

MÔ HÌNH CẤU TRÚC VẬN TỐC SÓNG DỌC P CỦA MANTI KHU VỰC ĐÔNG NAM Á

CAO ĐÌNH TRIỀU, S. TATIANA

I. MỞ ĐẦU

Hướng phân tích cắt lớp sóng địa chấn (Seismic tomography) trên cơ sở tài liệu động đất đã được các nhà địa chấn đề cập tới từ những năm đầu thập niên 90 của thế kỷ 20. Kết quả nghiên cứu của hướng này đã chứng tỏ có ý nghĩa khoa học lớn trong nghiên cứu kiến tạo và địa động lực mang tính toàn cầu; đã làm sáng tỏ nhiều quan điểm về kiến tạo mảng như chứng minh được sự tồn tại của các đới hút chìm, đới đụng độ, đới tách giãn..., phát hiện đặc trưng vận động của Manti và dần dần lý giải phù hợp hơn quá trình địa động lực của thạch quyển cũng như vỏ Trái Đất.

Về mặt kiến tạo, Đông Nam Á nằm ở rìa đông nam của mảng thạch quyển Âu Á. Đây là khu vực có đặc điểm kiến tạo và hoạt động động đất hết sức phức tạp. Vì vậy, vấn đề nghiên cứu bất đồng nhất vận tốc truyền sóng dọc P của Manti là cần thiết và có ý nghĩa khoa học. Kết quả đạt được của hướng phân tích này cho phép chúng ta hiểu biết thêm về đặc điểm phân khối cấu trúc, về bức tranh cấu trúc của các đới hút chìm cũng như đặc điểm địa động lực của thạch quyển khu vực Đông Nam Á.

Nhằm mục đích tìm hiểu đặc trưng cắt lớp sóng dọc địa chấn P của Manti khu vực Đông Nam Á, các tác giả đã tiến hành:

- Thiết lập và giải bài toán mô hình cắt lớp sóng dọc địa chấn trên cơ sở số liệu quan trắc động đất.

- Xây dựng mô hình vận tốc truyền sóng dọc P tại các độ sâu khác nhau của Manti, đến độ sâu 850 km.

- Xây dựng mặt cắt vận tốc truyền sóng dọc P và bất đồng nhất nằm ngang vận tốc truyền sóng dọc theo một số tuyến, tới độ sâu trên 2.500 km.

Tài liệu được sử dụng trong công trình là các băng sóng động đất mạnh của ISC thời kỳ 1966-

1990. Phân tích cắt lớp địa chấn tiến hành tại Viện Vật lý Địa cầu Kiev thuộc Viện Hàn lâm Khoa học Ucraina. Đây là kết quả của chương trình hợp tác khoa học song phương giữa Viện Khoa học và Công nghệ Việt Nam và Viện Hàn lâm Khoa học Ucraina (2005-2008) về nghiên cứu thạch quyển lãnh thổ Việt Nam và kế cận theo cắt lớp sóng địa chấn và tài liệu trọng lực vệ tinh. Phương pháp phân tích do Gs V.S. Geiko thiết lập trên cơ sở xấp xỉ Taylor (Taylor approximation) giải bài toán động học phi tuyến ba chiều sóng địa chấn.

Toạ độ vùng nghiên cứu được khống chế trong phạm vi:

Từ -15°00' đến 25°00' vĩ độ Bắc,
Từ 90°00' đến 135°00' kinh độ Đông.

II. LÝ THUYẾT CỦA BÀI TOÁN CẮT LỚP SÓNG ĐỊA CHẤN TRÊN CƠ SỞ XẤP XỈ TAYLOR

♦ Giả sử trong không gian O -clit R^3 của các biến X, z , $X = (x_1, x_2)$, trục z chúc xuống phía dưới, một miền giới hạn $D = \{(X, Z) : |X| < \infty\}$ với bề mặt $S : z = 0$ biết trước. Cho miền giới hạn D được lấp đầy môi trường đàn hồi $n(X, z)$ truyền sóng địa chấn P hoặc S. Ta cũng giả sử hàm n được chọn sao cho: (a) dương, (b) có giới hạn, (c) thuộc về không gian $C^2(D)$, (d) giảm dần đều như hàm của biến z , và (e) thoả mãn [1-3]:

$$\|n\|_{C^2(0, \infty)} \gg \|n\|_{C^2(-\infty, \infty)} \times C^2(-\infty, \infty) \quad (1)$$

trong đó $\|n\|$ - chuẩn của hàm n sao cho là hàm của z bên vế trái và là hàm của X bên vế phải.

Cho sóng khúc xạ P hoặc S truyền từ điểm nguồn $X^0 \in S$ tới điểm $X^1 \in S$ với môi trường n dọc tuyến $\gamma(X^0, X^1)$. Ta ký hiệu $t(X^0, X^1)$ - thời gian của tín hiệu truyền sóng và $U(X^0, X^1, \tau)$ - băng sóng địa chấn. Ta đưa biến mới $\xi = (\xi_1, \xi_2)$, X và φ :

$$\xi_1 = \frac{X_1^0 + X_1^1}{2}, \quad \xi_2 = \frac{X_2^0 + X_2^1}{2},$$

$$X = \sqrt{(X_1^1 - X_1^0) + (X_2^1 - X_2^0)}, \quad (2)$$

$$\varphi = \arctan \frac{X_2^1 - X_2^0}{X_1^1 - X_1^0}$$

Hàm $U(\xi, X, \varphi, \tau)$ và $t(\xi, X, \varphi)$ là lượng không đổi tương ứng với vùng nguồn và máy thu.

