

## **BIẾN TRÌNH NĂM CỦA NHIỆT ĐỘ NƯỚC Ở MỘT VÙNG BIỂN KHƠI MIỀN TRUNG VIỆT NAM**

**Võ Văn Lành, Phạm Văn Huân**

*Bộ môn Vật lý hải dương, Trường Đại học Tổng hợp Hà Nội*

Việc nghiên cứu các đặc trưng nhiệt cùng với các yếu tố động lực của nước biển là một bộ phận quan trọng hàng đầu của công tác điều tra nghiên cứu tổng hợp điều kiện tự nhiên một biển hay một vùng biển nhất định. Mục đích nghiên cứu của chúng ta là phát hiện những quy luật trao đổi nhiệt và phân bố nhiệt độ nhằm tiến đến một phương pháp dự báo nhiệt độ các lớp nước biển một cách có hiệu quả nhất. Điều đó sẽ có ý nghĩa to lớn và thiết thực đối với các hoạt động của con người trên biển.

Đối với vùng biển nước ta mặc dù cho đến nay chưa có một dự trữ số liệu đồng bộ và liên tục, nhưng đây đó vẫn có thể tìm được một vốn số liệu cần thiết tối thiểu để xem xét bước đầu một số mặt của vấn đề nói trên trong một khoảng thời gian và không gian nhất định.

Trong bài báo này, chúng tôi trình bày kết quả xem xét các đặc điểm phân bố nhiệt độ chu kỳ năm trong toàn lớp hoạt động của một vùng biển miền trung Việt Nam (quanh 14 độ vĩ bắc, 111 độ kinh đông) dựa trên nguồn số liệu [1], bước đầu nghiên cứu một trong những yếu tố quyết định sự phân bố nhiệt độ nước biển - sự trao đổi nhiệt rối, và trên cơ sở đó xem xét sơ bộ một mô hình dự báo biến trình nhiệt độ năm của các lớp nước biển.

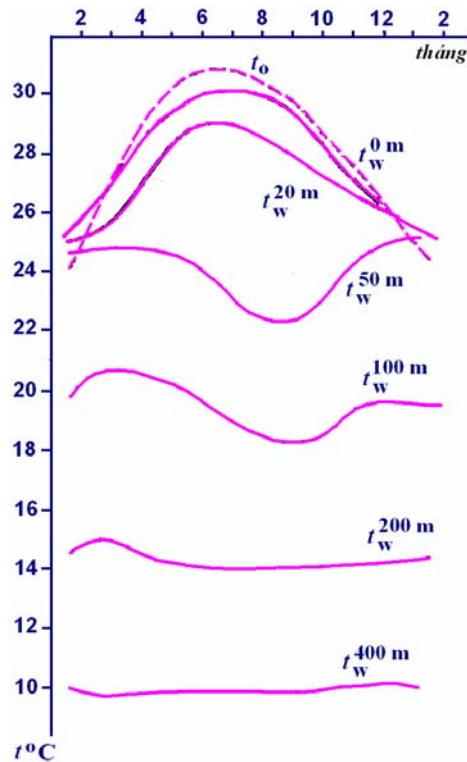
### **I. Những đặc điểm phân bố nhiệt độ ở vùng biển nghiên cứu**

Địa điểm xem xét là điển hình của một vùng biển nhiệt đới. Dòng nhiệt tổng cộng trung bình năm có hướng từ không khí vào nước biển. Phần lớn thời gian trong năm nhiệt độ không khí cao hơn nhiệt độ nước biển: biển nhận nhiệt từ khí quyển. Chỉ từ giữa tháng 12 đến tháng 2 nhiệt độ nước mặt biển cao hơn nhiệt độ không khí: biển nhường nhiệt cho khí quyển. Chính vì vậy biến trình nhiệt độ năm của nước biển có tính chất bất đối xứng rõ rệt với thời gian bị sưởi nóng lớn hơn nhiều so với thời gian thời gian nguội đi (hình 1). Nhiệt độ nước bề mặt có giá trị cực tiểu (25 °C) vào tháng 1, sau đó bắt đầu tăng và đạt giá trị cực đại (30 °C) vào tháng 7-8. Ở các lớp nước sâu dao động nhiệt độ lệch pha đáng kể so với dao động trên mặt. Nếu nhiệt độ cực đại trên mặt quan sát thấy vào thời gian nói trên, thì ở độ sâu 50 m nó đạt được vào khoảng tháng 12-1, còn ở 100 m – vào tháng 2-3 (hình 1).

