bước là giá trị ban đầu cho bước tiếp theo. Người ta cũng có thể áp dụng phương pháp đơn giản hơn: vận tốc gió biến đổi theo đà gió và thời gian được thay bằng vận tốc gió tương đương $\bar{V}_{x,n}$ và $\bar{V}_{t,n}$ (chỉ số n biểu thị số lượng các bước thời gian hoặc không gian), theo các công thức dưới đây:

$$\bar{V}_{x,n} = \left[\frac{\bar{V}_1^4 \Delta X_1 + \bar{V}_2^4 \Delta X_2 + \dots + \bar{V}_n^4 \Delta X_n}{x} \right]^{1/4} \quad (5.2)$$

$$\bar{V}_{t,n} = \left[\frac{\bar{V}_1^3 \Delta t_1 + \bar{V}_2^3 \Delta t_2 + \dots + \bar{V}_n^3 \Delta t_n}{t - t_0} \right]^{1/3} \quad (5.3)$$



Hình 5.1 Biểu đồ tính đà sóng và thời gian gió thổi tương đương

5.1.2 Các yếu tố tạo sóng vùng ven bờ

Trong vùng ven bờ ngoài tác động của các yếu tố tạo sóng như tốc độ gió, đà sóng và thời gian gió thổi như đã nêu ở trên, độ sâu và địa hình đường bờ, các đảo che chắn là là các yếu tố gây ảnh hưởng trực tiếp đến sự phát triển của trường sóng.

a, Phát triển sóng vùng ven bờ trong điều kiện đơn giản.

Xét trong trường hợp đường bờ thẳng, độ sâu không đổi. Nếu gió thổi thẳng góc từ bờ ra khơi thì front trường sóng ổn định, theo thời gian sẽ tiến dần ra khơi. Tuy nhiên với các yếu tố sóng tăng dần, tại một khoảng cách X_1' và thời gian t_1' nào đó chúng sẽ bị ảnh hưởng của độ sâu. Ảnh hưởng này sẽ làm giảm tốc độ tăng của độ cao sóng. Đến một khoảng cách tới hạn X_2' và t_2' nào đó độ cao sóng sẽ đạt giá trị tới hạn (phụ thuộc vào tốc độ gió và độ sâu cụ thể). Như vậy trong trường hợp này, trường sóng vùng ven bờ được xác định theo 3 vùng:

- Vùng từ mép nước ra đến điểm X_1' , trường sóng phụ thuộc vào V , X . (hay t tương đương theo (5.1)) như đối với vùng biển sâu.
- Vùng từ điểm X_1' đến X_2' là vùng trường sóng phụ thuộc vào V , X và độ sâu d .
- Vùng ngoài điểm X_2' trường sóng phát triển hoàn toàn và chỉ phụ thuộc vào V và d .

Tại vùng cuối cùng, trường sóng phát triển hoàn toàn, đã xác định được sự phụ thuộc thực nghiệm giữa độ cao sóng phát triển hoàn toàn và tốc độ gió, độ sâu như sau:

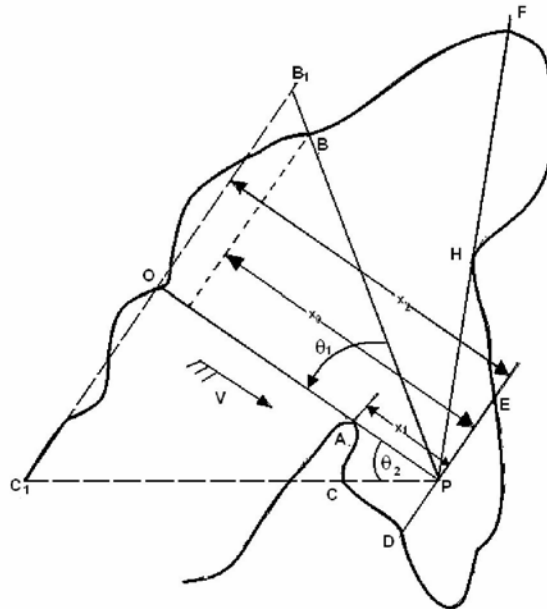
$$\frac{g\bar{H}}{V^2} = 0.07 \left(\frac{gd}{V^2} \right)^{3/5} \quad (5.4)$$

Tại vùng thứ hai – trường sóng phụ thuộc vào tốc độ gió, đà sóng, độ sâu và được xác định theo các công thức thực nghiệm, dựa vào đó lập thành các toán đồ tính sóng.

Cũng tương tự như đối với độ cao sóng có thể xác định chu kỳ sóng trong vùng ven bờ có độ sâu không đổi. Độ dài sóng và chu kỳ sóng trong vùng ven bờ, dưới tác động của độ sâu được tính theo công thức (2.5). Các quan trắc thực tế trường sóng vùng ven bờ cho thấy trong trường hợp độ sâu không đổi độ dài sóng có thể lớn hơn một số lần so với độ sâu (tới 5 lần). Thời gian cần thiết để trường sóng trở thành ổn định ở vùng ven bờ luôn nhỏ hơn so với thời gian tương tự ở vùng nước sâu. Do vậy ở các vùng ven bờ, đặc biệt là các vùng đường bờ phức tạp, được trình bày dưới đây, chúng ta thường sử dụng đà sóng để xác định các yếu tố sóng vùng ven bờ.

b, Phát triển trường sóng vùng ven bờ trong điều kiện phức tạp

Trong các trường hợp thực tế, khu vực ven bờ thường có địa hình phức tạp, độ sâu biến đổi và các địa hình đường bờ khúc khuỷu, có nhiều đảo che chắn. Trường sóng trong trường hợp này sẽ phụ thuộc vào các yếu tố tạo sóng như tốc độ gió, đà sóng, thời gian gió thổi, độ sâu và đặc điểm biến đổi địa hình bờ biển. Chương 2 đã đề cập đến các hiệu ứng gây biến đổi các yếu tố sóng khi truyền vào vùng ven bờ, dưới tác động của độ sâu và biến đổi địa hình đáy. Ở đây chúng ta tập trung vào việc tính tác động của địa hình đường bờ, đảo che chắn đến các yếu tố sóng thông qua ảnh hưởng của sự thay đổi đà sóng theo các hướng phân bố từ $-\pi/2$ đến $+\pi/2$ so với hướng gió thổi. Hình 5.2 vẽ trường hợp tính sóng trong khu vực có địa hình đường bờ phức tạp, có các đảo che chắn. Cho rằng trường sóng ổn định, chỉ phụ thuộc vào tốc độ gió, đà sóng và độ sâu. Từ hình 5.2 ta thấy theo hướng gió thổi đà sóng có thể là $X=X_1=AP$ hay $X = X_2 = OP$. Hai giá trị này sẽ cho các yếu tố sóng tại điểm P hoàn toàn khác nhau. Ví dụ nếu cần tính độ cao sóng ta có: $H_1 = H_{X_1} \neq H_2 = H_{X_2}$. Tuy nhiên cả hai giá trị độ cao sóng H_1 và H_2 đều không phải là độ cao sóng trong thực tế tại điểm P vì sóng truyền tới điểm P theo nhiều hướng chứ không phải chỉ theo hướng gió. Trong trường hợp cụ thể tại hình 5.2 thành phần sóng truyền theo hướng θ_1 truyền từ bờ đến điểm tính P với khoảng cách nhỏ hơn (BP), còn thành phần θ_2 với khoảng cách nhỏ hơn (CP) so với trường hợp có đường bờ thẳng vô tận (B_1P và C_1P tương ứng). Do vậy giá trị năng lượng sóng nhận được tại P sẽ nhỏ hơn so với trường hợp sóng tính theo đường bờ thẳng dài vô tận. Đối với trường hợp đường bờ phức tạp này cần phải tính sóng theo phương pháp truyền năng lượng từ nhiều hướng tới (phổ hướng). Để tính được thành phần năng lượng phổ sóng theo hướng dọc theo hướng BP cần xác định hình chiếu của vectơ bán kính $r = BP$ trên hướng gió (tia OP). Sau đó sử dụng giá trị này ($X_0 = r \cos\theta_1$) làm đà sóng và xác định độ cao sóng trung bình \bar{H} của thành phần phổ này theo tốc độ gió V, đà X_0 và theo thời gian gió thổi t (nếu sóng đang phát triển) như đối với trường hợp các điều kiện tạo sóng đơn giản. Các tính toán trên được thực hiện cho tất cả các thành phần hướng với bước $\theta_k = 22,5n$; $n = \pm 1, 2, 3$ (phương pháp 7 tia), hoặc $\theta_n = 30.0^\circ$; $n = \pm 1, 2$ (phương pháp 5 tia). Trong đó đà sóng theo các hướng luôn luôn được xác định là hình chiếu của các vectơ bán kính r trên hướng gió. Năng lượng của mỗi thành phần phổ θ_n được xác định là $\bar{H}^2 \cdot \frac{2}{\pi} \cos^2 \theta_n$. Các thành phần năng lượng này sẽ được nhân với hệ số trọng lượng m_n trên bảng 5.1 để xác định năng lượng của thành phần phổ tương ứng trong tổng năng lượng sóng tại điểm P.



Hình 5.2 Ví dụ tính sóng tại khu vực có đường bờ phức tạp

Bảng 5.1 Hệ số trọng lượng m_n

Số thành phần phổ	n				$\sum m_n$
	0	± 1	± 2	± 2	
7	0,25	0,21	0,13	0,035	1,00
5	0,32	0,25	0,09	-	1,00

Độ cao sóng tại điểm P trong trường hợp đường bờ phức tạp này được xác định như sau:

$$\bar{H} = \sqrt{\sum_{i=1}^n m_n \bar{H}_n^2} \quad (5.5)$$

Chu kỳ trung bình đối với sóng vùng ven bờ xác định theo:

$$\frac{g\bar{T}}{V} = 18.7 \left(\frac{g\bar{H}}{V^2} \right)^{3/5} \quad (5.6)$$

Trong đó: tốc độ gió V (m/s); gia tốc trọng trường, $g = 9.81 \text{ m/s}^2$; chu kỳ sóng \bar{T} (s); độ cao sóng \bar{H} (m).

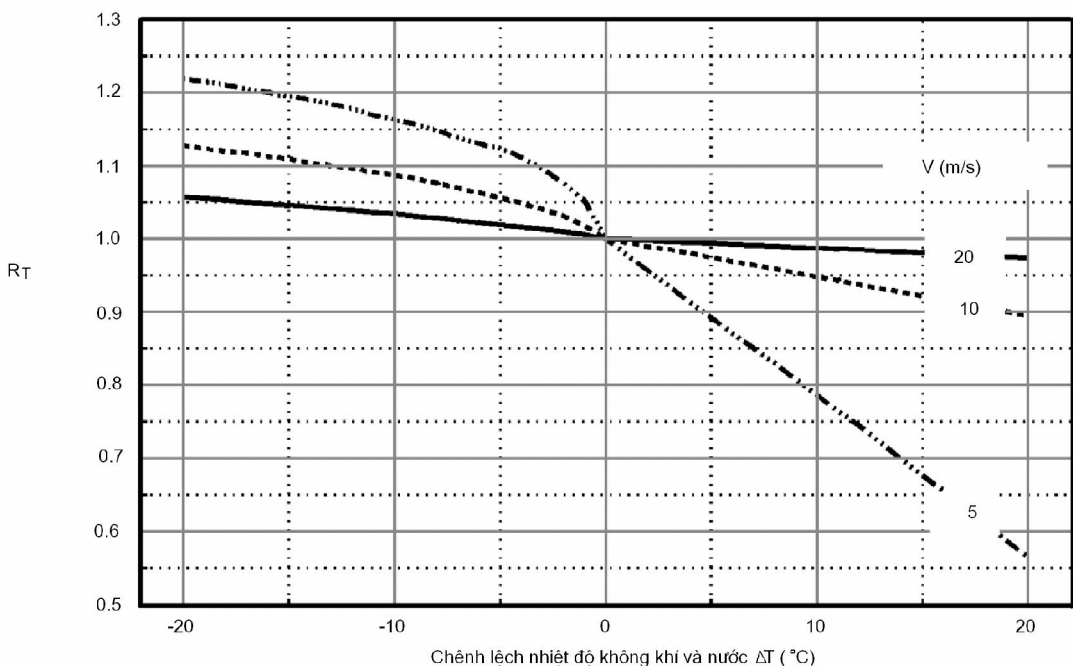
5.1.3 Các điều kiện khí tượng hải văn trên biển

Trường sóng trên biển phụ thuộc rất nhiều vào các điều kiện khí tượng, hải văn trên biển. Các điều kiện này làm thay đổi gradient của tốc độ gió theo độ cao trên mặt biển, có nghĩa là làm thay đổi quá trình trao đổi năng lượng giữa gió và sóng. Ngoài ra các điều

kiện (hình thể) synop trên biển cũng đóng vai trò cực kỳ quan trọng trong sự phát triển của trường sóng.

a. Chênh lệch nhiệt độ không khí và nước

Hiệu nhiệt độ của không khí và nước đặc trưng cho trạng thái khí quyển tại vùng biển tính sóng. Nếu giá trị này dương, có nghĩa là trạng thái khí quyển ổn định, gradient của tốc độ gió theo độ cao trên mặt biển sẽ lớn hơn so với trạng thái ngược lại không ổn định, khi giá trị này âm. Tốc độ gió trong trường hợp đầu sẽ nhỏ hơn so với trường hợp sau và dẫn đến các yếu tố sóng tính được theo tốc độ gió cũng sẽ nhỏ hơn. Trên hình 5.3 đưa ra hệ số hiệu chỉnh tốc độ gió R_T (ứng với các giá trị tốc độ gió 5, 10 và 20m/s) theo các giá trị chênh lệch nhiệt độ không khí và nước. Chúng ta thấy rằng trong trường hợp giá trị chênh lệch nhiệt độ này dương (trạng thái khí quyển ổn định) hệ số hiệu chỉnh R_T giảm rất mạnh đặc biệt là khi trường gió yếu, như vậy sóng tính được sẽ nhỏ hơn so với trường hợp không hiệu chỉnh.



Hình 5.3 Hiệu chỉnh tốc độ gió theo độ chênh lệch nhiệt độ không khí và nước

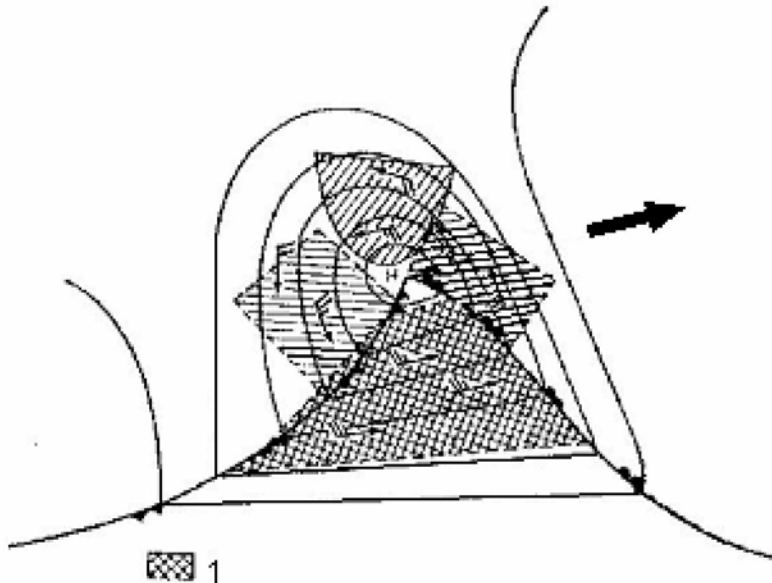
b. Các điều kiện synop trên biển

Sự hình thành trường sóng trên biển, vị trí sóng cực đại và sự phát triển của chúng quan hệ chặt chẽ với các điều kiện synop. Các dấu hiệu cho các quá trình synop là: vị trí của các xoáy thuận và xoáy nghịch, áp suất khí quyển tại tâm xoáy, quỹ đạo dịch chuyển của chúng và các front. Đặc trưng sóng gió xác định bằng các điều kiện khí áp, chủ yếu là cường độ, kích thước và vận tốc dịch chuyển của áp thấp, cũng như các front, vùng hội tụ hoặc phân kỳ các dòng không khí. Tồn tại mối quan hệ khá chặt chẽ giữa trường sóng và trường áp suất khí quyển với hệ số tương quan đạt 0.8.