Giả sử hàm U và t thuộc về không gian $C^2(S)$ thông qua biến ξ và hàm số đơn của X đối với $\varphi \in [0, \pi)$. Hàm U phụ thuộc biến t thuộc không gian $C_2[0, \infty)$.

♦ Cho điều kiện trên bề mặt S dạng băng sóng địa chấn $U(\xi, X, \varphi, \tau)$ và trường thời gian truyền sóng $t(\xi, X, \varphi)$ gắn liền với nhau thông qua môi trường $n(X, z)$ qua hàm sóng và hàm liên kết sau :

$$\Delta \bar{U}(\xi, X, \tau) = \bar{n}^2(X, z) \frac{\partial^2 \bar{U}(\xi, X, \tau)}{\partial \tau^2}, \quad (3)$$

$$|\nabla \bar{t}(\xi, X)|^2 = \bar{n}^2(X, z)$$

trong đó : $\Delta = (\partial^2 / \partial \xi_1^2) + (\partial^2 / \partial \xi_2^2) = (\partial^2 / \partial z^2)$, và $\nabla = (\partial / \partial \xi_1)^2 + (\partial / \partial \xi_2)^2 + (\partial / \partial z)^2$ là toán tử Laplace và toán tử Haminton. $U_\varphi(\xi, X, \tau)$, $t(\xi, X) = \bar{t}(\xi, X)$, $\bar{n}^2(X, z)$ là hàm xấp xỉ $U(\xi, X, \varphi, \tau)$, $t(\xi, X, \varphi)$, $n^2(X, z)$ đối với mỗi giá trị góc phương vị φ , $\varphi \in [0, \pi)$.

1. Xấp xỉ Taylor phương trình truyền sóng và phương trình biểu trưng (eikonal equation)

Để xấp xỉ Taylor các hàm $\bar{n}^2(X, z)$ và $\bar{U}(\xi, X, \tau)$, $\bar{t}(\xi_1, \xi_2) \in S$ bậc 0 ta sử dụng các công thức sau :

$$\bar{n}^2(X, z) = \bar{n}_z^2(z) + (\bar{n}^2),$$

$$\bar{U}(\xi, X, \tau) = \bar{U}_z(X, \tau) + R_2(\bar{U}), \quad (4)$$

$$\bar{t}(\xi, X) = \bar{t}_z(X) + R_3(\bar{t})$$

trong đó :

$$R_1(\bar{n}^2) = (x_1 - \zeta_1) \frac{\partial \bar{n}^2}{\partial x_1} \Big|_{\zeta_1 + (x_1 - \zeta_1) \theta_1} +$$

$$+ (x_2 - \zeta_2) \frac{\partial \bar{n}^2}{\partial x_2} \Big|_{\zeta_2 + (x_2 - \zeta_2) \theta_2},$$

$$R_2(\bar{U}) = (\xi_1 - \zeta_1) \frac{\partial \bar{U}}{\partial \xi_1} \Big|_{\zeta_1 + (x_1 - \zeta_1) \theta_3} +$$

$$+ (\xi_2 - \zeta_2) \frac{\partial \bar{U}}{\partial \xi_2} \Big|_{\zeta_2 + (\xi_2 - \zeta_2) \theta_4},$$

$$R_3(\bar{t}) = (\xi_1 - \zeta_1) \frac{\partial \bar{t}}{\partial \xi_1} \Big|_{\zeta_1 + (\xi_1 - \zeta_1) \theta_5} +$$

$$+ (\xi_2 - \zeta_2) \frac{\partial \bar{t}}{\partial \xi_2} \Big|_{\zeta_2 + (\xi_2 - \zeta_2) \theta_6}$$

là số hạng còn lại trong việc mở rộng các hàm đồng vị và $\theta_1, \dots, \theta_6 \in (0, 1)$. Rõ ràng, sự mở rộng này có thể thực hiện được nếu thỏa mãn các điều kiện sau :

$$R_1(\bar{n}^2) = 0 \Big|_{x \rightarrow \zeta},$$

$$R_2(\bar{U}) = 0 \Big|_{\xi \rightarrow \zeta},$$

$$R_3(\bar{t}) = 0 \Big|_{\xi \rightarrow \zeta}.$$

Thay thế công thức Taylor của hàm \bar{n}^2, \bar{U} và \bar{t} vào phương trình sóng (3) ở trên ta có :

$$\frac{\partial^2 \bar{U}_z(X, \tau)}{\partial z^2} = \bar{n}_z^2(z) \frac{\partial^2 \bar{U}_z(X, \tau)}{\partial \tau^2} + \Phi(\bar{n}, \bar{U}), \quad (5)$$

$$\left[\frac{\partial \bar{t}_z(X)}{\partial z} \right]^2 = \bar{n}_z^2(z) + F(\bar{n}, \bar{t}).$$

trong đó :

$$\Phi(\bar{n}, \bar{U}) = R_1(\bar{n}^2) \frac{\partial^2 \bar{U}_z(X, \tau)}{\partial \tau^2} + \bar{n}_z^2(z) \frac{\partial^2 R_2(\bar{U})}{\partial \tau^2},$$

$$F(\bar{n}, \bar{t}) = -2 \frac{\partial \bar{t}_z(X)}{\partial z} \frac{\partial R_3(\bar{t})}{\partial z}.$$