Biến trình nhiệt độ năm ở các độ sâu có thể phân tích thành dãy các hàm điều hòa theo thời gian dưới dạng

$$t(z, \tau) = \sum_{n=0}^N (a_n \cos n\omega\tau + b_n \sin n\omega\tau).$$

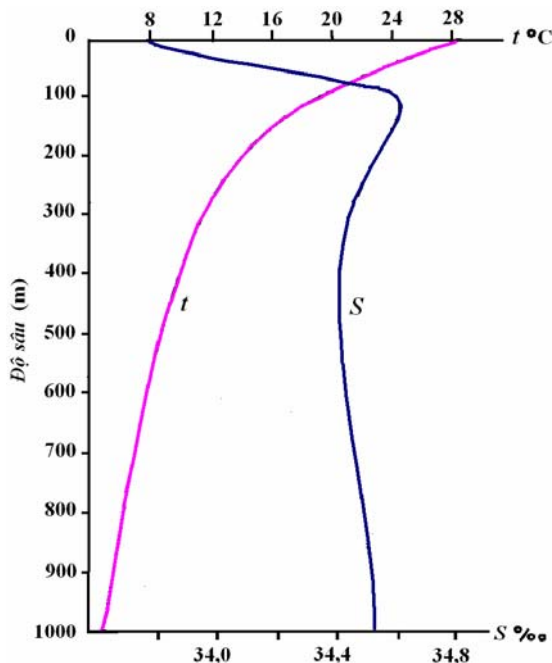
Giá trị bình phương biên độ  $A_n^2 = a_n^2 + b_n^2$  của 5 hàm điều hòa đầu tiên ở một số độ sâu được trình bày trong bảng sau đây:



Hình 1. Biến trình nhiệt độ năm của không khí ( $t_o$ ) và của nước biển  $t_w$  ở các độ sâu khác nhau

$n$	$z$ (m)			
	0	10	50	150
1	5,46	5,29	0,70	0,28
2	0,67	0,18	0,47	0,02
3	0,01	0,02	0,06	0,06
4	0,08	0,03	0,10	0,02
5	0,06	0,06	0,10	0,04
$\sum_{n=1}^5 A_n^2$	6,28	5,58	1,43	0,42

Từ bảng này thấy rằng biến trình nhiệt độ năm ở các độ sâu được quyết định chủ yếu bởi hàm điều hòa thứ nhất ( $n=1$ ), tức bởi dao động chu kỳ năm. Tuy nhiên, hàm điều hòa thứ hai ( $n=2$ ) hay dao động chu kỳ nửa năm cũng đóng vai trò đáng kể và quyết định tính bất đối xứng của phân bố nhiệt độ theo thời gian trong năm. Càng



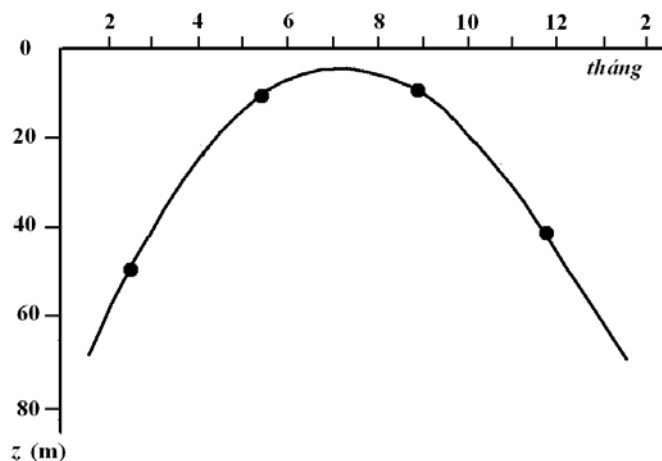
Hình 2. Phân bố nhiệt độ  $t$  và độ muối  $S$  trung bình năm theo độ sâu

xuống sâu vai trò của các dao động chu kỳ ngắn càng trở nên đáng kể.

