

# Sóng biển

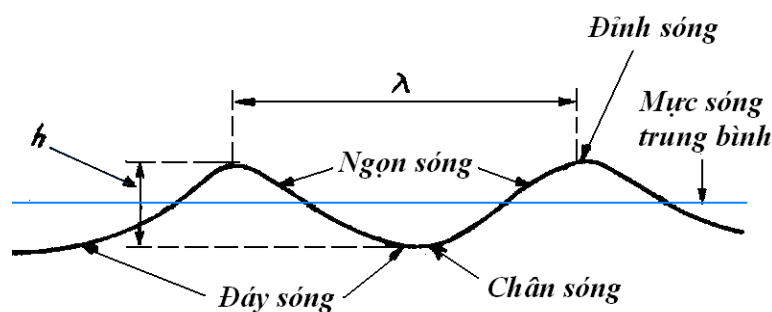
Bởi:

PGS. TS. NGUYỄN Phạm Văn Huân

## 5.1. Những khái niệm chung về sóng biển

### 5.1.1. Những yếu tố sóng

Dưới tác dụng của những lực khác nhau, trên mặt phân cách nước – không khí ở biển luôn luôn tồn tại các sóng. Nếu cắt mặt biển nổi sóng bằng một mặt phẳng thẳng đứng theo một hướng nào đó (thường theo hướng truyền sóng chính), thì giao tuyến của mặt biển với mặt phẳng đó có dạng đường cong phức tạp gồm nhiều sóng gọi là profin sóng (hình 18). Nếu quan trắc dao động của mặt biển tại một điểm cố định nào đó (ghi bằng máy ghi sóng), thì biến đổi của vị trí mặt nước theo thời gian cũng có hình dạng phức tạp. Trên profin sóng, mỗi một sóng bao gồm phần cao hơn mực sóng trung bình gọi là ngọn sóng và phần thấp hơn mực sóng trung bình gọi là đáy sóng. Điểm cao nhất của ngọn sóng là đỉnh sóng. Điểm thấp nhất của đáy sóng là chân sóng.



Profin sóng và các yếu tố sóng

Mức sóng trung bình là đường thẳng cắt profin sóng sao cho diện tích tổng cộng phần trên và phần dưới của profin sóng bằng nhau.

Độ cao sóng  $h$  là khoảng cách giữa đỉnh sóng và chân sóng xác định trên profin sóng dọc hướng truyền của sóng.

Bước sóng  $\lambda$  là khoảng cách ngang giữa các đỉnh của hai ngọn sóng kế cận nhau trên profin sóng dọc theo hướng truyền của sóng.

## Sóng biển

Chu kỳ sóng  $\tau$  là khoảng thời gian mà hai đỉnh sóng kế cận nhau đi qua một đường thẳng đứng cố định.

Vận tốc truyền sóng hay vận tốc pha là vận tốc di chuyển ngọn sóng theo hướng truyền. Khái niệm về vận tốc truyền sóng chỉ áp dụng với sóng tiến. Ta có công thức:

$$c = \frac{\lambda}{\tau}. \quad (35)$$

Tỷ số độ cao sóng và bước sóng  $h/\lambda$  gọi là độ dốc của sóng.

Phần sóng từ chân sóng đến đỉnh sóng hướng về phía gió thổi tới tạo thành sườn đón gió của sóng, phần ngược lại từ đỉnh đến chân sóng khuất gió gọi là sườn khuất gió của sóng.

Hướng truyền sóng trong biển được tính từ hướng bắc đến hướng chuyển động của sóng.

Frông sóng là đường nối các đỉnh sóng xác định trên nhiều profin sóng hướng theo hướng truyền chính của sóng. Tia sóng – đường thẳng vuông góc với frông sóng tại điểm đang xét.

### 5.1.2. Phân loại sóng

Chế độ sóng, đặc trưng các yếu tố sóng, sự tác động của sóng lên bờ và những đối tượng khác phụ thuộc rất nhiều vào loại sóng. Theo lực gây nên sóng, người ta phân biệt:

*Sóng gió* được gây nên bởi gió và chịu tác động của gió; những sóng do gió gây nên nhưng còn duy trì được sau khi gió ngừng tác động hoặc đổi hướng được gọi là *sóng lừng*. Cũng gọi là sóng lừng khi mà sóng đi từ nơi chúng được gió gây nên tới vùng đang xét đang hoàn toàn lặng gió.

*Sóng áp* xuất hiện do tác động của áp suất khí quyển hoặc gió làm mặt nước lệch khỏi vị trí cân bằng.

*Sóng tsunami* xuất hiện do các hiện tượng động đất, núi lửa dưới nước hoặc ven bờ.

*Sóng tàu* gây bởi chuyển động của tàu.

*Sóng thủy triều* biểu hiện ở sự dao động tuần hoàn của mực nước biển, gây bởi tác động của các lực tạo triều của Mặt Trăng và Mặt Trời.

Theo đặc điểm tác động của lực sau khi xuất hiện sóng, người ta chia các sóng thành *sóng cưỡng bức*, nếu lực vẫn tiếp tục tác động lên sóng và *sóng tự do*, nếu lực ngừng tác động sau khi tạo sóng.

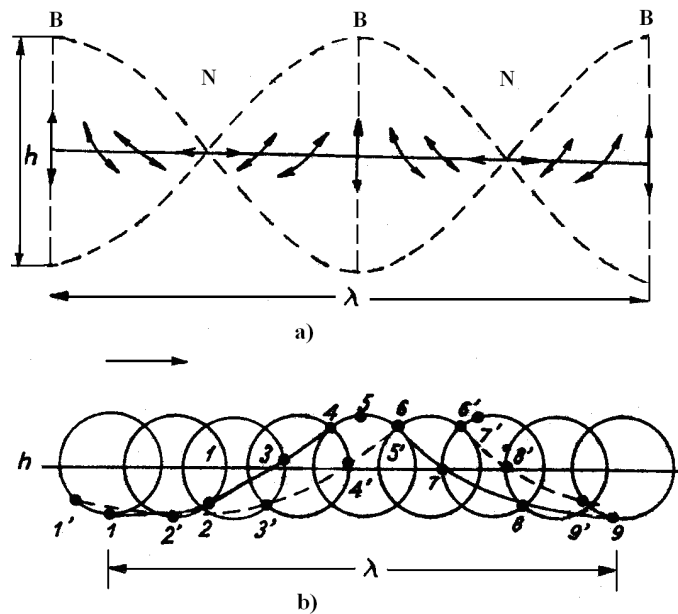
## Sóng biển

Theo các lực kéo hạt nước trong sóng trở về vị trí cân bằng, người ta còn chia thành *sóng mao dẫn* và *sóng trọng lực*. Trong trường hợp sóng mao dẫn, lực phục hồi là sức căng mặt ngoài, trong trường hợp thứ hai là trọng lực.