2. Rút gọn bài toán ngược truyền sóng 3-D trong trường hợp sử dụng bài toán ngược điểm sâu chung

Giả thiết hàm $n(X, z)$: 1) có giá trị dương, 2) có giới hạn, 3) thuộc không gian $C^1(-\infty, \infty)$ bởi các biến X, z , 4) hàm của biến z : a) được làm trơn, b) giảm dần đều tại mọi nơi với giới hạn số đối với lớp vận tốc cao (HSL - high slowness layers) hay vận tốc thấp (LVL - low velocity layers), 5) thỏa mãn điều kiện :

$$\|n\|_{C^1(0, \infty)} \gg \|n\|_{C^1(-\infty, \infty) \times C^1(-\infty, \infty)} \quad (6)$$

trong đó $\|n\|$ là chuẩn của hàm n sao cho là hàm của z bên vế trái và là hàm của X bên vế phải.

Gọi W là miền của hàm $t(\xi, X, \varphi)$, hiển nhiên ta có miền xác định của biến ξ là mặt S . Coi miền đơn vị của W là $W_i, i = 1, 2, \dots, m$, (có nghĩa là $W = \bigcup_{i=1}^m W_i$) và miền đơn vị diện tích S_i tương ứng với W_i , khi đó ta có $S = \bigcup_{i=1}^m S_i$. Từ đó ta có hàm $t(\xi, X, \varphi)$ sẽ là : a) thuộc về không gian $C^1(S_i)$ theo biến ξ , b) là liên tục và có giá trị đơn giản theo biến X đối với mọi giá trị $\varphi \in [0, \pi)$. Mỗi miền đơn vị $W_i, i = 1, 2, \dots, m$, được khống chế trong giới hạn trên và dưới tương ứng là ∂W_i^\downarrow và ∂W_i^\uparrow . Từ đó ta dễ dàng nhận thấy đối với mọi giá trị $\xi \in S$ và $\varphi \in [0, \pi)$ ta có :

$$\partial W_i^\downarrow = X_i^\downarrow(\xi, \varphi) = \inf_{\xi} \{X : (\xi, X, \varphi) \in W_i\}$$

$$\partial W_i^\uparrow = X_i^\uparrow(\xi, \varphi) = \sup_{\xi} \{X : (\xi, X, \varphi) \in W_i\} \quad (7)$$

Xếp miền đơn vị diện tích S_i (và tương ứng là miền đơn vị thể tích W_i) vào một điểm bất kỳ $\xi \in S$ thỏa mãn điều kiện $\delta W_j^\uparrow \leq \delta W_{j+1}^\downarrow$ (or $\delta W_j^\uparrow \leq \delta W_{j+1}^\uparrow$), $1 \leq j \leq m-1$, và tiến hành xem xét phân bố toàn bộ diện tích S.

Ta dễ dàng nhận thấy đối với giá trị bất kỳ $\varphi \in [0, \pi)$ hàm $\vec{t} = (\xi, X)$ tại đó $(\xi, X) \in W_i$ và $\xi \in \vec{S}_i$, $i = 1, 2, \dots, m$, cho một giá trị xác định. Miền đơn vị \vec{W}_i , $i = 1, 2, \dots, m$, được giới hạn bởi các mặt :

$$\begin{aligned} \vec{X}_i(\xi) &= \inf_{\xi} \left\{ X : (\xi, X) \in \vec{W}_i \right\}, \\ \vec{X}_i(\xi) &= \sup_{\xi} \left\{ X : (\xi, X) \in \vec{W}_i \right\}. \end{aligned} \quad (8)$$

Từ đó có thể thiết lập hàm xấp xỉ :

$$\frac{\partial \vec{t}_{\xi}(X)}{\partial z} = \vec{n}_{\xi}(z) \quad (9)$$

phù hợp với mọi $\xi \in \bigcup_{i=1}^m \vec{S}_i$. Ta giải hàm biến thiên Lagrange với điều kiện biên sau đây :

$$\vec{t}_o = 0, \vec{t} = \vec{t}_{\xi}(X) \quad (10)$$

sử dụng biến ξ ta nhận được :

$$\vec{t}_{\xi}(X) = \int_{\vec{\gamma}_{\xi}(X)}^{\vec{\gamma}_{\xi}(X)} \vec{n}(z) dz \quad (11)$$