Sóng mạnh nhất quan trắc được trong những tình huống, khi trên biển hình thành các tâm áp thấp rộng và sâu. Các áp thấp này đôi khi ít dịch chuyển, tồn tại khoảng 5

ngày và có gió mạnh liên tục, bao phủ một vùng khá rộng, có thể tạo ra sóng có độ cao 10 m hoặc lớn hơn. Độ cao sóng tính toán lớn nhất có thể xảy ra là ở Nam băng dương, khu vực đảo Kergelen (30-35 m), còn trên thực tế độ cao sóng lớn nhất đã đo được ở Nam cực là 24.5 m, ở vịnh Mêhicô là 23m. Thống kê cho thấy hàng năm đều xuất hiện độ cao sóng 15m trong đại dương thế giới. Đặc điểm của độ cao sóng cực đại là đều nằm ở các khu vực hình thành xoáy thuận. Cường độ sóng trong bão cũng liên quan đến lực gió, thời gian tác động và chiều dài đà gió. Các đặc trưng này lại phụ thuộc vào giai đoạn phát triển của các xoáy thuận, vận tốc

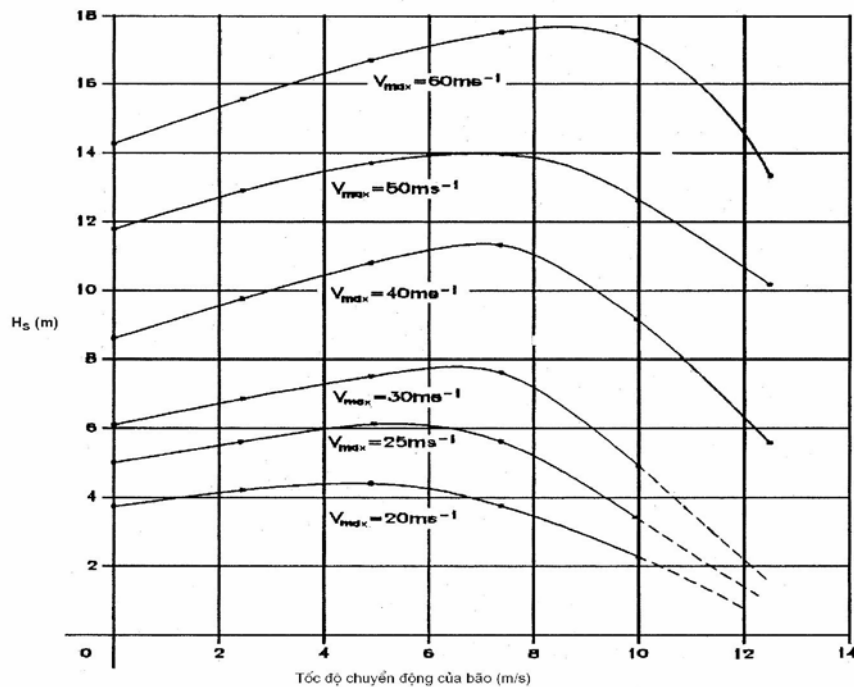
và hướng dịch chuyển của chúng. Trong xoáy thuận có thể chia ra nhiều khu vực theo đặc trưng tác động gió lên sóng. Trong trường hợp các xoáy thuận ít chuyển động, sự phát triển sóng xác định chủ yếu bằng chiều dài đà gió, còn khi xoáy thuận chuyển động nhanh, thời gian tác động gió là yếu tố quan trọng. Nếu điểm tính toán nằm trong một hình quạt của xoáy thuận, nơi hướng gió trùng với hướng dịch chuyển của nó, thời gian tác động của gió lên sóng sẽ lớn nhất, điểm này nhận năng lượng lớn hơn so với các điểm khác và do vậy sẽ có độ cao sóng lớn nhất (xem hình 5.4). Trong các xoáy thuận ở Bắc bán cầu, khu vực có điều kiện thuận lợi nhất để sóng tăng trưởng nằm ở phía Nam và Tây Nam xoáy thuận, phần phía Bắc của xoáy thuận điều kiện phát triển sóng ít thuận lợi hơn. Tại tâm xoáy thuận sóng có đặc trưng mô nước, do sự giao thoa của sóng có các hướng khác nhau, ở đây sóng rất dốc và rất nguy hiểm cho tàu bè. Trong phần đuôi của xoáy thuận đang dịch chuyển về phía Đông, sóng nằm trong khu vực gió yếu, tắt dần và chuyển thành sóng lừng, ở trước xoáy thuận, trước front hình thành sóng gió, còn sau front là sóng hỗn hợp (hình 5.4). Nếu điểm tính toán không nằm trong một hình quạt nào đó, nó sẽ chịu tác động cho đến khi gió với chiều dài đà gió hoàn toàn đi qua nó, còn thời gian tác động của gió tại điểm này xác định bằng tỷ số độ dài đà gió trên vận tốc gió.



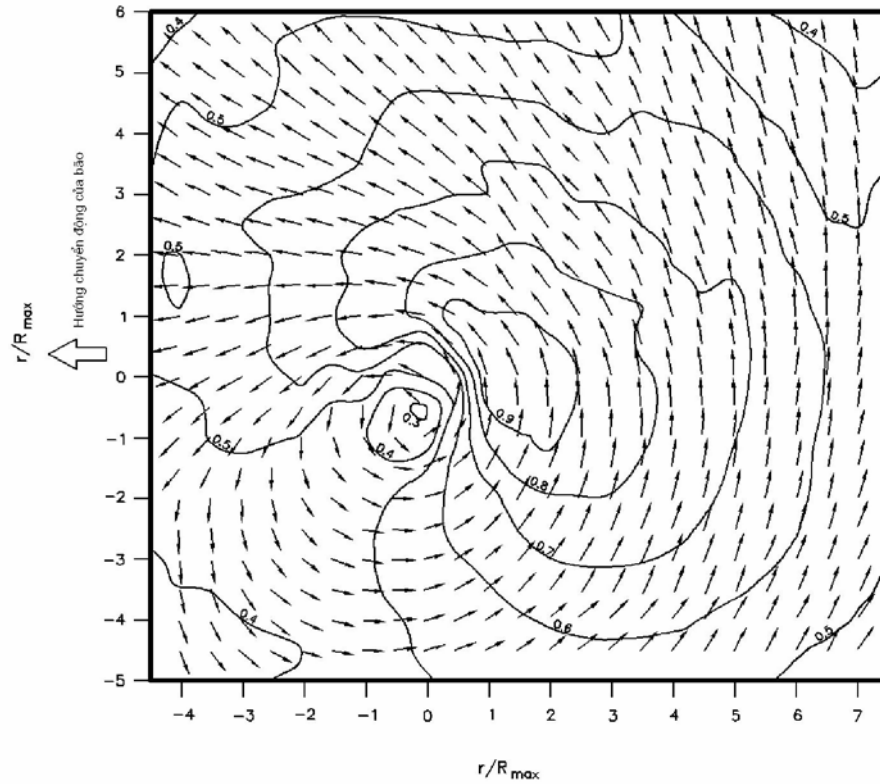
Hình 5.4 Trường gió và dịch chuyển của xoáy thuận
(1-khu vực có điều kiện phát triển sóng thuận lợi nhất)

Độ cao sóng cực đại trong bão là một trong các yếu tố cực kỳ nguy hiểm đối với tàu bè, công trình trên biển và ven bờ. Hình 5.5 đưa ra toán đồ tính độ cao sóng cực đại trong bão với các tốc độ gió cực đại và tốc độ chuyển động của bão. Ngoài ra phân bố trường sóng trong bão cũng hết sức quan trọng đối với tàu thuyền chạy tránh bão và tổ chức phòng chống khi biết được khả năng bão sẽ đổ bộ vào các vùng ven bờ cụ thể. Cũng tương tự như đối với nước dâng trong bão, vùng có sóng cực đại trùng với vùng bán kính gió cực đại về phía bên phải của tâm bão theo hướng chuyển dịch của tâm bão. Hình 5.6 vẽ phân bố trường sóng trong bão $H_s/(H_s)_{\max}$ trong các cơn bão với tốc độ gió cực đại mạnh ($>40\text{m/s}$).

Thông thường diện tích mà sóng gió bao phủ lớn hơn nhiều diện tích sóng lừng hoặc sóng hỗn hợp. Hướng của sóng lừng ít khi trùng với hướng sóng gió, sự trùng hợp chỉ xảy ra khi gió hoặc có vận tốc lớn, hoặc có hướng ổn định. Sóng lừng phát triển mạnh nhất khi một chuỗi các xoáy thuận liên tục xảy ra trong một thời gian ngắn. Nếu hướng của sóng lừng gần với hướng của sóng gió, thì sóng phát triển rất nhanh chỉ trong vài giờ. Các đặc điểm phát triển sóng gió và sóng lừng mô tả ở trên thể hiện sự phức tạp của vấn đề dự báo sóng. Vai trò của các yếu tố tạo sóng trong việc hình thành trường sóng theo những điều kiện địa lý khác nhau sẽ khác nhau, có nghĩa là mặc dù có các nguyên lý phát triển và tắt dần sóng, vẫn cần thiết phân tích và kiểm tra các phương pháp tính toán các yếu tố sóng cho một khu vực cụ thể trong các điều kiện synop cụ thể. Trong tất cả các trường hợp dự báo sóng, không phụ thuộc vào phương pháp áp dụng, người dự báo phải hiểu rõ các quy luật phát triển, lan truyền và tắt dần của sóng về mặt vật lý, cũng như chế độ gió, sóng và các tính chất vĩ mô của trường sóng.



Hình 5.5 Độ cao sóng cực đại trong bão



Hình 5.6 Phân bố $H_s / (H_s)_{max}$ trong vùng tâm bão

5.1.4 Phân bố Rayleigh của độ cao sóng

Việc phân tích sóng gió và sóng lừng từ các chuỗi sóng hình sin có chu kỳ gần nhau cho thấy có thể mô tả khá tốt loại sóng này bằng phân bố Rayleigh. Lấy H_{rms} làm tham số, hàm mật độ xác suất là:

$$P(H) = \frac{2H}{H_{rms}^2} e^{-(H/H_{rms})^2} \quad (5.7)$$

Công thức (5.7) cho thấy các độ cao sóng có giá trị nằm trong phạm vi $H + dH$ có xác suất là $P(H)dH$. Khi dH tăng, tức là dải độ cao sóng rộng hơn, xác suất mà chúng xuất hiện sẽ tăng. Ví dụ, xác suất độ cao sóng trong phạm vi $1 \pm 0,01m$ của dải đồ ghi sóng có $H_{rms} = 1,5 m$ là rất nhỏ. Xác suất mà độ cao sóng vượt quá một giá trị chỉ định H_* (xác suất vượt) bằng:

$$P(H > H_*) = \int_{H_*/H_{rms}}^{\infty} P(H) d(H/H_{rms}) = e^{-(H_*/H_{rms})^2} \quad (5.8)$$

Theo định nghĩa, tích phân trên toàn dải có giá trị bằng 1. Xác suất để xảy ra độ cao sóng lớn hơn $H_{1/3} = 3,17 m$ là $P(H > 3,17 m) = \exp [-(3,17/2,32)^2] = 0,15$, tức là khoảng 15% các sóng trong dải đồ ghi lớn hơn sóng hữu hiệu. Áp dụng phân bố Rayleigh, có thể liên hệ những sóng với suất đảm bảo tiêu biểu $H_{1/100}$, $H_{1/10}$, $H_{1/3}$ với H_{rms} (bảng 5.2). Trong bảng 5.2, các kết quả quan hệ giữa H_{rms} và các sóng với suất đảm bảo khác nhau trong vùng sóng đồ nhận được từ các quan trắc của Hotta và Mizuguchi năm 1980. Như vậy phân bố

Rayleigh áp dụng cho vùng sóng đố sẽ cho kết quả độ cao sóng thiên lớn so với thực tế. Các công thức trên cũng cho ta những mối liên hệ khác, ví dụ vì $H_{1/100} = 2,4H_{rms}$ và $\bar{H} = 0,89H_{rms}$ nên $H_{1/100} = 2,7\bar{H}$. Thay công thức (5.7) vào (5.8) ta có:

$$P(H > H_{1/3}) = \exp(-1,41^2) = 0,13. \tag{5.9}$$

Như vậy, $H_{1/3}$ bằng độ cao sóng có xác suất vượt 13% và trong thiết kế công trình biển người ta coi tần suất 13% là một chỉ tiêu quan trọng. Không có quan hệ trực tiếp giữa H_{max} và H_{rms} , vì H_{max} là độ cao sóng chỉ ngẫu nhiên là sóng lớn nhất trong số N sóng của giản đồ ghi. Vì trong một chuỗi N sóng chỉ có một giá trị H_{max} duy nhất, xác suất vượt H_{max} bằng $1/N$. Trong công thức (5.8) ta có:

$$P(H > H_{max}) = e^{-(H_{max}/H_{rms})^2} = N^{-1} \text{ hay } H_{max} = H_{rms} \sqrt{\ln N} \tag{5.10}$$

do đó $H_{max} = 2,6H_{rms}$ đối với $N = 1000$ và $H_{max} = 3H_{rms}$ đối với $N = 10000$.

Dựa theo kinh nghiệm, thấy rằng chu kỳ của sóng có thể xác định theo:

$$T_{1/10} = (0,6 \div 1,3)T_{1/3} \tag{5.11}$$

$$\bar{T} = (0,7 \div 1,1)T_{1/3} \tag{5.12}$$

$$T_{max} = (0,6 \div 1,3)T_{1/3}. \tag{5.13}$$

Điều này cho thấy về cơ bản có thể coi chu kỳ sóng là không đổi. Tuy nhiên trong một bản ghi, sóng có độ cao nhỏ thường có chu kỳ ngắn, còn sóng có độ cao lớn (hơn độ cao trung bình) không cho thấy mối tương quan rõ ràng với chu kỳ. Phân tích giản đồ ghi sóng trong Biển Bắc thấy rằng $T = 4H^{0,4}$, còn mô hình Sverdrup-Munk-Bretschneider cho $T = 5H^{0,4}$. Quan hệ giữa chu kỳ sóng và độ cao sóng thường thể hiện bằng một sơ đồ "rải rác", trên sơ đồ này độ cao sóng trong một nhóm nhất định (ví dụ $H_s = 2,5 - 3$ m) có chu kỳ trong một dải cố định ($T_z = 5 - 11$ s).

Bảng 5.2 Quan hệ giữa độ cao sóng H_{rms} và các sóng với suất đảm bảo khác nhau

Ngoài vùng sóng đố	Trong vùng sóng đố
$H_{1/100} = 2,4 H_{rms}$	
$H_{1/10} = 1,8 H_{rms}$	$H_{1/10} = 1,6 H_{rms} = 1,2 H_{1/3}$
$H_{1/3} = \sqrt{2} H_{rms} = 1,41 H_{rms}$	$H_{1/3} = 1,3 H_{rms}$
$\bar{H} = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} H_{rms} = 0,89 H_{rms}$	

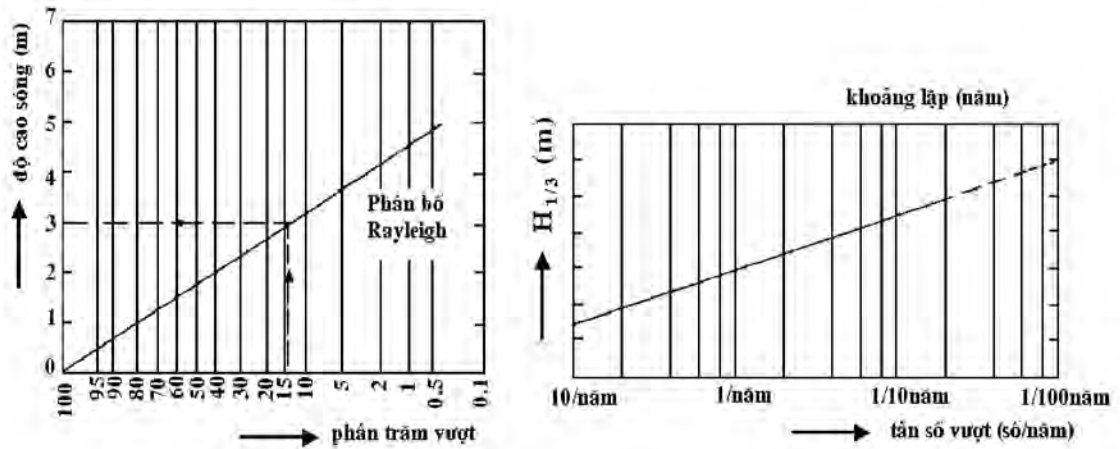
Công thức (5.8) cho ta một đường thẳng theo xác suất vẽ trên tỷ lệ lôgarit (hình 5.7). Loại đường này cũng có thể áp dụng cho những thời đoạn dài, ví dụ nhiều năm. Mỗi cơn bão được thể hiện bởi một giá trị $H_{1/3}$ dựa trên những độ cao sóng phát triển hoàn toàn. Số lượng quan trắc của một giá trị $H_{1/3}$ cụ thể trong một năm được vẽ theo giá trị $H_{1/3}$. Độ cao sóng với chu kỳ lặp nhất định (ví dụ 100 năm), có thể xác định bằng ngoại suy nhờ sử dụng phân bố loga chuẩn hoặc các phân bố thống kê khác (Gumbel, Weibull).

5.1.5 Thống kê sóng gió

Sóng biển rất đa dạng với kích thước này hay kích thước khác, do vậy cần xác định tần suất các đặc trưng sóng theo hàm phân bố. Có 3 loại hàm phân bố:

- Hàm loại 1 mô tả các yếu tố sóng trong trường hợp sóng tựa ổn định,

- Hàm loại 2 mô tả các yếu tố sóng trong thời gian tác động của bão,
- Hàm loại 3 mô tả các yếu tố sóng trong những thời gian dài, tính hàng năm. Loại này gọi là hàm chế độ.



Hình 5.7 Đường xác suất vượt của độ cao sóng

Nghiên cứu trong những năm gần đây cho thấy có thể sử dụng phân bố Weibul làm hàm phân bố yếu các tố sóng:

$$F(x) = \exp\left[-\alpha\left(\frac{x}{\bar{x}}\right)^\beta\right] \quad (5.15)$$

trong đó \bar{x} - giá trị trung bình của yếu tố sóng bất kỳ, α, β - các tham số, xác định trên cơ sở số liệu thực đo. Giá trị các tham số này cho những phân bố các yếu tố sóng khác nhau được dẫn ra trong bảng 5.2.

Bảng 5.2 Tham số của hàm phân bố Weibul

Yếu tố sóng	β	α
Độ cao sóng	2	0.785
Chu kỳ sóng	4	0.654
Chiều dài	2.3	0.757

a. Hàm phân bố các yếu tố sóng vùng ven bờ khi sóng tựa ổn định

Crulov (1954) đã sử dụng phân bố độ cao sóng cho biển sâu:

$$P(H) = \exp\left[-\frac{\pi}{4}\left(\frac{H}{\bar{H}}\right)^2\right] \quad (5.16)$$

Trong đó \bar{H} - độ cao sóng trung bình.

Quy luật phân bố này tương tự như trong công thức (5.7) và cũng gọi là phân bố Rayleigh. Theo công thức (5.16) tần suất của độ cao sóng trung bình \bar{H} bằng 46%. Hàm phân bố độ cao sóng có xét đến độ sâu biển cho vùng biển ven bờ do Vilensky và Glukhovsky đưa ra trên cơ sở tổng hợp một số lớn số liệu đo đạc. Nó có dạng :

$$P(H) = \exp\left[-\frac{\pi\left(\frac{H}{\bar{H}}\right)^{\frac{2}{1-H/d}}}{4\left(1 + \frac{1}{2\pi}\left(\frac{H}{d}\right)\right)}\right] \quad (5.17)$$

Hay:
$$K_H = \frac{H}{\bar{H}} = \left[-2.932 \left(1 + 0.4 \frac{\bar{H}}{d} \right) \lg P(H) \right]^{\frac{1-\frac{\bar{H}}{d}}{2}} \quad (5.18)$$

Trong đó d - độ sâu biển.