Theo biến động của các yếu tố sóng với thời gian, người ta chia ra thành *sóng ổn định* với các yếu tố sóng không biến đổi theo thời gian, *sóng không ổn định* là sóng đang phát triển, hoặc bắt đầu tắt dần, với các yếu tố biến đổi theo thời gian.

Theo sự dịch chuyển của dạng sóng, người ta chia ra *sóng tiến* có dạng dịch chuyển nhìn thấy được trong không gian và *sóng đứng* có dạng nhìn thấy không dịch chuyển trong không gian. Sóng đứng thể hiện dưới dạng dao động cực đại ở các *điểm bụng* và cực tiểu ở các *điểm nút*. Các hạt nước trong sóng dịch chuyển theo đường thẳng đứng ở các điểm bụng và theo đường nằm ngang ở các điểm nút. Ở khoảng cách giữa hai điểm đó các hạt nước dao động trên những mặt phẳng làm thành những góc khác nhau với mặt nằm ngang (hình 19a).

Trong sóng tiến, các hạt nước chuyển động theo những quỹ đạo gần giống đường tròn hoặc ellip kín. Dọc theo hướng truyền sóng, các hạt nước nằm trên cùng một mặt phẳng tham gia vào chuyển động không đồng thời. Trên hình 19b thấy rằng nếu xung lực bắt đầu tác động từ phía trái, thì đầu tiên đi vào chuyển động là hạt nước 1, sau đó các hạt nước 2, 3, ..., mỗi hạt sau chậm so với hạt trước một pha (một góc quay). Vị trí các hạt vào thời điểm đầu được biểu diễn bằng đường cong liền. Vào thời điểm tiếp sau, mỗi phần tử chuyển động quay thêm một góc nữa trên quỹ đạo của mình đến những vị trí 1', 2', 3'... tạo nên sự chuyển dịch về phía trước của profin sóng (đường gạch nối).



Sơ đồ chuyển động của các hạt nước trong sóng đứng (a) và sóng tiến (b) và biến đổi của hình dạng sóng với thời gian

Khi nghiên cứu sóng biển người ta còn phân biệt sóng hai chiều (sóng phẳng) và sóng ba chiều. Trong sóng hai chiều, trên tuyến frôn sóng không có sự chênh lệch độ cao của mực, các ngọn sóng kéo dài mãi như những luống nước và truyền đi theo hướng truyền sóng. Trong sóng ba chiều, người ta quan trắc thấy có sự chênh lệch độ cao mực dọc theo frôn sóng. Đối với loại sóng này, người ta đưa thêm khái niệm chiều dài ngọn sóng – độ kéo dài của ngọn sóng theo hướng frôn của nó – và độ cao sóng ba chiều là hiệu giữa mực cao nhất của đỉnh và mực thấp nhất của chân sóng.

## 5.2. Cơ sở lý thuyết cổ điển về sóng biển

### 5.2.1. Lý thuyết sóng biển sâu

Lý thuyết sóng biển sâu cổ điển dựa trên những giả thiết: biển sâu vô hạn, chất lỏng lý tưởng bao gồm nhiều hạt riêng biệt không có ma sát trong, mật độ nước không đổi, sóng phẳng, tác dụng của lực tạo sóng sẽ ngừng sau khi sóng đã phát triển. Trong trường hợp đó, các hạt chất lỏng dao động dưới tác dụng của hai lực là trọng lực và lực gradien áp suất thủy tĩnh. Phương trình chuyển động trong trường hợp này sẽ là:

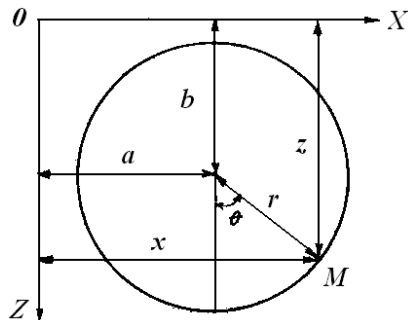
$$\frac{\partial^2 x}{\partial t^2} \frac{\partial x}{\partial a} + \left( \frac{\partial^2 z}{\partial t^2} - g \right) \frac{\partial z}{\partial a} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial a} = 0, \quad (36)$$

$$\frac{\partial^2 x}{\partial t^2} \frac{\partial x}{\partial b} + \left( \frac{\partial^2 z}{\partial t^2} - g \right) \frac{\partial z}{\partial b} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial b} = 0.$$

Phương trình liên tục đặc trưng cho sự bảo toàn khối lượng chất lỏng trong chuyển động được viết như sau:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial x}{\partial a} \frac{\partial z}{\partial b} - \frac{\partial x}{\partial b} \frac{\partial z}{\partial a} \right) = 0, \quad (37)$$

trong đó  $x, z$  – tọa độ biến thiên của hạt theo các trục  $X$  và  $Z$ ;  $a$  và  $b$  – tọa độ ban đầu của hạt cũng theo các trục  $X$  và  $Z$ ;  $g$  – gia tốc trọng trường;  $t$  – thời gian;  $\rho$  – mật độ nước;  $P$  – áp suất trong chất lỏng.



Quỹ đạo của hạt nước trong sóng

## Sóng biển

Hướng trục  $X$  dọc theo mặt biển trùng với phương truyền sóng, trục  $Z$  thẳng đứng xuống dưới. Giả sử hạt nước chuyển động theo quỹ đạo tròn kín với tâm trùng với vị trí của nó trong trạng thái đứng yên, bán kính  $r$ , góc pha  $\theta$  tính từ trục thẳng đứng (hình 20). Theo hình vẽ ta có:

$$\left. \begin{aligned} x - a &= r \sin \theta, \\ z - b &= r \cos \theta. \end{aligned} \right\} \quad (38)$$

Trong chất lỏng lý tưởng, tất cả các hạt trong trạng thái đứng yên đều ở trên một đường thẳng đứng, khi bắt đầu chuyển động thì chúng chuyển động cùng pha. Giả sử trên đường thẳng đứng  $X = 0$  tất cả các hạt có pha bằng không tại thời điểm  $t = 0$ , khi đó hạt ở  $X = a$ , tại thời điểm  $t$  sẽ có pha (hình 21):

$$\theta = \frac{2\pi}{\lambda}a - \frac{2\pi}{\tau}t, \quad (39)$$

(ở đây lấy dấu trừ vì xem hướng quay của hạt theo chiều kim đồng hồ là hướng dương).

Ký hiệu

$$\frac{2\pi}{\lambda} = k; \quad \frac{2\pi}{\tau} = n,$$

ta có

$$\theta = ka - nt. \quad (40)$$

Bán kính quỹ đạo, do những giả thiết trên, chỉ phụ thuộc vào độ sâu của hạt, tức phụ thuộc vào  $b$ , mà không phụ thuộc  $a$  và  $t$ .