Độ chênh lệch nhiệt độ trong năm đạt giá trị cực đại ( $5^\circ\text{C}$ ) trên mặt biển và có giá trị đáng kể cho đến độ sâu 100 m (hình 1). Ở độ sâu 400 m trở xuống nhiệt độ hầu như không biến đổi theo thời gian, tuy về giá trị nó vẫn tiếp tục giảm theo chiều sâu của biển. Nếu ở trên mặt biển nhiệt độ trung bình năm là  $28,4^\circ\text{C}$  thì ở độ sâu 400 m – là  $9,8^\circ\text{C}$  và ở 1000 m – là  $4,5^\circ\text{C}$  (hình 2).

Độ dày của lớp đồng nhất nhiệt độ (lớp đồng nhất nhiệt độ được xem là lớp mặt có gradien nhiệt độ theo phương thẳng đứng nhỏ hơn  $0,02^\circ\text{C/m}$ ) cũng như độ sâu của lớp

nhảy vọt nhiệt độ theo mùa thay đổi đáng kể trong năm. Về mùa hè (từ tháng 5 đến tháng 9) dưới tác dụng của xáo trộn gió tương đối yếu, lớp đồng nhất bề mặt chỉ dày không quá 10 m. Sang mùa đông (từ tháng 12 đến tháng 2) do trên biển tồn tại một chế độ gió tương đối mạnh và ổn định cộng với chuyển động đối lưu cường độ xáo trộn lớp nước mặt đạt giá trị cực đại, chiều dày của lớp đồng nhất nhiệt độ có giá trị lớn nhất và đạt khoảng 70 m (hình 3).



Hình 3. Biến trình năm độ dày của lớp đồng nhất nhiệt độ

## II. Về một bài toán dự báo biến trình nhiệt độ năm của nước biển

Trong điều kiện tự nhiên trường nhiệt độ nước biển biến thiên phức tạp theo không gian và thời gian do nhiều yếu tố bên ngoài và bên trong quyết định. Trong đó, một trong những biến thiên quan trọng nhất là dao động chu kỳ năm do biến trình năm của năng lượng bức xạ mặt trời và điều kiện trao đổi nhiệt trên biên khí quyển - đại dương cũng như trong lòng nước biển quyết định, nếu xem vùng biển không có dòng chảy mạnh và cố định. Trong trường hợp nếu xem toàn bộ bức xạ mặt trời đi vào nước biển đều bị hấp thụ ngay ở lớp mỏng bề mặt và nhiệt lượng hấp thụ được truyền xuống dưới sâu nhờ quá trình trao đổi nhiệt rối theo phương thẳng đứng thì phương trình truyền nhiệt có thể viết dưới dạng

$$\frac{d}{d\tau}t(z, \tau) = \frac{d}{dz}K(z, \tau)\frac{d}{dz}t(z, \tau), \quad (1)$$

Trong đó  $t(z, \tau)$  – nhiệt độ nước biển;  $K(z, \tau)$  – hệ số truyền nhiệt rối (bỏ qua hệ số truyền nhiệt phân tử);  $\tau$  – thời gian;  $z$  – trục tọa độ thẳng đứng hướng từ mặt biển xuống đáy,  $\frac{dF}{dx}$  là chỉ đạo hàm riêng của hàm  $F$  đối với biến số  $x$ , ký hiệu này dùng cho cả bài.

Nguồn nhiệt hấp thụ sẽ được chú ý trong điều kiện biên.

Để sử dụng phương trình (1) vào việc dự báo biến trình nhiệt độ năm cần giải quyết hai vấn đề: thứ nhất là cần xác định  $K(z, \tau)$  như một hàm chưa biết của độ sâu và thời gian, hay nói cách khác, là tìm cách khép kín phương trình (1); thứ hai là lựa chọn điều kiện biên thích hợp. Dưới đây sẽ trình bày kết quả xem xét các vấn đề này.