Trong đó $\xi \in \bigcup_{i=1}^m \vec{S}_i$. Đó là hàm thời gian của sóng phản xạ 1-D trong môi trường $\vec{n}_{\xi}(z)$ theo tia $\vec{\gamma}_{\xi}(X)$ nằm trong mặt thẳng đứng $x_2 = \xi_2 + (x_1 - \xi) \tan \varphi$ và đối xứng với đường thẳng đứng $x = \xi$. Đối với mọi giá trị xác định $\varphi \in [0, \pi)$ tập hợp $\{\vec{t}_{\xi}(X)\}_{\xi \in S}$ đại diện cho hàm xấp xỉ Taylor của trường sóng nguyên bản $\vec{t}(\xi, X)$ quan sát được dọc theo tuyến có phương vị φ . Như vậy, có thể viết phương trình sóng dưới dạng :

$$\vec{t}_{\xi}(X) = \int_{\vec{\gamma}_{\xi}(X)} \vec{n}_{\xi}(z) dz \quad (12)$$

Như vậy rõ ràng tập hợp $\{\vec{t}_{\xi}(X)\}_{\xi \in S, \varphi \in [0, \pi)}$ là hàm xấp xỉ Taylor đầy đủ của sóng nguyên bản $\vec{t}(\xi, X, \varphi)$. Chúng ta ký hiệu $\langle t \rangle, \langle \gamma \rangle$ và $\langle n \rangle$ là hàm trung bình $\vec{t}, \vec{\gamma}$ và \vec{n} của biến φ đối với tập hợp $[0, \pi)$. Để tiện lợi chúng ta sử dụng các ký hiệu được sử dụng trước đây của t, γ và n của hàm trên đây và gọi là hàm xấp xỉ Taylor trung bình.

Phân tích tích phân trên ta nhận được hàm tham số sau :

$$\begin{aligned} X_{\xi}(P) &= 2P \int_0^{z_{\xi}(P)} \frac{dz}{\sqrt{n_{\xi}^2(z) - P^2}}, \\ T_{\xi}(P) &= 2 \int_0^{z_{\xi}(P)} \frac{n_{\xi}^2(z) dz}{\sqrt{n_{\xi}^2(z) - P^2}}. \end{aligned} \quad (13)$$

Trong đó $P \in [a_{\xi}, b_{\xi}]$, $a_{\xi} = \inf_{z \in [0, \infty)} n_{\xi}(z)$, $b_{\xi} = \sup_{z \in [0, \infty)} n_{\xi}(z)$,

$Z_{\xi}(P) = \inf_{z \in [0, \infty)} \{z : z \geq 0, n_{\xi}(z) \leq P\}$ là đường cong truyền sóng (TTC) của điểm sâu chung (CMP) tại điểm ξ . Tập hợp $\{\vec{\Gamma}_{\xi}\}_{\xi \in S, \varphi \in [0, \pi)}$ là xấp xỉ Taylor đầy đủ của trường thời gian thực $t(\xi, X, \varphi)$.

Trường hợp đặc biệt, đối với trường hợp hai chiều (2-D) khi tuyến xác định vuông góc với đường công tua vận tốc, mặt S là thiết diện được giới hạn bởi các giới hạn không giao nhau Σ_i , $i = 1, 2, \dots, k$, $k \leq m$, có nghĩa là trên mỗi đường cong đơn điệu TTC's Γ_{ξ} , $\xi = \xi_i = \xi$ có bậc như nhau của các điểm gián đoạn và nhảy vọt (nơi 3 giá trị giao nhau). Nói cách khác, đối với trường hợp W_i , $i = 1, 2, 3, \dots, k$, là miền trong mặt phẳng (ξ, X) ở đó $t_{\xi}(X)$ thuộc về $C^1(S_i)$ và $TTC\Gamma_{\xi}$ (hoặc nó chứa đựng mảnh đơn vị trong miền đơn vị W_i) là đường công tua và là giá trị đơn điệu. Một hoặc một số miền đơn vị W_i và S_i có thể tương ứng với mỗi khoảng Σ_i . Hàm $W_i = W$ là không đáng kể khi miền D HSL's là rất nhỏ (có nghĩa là môi trường $n(x, z)$, ở đó $x = x_1 = x$, giảm dần liên tục theo biến (z) và môi trường biến thiên theo độ sâu là hàm mà ở đó TTC là hàm khoảng cách - thời gian là giá trị không đổi.

Ta thử xem xét hàm phân bố không giảm liên tục :

$$H_{\xi}(u) = \text{mes}\{z : z \geq 0, n_{\xi}(z) \geq u\}, u \geq 0 \quad (14)$$

và hàm ngược của nó là :

$$\hat{n}_{\xi} = \inf\{u : u \geq 0, H_{\xi}(u) \leq z\}, z \geq 0 \quad (15)$$

Nếu $\hat{n}(z) = n_{\xi}(z)$, có nghĩa là HSL's (hoặc LVL's) không tồn tại, tập hợp hàm :

$$\begin{aligned} X_{\xi}(P) &= -2P \int_p^{b_{\xi}} \frac{dH_{\xi}(u)}{\sqrt{u^2 - P^2}}, \\ T_{\xi}(P) &= -2 \int_p^{b_{\xi}} \frac{u^2 dH_{\xi}(u)}{\sqrt{u^2 - P^2}}. \end{aligned} \quad (16)$$

sẽ xuất hiện khi $p \in [a_{\xi}, b_{\xi}]$ (Geiko 1980, 1989).