Từ các hệ thức (38), ta nhận được:

$$\frac{\partial x}{\partial a} = 1 + kr \cos \theta; \quad \frac{\partial z}{\partial a} = -kr \sin \theta;$$

$$\frac{\partial x}{\partial b} = \frac{\partial r}{\partial b} \sin \theta; \quad \frac{\partial z}{\partial b} = 1 - \frac{\partial r}{\partial b} \cos \theta.$$

Do đó, biểu thức trong dấu ngoặc của phương trình liên tục (37) sẽ có dạng:

$$\begin{aligned} \frac{\partial x}{\partial a} \frac{\partial z}{\partial b} - \frac{\partial x}{\partial b} \frac{\partial z}{\partial a} &= (1 + kr \cos \theta) \left(1 + \frac{\partial r}{\partial b} \cos \theta\right) + \\ &+ kr \frac{\partial r}{\partial b} \sin^2 \theta = 1 + kr \frac{\partial r}{\partial b} + \left(kr + \frac{\partial r}{\partial b}\right) \cos \theta. \end{aligned}$$

## Sóng biển

Theo điều kiện liên tục (37), đạo hàm theo thời gian của biểu thức này phải bằng không, nghĩa là phương trình phải không có các thành phần chứa  $t$ . Như vậy hệ số của số hạng cuối cùng phải bằng không, tức là:

$$kr + \frac{\partial r}{\partial b} = 0.$$

Vì  $r$  chỉ phụ thuộc vào  $b$ , nên có thể viết:

$$\frac{dr}{r} = -kdb.$$

Sau khi tích phân, ta được:

$$\ln r = -kb + \text{const.}$$

Tìm hằng số tích phân từ điều kiện: khi  $b = 0$ , tức trên mặt biển,  $r = r_0$  và do đó  $\text{const} = \ln r_0$ . Từ đó:

$$r = r_0 e^{-kb} = r_0 e^{-\frac{2\pi}{\lambda} b}. \quad (41)$$

Như vậy bán kính quỹ đạo của các hạt giảm phụ thuộc vào khoảng cách từ mặt biển theo quy luật hàm mũ, trong đó giảm càng nhanh khi sóng càng ngắn.

Chúng ta đã biết độ cao sóng thì bằng đường kính quỹ đạo, nên

$$h = h_0 e^{-\frac{2\pi}{\lambda} b}, \quad (42)$$

trong đó  $h_0$  – độ cao sóng trên mặt biển. Từ công thức này suy ra rằng ở độ sâu bằng nửa bước sóng ( $b = \lambda/2$ ), độ cao sóng chỉ còn bằng 0,04 giá trị của nó ở trên mặt. Trong thực tế, người ta coi độ sâu xâm nhập của sóng là  $0,5\lambda$ .

Để nhận được quy luật biến đổi áp suất trong sóng chúng ta sử dụng các phương trình chuyển động (36). Đặt các đạo hàm riêng của  $x$  và  $z$  theo  $a, b$  và  $t$  vào các phương trình đó, có tính đến các hệ thức (40) và (41). Sau khi biến đổi và lấy tích phân, ta nhận được:

$$\frac{P}{\rho} = gb + \frac{1}{2} n^2 r_0^2 e^{-2kb} - \frac{r_0}{k} e^{-kb} (n^2 - kg) \cos\theta + \text{const.} \quad (43)$$

Biểu thức này cho phép xác định áp suất sóng tại độ sâu  $b$  bất kỳ. Đặc biệt với mặt biển ( $b = 0$ ):

$$\frac{P_0}{\rho} = \frac{1}{2} n^2 r_0^2 - \frac{r_0}{k} (n^2 - kg) \cos\theta + \text{const.}$$

## Sóng biển

Vì trong lý thuyết sóng tự do, trên mọi điểm của mặt nổi sóng áp suất  $P_0$  phải không đổi và không phụ thuộc vào góc pha  $\theta$ . Ta có đẳng thức

$$n^2 - kg = 0,$$

hay

$$n^2 = kg. \quad (44)$$

Chia hai vế của đẳng thức này cho  $k$ , ta được công thức vận tốc truyền sóng

$$C^2 = \frac{g\lambda}{2\pi} \text{ hay } C = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}. \quad (45)$$

Ta thấy vận tốc truyền sóng  $C$  trong biển sâu vô hạn chỉ phụ thuộc vào bước sóng.

Theo các ký hiệu đã quy ước thì  $C = n/k$ , vậy biểu thức (40) có thể viết lại dưới dạng:

$$\theta = k(a - Ct).$$

Khi đó phương trình biểu diễn biến đổi tọa độ của các hạt trong sóng (phương trình (38)) có tính đến (41) có thể viết thành:

$$\begin{aligned} x - a &= r_0 e^{-kb} \sin k(a - Ct), \\ z - b &= r_0 e^{-kb} \cos k(a - Ct). \end{aligned} \quad (46)$$

Khi cho những đại lượng  $b$  và  $t$  trong các phương trình này những giá trị cố định, chúng ta sẽ tính được các tọa độ của các hạt dọc theo hướng truyền sóng, tức tính được profin sóng ứng với độ sâu  $b$  đã cho. Chẳng hạn, tại  $b = 0$ , tức mặt biển, (46) trở thành

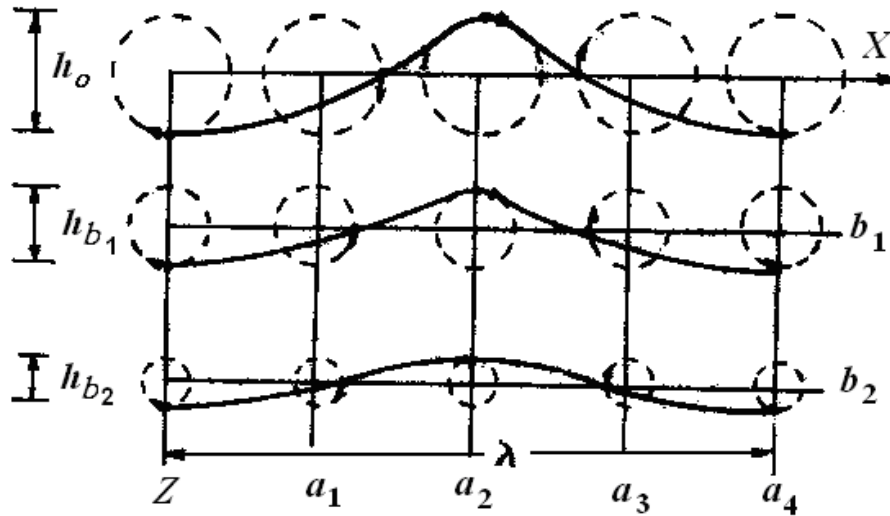
$$\begin{aligned} x - a &= r_0 \sin\theta, \\ z &= r_0 \cos\theta. \end{aligned} \quad (47)$$

trong đó  $\theta = \frac{2\pi}{\lambda}(a - Ct)$ . Hay:

$$\begin{aligned} x &= \frac{\lambda}{2\pi}\theta + r_0 \sin\theta + Ct, \\ z &= r_0 \cos\theta. \end{aligned} \quad (48)$$

}

Ta thấy rằng các phương trình này mô tả profin sóng trên mặt biển là đường trocoid (khi  $t = 0$ ). Khi cho  $t$  những giá trị khác không và tăng dần, ta thấy profin sóng (tức đường trocoid) dịch chuyển về phía chiều dương của  $X$  với tốc độ  $C$ . Các profin sóng trocoid ở các độ sâu khác nhau (46), tức ứng với các giá trị  $b$  khác không được phân biệt với nhau bởi độ cao sóng  $2r_0e^{-kb}$  giảm theo quy luật hàm mũ đối với  $b$ . Bước sóng, chu kỳ và vận tốc sóng không biến đổi theo độ sâu (hình 21).