### 1. Hệ số truyền nhiệt rối

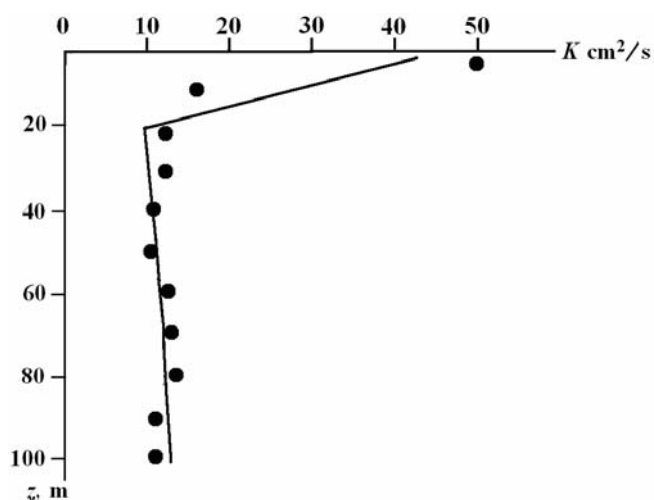
Trên cơ sở số liệu thực đo về biến trình nhiệt độ năm có thể tính sự biến đổi hệ số  $K$  trung bình năm theo độ sâu của biển theo công thức Fjeldstad [4] sau đây:

$$K(z) = \frac{n\omega}{A_n^2 \frac{df_n}{dz}} \int_0^H A_n^2 dz, \quad (2)$$

Trong đó  $A_n$  và  $f_n$  là biên độ và độ lệch pha của hàm điều hòa thứ  $n$  trong dãy phân tích biến trình nhiệt độ năm thực đo;  $H$  là độ sâu nơi dao động nhiệt độ năm hầu như không còn đáng kể;  $\omega$  là tần số dao động,  $\omega = 2\pi/T$ ;  $T = 1$  năm.

Mặc dù công thức (2) có thể áp dụng cho bất cứ hàm điều hòa nào nhưng ở đây chỉ sử dụng hàm điều hòa thứ nhất vì chính hàm điều hòa này được xác định với sai số nhỏ nhất.

Kết quả tính  $K(z)$  theo công thức (2) được trình bày trên hình 4. Từ đó, thấy rằng toàn bộ chiều dày lớp hoạt động có thể chia thành hai lớp, lớp mỏng phía trên dày khoảng 20 m với cường độ xáo trộn cực đại trên mặt và giảm nhanh theo độ sâu, lớp thứ hai là toàn bộ lớp nước phía dưới với cường độ xáo trộn tăng chậm theo chiều sâu. Biên giới giữa hai lớp trùng với độ sâu có gradien nhiệt độ và độ muối cực đại, nơi có độ ổn định lớn nhất và cường độ xáo trộn rối nhỏ nhất.



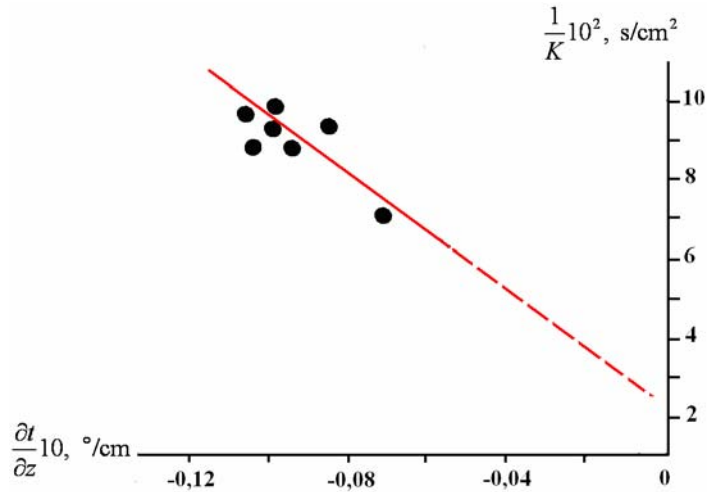
Hình 4. Biến đổi của hệ số trao đổi nhiệt rối theo độ sâu, ● - giá trị tính được, — phụ thuộc

$$K = \begin{cases} 45 - 1,75 \cdot 10^{-2} z, & 0 \leq z \leq h \\ 9 + 5 \cdot 10^{-4} z, & h \leq z \leq H \end{cases}$$