Giá trị K_H gọi là hệ số phân bố độ cao sóng cho vùng ven bờ, sử dụng hệ số này chúng ta có thể tính được độ cao sóng ven bờ với các suất đảm bảo khác nhau nếu biết độ cao sóng trung bình hoặc độ cao sóng có suất đảm bảo bất kỳ. Bảng 5.3 đưa ra hệ số K_H với các suất đảm bảo độ cao sóng khác nhau tại các độ sâu khác nhau trong vùng biển ven bờ. Cùng sự tăng độ sâu, tỷ số H/d giảm, tiến tới 0 và công thức (5.17) chuyển thành công thức (5.16). Trong vùng sóng đồ $H/d=0.5$, hàm phân bố độ cao sóng (5.17) có dạng:

$$P(H) = \exp\left[-\frac{\pi}{4.8} \left(\frac{H}{\bar{H}}\right)^4\right] \quad (5.19)$$

Bảng 5.3 Hệ số K_H và các suất đảm bảo độ cao sóng F% ứng với các giá trị H/d

F%	H/d										
	0.00	0.05	0.10	0.15	0.20	0.25	0.20	0.35	0.40	0.45	0.50
0.1	3.20	3.09	2.85	2.36	2.48	2.36	2.24	2.12	2.01	1.95	1.89
1.0	2.52	2.48	2.34	2.20	2.10	2.01	1.92	1.83	1.74	1.69	1.62
5.0	1.91	1.90	1.88	1.83	1.77	1.72	1.66	1.60	1.54	1.50	1.43
10	1.69	1.68	1.66	1.63	1.59	1.54	1.50	1.45	1.41	1.38	1.35
20	1.38	1.38	1.36	1.35	1.34	1.33	1.30	1.28	1.27	1.25	1.22
30	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.20	1.20	1.20	1.20	1.20	1.20
50	0.93	0.94	0.94	0.95	0.96	0.97	0.98	0.99	1.00	1.02	1.03

Theo bảng (5.3) nếu biết độ cao sóng với một suất đảm bảo nào đó có thể tính được độ cao sóng với bất kỳ suất đảm bảo khác. Cũng trên bảng này cho thấy khi truyền từ biển sâu vào vùng ven bờ, cùng với độ sâu giảm, sự đa dạng của độ cao sóng sẽ giảm đi. Tại vùng biển sâu ($H/d=0$) độ cao sóng có suất đảm bảo 0.1% cao hơn độ cao sóng trung bình hơn 3 lần, nhưng vào đến vùng sóng đồ chỉ còn 1.9 lần. Đối với sóng có suất đảm bảo 5% các giá trị tương ứng này là 1.91 và 1.43 lần. Độ cao sóng có xác suất lớn nhất (thường hay quan trắc được nhất) tại vùng biển sâu bằng $4/5 \cdot \bar{H}$, có nghĩa là nhỏ hơn 20% so với độ cao sóng trung bình. Độ cao sóng có xác suất lớn nhất tại vùng sóng đồ cao hơn độ cao sóng trung bình khoảng 3 - 4%.

Hàm phân bố chu kỳ sóng không phụ thuộc vào độ sâu biển và có dạng :

$$F(T) = \exp\left[-\frac{\pi}{4.8} \left(\frac{T}{\bar{T}}\right)^4\right] \quad (5.20)$$

Trong đó \bar{T} - chu kỳ sóng trung bình.

Hệ số phân bố chu kỳ sóng K_T được đưa ra tại bảng 5.4

Bảng 5.4 Hệ số K_T và các suất đảm bảo chu kỳ sóng F%

F%	K_T	F%	K_T
0.1	1.78	20	1.23
1.0	1.65	30	1.15
5	1.47	50	1.00
10	1.37		

Các nghiên cứu thực nghiệm cho thấy hàm phân bố độ cao và chu kỳ sóng ở vùng ven bờ trong các trường hợp sóng truyền thẳng góc và truyền xiên góc với đường bờ không thay đổi.

Hàm phân bố độ dài sóng ở vùng ven bờ có thể nhận được bằng cách tính từ hàm phân bố chu kỳ sóng cùng với tỷ số giữa chu kỳ và độ dài sóng tại vùng nước sâu và vùng ven bờ. Hệ số phân bố độ dài sóng K_L được đưa ra tại bảng 5.5

Bảng 5.5 Hệ số K_L và các suất đảm bảo độ dài sóng F%

\bar{L}/H	F%					
	1.0	5.0	10	20	30	50
0	2.52	1.94	1.71	1.44	1.26	0.93
1	2.39	1.91	1.69	1.43	1.26	0.95
2	2.24	1.88	1.68	1.41	1.25	0.97
3	2.04	1.77	1.61	1.38	1.23	0.99
4	1.94	1.69	1.55	1.37	1.22	1.01
5	1.85	1.63	1.51	1.34	1.21	1.02
6	1.80	1.58	1.47	1.32	1.21	1.02
7	1.76	1.56	1.44	1.31	1.20	1.02
8	1.74	1.54	1.41	1.30	1.19	1.02
9	1.72	1.52	1.40	1.29	1.19	1.02
10	1.70	1.51	1.39	1.28	1.19	1.02
11	1.69	1.50	1.39	1.28	1.19	1.02
12	1.68	1.49	1.39	1.28	1.18	1.02
13	1.67	1.49	1.39	1.27	1.18	1.02
14	1.66	1.49	1.39	1.27	1.18	1.02
15	1.65	1.48	1.39	1.26	1.17	1.02

Nếu thay \bar{H}/d trong (5.18) bằng một hàm L^* phụ thuộc vào $2\pi\bar{H}/\bar{L}$ được xác định từ bảng 5.6 thì ta được hàm phân bố độ dài sóng vùng ven bờ.

$$K_H = \frac{\bar{L}}{L} = [-2.932(1 + 0.4L^*) \lg P(L)]^{\frac{1-L^*}{2}} \quad (5.21)$$

Trong đó L^* được xác định từ bảng 5.6.

Bảng 5.6 Sự phụ thuộc của tham số L^* vào $2\pi H / \bar{L}$

$2\pi H / \bar{L}$	L^*	$2\pi H / \bar{L}$	L^*	$2\pi H / \bar{L}$	L^*
0	0.5	2.5	0.16	5.0	0.020
0.5	0.44	3.0	0.12	5.5	0.010
1.0	0.37	3.5	0.09	6.0	0.000
1.5	0.30	4.0	0.065		
2	0.225	4.5	0.045		

b. Hàm phân bố các yếu tố sóng trong bão

Các yếu tố sóng trong thời gian một cơn bão được Matusevsky nghiên cứu. Hàm phân bố độ cao sóng do ông đưa ra có dạng tích của hàm phân bố khi sóng tựa ổn định với mật độ phân bố độ cao sóng trung bình trong cơn bão đã biết:

$$\Phi(H) = \int_0^{H_{\max}} P(H, \bar{H}, d) f(\bar{H}) d\bar{H} \tag{5.22}$$

Trong đó H_{\max} – độ cao sóng lớn nhất trong bão, d – độ sâu biển.

Trong thực hành, hàm (5.22) dẫn đến công thức :

$$\Phi(H) = \sum P(H, \bar{H}, d) f(\bar{H}_j) \tag{5.23}$$

Trong đó : $f(\bar{H}_j) = \frac{T_j(H_j, \Delta H)}{T}$, ở đây $T_j(H_j, \Delta H)$ – tổng thời gian có độ cao sóng trung bình trong khoảng $(\bar{H} - \frac{\Delta H}{2}, \bar{H} + \frac{\Delta H}{2})$, xác định theo đường cong độ cao sóng, $T = \sum T_j$ thời gian cơn bão, $J = \frac{\bar{H}_{\max} - \bar{H}_{\min}}{\Delta H}$, trong đó \bar{H}_{\max} và \bar{H}_{\min} độ cao sóng trung bình lớn nhất và nhỏ nhất trong cơn bão.

Trong tính toán, hàm $\Phi(H)$ phải cắt giá trị lớn nhất của độ cao H_{\max} trong cơn bão. Điểm cắt cho:

$$\hat{\Phi}(H) = \frac{\Phi(H) - \Phi(H_{\max})}{1 - \Phi(H_{\max})} \tag{5.24}$$

5.2 CÁC PHƯƠNG PHÁP TÍNH SÓNG DỰA TRÊN CÁC MỐI TƯƠNG QUAN LÝ THUYẾT VÀ THỰC NGHIỆM GIỮA CÁC YẾU TỐ SÓNG VÀ CÁC YẾU TỐ TẠO SÓNG. QUY PHẠM TÍNH TOÁN SÓNG CỦA VIỆT NAM

Về căn bản, dự báo sóng yêu cầu áp dụng các mô hình toán học phức tạp, cho phép mô tả sự phát sinh và lan truyền sóng dựa vào trường gió. Khi thực hiện dự báo sóng, người ta xuất phát từ 2 lập luận về sự phát triển sóng gió trong đại dương và biển. Thứ nhất, sự phát triển sóng trong biển liên quan chặt chẽ với trạng thái khí quyển trên đó. Lúc đó năng lượng từ khí quyển truyền cho sóng không chỉ phụ thuộc vào lực gió mà còn vào giai đoạn phát triển sóng, tức là khi đưa ra các phương pháp dự báo ngoài gió ra cần tính đến trường sóng đã hình thành vào thời điểm dự báo. Thứ hai, trường sóng có tính chất quán

tính, tức là khả năng gìn giữ các đặc trưng của nó trong thời gian nào đó. Nếu trên biển đã hình thành chế độ sóng xác định, và nếu không xuất hiện các yếu tố gây nhiễu động như gió mạnh, thì sự thay đổi các đặc trưng sóng chỉ xảy ra sau một vài giờ. Để xác định thời gian trong đó trường sóng có thể coi như không đổi, người ta đã thiết lập tương quan giữa độ cao sóng theo các thời đoạn 6, 12, 18, 24 giờ. Hệ số tương quan tương ứng bằng 0.87, 0.71, 0.35, 0.29. Điều này chứng tỏ rằng, quán tính của sóng tồn tại trong khoảng 12 giờ đầu tiên, sau đó giảm đi và sau 18-24 giờ trường sóng hầu như hoàn toàn dừng lại tương ứng với hình thế synop. Với tính chất quán tính của sóng, thường áp dụng thời gian dự báo là 12h.

Trong thực hành dự báo hải dương, các phương pháp thống kê được sử dụng rộng rãi mà cơ sở của chúng là các công thức kinh nghiệm, thể hiện sự phụ thuộc các yếu tố sóng gió vào yếu tố tạo sóng, trước hết là vận tốc và hướng gió, thời gian tác động, chiều dài đà gió và độ sâu biển. Để tiện lợi cho tính toán chúng được biểu diễn ở dạng các biểu đồ. Dưới đây ta xem xét một số phương pháp đó.

5.2.1 Các công thức tính sóng Sverdrup-Munk-Bretschneider

Có thể dự báo độ cao sóng trong nước sâu theo công thức Sverdrup-Munk-Bretschneider (phương pháp SMB), như đã cho trong Hướng dẫn Bảo vệ Bờ, 1984, 2002. Các công thức tính sóng theo tốc độ gió và đà sóng được đưa ra tại bảng 5.3.

Bảng 5.7 Các công thức tính sóng theo phương pháp SMB

Sóng đang phát triển	Sóng phát triển hoàn toàn $F > 2.10^4$
$H_s = 0,0016F_*^{0,5} \frac{U^2}{g}$	$H_s = 0,234 \frac{U^2}{g}$
$T_p = 0,286F_*^{0,33} \frac{U}{g}$	$T_p = 8,13 \frac{U}{g}$
$t_d = 68,8F_*^{0,67} \frac{U}{g}$	$t_d = 7,15 \times 10^4 \frac{U}{g}$

Trong đó: $F_* = gF / U^2$ - đà gió phi thứ nguyên, F - đà gió (m), $U = 0,7 V^{1.2}$ - vận tốc gió đã hiệu chỉnh (m/s), V - vận tốc gió tại 10 m trên mặt nước (m/s), H_s = độ cao sóng hữu hiệu (m), T_p - chu kỳ sóng ứng với đỉnh phổ (s), t_d - thời gian gió thổi (s), g - gia tốc trọng trường (m/s²).

Các công thức trên được biểu thị ở dạng những số hạng vận tốc gió đã hiệu chỉnh U theo mối quan hệ phi tuyến giữa vận tốc gió V và ứng suất trượt trên mặt nước. Khi không có dữ liệu vận tốc gió trên mặt nước, có thể sử dụng dữ liệu gió trên mặt đất nhưng lưu ý rằng vận tốc gió trên biển hở có thể lớn hơn (từ 10 tới 20 %) gió trên đất.

Quy trình tính toán:

1. xác định đà gió F ,
2. xác định khoảng thời gian gió thổi t ,
3. xác định đà gió và vận tốc gió trung bình khoảng thời gian đó X, V, U ,
4. tính toán độ cao sóng, bước sóng và thời gian tăng trưởng H_s, T_p, t_d ,

5. nếu $t_d < t$ những giá trị tính toán hợp lý,
nếu $t_d > t$ sự tăng trưởng sóng bị hạn chế bởi thời gian tăng trưởng,
6. tính toán đà gió mới, áp dụng $t_d = t$,
7. tính toán độ cao sóng và chu kỳ mới, H_s, T_p .

5.2.2 Các công thức tính sóng GOIN và Soyuzmorproekt

Nhóm nghiên cứu GOIN và Soyuzmorproekt (Liên bang Nga) nhận được các mối quan hệ tin cậy của các yếu tố sóng với yếu tố tạo sóng cho các thủy vực nước sâu và nước nông trên cơ sở lý thuyết thứ nguyên, các dẫn xuất từ phương pháp thống kê và các tương quan thực nghiệm từ số liệu sóng đo đạc bằng phương pháp tự ghi. Các công thức có dạng:

a. nước sâu:

$$\frac{\overline{gH}_x}{V^2} = 0,0042 \left(\frac{gX}{V^2} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (5.25a)$$

$$\frac{\overline{gH}_t}{V^2} = 0,0013 \left(\frac{gt}{V} \right)^{\frac{5}{12}} \quad (5.25b)$$

$$\frac{\overline{gT}_x}{V} = 0,7 \left(\frac{gX}{V^2} \right)^{\frac{1}{5}} \quad (5.25c)$$

$$\frac{\overline{gT}_t}{V} = 0,34 \left(\frac{gt}{V} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (5.25d)$$

b. nước nông:

$$\frac{\overline{gH}_d}{V^2} = 0,07 \left(\frac{gd}{V^2} \right)^{\frac{3}{5}} \quad (5.26a)$$

$$\frac{\overline{gT}_d}{V} = 18,7 \left(\frac{gH}{V^2} \right)^{\frac{3}{5}} \quad (5.26b)$$

Trong đó \overline{H} – độ cao sóng trung bình ; \overline{T} - chu kỳ sóng trung bình ; V - vận tốc gió m/s; X - chiều dài đà gió km; d - độ sâu biển m; g – gia tốc trọng trường, các chỉ số dưới X, T và d biểu thị sự phụ thuộc vào đà gió, thời gian tác động và độ sâu, tương ứng.

Để thuận tiện cho tính toán, dẫn ra đồ thị thực hành trên hình 5.8. Đường bao phía trên ứng với điều kiện nước sâu. Các đường cong phía dưới nó là với điều kiện nước nông. Sử dụng sơ đồ như sau:

- Theo giá trị vận tốc gió đã cho V , thời gian tác động t và chiều dài đà gió X , xác định các giá trị tham số $d/V^2, t/V, X/V^2$ và đưa chúng vào biểu đồ.
- Nếu điểm ứng với giá trị t/V nằm bên trái điểm ứng với X/V^2 , thì sự phát triển sóng hạn chế bởi thời gian tác động gió, khi đó từ điểm cắt đường t/V với đường cong d/V^2 kéo ngang sang trái và được các giá trị.

- Nếu điểm ứng với giá trị nằm bên phải điểm ứng với t/V , thì sự phát triển sóng hạn chế bằng đà gió. Khi đó từ điểm cắt đường X/V^2 với đường cong d/V^2 kéo ngang sang trái và được các giá trị cần thiết.

Các công thức này áp dụng cho các điều kiện vận tốc và hướng gió trong một thời đoạn và một khoảng cách là không đổi. Trong thực hành cho phép thay đổi vận tốc gió không quá 2.5m/s và thay đổi hướng không quá 45^0 so với hướng gió chính.

Quy trình tính toán sóng tại một điểm xác định bao gồm:

- 1: đánh giá ảnh hưởng của gió lên sóng đang tồn tại (sóng cũ)
- 2: tính toán hệ thống sóng mới, ứng với gió
- 3: xác định độ cao sóng theo kết quả 1 và 2
- 4: đánh giá các yếu tố sóng lừng đến từ vùng khác
- 5: tổng hợp các yếu tố sóng hỗn hợp.