*Quỹ đạo của hạt nước trong sóng*

Theo (43) và (44) ta thấy áp suất sóng ở độ sâu bất kỳ gồm áp suất thủy tĩnh  $\rho gb$  và áp suất  $\frac{1}{2}n^2r_0^2e^{-2kb}$ . Vậy giới hạn biến đổi của áp suất ở độ sâu bất kỳ tương ứng với độ cao sóng ở độ sâu đó và giảm theo độ sâu. Và như ta thấy, ở độ sâu lớn hơn bước sóng, áp suất sóng chỉ còn biến đổi rất ít. Do đó, các cảm biến ghi độ biến đổi áp suất để xác định sóng mặt phải được đặt ở những độ sâu không lớn, còn muốn chuyển từ độ cao sóng đo được ở độ sâu  $b$  sang độ cao sóng mặt biển thì phải tính đến quy luật biến đổi độ cao sóng theo độ sâu.

Tóm lại, lý thuyết sóng trocoid trong biển sâu vô hạn cho những kết luận sau:

- 1) Các hạt nước trong sóng chuyển động theo những quỹ đạo tròn với bán kính quỹ đạo giảm theo độ sâu bằng định luật hàm mũ (các công thức (41) và (42)).
- 2) Vận tốc truyền sóng chỉ phụ thuộc vào bước sóng và không đổi theo độ sâu. Chu kỳ sóng và bước sóng cũng không đổi theo độ sâu.
- 3) Profin sóng là đường trocoid.
- 4) Giới hạn biến đổi áp suất sóng giảm theo độ sâu, tỷ lệ thuận với độ giảm độ cao sóng. Ở độ sâu bằng bước sóng, độ biến đổi áp suất rất nhỏ (vì độ cao sóng chỉ còn bằng 1/535 độ cao sóng trên mặt).



Các kết luận của lý thuyết sóng trocoid được áp dụng để nghiên cứu sóng lừng đại dương, vì sóng này gần giống như sóng tự do phẳng hay sóng hai chiều.

### 5.2.2. Các kết luận của lý thuyết sóng biển nông

Trong biển nông, hiện tượng ma sát đáy làm thay đổi các đặc trưng hình học và động học của sóng. Lý thuyết sóng biển nông nghiên cứu sóng ổn định hai chiều dưới sự ảnh hưởng của độ sâu nhận được những kết luận sau đây:

1) Quỹ đạo các hạt nước trong sóng là những ellip với trục lớn kéo dài theo phương truyền sóng. Kích thước các trục ellip quỹ đạo phụ thuộc vào tỷ số giữa bước sóng và độ sâu của biển và càng gần đến đáy càng giảm.

Trục ngang của ellip  $A$  biến đổi theo quy luật cosin hyperbolic, còn trục thẳng đứng  $B$  - theo quy luật sin hyperbolic :

$$\begin{aligned} A &= h_0 \frac{\text{ch}k(H-b)}{\text{sh}kH}, \\ B &= h_0 \frac{\text{sh}k(H-b)}{\text{sh}kH}, \quad (49) \\ &\} \end{aligned}$$

trong đó  $h_0$  - độ cao sóng trên mặt biển, bằng trục đứng của ellip quỹ đạo ở mặt biển;  $H$  - độ sâu biển;  $b$  - độ sâu của vị trí tâm quỹ đạo các hạt tính từ mặt sóng trung bình.

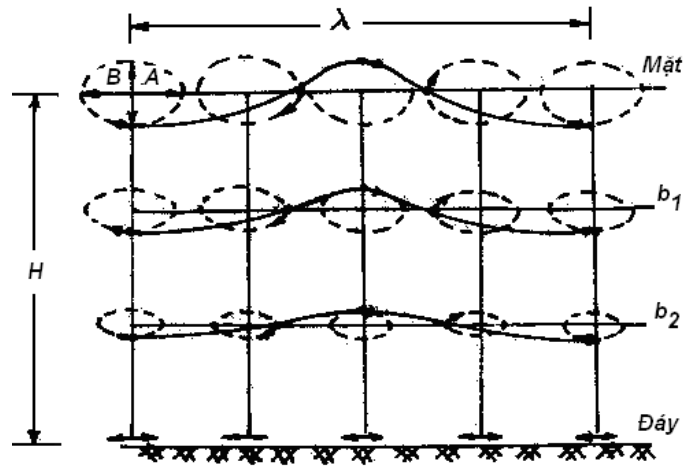
Từ (49) suy ra ở đáy,  $b = H$ , trục đứng  $b = 0$ , còn trên mặt biển,  $b = 0$ , trục đứng  $B = h_0$ .

Nếu tỷ số  $\lambda/H < 1$ , trục ngang và trục đứng trong lớp gần mặt hầu như bằng nhau, sự biến đổi của chúng xác định theo biểu thức

$$A = B = h_0 e^{-kb},$$

tức ellip biến thành vòng tròn và độ cao sóng bằng trục  $B$  giảm theo độ sâu  $b$  như trong trường hợp biển sâu vô hạn (như công thức (42)).

Nếu  $\lambda/H > 10$ , thì  $B$  biến đổi tuyến tính với độ sâu, còn  $A$  gần như giữ nguyên không đổi với độ sâu. Quy luật biến đổi tương tự như vậy đặc trưng cho sự truyền sóng thủy triều có bước sóng khoảng hàng trăm kilômét.



Quỹ đạo của hạt nước trong sóng

Profin sóng là đường trocoid ellip (hình 22). Khi  $\lambda/H < 1$  quỹ đạo các hạt, như đã nói, sẽ biến thành đường tròn và profin sóng sẽ có dạng trocoid thông thường như trên hình 21. Khi  $\lambda/H > 10$ , quỹ đạo biến thành các ellip kéo dài dài theo trục B, dạng profin sóng gần như hình sin (sóng thủy triều).

Vận tốc truyền sóng phụ thuộc không chỉ vào bước sóng, mà còn vào độ sâu của biển:

$$C = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi} \operatorname{th} \frac{2\pi}{\lambda} H}. \quad (50)$$

Từ (50) thấy rằng khi  $H/\lambda$  khá lớn thì công thức (50) sẽ giống công thức (45), khi  $H/\lambda$  khá nhỏ, ta có công thức truyền sóng dài thủy triều:

$$C = \sqrt{gH}. \quad (51)$$

Thực tế, nếu  $H/\lambda > 1/2$ , có thể thay công thức chính xác (50) bằng công thức (45), còn khi  $H/\lambda < 1/10$  - bằng công thức (51).