Mối liên hệ giữa  $K$  với độ ổn định về nhiệt của nước biển có thể được biểu thị bằng công thức

$$K = \frac{\bar{K}_0}{1 - \gamma \frac{dT}{dz}}, \quad (3)$$

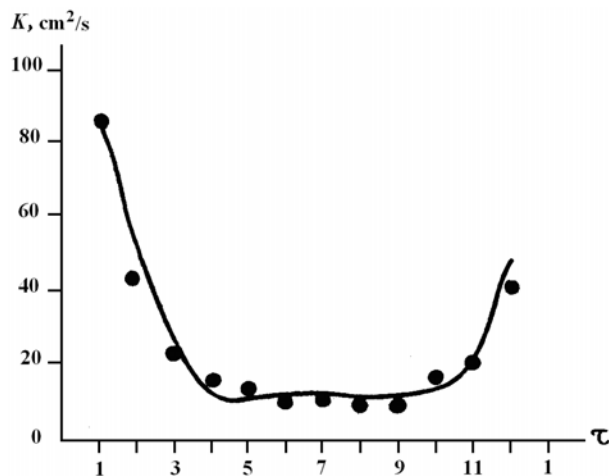
trong đó các hệ số  $\bar{K}_0$  và  $\gamma$  được xác định theo các giá trị hệ số trao đổi nhiệt rối ở các độ sâu khác nhau đã tính và các giá trị gradien nhiệt độ tại cùng những độ sâu ấy (hình 5). Cụ thể  $\bar{K}_0 = 83$ ,  $\gamma = 6,08 \cdot 10^3$ .



Hình 5. Phụ thuộc của  $K$  vào gradien nhiệt độ,  
 ● - giá trị tính được, — phụ thuộc  $K = \frac{83}{1 - 6,08 \cdot 10^3 \frac{\partial t}{\partial z}}$

Biểu thức (3) có thể được sử dụng để xác định biến trình của hệ số trao đổi nhiệt rối theo thời gian trong năm. Kết quả tính  $K$  theo phương pháp đó trên cơ sở sử dụng các giá trị gradien nhiệt độ trung bình tháng cho toàn bộ lớp mặt từ 0 đến 50 m được trình bày trên hình 6. Từ đó, thấy rằng biến trình năm của  $K$  có cực đại hẹp trong tháng 1 và cực tiểu rộng trong suốt thời gian còn lại. Độ chênh lệch của  $K$  trong năm có thể đạt 74 cm<sup>2</sup>/s. Tính chất trên của sự biến đổi  $K$  hoàn toàn phù hợp với những nhận xét trong phần I về sự xáo trộn rối do gió, chuyển động đối lưu và ảnh hưởng của độ ổn định các lớp nước.

Các kết quả nói trên cho thấy rằng trong môi trường nước biển hệ số truyền nhiệt rối là đại lượng biến đổi phức tạp theo chiều sâu và theo thời gian trong năm. Việc cho hệ số này một giá trị không đổi, hoặc một hàm đơn giản của độ sâu và thời gian chắc chắn sẽ dẫn đến những sai số đáng kể trong việc tính toán sự truyền nhiệt trong môi trường nước biển thực tế.



Hình 6. Biến trình năm của  $K$ , ● - giá trị tính được,  
 — đường cong  $K(\tau) = 45[1 + 0,8 \cos(0,52\tau + 1,4 \sin \tau)]$

Nếu xem hệ số truyền nhiệt rỗng là tích của hai hàm: một hàm chỉ biến đổi theo độ sâu, hàm khác chỉ biến đổi theo thời gian

$$K(z, \tau) = K(z)K(\tau), \quad (4)$$

thì từ những kết quả tính toán nói trên đối với vùng biển đang xét các hàm đó có thể được biểu diễn gần đúng dưới dạng (xem hình 4 và 6):

$$K(z) = \begin{cases} a_1 - b_1 z, & 0 \leq z \leq h \\ a_2 + b_2 z, & h \leq z \leq H \end{cases} \quad (5)$$

trong đó  $h$  là độ sâu nơi có gradien nhiệt độ cực đại;  $H$  là biên dưới của lớp hoạt động;  $a_1 = 45 \text{ cm}^2/\text{s}$ ;  $b_1 = 1,75 \cdot 10^{-2} \text{ cm/s}$ ;  $a_2 = 9 \text{ cm}^2/\text{s}$ ;  $b_2 = 5 \cdot 10^{-4} \text{ cm/s}$ ;  $h = 20 \text{ m}$ ,

$$K(\tau) = 1 + \chi(\tau) = 1 + \bar{K} \cos[\omega\tau - \bar{\varphi}] + \bar{K} \sin(\omega\tau - \bar{\varphi}), \quad (6)$$

trong đó  $\bar{K} = 0,8$ ;  $\bar{K} = 1,4$ ;  $\bar{\varphi} = 0$ .