5.2.3 Tính toán các yếu tố sóng lừng

Chỉ tiêu tồn tại sóng lừng tại điểm tính toán là thoả mãn bất đẳng thức:

$$\frac{H_G}{V^2} > 0.016 \tag{5.27}$$

Tính toán các yếu tố sóng lừng được xét theo 2 trường hợp:

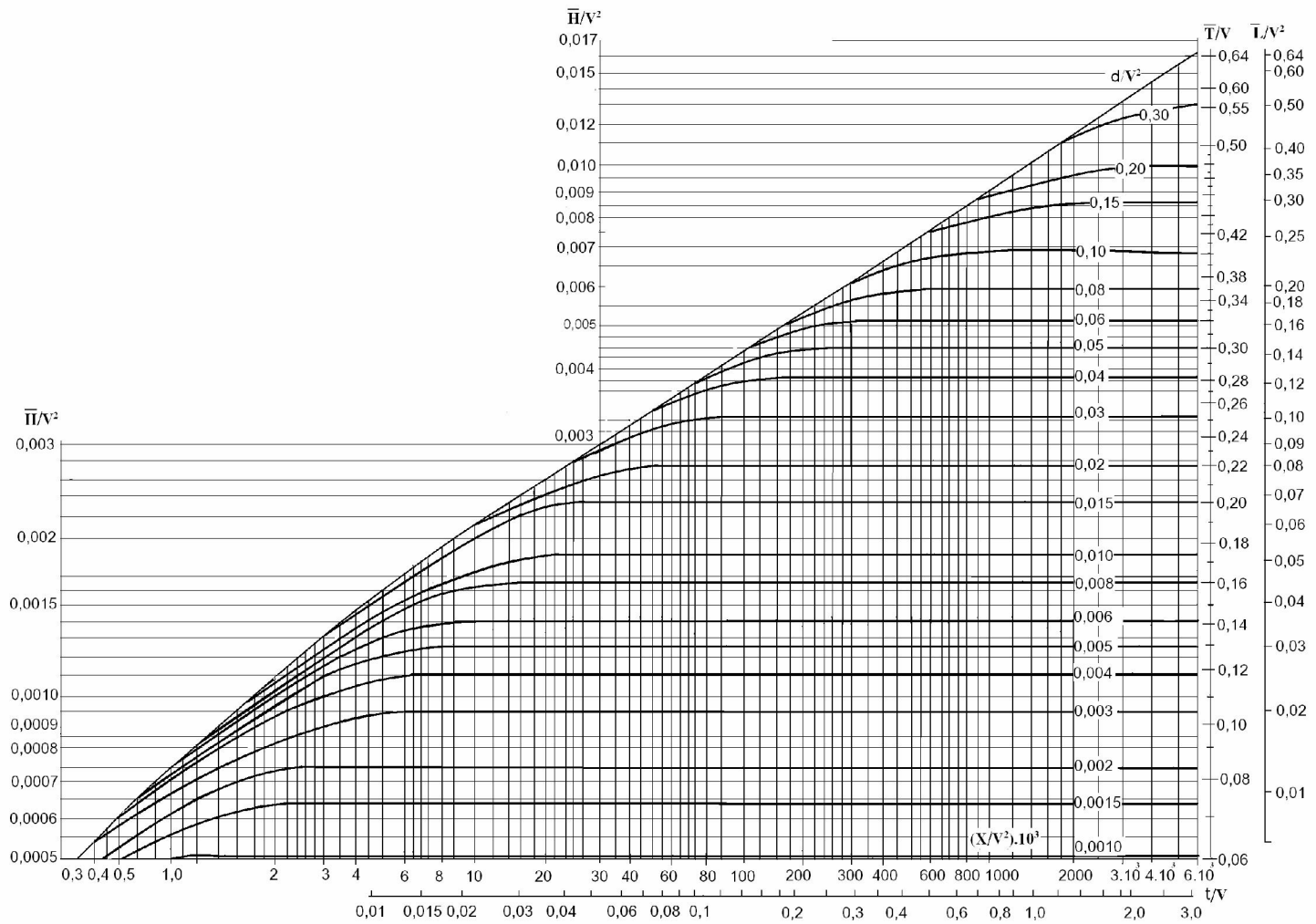
a. Sóng lừng hình thành do sự yếu dần của vận tốc gió dọc theo đà gió

Trong trường hợp này, đà gió được chia ra các đoạn $\Delta X_1, \Delta X_2, \dots, \Delta X_n$ theo hướng từ khu vực gió tác động đến điểm tính sao cho trên mỗi đoạn vận tốc gió không thay đổi quá 4m/s. Với mỗi đoạn xác định vận tốc gió trung bình $\bar{V}_1, \bar{V}_2, \dots, \bar{V}_n$. Điểm cuối của đoạn cuối cùng cần trùng với điểm tính toán. Với tốc độ gió \bar{V}_1 và đà sóng ΔX_1 sẽ tính được \bar{H}_1 (sử dụng hình 5.8), sau đó kiểm tra bất đẳng thức (5.27) trong đó H_G là \bar{H}_1 và tốc độ gió là \bar{V}_2 nếu không thoả mãn thì tiếp tục tính sóng cho đoạn ΔX_2 (cần tính đến trường sóng đã có từ cuối đoạn ΔX_1 , ví dụ bằng cách tính đoạn đà phụ). Tiếp tục tính cho đến khi kiểm tra thấy thoả mãn bất đẳng thức (5.27). Ví dụ tại cuối đoạn đà ΔX_m kiểm tra \bar{H}_m và \bar{V}_{m+1} thấy thoả mãn (5.27), lúc đó cần tính sóng lừng truyền từ vị trí cách điểm tính sóng khoảng cách là $D = \sum_{i=m+1}^n \Delta X_i$ và với độ cao và chu kỳ sóng gió là \bar{H}_m và \bar{T}_m . Trên

biểu đồ qua điểm T_G ở thang thẳng đứng bên trái kẻ một đường thẳng ngang, qua điểm D ở đường thẳng ngang phía trên (*Khoảng cách từ tâm bão Xkm*) kẻ một đường thẳng đứng. Qua điểm cắt hai đường trên kẻ một đường thẳng song song với hệ các đường xiên trên biểu đồ cho đến khi cắt trục nằm ngang phía trên và sau đó kéo thẳng lên trên cho đến khi cắt đường cong I và II. Theo đường cong I tìm được hệ số giảm độ cao $\frac{\bar{H}_L}{\bar{H}_G}$, còn theo

đường cong II là hệ số tăng chu kỳ $\frac{\bar{T}_L}{\bar{T}_G}$ (trục thẳng đứng bên phải). Từ đó dễ dàng xác

định được các giá trị \bar{H}_L và \bar{T}_L cho điểm tính toán. Trong thực tế tính toán sóng lừng thường không gặp trường hợp phức tạp như đã nêu mà chúng ta chỉ cần tính sóng lừng truyền từ tâm bão đến vị trí cách tâm bão một khoảng cách D cho trước.



Hình 5.8 Biểu đồ GOIN tính các tham số sóng vùng nước sâu và ven bờ

- - - Thư viện số MAREM, HCMUNRE - - -

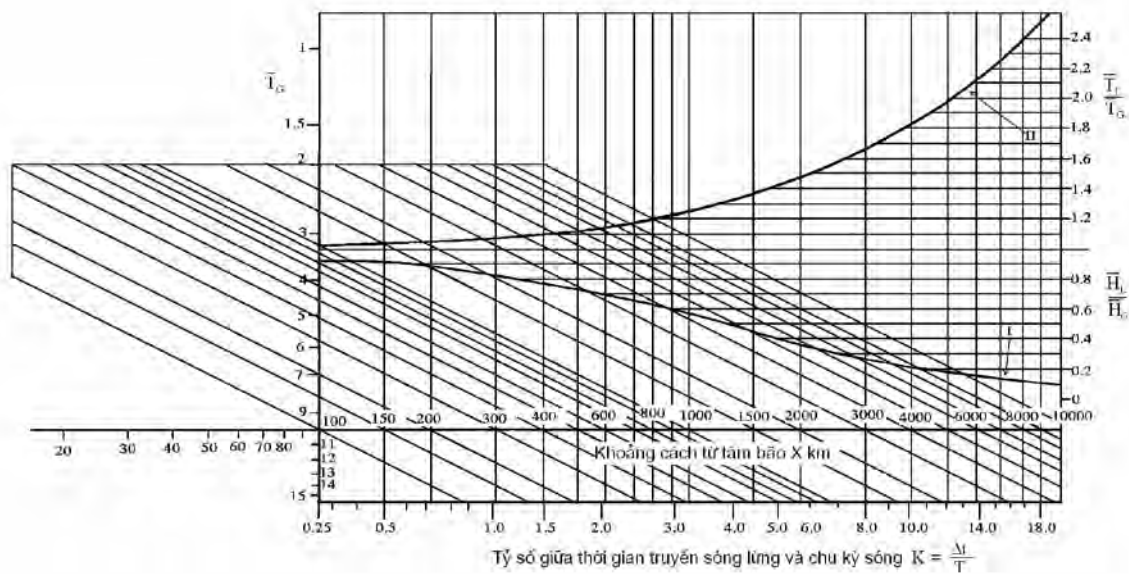
b. Sóng lừng hình thành do sự giảm đột ngột vận tốc gió theo thời gian

Trong trường hợp này chúng ta sẽ biết các yếu tố sóng \bar{H}_G và \bar{T}_G tại thời điểm gió giảm tốc độ và thời gian cần tính Δt là thời gian tính từ thời điểm gió giảm tốc độ đến thời điểm cần tính. Lúc đó sử dụng đường ngang phía dưới của biểu đồ (5.9), xác định hệ số K (Tỷ số giữa thời gian truyền sóng lừng và chu kỳ sóng). Với giá trị K xác định được, kéo thẳng lên gặp hai đường cong I và II.

Nếu vận tốc gió tại điểm tính toán khác 0, tại đó sẽ có sóng gió ứng với gió địa phương. Sau khi xác định được độ cao sóng lừng và sóng gió địa phương độ cao sóng trung bình hỗn hợp có thể xác định theo công thức

$$\bar{H} = \sqrt{\bar{H}_{gio}^2 + \bar{H}_{lung}^2} \tag{5.28}$$

Để thuận tiện cho tính toán cũng có thể sử dụng các bảng 5.8, 5.9. Theo bảng 5.9, biết độ cao sóng khởi điểm tại nguồn tạo sóng lừng, có thể dễ dàng xác định khoảng cách sóng lừng đi qua sau thời gian t, và độ cao sóng lừng tại cuối khoảng cách này. Biết được khoảng cách sóng lừng đi qua sau thời gian t, có thể xác định xác suất đi qua điểm tính toán của nó.



Hình 5.9 Biểu đồ tính toán các giá trị sóng lừng theo sóng gió

5.2.4 Tính toán các yếu tố sóng trong bão nhiệt đới

Bão nhiệt đới đặc trưng bởi gió rất mạnh và độ cao sóng lớn, đạt 10m hoặc hơn. Sự phát sinh sóng trong khu vực bão nhiệt đới xảy ra cũng theo các quy luật như trong các xoáy thuận ôn đới. Hiện tại có nhiều phương pháp tính toán sóng và gió trong các khu vực bão nhiệt đới. Có thể sử dụng hình 5.5 và 5.6 để đưa ra các tính toán gần đúng độ cao sóng cực đại và phân bố của nó trong các cơn bão. Để tính các yếu tố sóng trong bão theo các công thức thực nghiệm người ta thường sử dụng phương pháp Bretschneider. Dưới đây đưa ra các công thức xuất phát tính toán độ cao và chu kỳ sóng trong biển sâu.

Bảng 5.8 Khoảng cách (D km, tử số), trên đó sóng lừng phát triển sau thời gian t và độ cao sóng lừng (H m, mẫu số) vào cuối khoảng cách đó

Độ cao sóng lừng khởi điểm (m)	t (giờ)				
	6	12	18	24	30
10	205/8.0	405/6.4	650/5.2	880/4.4	1110/4.0
9	185/7.2	370/5.8	575/4.9	795/4.1	1035/3.4
8	165/6.4	335/5.2	510/4.6	705/3.8	915/3.3
7	150/5.6	295/4.6	445/4.2	620/3.5	780/3.2
6	120/4.8	250/4.1	380/3.7	535/3.2	685/2.8
5	95/4.0	205/3.5	315/3.1	445/2.9	555/2.5
4	74/3.2	165/2.8	260/2.6	350/2.3	445/1.9
3	55/2.3	130/2.0	205/1.7	280/1.5	335/1.3
2	35/1.5	95/1.3	140/0.8	185/0.7	- / -

Bảng 5.9 Giá trị xác suất lớn nhất của độ cao sóng tắt dần H tại một điểm theo các thời đoạn t khác nhau

Độ cao sóng lừng khởi điểm (m)	t (giờ)				
	6	12	18	24	30
10	8.3	6.8	5.9	5.2	4.6
9	7.5	6.2	5.5	4.7	3.9
8	6.7	5.6	5.1	4.3	3.6
7	5.9	5.1	4.4	3.7	3.0
6	5.1	4.4	4.0	3.2	2.8
5	4.3	3.6	3.2	2.8	2.4
4	3.3	2.9	2.6	2.4	2.2
3	2.4	2.2	2.1	2.0	1.9
2	1.7	1.6	1.5	1.4	1.3

a. Độ cao và chu kỳ sóng cực đại trong bão:

$$H_s = 5.03e^{\frac{R\Delta P}{4700}} \left[1 + \frac{0.29xV_F}{\sqrt{U_R}} \right] \quad (5.29)$$

$$T_s = 8.6e^{\frac{R\Delta P}{9400}} \left[1 + \frac{0.145xV_F}{\sqrt{U_R}} \right] \quad (5.30)$$

với:

- H_s - Độ cao sóng hữu hiệu [m],
- T_s - Chu kỳ sóng hữu hiệu [s],
- R - Bán kính gió cực đại [Km],

Δ - Độ chênh lệch áp suất giữa áp suất nền và tâm bão: $\Delta P = P_n - P_0$

P_n - Áp suất nền [mb],

P_0 - Áp suất tâm bão [mb],

V_F - Tốc độ chuyển động của bão [m/s],

U_R - Tốc độ gió cực đại [m/s],

$$U_R = 0.865U_{\max} \quad \text{Bão dừng} \quad (5.31)$$

$$U_R = 0.865U_{\max} + 0.5V_F \quad \text{Bão chuyển động} \quad (5.32)$$

U_{\max} - Tốc độ gió gradient cực đại tại độ cao 10m trên mặt biển

$$U_{\max} = 0.447 \left[14.5(P_n - P_0)^{1/2} - R(0.31f) \right] \quad (5.33)$$

f - Tham số Coriolis [rad/h]

Vĩ độ (ϕ)	25 ^o	30 ^o	35 ^o	40 ^o
f [rad/h]	0.221	0.262	0.300	0.337

α - Hệ số phụ thuộc vào tốc độ chuyển động của bão và sự tăng của đà sóng hiệu dụng do bão chuyển động. Với bão chuyển động chậm $\alpha=1.0$.

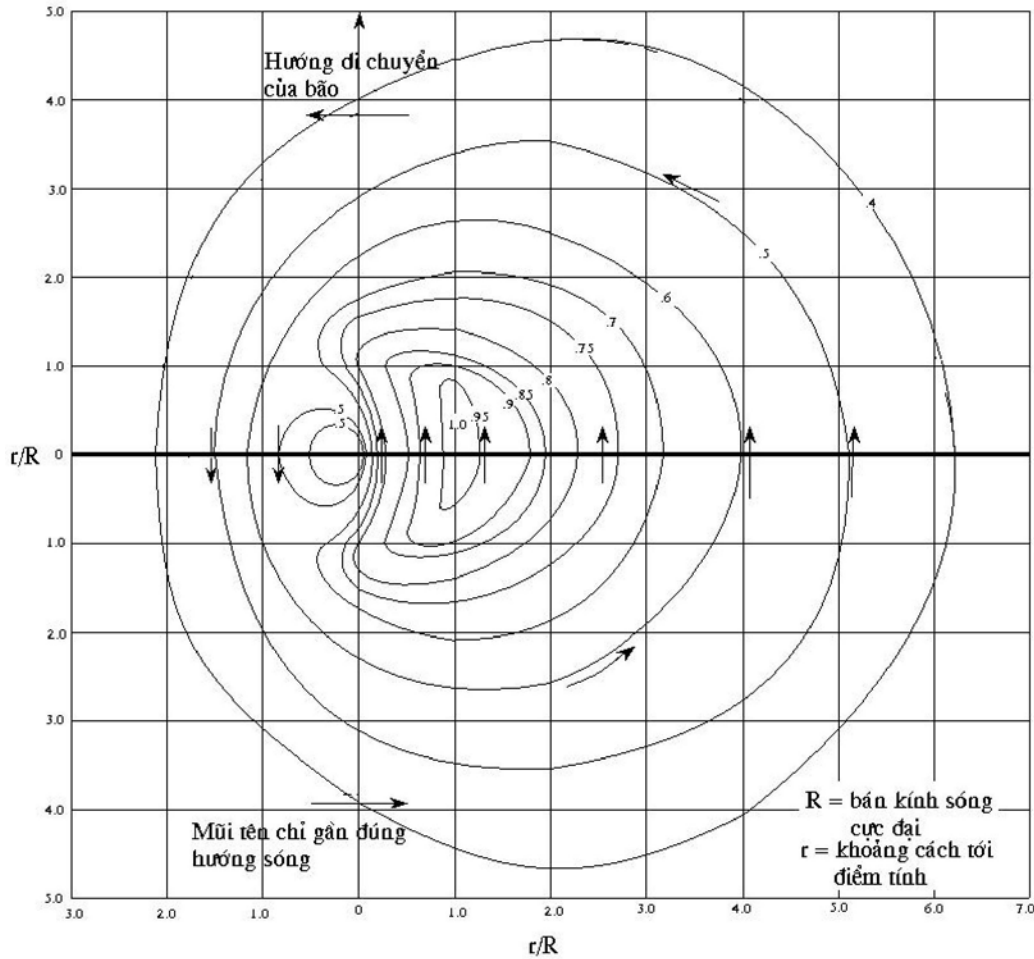
b. Phân bố độ cao sóng trong bão

Phân bố độ cao sóng cực đại tính theo (5.29) trong cơn bão có thể nhận được từ hình 5.10.

5.2.5 Quy phạm tính toán sóng của Việt Nam

Các công thức tính toán sóng nêu trên được cho trong cẩm nang thực hành “Hướng dẫn tính toán các tham số sóng gió” và là tiêu chuẩn tính toán tải trọng sóng của Liên bang Nga, đồng thời cũng được kiến nghị sử dụng trong "Sổ tay Bảo vệ Bờ" của Hoa Kỳ. Hiện nay để tiện lợi cho sử dụng người ta viết các phần mềm máy tính cho phép tính toán các đặc trưng sóng, ví dụ chương trình CRESSWIN của Viện Thủy lực Delft, Hà Lan có thể sử dụng cho quy hoạch và thiết kế công trình biển.