Chúng ta biết (Geiko, 1980, 1989, Goldin et al, 1975) hàm phân bố $H_{\xi}(U)$ và tương ứng là môi trường

liên tục $n_{\xi}(z)$ có thể được xác định rõ ràng từ công thức (16). Hàm $n_{\xi}(z)$, $\xi \in S$ là hàm xuất phát từ nghiệm xấp xỉ của bài toán đa chiều (2-D và 3-D). Việc xác định môi trường không đồng nhất nằm ngoài HSL's từ công thức $X_{\xi}(p)$, $T_{\xi}(p)$ là khó chính xác. Nó chỉ được giải quyết khi đồng thời thỏa mãn các điều kiện sau : môi trường $n_{\xi}(z)$ nằm kế trực tiếp dưới HSL ; hàm môi trường là hàm có các điểm đặc biệt phát ra sóng nhiễu xạ.

Từ các lý giải trên đây, có thể mở rộng việc giải bài toán ngược truyền sóng phản xạ 2-D và 3-D từ ranh giới nằm ngang trên cơ sở phương pháp điểm sâu chung [1-5].

3. Phân tích và giải bài toán ngược truyền sóng địa chấn

Ứng dụng phương pháp cắt lớp sóng địa chấn 3-D nghiên cứu cấu trúc thạch quyển và Manti là rất quan trọng. Với sự phát triển hệ thống trạm quan sát động đất toàn cầu có số lượng số liệu khổng lồ, việc nghiên cứu cắt lớp sóng địa chấn ngày sẽ được hoàn thiện hơn.

a) Đặc điểm chung của số liệu băng sóng động đất

Nguồn dữ liệu về thời gian tới của sóng địa chấn được lấy từ thông báo động đất của ISC. Đặc trưng chung nhất của thông báo này là thường công bố thời gian tới của sóng P và S. Nhiều của sóng đến thường là rất lớn, vì vậy trong quá trình phân tích cần lưu ý vấn đề loại trừ nhiễu [3].

Chúng ta biết các băng ghi sóng địa chấn thường đánh dấu thời gian thực sóng địa chấn đến trạm quan sát. Thời gian T của pha sóng đến đầu tiên của P thường được sử dụng để xác định chấn tiêu động đất. Có nghĩa là xác định tọa độ độ sâu của một trận động đất (latitude, longitude and depth ϕ^0 , λ^0 , h_0) và thời gian thực T_0 của động đất mà các nhóm trạm ghi nhận được. Quá trình xác định tọa độ chấn tiêu được tiến hành theo hai bước :

• *Thứ nhất*, là quá trình biến đổi tuyến tính, vì chuẩn đường cong sóng tương ứng với tia đối xứng xuyên tâm của Trái Đất. Có nghĩa là thỏa mãn tiên đề :

$$n(r, \phi, \lambda) = n_0(r) + n_1(r, \phi, \lambda), \quad (17)$$

$$\|n_0\|_{C^2(D)} \gg \|n_1\|_{C^2(D)}$$

trong đó D - chuẩn của Manti, r, ϕ, λ - tọa độ cực, n - môi trường thực, n_0 - môi trường biểu kiến tương

ứng với chuẩn TTC và n_1 - nhiễu phụ thuộc vào hàm điều chỉnh sau đây :

$$t(\phi^0, \lambda^0, h_0, \phi^1, \lambda^1) = t_{h_0}(\Delta) + \delta(\phi^0, \lambda^0, h_0, \phi^1, \lambda^1),$$

$$\delta = t_1 + \varepsilon + \tilde{\varepsilon}, \varepsilon = O(n^2) \quad (18)$$

ở đây ϕ^1 và λ^1 là kinh độ và vĩ độ tương ứng của trạm động đất, t_1 là nhiễu của thời gian đến t gây bởi hàm n_1 và $\tilde{\varepsilon}$ là sai số đo đạc ngẫu nhiên.

• *Thứ hai*, thành phần δ được hiểu như sai số tổng cộng của phân bố Gauss. Như vậy sai số xác định thông số $\phi^0, \lambda^0, h_0, T_0, \Delta, t, \delta$ đối với mỗi trận động đất phụ thuộc vào các yếu tố sau : a) tính quy luật của các tham số, b) sai số của giá trị ban đầu T, c) số trạm quan sát, d) khoảng cách của các trạm tới chấn tâm và một số sai số không đáng kể khác.

b) Biến đổi số liệu ban đầu về chuẩn điểm sâu chung CMP (Central Middle Point)

Phương pháp điểm sâu chung đã được nhiều nhà địa vật lý chứng minh là có hiệu quả cao trong phân tích bài toán ngược truyền sóng. Vấn đề biến đổi số liệu ban đầu về chuẩn điểm sâu chung được tiến hành như một bước riêng biệt trong phân tích số liệu.