## 2. Điều kiện biên

Như đã nói, ở vùng biển nghiên cứu toàn bộ chiều dày lớp nước có thể phân thành hai lớp với ranh giới ở độ sâu  $h$ . Nhiệt độ trong các lớp đó được ký hiệu là  $t_1$  và  $t_2$  tương ứng.

Điều kiện biên trên mặt biển ( $z = 0$ ) là phương trình cân bằng nhiệt. Sử dụng điều kiện chuẩn dừng của các dòng nhiệt và ẩm ở lớp khí quyển sát mặt biển, có thể dễ dàng biểu diễn các dòng đó qua các giá trị trung bình nhiệt độ và độ ẩm ở mặt biển và ở một độ cao  $h_0$  nào đó trên mặt biển. Từ đó có thể biểu diễn điều kiện cân bằng nhiệt trên mặt biển bằng biểu thức sau đây [3]:

$$C\rho K \left. \frac{dt_1}{dz} \right|_{z=0} = \alpha [t_1|_{z=0} - \varphi(\tau)]. \quad (7)$$

Điều kiện phía dưới lớp hoạt động là

$$t_2|_{z=H} = t_H, \quad (8)$$

trong đó  $t_H$  đúng bằng nhiệt độ không đổi của lớp nước tầng sâu.

Ngoài ra tại biên giới giữa hai lớp nước ( $z = h$ ) cần thực hiện điều kiện liên tục:

$$\begin{aligned} t_1|_{z=h} &= t_2|_{z=h} \\ \left. \frac{dt_1}{dz} \right|_{z=h} &= \left. \frac{dt_2}{dz} \right|_{z=h} \end{aligned} \quad (9)$$

## 3. Giải bài toán

Cần tìm nghiệm của phương trình (1) thỏa mãn các điều kiện biên (7), (8) và (9) với hệ số  $K(z, \tau)$  cho trước dưới dạng (4). Ở đây chỉ xét các dao động nhiệt độ ổn định.

Xét biến số thời gian mới

$$\tau_1 = \int_0^{\tau} K(\tau) d\tau. \quad (10)$$

Chú ý tới (10), có thể đưa phương trình (1) về dạng

$$\frac{dt_j(z, \tau)}{d\tau_1} = \frac{d}{dz} K_j(z) \frac{dt_j(z, \tau)}{dz}, \quad j = 1, 2. \quad (11)$$

Phân tích hàm  $\varphi(\tau)$  thành dãy Phuriê theo biến mới  $\tau_1$

$$\varphi(\tau) = A_0 + \sum_{n=1}^{\infty} A_n e^{-in\omega\tau_1}, \quad i = \sqrt{-1}. \quad (12)$$

Tìm nghiệm của phương trình (11) dưới dạng

$$t_j(z, \tau) = V_{0j}(z) + \sum_{n=1}^{\infty} V_{nj}(z) e^{-in\omega\tau_1}, \quad j = 1, 2. \quad (13)$$

Trong biểu thức này  $V_{0j}(z)$  là nhiệt độ trung bình năm và là nghiệm của phương trình

$$\frac{d}{dz} K_j(z) \frac{dV_{0j}(z)}{dz} = 0, \quad j = 1, 2 \quad (14)$$

thỏa mãn điều kiện biên:

$$\begin{aligned} C\rho K_1(z) \frac{dV_{01}(z)}{dz} \Big|_{z=0} &= \alpha [V_{01}(z) \Big|_{z=0} - A_0]; \\ V_{02}(z) \Big|_{z=H} &= t_H; \\ V_{01}(z) \Big|_{z=h} &= V_{02} \Big|_{z=h}; \\ \frac{dV_{01}}{dz} \Big|_{z=h} &= \frac{dV_{02}}{dz} \Big|_{z=h}. \end{aligned} \quad (15)$$

Cụ thể

$$\begin{aligned} V_{01}(z) &= C_1 - \frac{C_2}{b_1} \ln(a_1 - b_1 z), \\ V_{02}(z) &= B_1 - \frac{B_2}{b_2} \ln(a_2 - b_2 z). \end{aligned} \quad (16)$$

Trong đó các hằng số  $C_1, C_2, B_1, B_2$  xác định từ các điều kiện biên (15).