Việt Nam là nước có hơn 3200km đường biển và rất nhiều công trình nằm trên bờ biển và ngoài khơi như cảng, luồng tàu, dàn khoan, đê chắn sóng, kè... Vì vậy công tác dự báo sóng không chỉ là nhiệm vụ của ngành Khí tượng Thủy văn mà thu hút sự quan tâm của các ngành khác như xây dựng, giao thông, thủy lợi. Để tính toán các đặc trưng sóng cho thiết kế hiện nay có 2 quy phạm chính: a) *22-TCN-222-95: Tải trọng và tác động (do sóng và do tàu) trên công trình thủy* của ngành giao thông, và b) *QP.TL.C-1-78: Tải trọng và lực tác dụng lên công trình thủy lợi (do sóng và tàu)* của ngành thủy lợi. Thực chất các quy phạm này thừa kế những nội dung trong SNIP (Tiêu chuẩn dùng trong xây dựng của Liên Xô cũ). Tuy các tiêu chuẩn này được thành lập đã lâu, nhưng do tính khoa học chặt chẽ của SNIP cũng như sự phù hợp của chúng với điều kiện Việt Nam, các quy phạm dựa theo SNIP này vẫn được ứng dụng rộng rãi. SNIP được xem xét và bổ sung sau 10 năm, tuy nhiên phần tính toán các đặc trưng sóng hầu như không thay đổi đáng kể.



Hình 5.10 Phân bố trường sóng trong tâm bão theo phương pháp Bretschneider

Trong thực hành dự báo sóng cần xét đến các đặc điểm khác nhau về sự phát triển sóng trong vùng này hay vùng khác của biển và đại dương, số liệu ban đầu, các điều kiện địa lý, vật lý. Cần phân biệt dự báo trong nước nông và nước sâu, vì sự phát triển và tắt dần sóng trong nước nông và nước sâu là khác nhau. Sau khi phân loại các hình thế áp suất và gió, tính toán được các yếu tố sóng: độ cao, chu kỳ. Các yếu tố sóng tính toán từ các quy phạm nêu trên là cho điều kiện sóng phát triển hoàn toàn, ứng với một tần suất nhất định mà công trình phải đảm bảo theo chỉ tiêu thiết kế. Các nội dung chính trong quy phạm như sau:

- Các nguyên tắc chung
- Các yếu tố của sóng ở các vịnh nước hỏ và được ngăn chắn
- Tải trọng và tác động sóng lên các công trình thuỷ có biên dạng thẳng đứng và nghiêng
- Tải trọng do tàu (công trình nổi) lên công trình thuỷ

Trong quy phạm này, phần ta quan tâm là tính toán các yếu tố sóng. Phần này bao gồm các mục:

- Các mục nước tính toán

- Các đặc trưng tính toán của gió
- Các yếu tố của sóng ở vùng nước sâu
- Các yếu tố của sóng ở vùng nước chuyển tiếp
- Các yếu tố của sóng ở vùng nước nông
- Các yếu tố của sóng ở vùng sóng đổ
- Các yếu tố của sóng ở vùng nước được che chắn.

Phương pháp tính toán đã được trình bày ở mục 5.2.2.

5.3 CÁC MÔ HÌNH TÍNH SÓNG VÙNG VEN BỜ DỰA TRÊN PHƯƠNG PHÁP GIẢI PHƯƠNG TRÌNH LAN TRUYỀN SÓNG

Chương II đã đưa ra các quá trình biến đổi các yếu tố sóng khi truyền từ vùng nước sâu vào vùng ven bờ. Trong hai mục 5.1, 5.2 của chương này đã nêu các phương pháp tính sóng theo các công thức tương quan giữa các yếu tố sóng và các yếu tố tạo sóng. Việc tính toán trường sóng khi các yếu tố tạo sóng biến đổi phức tạp, đặc biệt là đối với các vùng bờ biển phức tạp, địa hình đáy biển biến đổi mạnh, có các vật cản (tự nhiên và công trình nhân tạo) theo các phương pháp đã nêu sẽ tốn nhiều thời gian, độ chính xác kém và trong nhiều trường hợp không thể tính toán chi tiết được sự biến đổi của các yếu tố tạo sóng theo không gian và thời gian. Với các trường hợp phức tạp nêu trên để tính toán các yếu tố sóng vùng ven bờ, hiện nay thường sử dụng phương pháp tính toán số trên cơ sở phương trình lan truyền sóng. Hiện nay có rất nhiều các mô hình tính sóng được công bố rộng rãi trên các sách, tài liệu chuyên môn và Internet về công nghệ biển, tuy nhiên việc sử dụng loại mô hình nào là phù hợp với yêu cầu tính toán trường sóng ven bờ là một vấn đề rất quan trọng, phụ thuộc vào từng loại yêu cầu cụ thể và đặc biệt là phụ thuộc vào các số liệu đầu vào như độ phân giải của bản đồ độ sâu, số liệu trường gió hiện có, các đặc trưng của trường sóng ban đầu và trường sóng tại biên ngoài khơi.

Bảng 5.10 Hướng dẫn sử dụng các mô hình tính sóng

Đặc điểm khu vực và trường sóng	Mô hình tính sóng				
	ACES	NMLONG	RCPWAVE	REFDIF	STWAVE
Địa hình đáy đồng nhất	được	được	được	được	được
Địa hình phức tạp, sóng lừng, không có công trình	không được	không được	được	được	được
Địa hình phức tạp, sóng lừng, có công trình	không được	không được	không được	được	được
Địa hình phức tạp, sóng có phổ hướng phức tạp, nhưng dải phổ hẹp	không được	không được	không được	được	được
Địa hình phức tạp, sóng gió đang phát triển hay có dải phổ rộng	không được	không được	không được	không được	được
Địa hình phức tạp, tính sóng chi tiết tại sát công trình	không được	không được	không được	được	không được

Trong đó:

ACES	hệ thống công nghệ ven bờ
NMLONG	mô hình số tính dòng chảy dọc bờ
PCPWAVE	mô hình trường sóng ven bờ địa phương
REPDIF	mô hình tổng hợp khúc xạ và nhiễu xạ
STWAVE	mô hình tính sóng ổn định theo phương pháp phổ

Trên bảng 5.10 [4] đưa ra hướng dẫn sơ bộ để chọn các mô hình tính sóng theo các đặc trưng địa hình đáy biển, các đặc trưng của trường sóng và đặc điểm khu vực tính (công trình biển vv..). Dưới đây chúng ta sẽ đề cập đến một số các mô hình tính sóng ven bờ hiện đang được sử dụng trong tính toán dự báo trường sóng vùng ven bờ: mô hình RCPWAVE, STWAVE và SWAN.

Trong các mô hình nêu tại bảng 5.10 các mô hình ACES và NMLONG sử dụng giả định các đường đẳng sâu song song tại khu vực ven bờ.

5.2.1 Mô hình RCPWAVE

a, Trường sóng vùng biến dạng

Phương trình truyền sóng trên đáy biển có độ dốc thoải (2.81) viết dưới dạng elliptic đã được chuyển sang dạng xấp xỉ parabolic (2.95):

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = \left[ik - \frac{1}{2kCC_g} \frac{\partial}{\partial x} (kCC_g) \right] \phi + \frac{1}{2kCC_g} \frac{\partial}{\partial y} \left(CC_g \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) \quad (5.34)$$

với:

x, y - trục tọa độ tính,

C(x,y) - tốc độ pha của trường sóng,

C_g(x,y) - tốc độ nhóm của trường sóng,

k(x,y) - số sóng $\sigma^2 = gk \tanh(kd)$,

σ - tần số góc của trường sóng $\sigma = 2\pi/T$,

T - chu kỳ sóng (được coi là không đổi khi sóng truyền vào bờ),

n - tỷ số giữa tốc độ nhóm và tốc độ pha $n = C_g/C$,

ψ - biên độ sóng dạng số phức $\psi = ae^{ix}$,

a - biên độ sóng $a(x,y) = gH(x,y)/2\sigma$,

H- (x,y) độ cao sóng,

$\chi(x,y)$ - hàm pha sóng $\chi = kx - \sigma t$,

i - số ảo ($i = \sqrt{-1}$).

Dưới dạng xấp xỉ parabolic, chúng ta giả định rằng sóng truyền theo trục x có nghĩa là trục tọa độ y gần như song song với các đường truyền sóng chính. Giả định này sẽ gây ra sai số khi tính toán trường sóng tại các khu vực phức tạp và có hướng chính không chiến ưu thế rõ ràng. Mô hình RCPWAVE tính đến các hiệu ứng biến dạng, khúc xạ và nhiễu xạ bỏ qua thành phần phản xạ. Thế biên độ sóng dạng số phức: $\psi = ae^{ix}$, vào

(5.34) và giải tách biệt đối với phần thực và phần ảo ta có các phương trình tương tự như (2.97) (2.98).

$$\frac{1}{a} \left\{ \frac{\partial^2 a}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 a}{\partial y^2} + \frac{1}{cc_g} [\nabla a \cdot \nabla (cc_g)] \right\} + k^2 - |\nabla \chi|^2 = 0 \quad (5.35)$$

$$\nabla \cdot (a^2 cc_g \nabla \chi) \quad (5.36)$$

với: ∇ - là toán tử gradient ngang.

Các phương trình (5.35), (5.36) mô phỏng tác động của các hiệu ứng khúc xạ và nhiễu xạ khi sóng truyền vào vùng bờ. Phương trình (5.36) cho thấy năng lượng sẽ truyền theo hướng vuông góc với đỉnh sóng. Hiện ứng nhiễu xạ sẽ làm thay đổi hàm pha sóng do gradient đáng kể của độ cao sóng và độ cong của tia sóng (chúng ta gọi là nội nhiễu xạ). Các hiệu ứng này sẽ làm cho hướng cục bộ của tia sóng biến đổi. Nếu bỏ qua hiệu ứng nội nhiễu xạ các phương trình (5.35), (5.36) sẽ đơn giản là mô phỏng hiệu ứng khúc xạ trong đó số sóng biểu thị cho độ lớn gradient của hàm pha sóng. Với giả định trường sóng tuyến tính, gradient của hàm pha sóng là đại lượng không xoáy, ta có:

$$\nabla \chi (\nabla \chi) = 0 \quad (5.37)$$

Phương trình (5.37) được viết dưới dạng vectơ:

$$\nabla \chi = |\nabla \chi| \cos \theta \vec{i} + |\nabla \chi| \sin \theta \vec{j} \quad (5.38)$$

với \vec{i} và \vec{j} là các vectơ đơn vị theo trục x và y $\theta(x,y)$ là hướng sóng địa phương.

Kết hợp (5.37) và (5.38) ta được:

$$\frac{\partial}{\partial x} (|\nabla \chi| \sin \theta) - \frac{\partial}{\partial y} (|\nabla \chi| \cos \theta) = 0 \quad (5.39)$$

Nếu biết được gradient của pha sóng có thể xác định hướng sóng theo phương trình (5.39). Cũng tương tự như vậy có thể đưa $\nabla \chi$ từ (5.38) vào (5.36) ta có:

$$\frac{\partial}{\partial x} (a^2 CC_g |\nabla \chi| \cos \theta) + \frac{\partial}{\partial y} (a^2 CC_g |\nabla \chi| \sin \theta) = 0 \quad (5.40)$$

Phương trình này cho phép tính được hàm biên độ sóng nếu biết $\nabla \chi$ và $\theta(x,y)$, và từ đó xác định được độ cao sóng. Các phương trình (5.35), (5.39), (5.40) biểu thị tác động tổng hợp của các hiệu ứng khúc xạ và nhiễu xạ đối với lý thuyết sóng tuyến tính và giả định độ dốc đáy nhỏ, bỏ qua sóng phản xạ và có hiệu lực ở ngoài vùng sóng đổ. Các phương trình trên được giải bằng phương pháp số. Các đạo hàm riêng trong các phương trình trên được xấp xỉ gần đúng bằng sơ đồ sai phân hữu hạn với các bước lưới theo trục x và y tùy ý. Góc trục tọa độ trong mô hình RCPWAVE được lấy trên bờ với trục y gần như song song với đường bờ trục x gần như vuông góc với đường bờ. Hướng sóng truyền từ vùng nước sâu vào được quy ước có góc 0 độ vuông góc với trục x theo hướng ngược với chiều dương của trục x. Từ góc 0 độ này, góc truyền sóng sẽ dương theo chiều ngược chiều kim đồng hồ và âm nếu theo chiều kim đồng hồ, (xem hình 5.11).

- Các số liệu đầu vào bao gồm trường độ sâu tại các điểm lưới, độ cao sóng vùng nước sâu H_0 , hướng sóng vùng nước sâu θ_0 và chu kỳ sóng T. Số sóng (k) sẽ được tính gần đúng tại tất cả các điểm nút lưới tính thông qua chu kỳ sóng và hệ thức phân tán

($\left[\left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 = gk \tanh kd\right]$). Từ đó cũng sẽ có được tốc độ pha và tốc độ nhóm của trường sóng

tại các điểm nút.

- Từ định luật Snell

$$\frac{\sin \theta}{C} = \frac{\sin \theta_0}{C_0} \quad (5.41)$$

Với C_0 là tốc độ pha của trường sóng vùng nước sâu. Giả định là các đường đẳng sâu song song với trục y , tính ước lượng ban đầu hướng sóng tại các điểm nút. Trong trường hợp nếu đường bờ tạo thành một góc θ_c với trục y thì hướng sóng θ sẽ được tính toán gần đúng theo:

$$\theta = \pi - \sin^{-1} \left(\frac{\sin(\theta_0 - \theta_c)}{\frac{C_0}{C}} \right) + \theta_c \quad (5.42)$$

Với θ_c dương theo hướng ngược chiều kim đồng hồ và âm theo chiều kim đồng hồ (xem hình 5.11).

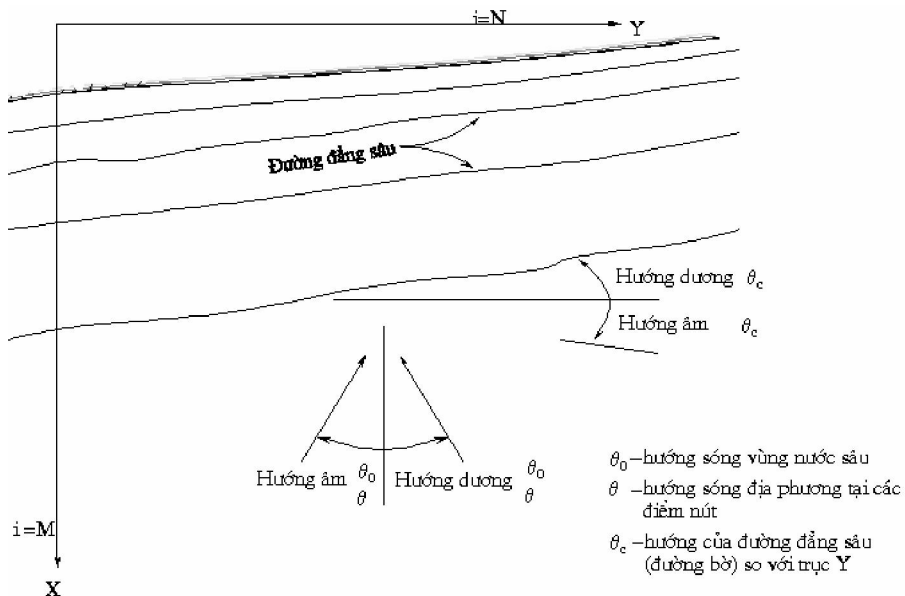
Sau đó sẽ ước lượng gần đúng độ cao sóng tại các điểm nút theo:

$$H = H_0 K_r K_S \quad (5.43)$$

với:

$$K_r = \left(\frac{\cos \theta_0}{\cos \theta} \right)^{1/2} \quad (5.44)$$

$$K_S = \left[\frac{1}{\left(1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right) \tanh(kd)} \right]^{1/2} \quad (5.45)$$



Hình 5.11 Hệ tọa độ và hướng sóng quy ước trong mô hình RCPWAVE

Sau khi có được các tham số sóng ước lượng gần đúng tại các điểm tính sẽ tiến hành tính toán trường sóng từ các hàng $i = M-3$ và cho các cột từ $j=2$ đến $j=N-1$. Đối với mỗi hàng sẽ tính độ cao và hướng sóng theo phương pháp lặp với chỉ tiêu của hướng là 0.0005 rad và độ cao 0.0003 m. Để tính toán được hiệu ứng nhiễu xạ cần tính được giá trị chính xác của gradient pha sóng, sử dụng sơ đồ sai phân lùi theo trục x. Sau đó tính toán lại độ cao và hướng sóng sử dụng các số sóng mới. Các tính toán này sẽ thực hiện theo phương pháp lặp dọc theo mỗi hàng cho đến khi tính được tất cả các số sóng từ các hàng $i= M-3$ đến $i=1$. Sau đó sẽ sử dụng phương pháp lọc của Sheng, Segur và Lewellen (1978) để lọc các kết quả tính toán cho các hàng từ $i = M-3$ đến $i= 2$ với mục đích loại trừ các nhiễu động về số sóng do sử dụng các sơ đồ tính khác nhau.