Đối với nguồn trên bề mặt, cơ sở của phương pháp biến đổi hàm $\alpha(\phi^0, \lambda^0, \phi^1, \lambda^1)$ trực tiếp về hàm $\alpha(\xi_1, \xi_2, \Delta, \varphi)$ bằng phương pháp được Geiko phát triển [4]. Ở đây $\xi_1 = (\phi^0 + \phi^1)/2$, $\xi_2 = (\lambda^0 + \lambda^1)/2$ là tọa độ của tia trung bình trên bề mặt đất và φ là góc phương vị của vòng lớn nhất chứa tia sóng. Giá trị của hàm được xác định như sau :

$$T(\xi_1, \xi_2, \Delta, \varphi) = t_0(\Delta) + \delta(\xi_1, \xi_2, \Delta, \varphi) \quad (19)$$

trong đó $t_0(\Delta)$ là chuẩn của TTC đối với nguồn mặt biểu thị một đơn vị của trường truyền sóng 4-D trong chuẩn điểm sâu chung CMP.

Theo kinh nghiệm phân tích sóng địa chấn nghiên cứu bất đồng nhất môi trường thạch quyển và Manti, thông thường khi chọn số liệu động đất cần đáp ứng các yêu cầu sau đây : a) động đất có độ sâu chấn tiêu nhỏ hơn 50 km, b) magnitud động đất lớn hơn 4,5 độ Richter, c) số trạm quan sát được động đất lớn hơn 200, d) sai số tối đa xác định tọa độ cầu và khoảng cách chấn tâm (ξ_1, ξ_2, Δ) tương ứng không vượt quá 0.25° và 0.5° .

Phương pháp biểu diễn trường sóng điểm sâu chung tiến hành như sau : phụ thuộc vào tính đầy đủ của số liệu, ta lựa chọn độ lớn của miền chuẩn (domain) hay còn gọi là cửa sổ (window), thông thường là $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ đến $5^\circ \times 5^\circ$.

1. Một bảng số liệu được thiết lập, trong đó mỗi hàng chứa các thông số : $\{\Delta, \delta, \varphi\}$ và trọng số. Trọng số sẽ mô tả chất lượng của số liệu.

2. Số liệu được xếp theo khoảng cách chấn tâm Δ .

3. Phân tích, so sánh, đánh giá và trung bình hóa số liệu.

4. Loại trừ các số liệu đầu vào có sai số lớn.

5. Tài liệu quan sát TTC của CMP $t(\Delta) = t_0(\Delta) + \delta(\Delta)$ được thiết lập.

c) Giải bài toán ngược và biểu diễn kết quả

Quá trình phân tích cắt lớp sóng dọc địa chấn P được giải theo trình tự các bước sau :

1. Lựa chọn các trận động đất có đủ tiêu chuẩn để phân tích.

2. Biên dịch toàn bộ pha sóng đến đầu tiên.

3. Biến đổi toàn bộ số liệu ban đầu về chuẩn điểm sâu chung CMP (Central Middle Point).

4. Đảo nghịch số đường cong truyền sóng bằng cách sử dụng thuật toán cân bằng (ổn định) trên cơ sở phương pháp hàm tương tự (quasi-solution).

5. Thiết lập mô hình giá trị vận tốc không đổi, môi trường 3-D ban đầu.

6. Lập mô hình cuối cùng lưới không đổi 3-D bằng cách sử dụng mô hình xấp xỉ và thuật toán làm trơn.

7. Biểu diễn (Visualization) kết quả dưới dạng tập mặt cắt nằm ngang và thẳng đứng vận tốc theo mô hình 3-D.

8. Biểu diễn một số đặc tính tích phân vận tốc.

Kết quả cuối cùng của mô hình 3-D sóng P (hoặc S) lớp Manti trên và Manti dưới thông thường được biểu diễn như sau :

- Tập hợp các mặt cắt nằm ngang mô hình vận tốc sóng địa chấn từ độ sâu 50 km đến độ sâu tối đa có thể nghiên cứu với bước 25 km.

- Tập hợp các mặt cắt dị thường vận tốc truyền sóng địa chấn từ độ sâu 50 km đến độ sâu tối đa có thể nghiên cứu với bước 25 km.

- Tập hợp các mặt cắt thẳng đứng (theo kinh độ và vĩ độ) mô hình giá trị vận tốc dọc theo các tuyến cách nhau từ 0.5 đến 1-2°.

- Tập hợp các mặt cắt thẳng đứng (theo kinh độ và vĩ độ) mô hình giá trị dị thường vận tốc dọc theo các tuyến cách nhau từ 0.5 đến 1-2°.

- Tập hợp các bản đồ biểu diễn giá trị vận tốc trung bình tới các độ sâu tương ứng với 8 lớp cơ

bản của phần trên Manti, đó là : phần trên cùng (uppermost mantle) của Manti (50-100 km), đỉnh (top of mantle) của Manti (50-250 km), phần trên (upper tectonosphere) quyển kiến tạo (50-400 km), quyển kiến tạo (tectonosphere) (50-650 km), quyển mềm (asthenosphere) (100-250 km), phần dưới của Manti trên (lower part of the upper mantle) (250-400 km), quyển kiến tạo dưới hay còn gọi là đới chuyển tiếp giữa Manti trên và Manti dưới (lower tectonosphere or the transition zone between the upper and lower mantle) (400-650 km) và phần trên cùng của Manti dưới (uppermost lower mantle) (650-850 km).