Do đó, đối với các sóng có bước sóng nhỏ hơn hai lần độ sâu biển, thì các công thức sóng trocoid sẽ đúng với các yếu tố sóng trên mặt biển, những sóng như vậy gọi là *sóng ngắn*, đó là sóng gió ngoài khơi. Còn các sóng với  $H/\lambda < 1/10$ , thì gọi là sóng dài, như sóng thủy triều. Các sóng với  $1/10 < H/\lambda < 1/2$ , gọi là sóng dài chu kỳ ngắn, được xác định theo các công thức đầy đủ của lý thuyết sóng dài (49), (50). Sóng gió ở ven bờ nước nông và txunami thuộc loại này.

Tính chất biến đổi áp suất ở các độ sâu phụ thuộc vào tỷ số  $H/\lambda$ . Với sóng ngắn ( $H/\lambda > 1/2$ ), biến đổi áp suất ở các độ sâu tỷ lệ thuận với độ cao sóng ở các độ sâu đó. Với sóng dài ( $H/\lambda < 1/10$ ) áp suất ở mọi độ sâu biến đổi như nhau và tỷ lệ thuận với độ cao sóng trên mặt (vì trong sóng dài, lực ly tâm nhỏ, không ảnh hưởng tới trọng lực của các hạt chuyển động).

Căn cứ vào tính chất này, người ta đề ra nguyên tắc đo sóng bằng các cảm biến áp suất: nếu đặt cảm biến ở độ sâu lớn hơn nửa bước sóng ngắn (sóng gió), nó sẽ ghi nhận áp suất thủy tĩnh do sóng thủy triều gây nên. Nếu đặt cảm biến ở độ sâu nhỏ hơn, nó sẽ ghi nhận cả áp suất của sóng ngắn và sóng dài. Phải tách riêng lấy áp suất sóng ngắn để xác định độ cao sóng ngắn tại tầng sâu đặt máy và nhờ thực nghiệm hoặc công thức gần đúng (42) mà chuyển thành độ cao sóng trên mặt biển.

Các kết luận của lý thuyết sóng biển nông có thể áp dụng để nghiên cứu sóng thủy triều và phần nào để nghiên cứu sóng gió và sóng lừng truyền từ ngoài khơi vào vùng bờ độ sâu giảm dần.

### 5.2.3. Vận tốc nhóm sóng

Những nhận xét và các công thức đã nêu trong mục này tương ứng với hệ sóng đơn có độ cao, chu kỳ và bước sóng như nhau trên mặt phẳng biển. Một trường hợp phức tạp hơn đó là hệ sóng giao thoa của hai sóng đơn với các chu kỳ và độ cao gần bằng nhau cùng truyền theo một hướng. Kết quả cộng hai sóng đó được thể hiện trên hình 23. Ở đây các đường gạch nối biểu diễn hai sóng giao thoa, đường liền đậm nét – sóng tổng cộng, đường liền nét mảnh là hình bao của nó. Thấy rằng hình bao sóng tổng cộng với độ cao biến đổi từ không đến giá trị lớn nhất trong tập hợp sóng được gọi là nhóm sóng. Hình bao này cũng dịch chuyển cùng với sóng tổng cộng với vận tốc gọi là vận tốc nhóm sóng. Đối với biển sâu, vận tốc nhóm sóng xấp xỉ bằng nửa vận tốc pha trung bình của các sóng giao thoa:

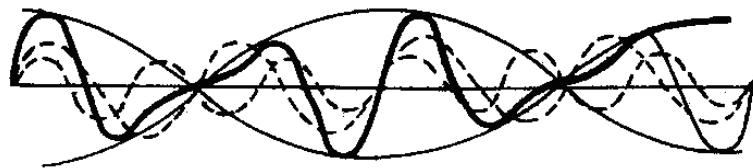
$$C_n = \frac{C}{2}. \quad (52)$$

Đối với biển nông, công thức vận tốc nhóm sóng có dạng:

$$C_n = \frac{C}{2} \left( 1 + \frac{2\alpha}{\text{sh}2\alpha} \right), \quad (53)$$

trong đó  $\alpha = 2\pi H / \lambda$ .

Khi  $H/\lambda$  bé, vận tốc nhóm sóng tiến đến gần bằng vận tốc pha, điều này ứng với sóng thủy triều.



*Quỹ đạo của hạt nước trong sóng*

#### 5.2.4. Năng lượng sóng

Các hạt nước chuyển động trong sóng có năng lượng gồm động năng do chúng chuyển động theo quỹ đạo và thế năng do chúng có độ cao biến đổi so với mực biển yên tĩnh.

Động năng của hạt nước khối lượng đơn vị bằng:

$$\Delta E_d = \frac{v^2}{2},$$

trong đó  $v$  – vận tốc của hạt, bằng  $\omega r$ , với  $\omega$  là vận tốc góc quay theo quỹ đạo ( $\omega = 2\pi / \tau$ ). Nếu xét các công thức (35) và (45), ta có

$$\tau = \sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}}.$$

Do đó, động năng của hạt khối lượng đơn vị sẽ bằng

$$\Delta E_d = \frac{g\pi r^2}{\lambda}.$$

Trong sóng trocoid, mực sóng trung bình tại mỗi độ sâu dâng cao hơn mực của hạt nước yên lặng một ít. Thành thử trong một chu kỳ sóng, thế năng của mỗi hạt không bằng không. Nếu tính hiệu của các diện tích phần đáy sóng và phần ngọn sóng trên profin sóng của một sóng và chia hiệu đó cho bước sóng, người ta sẽ tìm được độ dâng của mực sóng trên mực yên tĩnh trung bình trong một chu kỳ sóng. Độ dâng trung bình bằng

$$\eta = \frac{\pi r^2}{\lambda}.$$

Khi đó thế năng của hạt khối lượng đơn vị bằng

$$\Delta E_t = g \frac{\pi r^2}{\lambda}.$$

Năng lượng toàn phần của hạt khối lượng đơn vị sẽ bằng tổng của động năng và thế năng:

$$\Delta E = \frac{2\pi g r^2}{\lambda}.$$

Năng lượng của cột nước với độ dày  $db$ , đáy đơn vị và mật độ  $\rho$  không đổi sẽ là

$$dE = \Delta E \rho db = 2g\rho \frac{\pi r^2}{\lambda} db.$$

Thay  $r$  bằng biểu thức (41) và tích phân biểu thức trên theo toàn bộ chiều dày từ 0 đến  $\infty$ , người ta nhận được năng lượng của cột nước đáy đơn vị, tức năng lượng của một đơn vị diện tích mặt sóng:

$$E = \frac{1}{2} \rho g r_0^2,$$

hay

$$E = \frac{1}{8} \rho g h_0^2. \quad (54)$$

Biểu thức này đúng với sóng hai chiều. Đối với sóng gió thực trong biển, sóng ba chiều, nếu độ cao sóng dọc theo chiều dài ngọn sóng biển đổi theo quy luật hình sin thì năng lượng sóng ba chiều sẽ liên hệ với độ cao cực đại  $h_0$  dọc theo ngọn sóng như sau:

$$E_3 = \frac{1}{16} \rho g h_0^2. \quad (55)$$

### 5.3. Sự phát triển của sóng gió

Nhược điểm của lý thuyết sóng cổ điển vừa xét là không giải thích được quá trình phát triển của sóng, sự truyền năng lượng gió cho sóng, do đó, không cho những mối liên hệ giữa các yếu tố sóng với nguyên nhân sinh ra sóng.