Tại các biên lỏng, các hàng được giả định là tất cả các yếu tố sóng tại các biên tính toán sẽ không đổi tại $j = 1; j = 2$ và $j = N; j =N-1$. Điều kiện biên này có nghĩa là tại các biên lỏng các yếu tố sóng theo trục y không thay đổi. Tại biên vùng nước sâu được giả định là các đường đẳng sâu từ biên $i=M$ đến vùng nước sâu là thẳng và song song với góc tạo giữa đường bờ và trục y (θ_c). Nói một cách khác từ vùng nước sâu đến biên của vùng tính sẽ sử dụng định luật Snell để tính các yếu tố sóng với giả định các đường đẳng sâu nằm song song với nhau và tạo với trục y một góc nhất định (θ_c). Không cần các điều kiện biên tại biên cứng ($i=1$) vì sử dụng sơ đồ tiến.

b. Trường sóng trong vùng sóng đổ

+ Xác định điểm sóng đổ:

Điểm sóng đổ được xác định theo phương pháp của Weggel đưa ra năm 1972

$$H_b = \frac{\bar{b}d_p}{1 + \frac{ba}{gT^2}} \tag{5.46}$$

với:

$$\begin{aligned} \bar{a} &= 43.75[1 - e^{(-19m)}] \\ \bar{b} &= 1.56/[1 + e^{(-19.5m)}] \end{aligned}$$

m - độ dốc đáy

Sau khi sóng đổ cần phải tính toán trường sóng lan truyền trong vùng sóng đổ. Tiêu hao dòng năng lượng sóng trong vùng sóng đổ được tính theo:

$$\frac{\partial(EC_g)}{\partial x} = \frac{-\kappa}{d} [EC_g - (EC_g)_x] \tag{5.47}$$

với: κ - hệ số tiêu hao năng lượng trong vùng sóng đổ ($\kappa=0.2$ trong tính toán),

$(EC_g)_x$ - dòng năng lượng ổn định của trường sóng trong vùng sóng đổ.

Vế phải của (5.47) biểu thị sự tiêu hao năng lượng sóng trong vùng sóng đổ. Sử dụng lý thuyết sóng tuyến tính đối với năng lượng sóng ($E = \frac{1}{8}\rho gH^2$), thay vào (5.47) ta có:

$$\frac{\partial(H^2C_g)}{\partial x} = \frac{-\kappa}{d} (H^2c_g)_x \tag{5.48}$$

Từ các kết quả nghiên cứu thực nghiệm cho thấy ở trong vùng sóng đồ độ cao sóng sẽ đạt với giá trị ổn định dưới dạng:

$$H_s = \gamma d \quad (5.49)$$

với: H_s - độ cao sóng ổn định

γ - hệ số tỷ lệ ($\gamma = 0.4$)

Thay vào (5.48) ta có

$$\frac{\partial(H^2 c_g)}{\partial x} = \frac{-\kappa}{d} [H^2 c_g - (\gamma^2 d^2 c_g) \chi] = D \quad (5.50)$$

Thay hàm tiêu tán năng lượng D vào vế phải của (5.36) sau khi được nhân với tốc độ pha và gradient của pha sóng và thay độ cao sóng bằng hàm biên độ (để phù hợp về thứ nguyên) ta có:

$$\nabla \cdot (a^2 C C_g \nabla \chi) = \frac{-\kappa}{d} \left\{ a^2 C C_g |\nabla \chi| - \left[\left(\frac{g}{2\sigma} \right)^2 \gamma^2 d^2 C C_g |\nabla \chi| \right] \chi \right\} \quad (5.51)$$

Phương trình (18) có thể đúng cho cả vùng ngoài đới sóng vỡ . Ngoài đới sóng vỡ $k=0$ và (5.51) trở thành (5.36). Trong đới sóng vỡ bỏ qua hiệu ứng nhiễu xạ.

Phương pháp RCPWAVE có nhược điểm lớn nhất là cho các kết quả tính sóng không được chính xác khi các tia sóng cắt nhau phía sau các vật cản như đảo, đê chắn sóng , hoặc ngay tại các vị trí sát các công trình (xem bảng 5.11). Do sử dụng phương trình truyền sóng trên vùng có độ dốc thoải dạng parabolic, hướng truyền sóng cũng không được quá khác so với hướng thịnh hành, có nghĩa là hướng truyền sóng không được quá chéo góc với đường bờ biển.

5.2.2 Mô hình STWAVE

Mô hình STWAVE là mô hình tính lan truyền sóng từ vùng nước sâu vào vùng ven bờ trên cơ sở phương trình lan truyền sóng dạng elliptic đối với đáy thoải. Các tính toán được thực hiện với các thành phần phổ sóng theo các hướng từ $\pi/2$ đến $-\pi/2$ (phổ lan truyền 1/2 vòng tròn). Trường sóng được coi là ổn định và tính đến quá trình trao đổi năng lượng từ gió cho sóng trong khi truyền cũng như tương tác giữa sóng và dòng chảy.

a. Các phương trình tính toán lan truyền sóng trong mô hình STWAVE

Tương tác giữa sóng và dòng chảy được xác định khi sóng truyền trên một nền dòng chảy. Các tham số sóng trên nền đó được ký hiệu là r gọi là tương đối với dòng chảy, còn các tham số sóng tuyệt đối là a . Phương trình khuếch tán sóng trên nền tương đối là:

$$\omega_r^2 = gk \tanh kd \quad (5.52)$$

Trong hệ tuyệt đối, phương trình này có dạng:

$$\omega_a = \omega_r + kU \cos(\delta - \alpha) \quad (5.53)$$

với: U - tốc độ dòng chảy,

δ - hướng của dòng chảy so với trục x ,

α - hướng truyền sóng (xem hình 5.12).

Số sóng được tính bằng phương pháp lặp khi thay các yếu tố của phương trình (5.52) vào phương trình (5.53). Để tính toán các hiệu ứng khúc xạ và nước nông cần có tốc độ pha của sóng, C , và tốc độ nhóm, C_g trong cả hai nền chuyển động. Trong nền chuyển động tương đối đối với dòng chảy ta có:

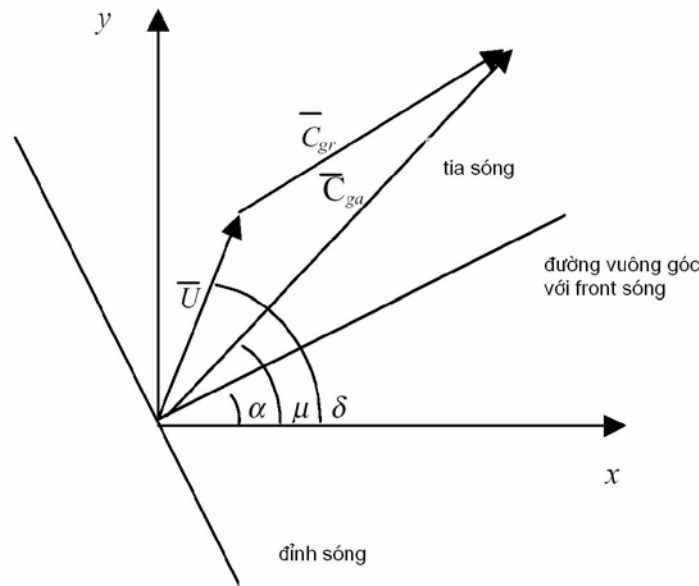
$$C_r = \frac{\omega_r}{k} \quad (5.54a)$$

$$C_{gr} = 0.5C_r \left(1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right) \quad (5.54b)$$

Hướng của tốc độ pha và nhóm là α . Trên nền tuyệt đối ta có:

$$C_a = C_r + U \cos(\delta - \alpha) \quad (5.55)$$

$$(C_{gra})_i = (C_{gr})_i + (U)_i \quad (5.56)$$



Hình 5.12 Sơ đồ tính sóng trong trường dòng chảy

với i biểu thị giá trị tensor của các thành phần x và y . Hướng của tốc độ pha tuyệt đối trùng với hướng tia sóng. Tốc độ nhóm tuyệt đối sẽ xác định hướng của tia sóng do vậy tia sóng trên hình 5.12 được xác định như sau:

$$\mu = \tan^{-1} \left(\frac{C_{gr} \sin \alpha + U \sin \delta}{C_{gr} \cos \alpha + U \cos \delta} \right) \quad (5.57)$$

Sự khác nhau giữa hướng tia sóng và hướng vuông góc với front sóng là cơ sở để giải thích quá trình tương tác giữa sóng và dòng chảy. Nếu không có dòng chảy hai hướng này trùng với nhau, khi có dòng chảy hướng truyền năng lượng sóng sẽ dọc theo tia sóng còn hướng truyền sóng dọc theo hướng vuông góc với front sóng. Hướng này được xác định theo:

$$C_{gra} \frac{\partial \alpha}{\partial R} = - \frac{C_r}{\sinh 2kd} \frac{\partial d}{\partial n} - \frac{k_i}{k} \frac{\partial U}{\partial n} \quad (5.58)$$

với: R - tọa độ theo hướng của tia sóng,

n - tọa độ theo hướng vuông góc với front sóng.

Phương trình bảo toàn phổ sóng ở giai đoạn sóng ổn định dọc theo tia sóng có dạng:

$$(C_{gra})_i \frac{\partial}{\partial x_i} \frac{C_a C_{gra} \cos(\mu - \alpha) E(\omega_a, \alpha)}{\omega_r} = \sum \frac{S}{\omega_r} \quad (5.59)$$

với: E - mật độ năng lượng sóng (chia cho $\rho_w g$) với ρ_w là mật độ nước,

S - phần nguồn năng lượng

b. Tính khúc xạ và biến dạng sóng

Trong mô hình STWAVE tính toán khúc xạ và biến dạng trường sóng khi truyền vào vùng ven bờ dựa trên cơ sở áp dụng luật bảo toàn năng lượng dọc theo tia sóng. Hệ số biến dạng cho các thành phần phổ sóng tính dọc theo tia sóng theo phương trình (5.59). Trong trường hợp xuất hiện dòng chảy mạnh ngược chiều với hướng truyền sóng (ở các tuyến luồng hàng hải, cửa lạch triều vv.. trong pha triều rút), sóng có thể bị phá huỷ do dòng chảy. Hiện tượng này xuất hiện khi phương trình khuếch tán không có nghiệm, hay nói một cách khác là hiện tượng phá huỷ sóng xuất hiện khi tốc độ pha tương đối của sóng nhỏ hơn cường độ của dòng chảy. ở vùng nước sâu, hiện tượng này xuất hiện khi cường độ dòng chảy lớn hơn 1/4 tốc độ pha của sóng trong trường hợp không có dòng chảy. ($0.25g T_a/(2\pi)$, với T_a là chu kỳ tuyệt đối của sóng). Nếu trường hợp này xảy ra, năng lượng sóng sẽ bị triệt tiêu.

c. Tính nhiễu xạ sóng

Nhiễu xạ trong mô hình STWAVE được tính trên cơ sở sự phân tán năng lượng sóng theo nguyên lý là phẳng:

$$E_j(\omega_a, \alpha) = 0.55E_j(\omega_a, \alpha) + 0.22[E_{j+1}(\omega_a, \alpha) + E_{j-1}(\omega_a, \alpha)] \quad (5.60)$$

với j là ký hiệu của điểm tính dọc bờ. Theo phương trình trên sẽ xảy ra hiện tượng là tràn năng lượng sóng ở các vùng bị che khuất.

d. Nguồn truyền và mất mát năng lượng - sóng đổ tại vùng ven bờ

Chỉ tiêu sóng đổ tại vùng ven bờ là tỷ số giữa độ cao sóng và độ sâu:

$$\frac{(H_s)_{max}}{d} = 0.64 \quad (5.61)$$

Ở các cửa vào của luồng lạch, khi độ dốc của sóng tăng do tác động của dòng chảy, sóng sẽ dễ bị đổ hơn. Trong trường hợp này chỉ tiêu sóng đổ của Miche (1951) là phù hợp nhất:

$$(H_s)_{max} = 0.1L \tanh kd \quad (5.62)$$

Phương trình này được áp dụng trong mô hình để xác định giới hạn cao nhất của độ cao sóng. Năng lượng sóng trong dải phổ sóng sẽ bị giảm tại mỗi tần số và hướng tỷ lệ với số lượng năng lượng bị tiêu hao do sóng đổ trong mỗi dải tần số và hướng sóng tương ứng.

e. Năng lượng truyền từ gió cho sóng

Dòng năng lượng của gió truyền cho sóng được tính theo:

$$F_{in} = \lambda \frac{\rho_a}{\rho_w} 0.85 C_m \frac{u_*^2}{g} \quad (5.63)$$

với: λ - hệ số biểu thị phần năng lượng của khí quyển truyền trực tiếp cho sóng (0.75),

ρ - mật độ không khí,

C_m - tốc độ pha trung bình của sóng,

u_* - tốc độ ma sát.

Năng lượng mà phổ sóng nhận được sẽ được tính bằng cách nhân dòng năng lượng với thời gian tương đương khi sóng truyền qua một điểm lưới tính:

$$\Delta t = \frac{\Delta x}{\beta C_g \cos \alpha_m} \quad (5.64)$$

với: Δt - thời gian tương đương,

Δx - bước lưới tính,

$\beta\alpha$ - hằng số (=0.9 đối với sóng gió),

C_g - tốc độ nhóm trung bình của phổ sóng,

α_m - hướng sóng trung bình tương ứng với lưới tính.

Trong mô hình STWAVE chỉ có sóng thổi theo hướng từ biển vào mới được tính gây tác động đến sóng, đối với các trường hợp gió thổi từ bờ ra hiệu ứng tác động của sóng đến gió được bỏ qua.

f. Tương tác giữa các sóng và hiệu ứng sóng đổ bậc đầu

Năng lượng của gió truyền cho sóng được phân bố dưới tác động của hiện tượng tương tác phi tuyến giữa các sóng. Năng lượng này được phân bố từ khu vực đỉnh phổ tới các thành phần phổ với tần số thấp và tần số cao. Trong mô hình STWAVE tần số đỉnh phổ sẽ tăng lên cùng với đà sóng (hoặc là thời gian truyền tương đương dọc theo đà). Phương trình tính đến hiệu ứng thay đổi đỉnh phổ này là:

$$(f_p)_{i+1} = \left[(f_p)_i^{7/3} - \frac{9}{5} \zeta \left(\frac{u_*}{g} \right)^{4/3} \Delta t \right]^{-3/7} \quad (5.65)$$

với: ζ - hệ số không thứ nguyên (Resio và Perrie 1989),

i và $i+1$ là các cột trong lưới tính.

Năng lượng mà phổ sóng nhận được được phân bố trong giới hạn các tần số về phía giải các tần số thấp sao cho giữ nguyên dạng của phổ. Năng lượng sóng sẽ bị tiêu tán chủ yếu là sự tải năng lượng về các tần số cao và tiêu tán dưới tác động của hiệu ứng sóng đổ bậc đầu và hiệu ứng rối, nhớt của nước. Tồn tại sự cân bằng động lực giữa năng lượng của gió truyền cho sóng và năng lượng tiêu hao do hiệu ứng dòng năng lượng phi tuyến của sóng phân tán vào khu vực tần số cao. Dòng năng lượng này được tính như sau:

$$\Gamma_E = \frac{\varepsilon g^{1/2} E_{tot}^3 k_p^{9/2}}{\tanh^{3/4}(k_p d)} \quad (5.66)$$

với: Γ_E - dòng năng lượng,

ε - hệ số (=30),

E_{tot} - tổng năng lượng của phổ sóng chia cho ($\rho_w g$),

k_p - số sóng ứng với đỉnh phổ.

Năng lượng phổ sóng bị tiêu hao được tính bằng cách lấy tích của dòng năng lượng với thời gian tương đương để sóng truyền dọc theo lưới tính (Δt trong phương trình). Hệ số β cho bằng 1 đối với giải tần sóng lừng trong phổ và β cho bằng 0.9 đối với giải tần sóng gió.

g. Ứng suất bức xạ sóng

Gradient của ứng suất bức xạ được tính trong mô hình STWAVE để đưa ra số liệu đầu vào cho mô hình tính dòng chảy và tính nước dâng, nước rút do sóng. Các tensor ứng suất bức xạ sóng được tính theo lý thuyết sóng tuyến tính:

$$S_{xx} = \rho_w g \iint E(f, \alpha) \left[0.5 \left(1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right) (\cos^2 \alpha + 1) - 0.5 \right] df d\alpha \quad (5.67)$$

$$S_{xy} = \rho_w g \iint E(f, \alpha) \left[0.5 \left(1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right) \sin 2\alpha \right] df d\alpha \quad (5.68)$$

$$S_{yy} = \rho_w g \iint E(f, \alpha) \left[0.5 \left(1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right) (\sin^2 \alpha + 1) - 0.5 \right] df d\alpha \quad (5.69)$$

Các gradient của ứng suất bức xạ:

$$\tau_x = -\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \quad (5.70)$$

$$\tau_y = -\frac{\partial S_{xy}}{\partial x} - \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \quad (5.71)$$

h. Dạng của phổ sóng

Trường sóng khỏi điểm vùng nước sâu gồm độ cao, chu kỳ và hướng sóng được tính toán dưới dạng phổ hai chiều $E(f, \theta)$ xác định theo phổ tần TMA và hàm phân bố góc. Phổ tần TMA (Texel, Marsen và Arsloe) là dạng phát triển của phổ JONSWAP có tính đến tác động của độ sâu ở vùng ven bờ. Các dạng cụ thể của phổ TMA được xác định theo các công thức (4.14), (4.15) và (4.16) chương 4.

Phổ hai chiều $E(f, \theta)$ nhận được từ phổ tần và hàm phân tán góc:

$$E(f, \theta) = E(f)G(f, \theta) \quad (5.72)$$

với: $G(f, \theta)$ - hàm phân bố góc.