Nhằm tính toán giá trị vận tốc trung bình tương ứng với các độ sâu chính, chúng tôi sử dụng công thức [3,4] :

$$\bar{v}(\phi, \lambda) = H^* \left(\int_{50}^{H^*} \frac{dz}{v(\phi, \lambda, z)} \right)^{-1} \quad (20)$$

ở đây : $H^* \in \{250, 400, 650, 850\}$, H^* - độ sâu tới ranh giới phía dưới của các khối thuộc Manti (km) và :

$$\bar{v}_l(\phi, \lambda) = (H^* - h^*) \left(\int_{50}^{H^*} \frac{dz}{v(\phi, \lambda, z)} \right)^{-1} \quad (21)$$

trong đó : $h^* \in \{100, 250, 400, 650\}$, $H^* \in \{250, 400, 650, 850\}$, h^* và H^* - độ sâu tới mặt trên và mặt dưới của các khối tương ứng thuộc Manti (km).

Công thức (21) biểu diễn sự phân bố vận tốc trung bình truyền sóng theo diện (theo chiều nằm ngang), mô tả tính phân khối (phân mảng cấu trúc) của Manti theo chiều nằm ngang. Mô hình này phù hợp với những gì chúng ta hiểu biết về Manti và luận thuyết kiến tạo mảng.

Mô hình tổng thể vận tốc-độ sâu : $v_{\min}(z)$ - vận tốc nhỏ nhất, $v_{\max}(z)$ - vận tốc lớn nhất, và $v_{\text{aver}}(z)$ - vận tốc trung bình được thiết lập trên cơ sở các công thức sau đây :

$$\begin{aligned} v_{\min}(z) &= \inf_{\varphi, \lambda, \in s} v(\varphi, \lambda, z), \\ v_{\max}(z) &= \sup_{\varphi, \lambda, \in s} v(\varphi, \lambda, z), \end{aligned} \quad (22)$$

$$v_{\text{aver}}(z) = z \left(\int_0^z \frac{d\zeta}{\sum(\zeta)} \iint_{s(\zeta)} \frac{d\phi d\lambda}{v(\phi, \lambda, \zeta)} \right)$$

trong đó : $s(\zeta)$ - diện tích của khối tại độ sâu ζ , $\sum \zeta$ - diện tích bề mặt trong hệ tọa độ ϕ và λ .

Mô hình này cũng tương tự mô hình Jeffris-Bullen và PREM (Dziewonski and Anderson, 1981) với độ lệch là rất nhỏ, sử dụng hàm [4] :

$$\delta^* = \frac{v^* - v}{v} 100\% \quad (23)$$

ở đây : $v^* \in \{v_{\min}(z), v_{\max}(z), v_{\text{aver}}(z), v_{PREM}(z)\}$

$$\delta^* \in \{\delta_{\min}(z), \delta_{\max}(z), \delta_{\text{aver}}(z), \delta_{PREM}(z)\}$$

và v là chỉ số vận tốc theo Jeffris-Bullen.

Như vậy, phương pháp phân tích cắt lớp sóng địa chấn như đã mô tả trên đây cho phép xây dựng mô hình vận tốc của Manti một cách đầy đủ và có độ tin cậy cao.

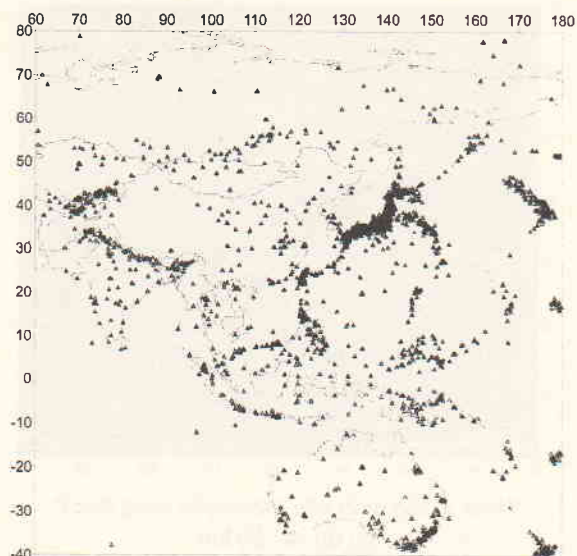
III. MÔ HÌNH VẬN TỐC TRUYỀN SÓNG DẠC P CỦA MANTI KHU VỰC ĐÔNG NAM Á

Mô hình vận tốc truyền sóng dọc P Manti Đông Nam Á được tính toán trên cơ sở :

- Công thức (22) đã trình bày ở phần trên ;
- Số liệu được sử dụng là các băng địa chấn ghi nhận thời gian đến của sóng dọc P của tất cả các trận động đất mạnh từ năm 1966 đến 1990 (số liệu của ISC) của các trạm động đất khu vực Châu Á - Thái Bình Dương (hình 1) ;
- Phương pháp cắt lớp địa chấn được GS Geiko (1997, 1998) xây dựng trên cơ sở giải bài toán ngược địa chấn bằng cách xấp xỉ phương trình eikonal (Taylor's approximation of wave and eikonal equation in inverse seismic problems) [1-4].