Một cách định tính, có thể giải thích sự phát sinh sóng gió như sau. Khi gió bắt đầu thổi trên mặt nước yên tĩnh, những cuộn xoáy có mặt trong dòng gió sẽ tác động lên mặt nước dưới dạng các xung áp suất, làm xuất hiện các sóng lặn tăn (sóng mao dẫn) có thể nhìn thấy bằng mắt (gió khoảng 0,7 m/s có thể làm xuất hiện các sóng cao 3-4 mm, bước sóng 40-50 mm). Nếu gió tiếp tục tác động thì sẽ làm tăng biên độ sóng và sóng mao dẫn biến thành sóng trọng lực.

Về cơ chế truyền năng lượng từ gió cho sóng, một số nhà nghiên cứu cho rằng ứng suất tiếp tuyến của gió đóng vai trò chủ yếu. Thí dụ, Makaveev đã xác định năng lượng mà sóng nhận từ gió bằng tích của ứng suất tiếp tuyến và vận tốc quỹ đạo của các hạt trong sóng dưới dạng biểu thức sau:

$$M_\tau = A \rho' w^2 \delta C, \quad (56)$$

trong đó  $A$  – hệ số xác định từ thực nghiệm;  $\rho'$  – mật độ không khí;  $w$  – vận tốc gió;  $\delta = h/\lambda$  – độ dốc sóng;  $C$  – vận tốc pha của sóng.

Những nhà nghiên cứu khác cho rằng có sự truyền năng lượng từ gió cho sóng là do có sự chênh lệch áp suất giữa sườn đón gió và sườn khuất gió của sóng. Thí dụ, Suleikin giải thích rằng các hạt nước trên sườn đón gió, khi chuyển động theo quỹ đạo, được tác động bằng một áp suất trùng với hướng chuyển động nên cường độ chuyển động được

gia tăng, còn các hạt trên sườn khuất gió chuyển động trên đoạn đi lên của quỹ đạo, bị áp suất hãm lại. Nhờ tính chất bất đối xứng của áp suất trên profin sóng, nên sau một vòng quay theo quỹ đạo, hiệu số áp suất có giá trị dương, hạt nước nhận thêm năng lượng. Kết quả thí nghiệm trên mô hình sóng và quan trắc trong bể sóng cho công thức công suất trung bình  $M_P$  mà gió truyền cho sóng tính trên một đơn vị diện tích mặt nước như sau:

$$M_P = Ah(w - C)^2, \quad (57)$$

trong đó  $A$  – hệ số thực nghiệm.

Về tổng quát, có thể cho rằng công suất mà gió truyền cho sóng gồm cả hai phần:  $M_\tau$  – năng lượng do ứng suất tiếp tuyến của gió và  $M_P$  – năng lượng do áp suất pháp tuyến của gió trên một đơn vị diện tích mặt nổi sóng xác định bằng các công thức (56) và (57).

Được tiếp sức bởi những dòng năng lượng này, sóng xuất hiện trong gió sẽ phát triển, tăng cả độ cao và bước sóng của nó. Tuy nhiên, năng lượng mà sóng nhận được từ gió không phải hoàn toàn được dùng vào sự tăng của các yếu tố sóng, mà một phần năng lượng đó bị tản mát do rối xuất hiện trong sóng.

Suleikin đã đánh giá sự mất mát năng lượng do ma sát rối dưới dạng

$$E_\mu = 0,07\rho g r \frac{2}{\tau_\infty R_\infty^2}, \quad (58)$$

trong đó  $r_\infty$  – bán kính quỹ đạo của hạt trong sóng ổn định;  $\tau_\infty$  – chu kỳ sóng ổn định;  $R_\infty = \lambda_\infty / 2\pi$ ,  $\lambda_\infty$  – bước sóng ổn định;  $\rho$  – mật độ nước.

Theo Crulov thì phần năng lượng mất mát trong rối bằng

$$M_\mu = b\pi^2\rho\delta^3 C^2 \left[ \frac{1}{2} \left( 1 + \frac{w}{20} \right) \right]^2, \quad (59)$$

trong đó  $b$  – hệ số thực nghiệm không thứ nguyên;  $\rho$  – mật độ nước;  $\delta$  – độ dốc sóng;  $C$  – vận tốc truyền sóng;  $w$  – vận tốc gió.

Như vậy, tổng cộng các dòng năng lượng vừa xét trên trừ đi dòng năng lượng mà sóng mang đi theo hướng truyền sóng sẽ tạo nên sự biến đổi năng lượng sóng của một cột nước diện tích đáy đơn vị cao từ đáy đến mặt biển. Chúng ta viết

$$\frac{\partial E}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x}(Ev_C) + M_P + M_\tau - E_\mu, \quad (60)$$

trong đó  $E$  – năng lượng của sóng tính cho cả cột nước được xác định bởi công thức (54);  $v_C$  – vận tốc mang năng lượng, đối với sóng ngắn bằng nửa vận tốc pha (xem công

thức (52)). Thành phần  $-\frac{\partial}{\partial x}(Ev_C)$  đặc trưng cho dòng năng lượng mà cột nước bị mất đi do sóng mang đi theo hướng dương của trục  $x$ . Phương trình (60), lần đầu tiên do Makaveev nhận được, gọi là phương trình cân bằng năng lượng của sóng gió. Ta thấy phương trình cân bằng năng lượng sóng gió liên hệ những yếu tố sóng ( $h$  và  $\lambda$ ) tại thời điểm bất kỳ với các yếu tố tạo sóng – những đặc trưng của dòng gió gây nên sóng. Khác với lý thuyết sóng cổ điển, việc giải phương trình này sẽ cho phép người ta tính được các yếu tố sóng qua các yếu tố tạo sóng, đã là một bước khắc phục được nhược điểm của lý thuyết sóng cổ điển.

Khi giải phương trình cân bằng năng lượng sóng, một vấn đề quan trọng là tìm mối liên hệ giữa bước sóng và độ cao sóng – hai ẩn trong phương trình đó, tức tìm phương trình thứ hai để khép kín hệ.