Thường hàm phân bố góc được xác định không phụ thuộc vào tần số f ($G(\theta)$) và được tính từ công thức sau:

$$G(\theta) = \frac{2}{\pi} \cos^2 \theta \quad \text{với } |\theta| \leq 90^\circ \quad (5.73)$$

được gọi là hàm phân bố góc theo hàm số cosin. Dạng cụ thể của hàm phân bố góc này được xác định theo:

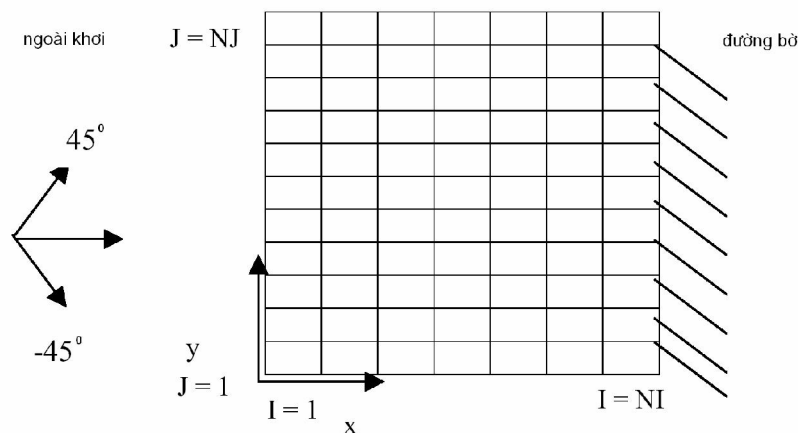
$$G(\theta) = \frac{\sqrt{\pi}}{2\pi} \frac{\Gamma(s+1)}{\Gamma\left(s+\frac{1}{2}\right)} \cos^{2s} \frac{\theta - \bar{\theta}}{2} \quad (5.74)$$

với $\bar{\theta}$ - hướng trung tâm của phổ được xác định từ hướng sóng,

s - tham số hiệu chỉnh của hàm phân bố góc, khi $s \rightarrow \infty$ sóng sẽ truyền theo một hướng, Γ - hàm Gama.

i. Sơ đồ sai phân

STWAVE sử dụng sơ đồ sai phân trên hệ lưới tọa độ Đề Các. Lưới tính theo hình vuông ($\Delta x = \Delta y$). Có thể sử dụng phương pháp lưới lồng để tính với các bước lưới tính khác nhau. Sơ đồ lưới tính được vẽ trên hình 5.13. Mô hình STWAVE thực hiện các tính toán trong hệ lưới quy ước, với trục x theo hướng vuông góc với đường bờ (gốc tại vùng nước sâu), trục y song song với đường bờ. Hướng của trục x ($\pm 87.5^\circ$) tạo ra vùng tính khoảng gần 180° (nửa mặt phẳng). Trục y thường có hướng vuông góc với đường đẳng sâu. Góc quy ước của sóng được xác định theo hướng ngược chiều kim đồng hồ. Các biên hông trong mô hình có thể là biên lỏng hoặc cứng bằng cách cho các điểm nút là dương (lỏng) hoặc âm (cứng). Các biên cứng làm giảm sự phát triển của sóng ở gần khu vực biên này vì nó ngăn sự lan truyền năng lượng sóng từ hướng biên. Nếu biên hông là biên lỏng thì trong mô hình chấp nhận giả thiết là không tồn tại gradient ngang qua biên, cho phép năng lượng truyền từ phía ngoài vào vùng tính hoặc từ trong vùng tính ra ngoài.



Hình 5.13 Lưới tính trong mô hình STWAVE

Các số liệu đầu vào đối với mô hình STWAVE cũng như đối với mô hình RCPWAVE. Phổ TMA được tính trực tiếp từ độ cao, chu kỳ sóng trung bình và độ sâu tại biên ngoài khơi của vùng tính với tổng số tần số là 40 giá trị và bước tần số tùy chọn. Phổ hai chiều được tính theo công thức (5.74) với bước hướng là 5° .

Các kết quả kiểm tra với số liệu đo đạc cho thấy mô hình STWAVE cho các kết quả tính sóng nhỏ hơn so với trường sóng thực tế trong các hình thể trường sóng lừng có phổ rất hẹp. Tuy vậy mô hình STWAVE hiện đang được sử dụng rất rộng rãi trong tính toán động lực các vùng cửa sông, lạch triều và tính vận chuyển trầm tích, biến động bờ biển vì mô hình này có ưu điểm rất lớn là tính được tương tác giữa sóng với dòng chảy và trường sóng được mô phỏng dưới dạng phổ. Tuy là một mô hình trường sóng dừng, ổn định nhưng có thể tính với nhiều các yếu tố sóng liên tiếp tạo ra trường sóng biến đổi theo thời gian dạng tựa dừng. Mô hình đối với trường sóng phát triển được đưa ra dưới đây.

5.2.3 Mô hình SWAN

Mô hình SWAN là mô hình tính toán các đặc trưng của trường sóng trong vùng ven bờ, trong các hồ và cửa sông từ các điều kiện gió, địa hình đáy và dòng chảy. Mô hình dựa trên phương trình cân bằng tác động sóng (hoặc phương trình cân bằng năng lượng trong trường hợp không có dòng chảy) với các nguồn cung cấp và tiêu tán năng lượng. SWAN là mô hình tính sóng thể hệ ba với các lựa chọn kiểu tính sóng thể hệ một, hai và ba.

a. Tính năng

Theo quá trình truyền sóng:

- truyền sóng trong không gian địa lý,
- khúc xạ sóng do thay đổi đáy và dòng chảy,
- biến dạng do thay đổi đáy và dòng chảy,
- bị chặn và phản xạ bởi dòng chảy ngược hướng,
- truyền qua, bị chặn hoặc phản xạ do các vật cản có kích thước dưới lưới.

Theo quá trình phát sinh và tiêu tán sóng:

- phát sinh do gió,
- tiêu tán năng lượng do sóng bạc đầu,
- tiêu tán năng lượng do sóng đổ bởi độ sâu,
- tiêu tán năng lượng do ma sát đáy,
- tương tác giữa các sóng (bậc bốn và bậc ba)

Ngoài ra, nước dâng do sóng so với mực biển trung bình cũng có thể tính được trong mô hình. SWAN là mô hình tính sóng ổn định và không ổn định. Các công thức có thể áp dụng trong hệ tọa độ Đề Các hoặc cong tuyến tính (đối với quy mô nhỏ) hoặc tọa độ cầu (đối với quy mô nhỏ và lớn).

b. Các hạn chế

Hiện tượng nhiễu xạ không được tính tới trong mô hình, do vậy không nên sử dụng mô hình trong các vùng ở đó có sự thay đổi lớn về độ cao sóng trong quy mô chiều ngang vài bước sóng, do trường sóng tính toán sẽ không chính xác tại sát chân các vật cản và trong các cảng. SWAN cũng không tính dòng chảy gây ra do sóng. Mô hình có thể tính nước dâng do sóng. Trong các trường hợp một chiều tính toán dựa trên các công thức chính xác. Trong các trường hợp hai chiều, các tính toán dựa trên phương trình xấp xỉ (các hiệu ứng của dòng chảy bị loại bỏ).

Xấp xỉ LTA đối với tương tác sóng bậc ba dựa vào độ rộng phân bố hướng của phổ sóng. Nó được điều chỉnh trong SWAN cho một số trường hợp nhưng người ta đã thu được từ quan trắc trong luồng sóng hẹp (sóng đỉnh dài).

Xấp xỉ DIA đối với tương tác sóng bậc bốn dựa vào độ rộng phân bố hướng của phổ sóng. Nó được đưa vào trong một số trường hợp nhưng đã có sự xấp xỉ đơn giản cho sóng đỉnh dài (phân bố hướng hẹp). Nó cũng phụ thuộc vào tần số sóng tính toán. SWAN có thể sử dụng rất nhiều quy mô vùng tính sóng khác nhau. Lý do SWAN sử dụng linh hoạt các quy mô là:

- Cho phép áp dụng SWAN trong điều kiện phòng thí nghiệm tới các bãi biển.

- Lồng ghép SWAN trong mô hình WAM hoặc WAVEWATCH III.

Tuy nhiên, áp dụng SWAN cho quy mô vùng tính là đại dương sẽ không có hiệu quả như các mô hình tính sóng vùng nước sâu WAM hoặc WAVEWATCH III .

c. Cơ sở lý thuyết của mô hình SWAN

** Phương trình cơ bản*

Trong mô hình SWAN các sóng được mô tả bằng phổ mật độ tác động sóng hai chiều, ngay cả khi hiện tượng phi tuyến chiếm ưu thế (ví dụ trong vùng sóng đố). Phổ sóng được xét đến trong mô hình SWAN là phổ mật độ tác động $N(\sigma, \theta)$ hơn là phổ mật độ năng lượng $E(\sigma, \theta)$ bởi vì khi có mặt dòng chảy, mật độ tác động được bảo toàn trong khi mật độ năng lượng thì không. Các biến độc lập đó là tần số tương đối σ và hướng sóng θ . Mật độ tác động bằng mật độ năng lượng chia cho tần số tương đối $N(\sigma, \theta) = E(\sigma, \theta) / \sigma$. Trong SWAN phổ này thay đổi theo thời gian và không gian.

Sự phát triển của phổ được mô tả bằng phương trình cân bằng tác động phổ. Trong hệ tọa độ Đề Các ta có:

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma} \tag{5.75}$$

Thành phần đầu tiên trong vế trái biểu thị lượng thay đổi địa phương của mật độ tác động theo thời gian, thành phần thứ hai và ba biểu thị sự truyền tác động trong không gian địa lý (với tốc độ truyền c_x và c_y trong hướng x và y). Thành phần thứ tư biểu thị thay đổi của tần số tương đối do thay đổi độ sâu và dòng chảy. Thành phần thứ năm đưa ra sự khúc xạ do độ sâu và dòng chảy. Các biểu thức đối với các tốc độ truyền được rút ra từ lý thuyết sóng tuyến tính. Giá trị S trong vế phải của phương trình là giá trị hàm nguồn mật độ năng lượng đưa ra từ các hiệu ứng tạo sóng, tiêu tán sóng và tương tác giữa các sóng. Khi sử dụng trong quy mô thêm lục địa hoặc đại dương người sử dụng có thể chọn cách viết trong hệ tọa độ cầu:

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial \lambda} c_\lambda N + (\cos \varphi)^{-1} \frac{\partial}{\partial \varphi} c_\varphi \cos \varphi N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma} \tag{5.76}$$

với λ là kinh tuyến, φ là vĩ tuyến.

** Các công thức chi tiết*

- Năng lượng cung cấp bởi gió (S_{in})

Sự tăng trưởng của sóng do gió được mô tả bởi:

$$S_{in}(\sigma, \theta) = A + BE(\sigma, \theta) \tag{5.77}$$

với: A - hệ số tăng tuyến tính,

BE - hệ số tăng theo hàm mũ.

Trong mô hình sử dụng tốc độ gió đưa vào là tốc độ tại độ cao 10 m U_{10} , trong khi tính toán sử dụng tốc độ ma sát U_* , công thức chuyển từ U_{10} sang U_* nhận được như sau.

$$U_*^2 = C_D U_{10}^2 \tag{5.78}$$

Trong đó C_D là hệ số kéo theo Wu (1982), ta có:

$$C_D(U_{10}) = \begin{cases} 1.2875 * 10^{-3} & \dots\dots\dots U_{10} < 7.5 m/s \\ (0.8 + 0.065 s/m * U_{10}) * 10^{-3} & \dots\dots\dots U_{10} \geq 7.5 m/s \end{cases} \quad (5.79)$$

Đối với hệ số tăng tuyến tính A, biểu thức của Cavaleri và Malanotte-Rizzoli (1981) được sử dụng với cách chọn lọc để loại bỏ sự tăng trưởng sóng tại các tần số thấp hơn tần số Pierson-Moskowitz.

$$A = \frac{1.5 * 10^{-3}}{g^2 2\pi} [U_* \max[0, \cos(\theta - \theta_w)]]^4 H \quad (5.80)$$

$$H = \exp(-(\sigma / \sigma_{PM}^*)^{-4}) \dots \text{with} \dots \sigma_{PM}^* = \frac{0.13g}{28U_*} 2\pi$$

với: θ_w - hướng gió,

H - hệ số chọn lọc,

σ_{PM} - tần số đỉnh phổ trong trạng thái sóng phát triển hoàn toàn theo phổ Pierson và Moskowitz (4.3).

Hai biểu thức của tăng trưởng sóng theo hàm mũ được sử dụng trong SWAN. Biểu thức thứ nhất của Komen (1984) đưa ra như một hàm của U_*/c_{ph} :

$$B = \max \left[0, 0.25 \frac{\rho_a}{\rho_w} \left[28 \frac{U_*}{c_{ph}} \cos(\theta - \theta_w) - 1 \right] \right] \sigma \quad (5.81)$$

Trong đó C_{ph} là tốc độ pha và ρ_a và ρ_w là mật độ của không khí và nước. Biểu thức thứ hai của Janssen (1989,1991) dựa trên lý thuyết sóng gió tựa tuyến tính và được đưa ra như sau:

$$B = \beta \frac{\rho_a}{\rho_w} \left(\frac{U_*}{c_{ph}} \right)^2 \max[0, \cos(\theta - \theta_w)]^2 \sigma \quad (5.82)$$

Ở đây β là hằng số Miles. Trong lý thuyết của Janssen hằng số Miles được tính từ độ cao sóng tới hạn phi thứ nguyên λ .

$$\begin{cases} \beta = \frac{1.2}{\kappa^2} \lambda \ln^4 \lambda, \dots\dots\dots \lambda \leq 1 \\ \lambda = \frac{gz_e}{c_{ph}^2} e^r, \dots\dots\dots r = \kappa c_{ph} \left| U_* \cos(\theta - \theta_w) \right| \end{cases} \quad (5.83)$$

Ở đây κ là hằng số Von Karman $\kappa=0.4$ và Z_e là hệ số nhám bề mặt hiệu dụng. Nếu $\lambda > 1$ thì hằng số $\beta=0$. Janssen cho rằng Profil của gió đưa ra như sau:

$$U(z) = \frac{U_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z + z_e - z_0}{z_e} \right) \quad (5.84)$$

Ở đây $U(z)$ là tốc độ gió tại độ cao z trên mực nước biển trung bình, z_0 là độ dài nhám. Độ dài nhám hiệu dụng phụ thuộc vào độ dài nhám z_0 và trạng thái mặt biển thông qua ứng suất sóng τ_w và ứng suất tổng cộng bề mặt τ .

$$z_e = \frac{z_0}{\sqrt{1 - \tau_w / \tau}} \dots \text{and} \dots z_0 = \alpha \frac{U_*^2}{g} \quad (5.85)$$

với: $\alpha = 0.01$

Vectơ ứng suất sóng cho dưới dạng.

$$I_w = \rho_w \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \sigma B E(\sigma, \theta) \frac{k}{k} d\sigma d\theta \quad (5.86)$$

Giá trị U_* có thể xác định cho từng tốc độ gió U_{10} và phổ sóng $E(\sigma, \theta)$ được đưa ra từ phương trình trên. Trong SWAN quá trình lập được thực hiện theo sơ đồ lập của Mastenbroek (1993).

- Tiêu tán năng lượng sóng (S_{ds})

Sóng bạc đầu gây ra do độ dốc của sóng vượt quá giới hạn sóng vỡ. Quá trình sóng bạc đầu được mô tả bằng mô hình mạch động của Hasselmann (1974). Các giá trị của số sóng được sử dụng trong vùng có độ sâu nước giới hạn.

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = -\Gamma \frac{\tilde{k}}{k} E(\sigma, \theta) \quad (5.87)$$

Ở đây $\tilde{\sigma}$ and \tilde{k} là tần số và số sóng trung bình và Γ là hệ số phụ thuộc vào độ dốc sóng tổng hợp. Hệ số phụ thuộc vào độ dốc này được đưa ra bởi nhóm WAMDI (1988) và được hiệu chỉnh bởi Gunther (1992) theo Janssen.

$$\Gamma = \Gamma_{KJ} = C_{ds} \left((1 - \delta) + \delta \frac{\tilde{k}}{k} \right) \left(\frac{\tilde{S}}{S} \right)^p \quad (5.88)$$

với: $\delta = 0$ biểu thức của Γ giống với biểu thức của WAMDI. Hệ số C_{ds} , δ và p là các hệ số hiệu chỉnh, \tilde{S} là độ dốc tổng hợp, s_M là giá trị của s với phổ Pierson-Moskowitz. Giá trị của độ dốc tổng hợp được cho như sau:

$$\tilde{S} = k \sqrt{E_{tot}} \quad (5.89)$$

Tần số trung bình σ , số sóng trung bình k và năng lượng tổng cộng E_{tot} được xác định theo WAMDI:

$$\tilde{\sigma} = \left(E_{tot}^{-1} \int_0^{2\pi\infty} \int_0^{2\pi\infty} \frac{1}{\sigma} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \right)^{-1} \quad (5.90)$$

$$\tilde{k} = \left(E_{tot}^{-1} \int_0^{2\pi\infty} \int_0^{2\pi\infty} \frac{1}{k} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \right)^{-2}$$

$$E_{tot} = \int_0^{2\pi\infty} \int_0^{2\pi\infty} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (5.91)$$

Giá trị của các hệ số hiệu chỉnh C_{ds} , δ và hệ số mũ p trong mô hình này đã được Janssen và Komen thu được từ việc khép kín phương trình cân bằng năng lượng sóng trong điều kiện tăng trưởng sóng lý tưởng cho vùng nước sâu, Điều này có nghĩa rằng hệ số Γ phụ thuộc vào công thức của gió được sử dụng. Trong SWAN có hai công thức gió được sử dụng, do đó có hai giá trị Γ được sử dụng. Đối với biểu thức của Komen các hệ số cho như sau $C_{ds}=2.36 * 10^{-5}$, $\delta = 0$ và $p=4$. Với biểu thức của Janssen và Gunther (1992) $C_{ds}=4.10*10^{-5}$, $\delta= 0.5$ và $p=4$.

- *Ma sát đáy*

Mô hình ma sát đáy trong SWAN là mô hình thực nghiệm của JONSWAP, mô hình sức kéo của Collin và mô hình nhót xoáy của Madsen(1988). Công thức của các mô hình trên như sau:

$$S_{ds,b}(\sigma, \theta) = -C_{bottom} \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta) \quad (5.92)$$

Ở đây C_{bottom} là hệ số ma sát, thường phụ thuộc vào tốc độ quỹ đạo chuyển động tại đáy U_{rms} .

$$U_{rms}^2 = \int_0^{2\pi\infty} \int_0^{2\pi\infty} \frac{\sigma^2}{\sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (5.93)$$

Hasselmann (1973) tìm ra từ kết quả thực nghiệm của JONSWAP như sau: $C_{bottom}=C_{JON}=0.038m^2s^{-3}$ trong điều kiện sóng lừng. Bouws và Komen(1983) chọn hệ số $C_{JON}=0.067m^2s^{-3}$ đối với điều kiện phát triển sóng hoàn toàn vùng ven bờ. Cả hai giá trị này có thể sử dụng trong SWAN.