Biên độ của hàm điều hòa thứ  $n$   $V_{nj}(z)$  là nghiệm của phương trình

$$\frac{d}{dz} K_j(z) \frac{dV_{nj}(z)}{dz} + in\omega V_{nj}(z) = 0, \quad j = 1, 2 \quad (17)$$

thỏa mãn điều kiện biên:

$$\begin{aligned}
C\rho K_1(z) \frac{dV_{n1}}{dz} \Big|_{z=0} &= \alpha [V_{n1}|_{z=0} - A_n]; \\
V_{n2} \Big|_{z=H \rightarrow \infty} &= 0; \\
V_{n1} \Big|_{z=h} &= V_{n2} \Big|_{z=h}; \\
\frac{dV_{n1}}{dz} \Big|_{z=h} &= \frac{dV_{n2}}{dz} \Big|_{z=h}.
\end{aligned} \tag{18}$$

Cụ thể là:

$$\begin{aligned}
V_{n1}(z) &= D_1 H_0^1 \left( \frac{2}{b_1} \sqrt{in\omega(a_2 - b_1 z)} \right) + D_2 H_0^2 \left( \frac{2}{b_1} \sqrt{in\omega(a_1 - b_1 z)} \right); \\
V_{n2}(z) &= G H_0^1 \left( \frac{2}{b_2} \sqrt{in\omega(a_2 + b_2 z)} \right).
\end{aligned} \tag{19}$$

trong đó  $D_1$ ,  $D_2$  và  $G$  được xác định từ các điều kiện biên một, ba và bốn trong (18).  $H_0^1$ ,  $H_0^2$  là hàm Hanken bậc 0 loại 1 và 2 tương ứng.

Đặt (16) và (19) vào (13) và sau khi tách phần thực của nó, ta có nghiệm toàn phần của bài toán đặt ra, phản ánh biến trình nhiệt độ năm của nước biển ở các độ sâu khác nhau. Các số liệu xuất phát để tính toán là kết quả dự báo trước về biến trình nhiệt độ không khí  $t_0$ , bức xạ hiệu dụng  $R_0$ , áp suất hơi nước  $e_0$  và dòng năng lượng bức xạ  $Q_0$  ở một độ cao  $h_0$  trên mặt biển.

Cần nhận thấy rằng, bài toán tương tự nhưng với điều kiện cho trước biến trình nhiệt độ mặt biển đã được xem xét và thử nghiệm có kết quả ở Địa Trung Hải [2]. Ưu việt của bài toán đặt ra ở đây là có chú ý đầy đủ tới sự tương tác giữa biển và lớp khí quyển sát mặt biển dưới dạng phương trình cân bằng nhiệt (7). Khác với bài toán trong [2], ở đây nghiệm (13) có chú ý tới (16) và (19) phản ánh cả biến trình nhiệt độ của bản thân mặt biển - đối tượng cần thiết đối với nhiều công tác thực tế trên biển. Nghiệm (16) cho phép xác định phân bố nhiệt độ trung bình năm theo chiều sâu của biển.

### Tài liệu tham khảo

1. Số liệu của Trung tâm số liệu vật lý địa cầu Thế giới ở Matxcova, 1961
2. Во Ван Лань, Пивоваров А.А. *Расчет годового хода турбулентного обмена и температуры воды в море*. Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, Т. 10. No 9, 1974
3. Пивоваров А.А. *Термика замерзающих водоемов*. Издат. Московского Университета, 1972
4. Fjeldstad J.E. *Warmeléitung in meere*. Geophys. Publik, 10, N° 7, 1933



## SUMMARY

### **THE ANNUAL VARIATIONS OF THE SEA WATER TEMPERATURE IN THE SEA OF THE CENTRE OF VIETNAM**

**Vo Van Lanh, Pham Van Huan**

*Hanoi University*

On the basis of the measured data the variation characteristics of the sea water temperature in the sea of the centre Vietnam are considered. The variations of turbulent heat exchange coefficient with depth and time are calculated. The model of calculation and forecast of the annual sea water temperature variations is suggested.