Để giải quyết vấn đề này, nhiều nhà nghiên cứu có xu hướng tìm đến những quan hệ thực nghiệm thông qua chỉnh lý các quan trắc sóng.

Suleikin đã giải bài toán này bằng con đường lý thuyết, nhờ sử dụng định lý về mô men động lượng của các hạt nước chuyển động trong sóng theo quỹ đạo tròn và đã nhận được quy luật tăng bước sóng dưới tác dụng của gió. Điều đó cho phép ông tìm được phương trình thứ hai dưới dạng:

$$\frac{h}{h_0} = 0,278 \frac{\lambda}{\lambda_0} + 0,722 \left( \frac{\lambda}{\lambda_0} \right)^{1/3}, \quad (61)$$

trong đó  $h_0, \lambda_0$  – độ cao và bước sóng khi bắt đầu tạo sóng.

#### 5.4. Sự đa dạng của sóng gió. Các hàm phân bố các yếu tố sóng gió

Trên thực tế người ta thấy sóng gió thực rất đa dạng. Trên băng ghi sóng biển, các yếu tố sóng diễn biến như là những đại lượng ngẫu nhiên. Vì vậy phương pháp hiệu quả nhất để nghiên cứu sự đa dạng của sóng biển là áp dụng lý thuyết về quá trình ngẫu nhiên. Trong hải dương học, nhiệm vụ chính theo hướng này là xác định các đặc trưng cơ bản của các yếu tố sóng với tư cách là những quá trình ngẫu nhiên, trước hết là mật độ phân bố (độ lặp lại) và hàm phân bố (độ đảm bảo).

Hiện nay trong hải dương học người ta khảo sát hai loại hàm phân bố các yếu tố sóng: loại thứ nhất mô tả tính đa dạng của các yếu tố sóng với cường độ xác định gọi tắt là hàm phân bố hay hàm độ đảm bảo; loại thứ hai mô tả tính đa dạng của các yếu tố sóng của vùng biển nào đó trong chế độ nhiều năm gọi là hàm phân bố chế độ hay hàm đảm bảo chế độ.

*Hàm phân bố độ cao sóng tại một điểm.* Chúng ta đã biết sóng gió thực trong biển có tính chất ba chiều nên độ cao của nó dọc theo ngọn sóng thường biến đổi. Người ta gọi

độ cao sóng lớn nhất dọc theo ngọn sóng là độ cao sóng ba chiều. Độ cao sóng ghi được bằng dụng cụ đo tại một điểm xác định trên biển, gọi là độ cao sóng tại một điểm, sẽ khác độ cao sóng ba chiều.

Việc quan trắc và nghiên cứu lý thuyết độ cao sóng tại một điểm đã chứng minh rằng với sóng ổn định phân bố độ cao gần với quy luật phân bố chuẩn và không phụ thuộc vào cường độ (cấp sóng).

Hàm độ lặp lại của độ cao sóng tại một điểm biểu diễn qua độ cao sóng trung bình có dạng:

$$f(h) = \frac{\pi}{2} \frac{h}{h} \exp\left[-\frac{\pi}{4}\left(\frac{h}{\bar{h}}\right)^2\right]. \quad (62)$$

Hàm độ đảm bảo của độ cao sóng tại một điểm bằng:

$$F(h) = \int_0^{\infty} f(h)dh = \exp\left[-\frac{\pi}{4}\left(\frac{h}{\bar{h}}\right)^2\right]. \quad (63)$$

Từ (63) có thể dễ dàng biểu diễn độ cao tương đối qua độ đảm bảo của nó:

$$\frac{h}{\bar{h}} = \sqrt{-\frac{\pi}{4} \ln F(h)} = 1,712 \sqrt{-\lg F(h)}. \quad (64)$$

Để xác định độ cao sóng tuyệt đối từ tập hợp sóng cụ thể, trước hết phải tính độ cao trung bình của tập hợp đó, sau đó xác định độ cao tương đối ứng với độ đảm bảo cho trước theo công thức (64) rồi nhân nó với độ cao trung bình của tập hợp sóng, ta nhận được độ cao tuyệt đối cần tìm.

Hệ số chuyển tiếp từ độ cao sóng tại một điểm sang độ cao sóng ba chiều cùng độ đảm bảo được cho trong bảng 8.

*Bảng 8.* Hệ số chuyển tiếp từ độ cao sóng tại một điểm và độ cao sóng ba chiều

|                      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|----------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| $F$                  | 0,1  | 1    | 5    | 10   | 20   | 30   | 40   | 50   | 60   | 70   | 80   | 90   | 95   |
| $\frac{h_{3F}}{h_F}$ | 1,07 | 1,10 | 1,14 | 1,18 | 1,20 | 1,23 | 1,27 | 1,30 | 1,34 | 1,42 | 1,51 | 1,73 | 1,98 |

*Hàm phân bố không thứ nguyên của độ đảm bảo của bước sóng và độ dài ngọn sóng* hoàn toàn trùng với hàm không thứ nguyên độ đảm bảo độ cao sóng tại một điểm. Vì vậy, trong các biểu thức (63) hoặc (64) nếu thay  $h/\bar{h}$  bằng  $\lambda/\bar{\lambda}$  hoặc  $L/\bar{L}$  chúng ta sẽ được những hàm phân bố cần tìm:



Sóng biển

$$F(\lambda) = \exp\left[-\frac{\pi}{4}\left(\frac{\lambda}{\bar{\lambda}}\right)^2\right] \text{ hoặc } \frac{\lambda}{\bar{\lambda}} = 1,712\sqrt{-\lg F(\lambda)} \quad (65)$$

$$F(L) = \exp\left[-\frac{\pi}{4}\left(\frac{L}{\bar{L}}\right)^2\right] \text{ hoặc } \frac{L}{\bar{L}} = 1,712\sqrt{-\lg F(L)} \quad (66)$$

Trong sóng ba chiều, mối liên hệ giữa bước sóng trung bình và độ dài ngọn sóng trung bình được biểu diễn như sau:

$$\bar{L} = 2\bar{\lambda}.$$

*Hàm phân bố của chu kỳ và vận tốc sóng.* Hàm phân bố của chu kỳ sóng xác định theo hàm phân bố bước sóng dựa theo mối liên hệ giữa chu kỳ và bước sóng

$$\tau = \sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}},$$

sẽ có dạng

$$F(\tau) = \exp\left[-0,9064\left(\frac{\tau}{\bar{\tau}}\right)^4\right]$$

hoặc

$$\frac{\tau}{\bar{\tau}} = 1,36^4\sqrt{-\lg F(\tau)}. \quad (67)$$

Vì vận tốc truyền sóng  $C$  tỷ lệ với chu kỳ sóng ( $C = g\tau/2\pi$ ), nên đối với  $C$  có biểu thức tương tự

$$\frac{C}{\bar{C}} = 1,36^4\sqrt{-\lg F(C)}$$

hoặc

$$F(C) = \exp\left[-0,9064\left(\frac{C}{\bar{C}}\right)^4\right] \quad (68)$$

*Hàm phân bố các yếu tố sóng biển nông.* Hàm phân bố độ cao sóng tại một điểm đối với trường hợp nước nông phụ thuộc vào tỷ số  $h = \bar{h}/H$  có dạng

$$F(h) = \exp\left[-\frac{\pi}{4\left(1+\frac{h}{\sqrt{2\pi}}\right)}\left(\frac{h}{\bar{h}}\right)^{\frac{2}{1-h}}\right]$$