Biểu thức của Collin (1972) dựa trên công thức sóng điều hoà với các tham số chọn thích hợp để hiệu chỉnh cho trường sóng ngẫu nhiên. Madsen(1988) đưa ra công thức tương tự của Hassen và Collins nhưng trong mô hình này nhân tố ma sát đáy là hàm của độ cao nhám của đáy và điều kiện sóng thực tế. Hệ số ma sát đưa ra như sau:

$$C_{bottom} = f_w \frac{g}{2} U_{rms} \quad (5.94)$$

Ở đây f_w là yếu tố ma sát phi thứ nguyên được tính từ công thức của Jonson (1966. Madsen 1988).

$$\frac{1}{f_w} + \log_{10} \left[\frac{1}{f_w} \right] = m_f + \log_{10} \left[\frac{a_b}{K_N} \right] \quad (5.95)$$

Ở đây $m_f = -0.08$ và a_b là biên độ sóng sát đáy, K_N là quy mô độ dài nhám đáy.

$$a_b^2 = 2 \int_0^{2\pi\infty} \int_0^{\infty} \frac{1}{\sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (5.96)$$

với a_b/K_N nhỏ hơn 1.57 thì nhân tố ma sát f_w là 0.30.

- *Sóng vỡ do độ sâu*

Năng lượng tiêu tán của trường sóng ngẫu nhiên do hiện tượng sóng vỡ, trong SWAN sử dụng mô hình Bore của Battjes và Jansen. Tỷ lệ tiêu tán năng lượng trung bình trên một đơn vị bề ngang phụ thuộc vào độ vỡ của sóng D_{tot} .

$$D_{tot} = -\frac{1}{4} \alpha_{BJ} Q_b \left(\frac{\bar{\sigma}}{2\pi} \right) H_m^2 \quad (5.97)$$

Ở đây $\alpha_{BJ}=1$ và Q_b là phân số sóng vỡ được xác định bằng phương trình:

$$\frac{1-Q_b}{\ln Q_b} = -8 \frac{E_{tot}}{H_m^2} \quad (5.98)$$

Ở đây H_m là độ cao sóng cực đại có thể tồn tại trong độ sâu đó và $\bar{\sigma}$ là tần số sóng trung bình.

$$\bar{\sigma} = E_{tot}^{-1} \int_0^{2\pi\infty} \int_0^{\infty} \sigma E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (5.99)$$

Mở rộng biểu thức của Eldeberky và Battjes (1995) cho các hướng phổ, tiêu tán năng lượng của các thành phần phổ trên một đơn vị thời gian được tính toán trong SWAN như sau:

$$S_{ds,br}(\sigma, \theta) = D_{tot} \frac{E(\sigma, \theta)}{E_{tot}} \quad (5.100)$$

Độ cao sóng cực đại được xác định trong SWAN là $H_m = \gamma d$. Chỉ số sóng vỡ thường bằng một hằng số hoặc một hàm của độ dốc đáy hoặc độ dốc sóng tới. Trong SWAN giá trị này được lấy mặc định $\gamma=0.73$.

- *Tương tác phi tuyến giữa các sóng (S_{nl})- Tương tác sóng bậc bốn*

Tương tác sóng bậc bốn được tính với xấp xỉ bước lặp riêng rẽ (DIA) của Hasselmann (1985). Hàm nguồn của chúng được sử dụng trong SWAN. Trong xấp xỉ lặp riêng rẽ hai cung phần tư của số sóng được xem xét, mô hình thực hiện các bước lặp riêng rẽ trên hai cung phần tư đối với số sóng, cùng với các tần số.

$$\begin{aligned} \sigma_1 &= \sigma_2 = \sigma \\ \sigma_3 &= \sigma(1+\lambda) = \sigma^+ \\ \sigma_4 &= \sigma(1-\lambda) = \sigma^- \end{aligned} \quad (5.101)$$

Ở đây λ là hằng số = 0.25. Để thỏa mãn điều kiện cộng hưởng đối với cung thứ nhất, vectơ số sóng với tần số σ_3 và σ_4 nằm trong góc $\theta_1 = -11.5^\circ$ và $\theta_2 = 33.6^\circ$ để cho hai vectơ số sóng giống nhau với các tần số σ_1 và σ_2 . Với đoạn cung thứ hai đối xứng với đoạn cung thứ

nhất qua trục (vectơ số sóng với các tần số σ_3 , và σ_4 nằm trong góc đối xứng của $\sigma_3 = 11.5^\circ$ và $\sigma_4 = -33.6^\circ$).

Với xấp xỉ bước lặp riêng rẽ giá trị hàm nguồn $S_{nl4}(\sigma, \theta)$ được đưa ra là:

$$S_{nl4}(\sigma, \theta) = S_{nl4}^*(\sigma, \theta) + S_{nl4}^{**}(\sigma, \theta) \quad (5.102)$$

Ở đây S_{nl4}^* cho cung thứ nhất, S_{nl4}^{**} cho cung thứ hai (biểu thức của S_{nl4}^{**} giống với S_{nl4}^* nhưng có hướng ngược lại) và ta có:

$$S_{nl4}^*(\sigma, \theta) = 2\delta S_{nl4}(\alpha_1\sigma, \theta) - \delta S_{nl4}(\alpha_2\sigma, \theta) - \delta S_{nl4}(\alpha_3\sigma, \theta) \quad (5.103)$$

Ở đây $\alpha_1=1$, $\alpha_2=(1+\lambda)$ và $\alpha_3=(1-\lambda)$. Mỗi một thành phần của ($i=1,2,3$) là:

$$\delta S_{nl4}(\alpha_i\sigma, \theta) = C_{nl4}(2\pi)^2 g^{-4} \left(\frac{\sigma}{2\pi}\right)^{11} \left[E^2(\alpha_i\sigma, \theta) \left(\frac{E(\alpha_i\sigma^+, \theta)}{(1+\lambda)^4} + \frac{E(\alpha_i\sigma^-, \theta)}{(1-\lambda)^4} \right) - 2 \frac{E(\alpha_i\sigma, \theta)E(\alpha_i\sigma^+, \theta)E(\alpha_i\sigma^-, \theta)}{(1-\lambda^2)^4} \right] \quad (5.104)$$

Hằng số $C_{nl4}=3*10^7$. Theo Hasselmann (1981), tương tác sóng bậc bốn trong vùng có độ sâu nước hữu hạn được đặt bằng với tương tác bậc bốn tại vùng nước sâu với nhân tố tỉ lệ R:

$$S_{nl4, \text{finitedepth}} = R(k_p d) S_{nl4, \text{infinitedepth}} \quad (5.105)$$

với R là:

$$R(k_p d) = 1 + \frac{C_{sh1}}{k_d d} (1 - C_{sh1} k_p d) \exp(C_{sh3} k_d d) \quad (5.106)$$

Ở đây k_d số sóng của đỉnh phổ JONSWAP. Giá trị của các hệ số là: $C_{sh1}=5.5$, $C_{sh2}=6/7$ và $C_{sh3}=-1.25$. Trong vùng nước giới hạn $k_p d \rightarrow 0$ sự truyền đổi phi tuyến tới vô cùng. Do vậy giới hạn thấp nhất của $k_p d = 0.5$ được sử dụng, giá trị lớn nhất của R với $k_p d = 4.43$.

- Tương tác phi tuyến giữa các sóng (S_{nl})- Tương tác sóng bậc ba

Xấp xỉ tổng cộng bậc ba (LTA) của Eldeberky (1996) là phiên bản được hiệu chỉnh của xấp xỉ riêng rẽ bậc ba của Eldeberky và Battjes (1995) được sử dụng trong SWAN với từng hướng của phổ.

$$S_{nl3}(\sigma, \theta) = S_{nl3}^-(\sigma, \theta) + S_{nl3}^+(\sigma, \theta) \quad (5.107)$$

với:

$$S_{nl3}^+(\sigma, \theta) = \max\left\{0, \alpha_{EB} 2\pi c c_q J^2 \sin(\beta) \left[E^2(\sigma/2, \theta) - 2E(\sigma/2, \theta)E(\sigma, \theta) \right] \right\} \quad (5.108)$$

và:

$$S_{nl3}^-(\sigma, \theta) = -2S_{nl3}^+(\sigma, \theta) \quad (5.109)$$

Ở đây α_{EB} là hệ số hiệu chỉnh. β được xấp xỉ bằng:

$$\beta = -\frac{\pi}{2} + \frac{\pi}{2} \tanh\left(\frac{0.2}{U_r}\right) \quad (5.110)$$

với số Ursell U_r :

$$Ur = \frac{g}{2\pi^2} \frac{H_s \bar{T}^2}{d^2} \quad (5.111)$$

với $\bar{T} = 2\pi / \bar{\sigma}$. Tương tác sóng bậc ba chỉ được tính khi $10 > U_r > 0.1$. Hệ số tương tác J lấy từ biểu thức Madsen và Sorensen (1993).

$$J = \frac{k_{\sigma/2}^2 (gd) + 2c_{\sigma/2}^2}{k_{\sigma} d (gd + \frac{2}{15} gd^3 k_{\sigma}^2 - \frac{2}{5} \sigma^2 d^2)} \quad (5.113)$$

- Nước dâng do sóng

Trong mô hình một chiều (1D) nước dâng do sóng được tính dựa trên các phương trình cân bằng mô men thẳng đứng ở đó có sự cân bằng giữa lực sóng (gradient ứng suất bức xạ vuông góc với bờ) và gradient áp suất thủy tĩnh (thành phần song song với bờ gây ra dòng chảy sóng nhưng không gây nước dâng).

$$F_x + gd \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (5.114)$$

Ở đây d là độ sâu nước tổng cộng (bao gồm cả nước dâng do sóng) và η độ cao trung bình của mặt nước (gồm cả nước dâng do sóng).

Quan trắc và tính toán dựa trên phương trình cân bằng mô men thẳng đứng của Dingemans (1987) cho rằng dòng chảy sóng là do chuyển động phân kỳ một phần của lực sóng còn nước dâng là do phân quay của lực sóng. Để tính toán nước dâng, người ta xem xét sự phân kỳ của phương trình cân bằng mô men. Nếu sự phân kỳ được bỏ qua thì ta có:

$$\frac{\partial F_x}{\partial x} + \frac{\partial F_y}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} (gd \frac{\partial \zeta}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (gd \frac{\partial \zeta}{\partial y}) = 0 \quad (5.115)$$

d. Mô hình số đầy đủ.

Việc giải phương trình cân bằng tác động được thực hiện trong SWAN bằng nhiều sơ đồ khác nhau trong cả 5 chiều (thời gian, không gian địa lý, không gian phổ). Những sơ đồ đầu mô tả sự truyền sóng không có các giá trị của hàm nguồn phát sinh, tiêu tán và tương tác giữa các sóng. Sau đó là dạng mô tả đầy đủ của các giá trị hàm này. Thời gian được mô tả với hằng số bước thời gian Δt cho đồng thời tích phân quá trình truyền sóng và các hàm nguồn. Không gian địa lý được mô tả bằng lưới chữ nhật với độ phân giải Δx, Δy theo hướng x và y. Phổ sóng được mô tả bằng độ phân giải hướng Δθ và độ phân giải tần số tương đối Δσ/σ (phân bố tần số logarit).

Trong mô hình SWAN sử dụng sơ đồ ẩn theo hướng gió trong cả hai không gian địa lý và phổ, trong không gian phổ được bổ sung hàm xấp xỉ trung tâm. Thực tế trong không gian địa lý, trạng thái trong các điểm lưới được xác định bằng trạng thái trong các điểm lưới đầu sóng (xác định bằng hướng truyền), cho phép phân tích không gian phổ vào bốn cung phần tư. Trong mỗi cung phần tư việc tính toán có thể tiến hành độc lập với các

cung phần tư khác loại trừ với các tương tác giữa chúng do khúc xạ và tương tác phi tuyến giữa các sóng. SWAN chứa ba sơ đồ là:

1. Sơ đồ bước lùi không gian, bước lùi thời gian bậc một (BSBT). Trong thực tế đây là sơ đồ hướng gió điển hình. Có thể áp dụng được cho cả sóng ổn định và sóng không ổn định trong quy mô nhỏ.
2. Sơ đồ hướng gió bậc hai với hàm khuếch tán bậc hai. Sơ đồ này được gọi là sơ đồ SORDUP, áp dụng cho trường sóng ổn định trong quy mô lớn.
3. Sơ đồ hướng gió bậc hai với hàm khuếch tán bậc ba do Stelling và Leedertse đề xuất. Sơ đồ này còn được gọi là sơ đồ S&L, có thể áp dụng với sóng không ổn định trong quy mô lớn.

Sơ đồ BSBT được thực hiện trên bốn đoạn cong liên tiếp. Để tính toán năng lượng chuyển đổi giữa bốn cung phần tư, việc tính toán được tiến hành lặp trong mỗi bước thời gian.

e. Điều kiện biên

Trong SWAN, điều kiện biên trong không gian địa lý và không gian phổ là biên hấp thụ đầy đủ với năng lượng sóng đi ra khỏi miền tính hoặc vào bờ. Trên các biên hở, năng lượng của sóng tới được cho bởi người sử dụng. Đối với vùng ven bờ điều kiện biên được cho dọc biên nước sâu và không cho dọc theo biên bên. Điều này có nghĩa là có những lỗi tại biên trong khi truyền vào vùng tính. Vùng ảnh hưởng là vùng tam giác với đỉnh tại góc giữa biên nước sâu và biên bên, phân tán tới bờ trong góc từ 30° tới 45° trên hướng truyền của sóng nước sâu. Để khắc phục vấn đề này thì biên bên lên lấy ở xa vùng cần tính để tránh những lỗi trong vùng tính.

f. Các tham số tính toán

Trong mô hình SWAN các tham số tính toán liên quan tới sóng được sử dụng trong đầu vào và đầu ra của mô hình (sử dụng các ký hiệu trong chương trình tính) gồm có:

Hsign - độ cao sóng hữu hiệu, Hswell - độ cao hữu hiệu sóng lừng, TM01 - chu kỳ sóng trung bình tuyệt đối, TM02 - chu kỳ sóng trung bình, Dir - hướng sóng trung bình, Pdir - hướng đỉnh phổ, TDIR - hướng truyền năng lượng, RTM01 - chu kỳ sóng trung bình tương đối, RTP - chu kỳ sóng đỉnh phổ tương đối, PER - chu kỳ sóng trung bình tuyệt đối, RPER - chu kỳ sóng trung bình tương đối, FSPR - độ rộng tần số của phổ sóng, DSPR - độ rộng trong một hướng của phổ sóng, DISSIP - tiêu tán năng lượng trên một đơn vị thời gian. WLEN - bước sóng trung bình, STEEPNESS - độ dốc sóng, VEL - vận tốc dòng chảy với các thành phần theo hướng x và y của hệ tọa độ đang xét, WIND - vận tốc gió với các thành phần theo hướng x và y của hệ tọa độ đang xét, FORCE - lực sóng trên một đơn vị bề mặt (gradient của ứng suất bức xạ) với hai thành phần x và y trong hệ tọa độ đang xét, và một số các tham số khác.

g. Các điều kiện biên và điều kiện ban đầu:

Trong mô hình SWAN các biên của lưới tính là biên cứng (đất) hoặc biên lỏng (nước). Trong trường hợp biên cứng được cho là: không tạo sóng và hấp thụ toàn bộ năng lượng của sóng truyền tới. Trong trường hợp biên lỏng các điều kiện sóng được cho trên biên. Trong trường hợp không có các số liệu trên biên lỏng có thể chọn giả thuyết không có sóng đi vào vùng tính qua biên đó và sóng có thể đi ra phía ngoài một cách tự do. Các điều kiện ban đầu được cho như sau:

- Tính toán với trạng thái ban đầu lặng sóng (trên toàn miền coi như không có sóng).
- Cho dạng mặc định (điều kiện sóng tại các vị trí được tính từ tốc độ gió địa phương).
- Có thể đưa ra một giá trị sóng ban đầu (giá trị này được lấy cho tất cả các điểm).
- Trường sóng ban đầu được lấy từ lần chạy SWAN trước đó (sử dụng HOTFILE).

Mô hình SWAN là một mô hình tính sóng ven bờ sử dụng được tất cả các thành tựu nghiên cứu sóng mới nhất trên thế giới về trường sóng tuyến tính vùng nước sâu và ven bờ. Các phiên bản mới nhất của mô hình cho phép tính toán với tất cả các vùng lan truyền sóng từ vùng nước sâu và vùng ven bờ. Khác với mô hình STWAVE trình bày ở phần trên, phổ sóng trong SWAN là phổ sóng cho tất cả các hướng và dạng phổ tự do (không phải dạng phổ tham số như phổ TMA). Hiện nay mô hình này đang được ứng dụng rộng rãi trong dự báo sóng tại các vùng biển ven bờ, tính toán trường sóng phục vụ xây dựng công trình biển và bảo vệ bờ biển.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Đỗ Thiên
Động lực học biển, phần 1: sóng biển
Đại Học Quốc gia Hà Nội, trường Đại học Khoa học Tự nhiên, Hà Nội 1998.
2. Nguyễn Thọ Sáo (người dịch)
Tải trọng và tác động lên công trình thủy lợi (do sóng và tàu thuyền).
SNIP 2.06.04 – 82
Hà Nội, 1991
3. Paul D. Komar
Beach Processes and Sedimentation
Prentice Hall, Inc Englewood Cliff, New Tersey 1976
4. Coastal Engineering Manual
Department Of the Army, U.S. Army Corps of Engineers
Washington, DC 9/2001
5. Stanislaw R. Massel
Hydrodynamics of Coastal Zones
Elvester, Amsterdam- Oxford- New York- Tokyo, 1989
6. Edited by Kiyoshi Horikawa
Near shore Dynamics and Coastal Processes
Theory, Measurement and Predictive Models
University of Tokyo Press, 1998
7. Leo C. Van Rijn
Principles of Fluid Flow and Waves in Rivers, Estuaries, Seas and Ocean
Aqua Publications, The Netherlands, 1989
8. Swan – User Manual
Swan Cycle III version 40.31
Delft University of Technology, 2004