Sóng biển

hoặc

$$\frac{h}{h} = \left[ -2,923(1 + 0,4h)\lg F(h) \right]^{\frac{1-h}{2}}. \quad (69)$$

Các hàm phân bố của chu kỳ tương tự như trong trường hợp biển sâu. Hàm phân bố bước sóng biển nông xác định theo hàm phân bố chu kỳ, căn cứ vào biểu thức liên hệ giữa chu kỳ và bước sóng nước nông:

$$\tau = \sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g} \operatorname{cth} \frac{2\pi H}{\lambda}}.$$

### 5.5. Sóng ven bờ

Khi sóng biển truyền vào vùng ven bờ, nó bị biến dạng và khúc xạ do giảm độ sâu và tăng ma sát. Các yếu tố của sóng biển đổi. Diễn biến của sóng ở ven bờ phụ thuộc vào đường bờ và tính chất biến đổi của địa hình đáy.

Nếu sóng đi vào vùng bờ dốc đứng và sâu, thì sóng không biến đổi các yếu tố của nó cho đến tận sát bờ. Khi đạt tới thành bờ nó bị phản xạ trở lại. Kết hợp sóng tới và sóng phản xạ sẽ tạo thành sóng đứng với bụng sóng ở thành bờ, biên độ dao động nâng lên và hạ xuống của mặt sóng bằng khoảng hai lần độ cao sóng tới.

Suleikin đã đánh giá áp lực của sóng lên bờ qua chu kỳ sóng như sau:

$$P = 0,09\tau^2, \text{ tấn/m}^2$$

trong đó chu kỳ  $\tau$  tính bằng giây.

Ở những vùng bờ sâu nhưng bị chia cắt mạnh hoặc những mỏm đá nhô ra biển sóng không phản xạ mà đổ nhào, tự phá hủy. Trong trường hợp đó áp lực lớn đến mức có thể phá hủy bờ và các công trình ven bờ.

Bờ thoải bị tác động yếu hơn vì sóng thường bị phá hủy trước khi đạt tới bờ. Nhưng trên đường đi vào vùng ven bờ thoải các đặc trưng sóng bị biến đổi nhiều nhất.

Khi đi vào vùng ven bờ thoải mặt sóng trở nên trật tự hơn do sự tắt dần nhanh của các sóng bé, mặt sóng có xu hướng trở thành giống như những luống sóng song song khá đều đặn.

Vì truyền trong vùng ven bờ nước nông, nên sóng có tính chất như những sóng dài, vận tốc truyền phụ thuộc độ sâu của biển (xem công thức (51)). Các đoạn frôn gần bờ chuyển động chậm hơn so với các đoạn còn ở xa. Do đó frôn sóng có xu hướng quay dần dần tiến tới song song với đường bờ.

Theo Suleikin góc  $\alpha$  giữa frôn sóng và đường song song bờ tại điểm có độ sâu  $H$  phụ thuộc vào góc  $\alpha_0$  tương ứng ở độ sâu  $H_0$  ngoài khơi và vào chu kỳ  $\tau$  (hình 24) theo hệ thức

$$\sin\alpha = \frac{1 + \frac{0,05\tau^2}{H_0}}{1 + \frac{0,05\tau^2}{H}} \sin\alpha_0. \quad (70)$$

Ngoài hiện tượng đổi hướng truyền sóng (khúc xạ sóng) như trên, các tham số sóng cũng biến đổi. Nếu chú ý rằng chu kỳ sóng khi vào nước nông gần như không biến đổi, trong khi đó vận tốc truyền phụ thuộc độ sâu dưới dạng (51), thì bước sóng phải giảm so với ngoài khơi theo quy luật

$$\frac{\lambda}{\lambda_0} = \sqrt{\frac{H}{H_0}}. \quad (71)$$

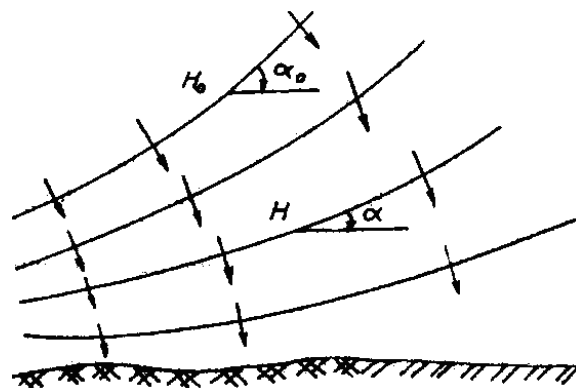
Một cách gần đúng, nếu giả thiết rằng năng lượng của một con sóng không đổi khi truyền từ ngoài khơi vào bờ nước nông, thì độ cao sóng do biến đổi bước sóng sẽ biến đổi theo quy luật

$$\frac{h^2}{h_0^2} = \frac{\lambda_0}{\lambda}$$

và nếu chú ý tới (71) thì quy luật biến đổi độ cao sóng khi độ sâu biến đổi sẽ là:

$$\frac{h^2}{h_0^2} = \sqrt{\frac{H_0}{H}}. \quad (72)$$

Sự giảm bước sóng và đồng thời tăng độ cao sóng sẽ làm tăng độ dốc sóng. Nếu độ dốc sóng đạt tới giá trị tới hạn thì ngọn sóng sẽ bị phá hủy, tạo thành sóng đổ nhào hay sóng vỡ bờ. Hiện tượng sóng đổ nhào có thể xảy ra ở ngay mép nước hoặc ở ngoài xa tùy thuộc cả vào những điều kiện như độ dốc sườn đáy biển, hướng gió đối với bờ, dòng chảy v.v...



*Sự khúc xạ sóng trong nước nông*

## Sóng biển

### Các câu hỏi để tự kiểm tra

- 1) Thế nào là những yếu tố sóng, những yếu tố tạo sóng?
- 2) Sóng đứng và sóng tiến khác nhau như thế nào?
- 3) Nêu những kết luận của các lý thuyết sóng biển sâu và biển nông.
- 4) Thế nào là sóng ngắn, sóng dài, sóng dài chu kỳ ngắn?
- 5) Biểu thức của năng lượng sóng.
- 6) Gió truyền năng lượng cho sóng như thế nào?
- 7) Phương trình cân bằng năng lượng sóng gió gồm những số hạng gì, liên hệ những đại lượng gì với nhau?
- 8) Độ đảm bảo của sóng là gì?
- 9) Những gì sẽ xảy ra với sóng khi nó truyền từ khơi vào bờ?