Việc thiết lập mặt cắt vận tốc được thực hiện theo quy trình sau :

- Vận tốc truyền sóng được tính toán bắt đầu từ độ sâu 50 km, lần lượt sau đó là các độ sâu 75, 100, ... (cách nhau 25 km) đến 850 km ;
- Xây dựng mặt cắt vận tốc truyền sóng dọc P theo độ sâu tới trên 2.500 km. Cũng tương tự, các mặt cắt dị thường vận tốc truyền sóng dọc cho tới độ sâu trên 2.500 km cũng được thiết lập dọc theo kinh độ và vĩ độ, cách nhau 1 độ. Một số mặt cắt về vận tốc và dị thường vận tốc theo phương cắt chéo cũng được thiết lập ;
- Khái niệm về đới chuyển tiếp (the transition zone) được hiểu là vùng có giá trị gradien thẳng đứng vận tốc truyền sóng cao. Tại vùng này có P đạt cỡ 9,50 đến 10,50 km/s. Ở Việt Nam và khu vực Đông Nam Á đới này có độ sâu từ 450-470 km đến 650 km.



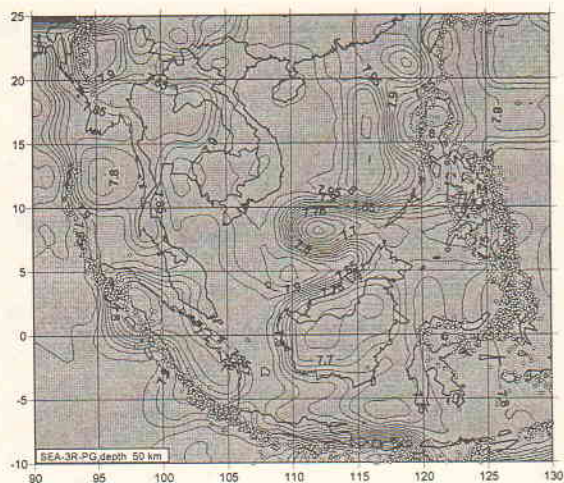
Hình 1. Hệ thống trạm địa chấn quốc tế (số liệu của các trạm này dùng trong nghiên cứu)

Tổng cộng đã thiết lập được :

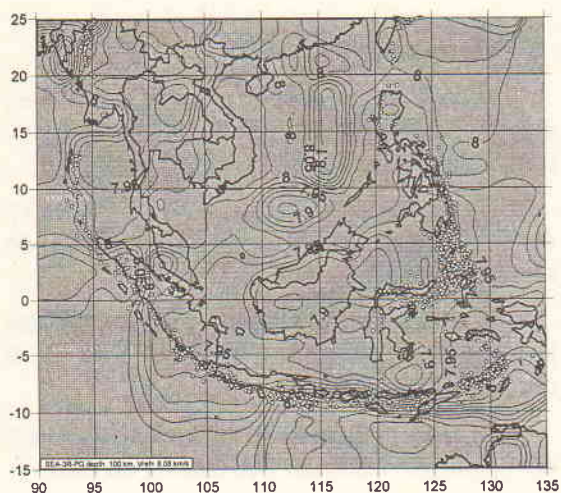
- 33 sơ đồ phân bố vận tốc truyền sóng P theo diện tại các mức độ sâu : từ 50, 75, 100, 125, ... (cách nhau 25 km) đến 850 km.
- 41 mặt cắt dọc theo vĩ độ, từ vĩ độ -15 đến vĩ độ 25, dị thường vận tốc truyền sóng dọc P đến độ sâu trên 2.500 km.
- 46 mặt cắt dọc theo kinh độ, từ kinh độ 90 đến kinh độ 135, dị thường vận tốc truyền sóng dọc P đến độ sâu trên 2500 km.
- 4 mặt cắt dị thường vận tốc truyền sóng dọc P đến độ sâu trên 2.500 km theo phương cắt chéo.

Từ hình 2 đến hình 9 là một số ví dụ về mô hình vận tốc truyền sóng dọc P thạch quyển và Manti Đông Nam Á. Các kết quả này cho thấy :

1. Vận tốc truyền sóng P trung bình của lớp dưới vỏ Trái Đất, ở độ sâu 50 km biến động trong giới hạn 7,40 - 8,10 km/s. Vận tốc sóng P cao (7,80 - 8,10 km/s) trùng với khu vực có vỏ đại dương như Biển Đông Việt Nam, Biển Philippine và Ấn Độ Dương. Đới ranh giới mảng được phản ánh trên tài liệu vận tốc sóng P như đới có giá trị vận tốc thấp. Giá trị vận tốc thấp ($P = 7,40 - 7,70$ km/s) trùng với cấu trúc Trường Sa và Kalimantan (hình 1).
2. Vận tốc truyền sóng P trung bình của đỉnh Manti, ở độ sâu 100 km biến động trong giới hạn 7,80 - 8,10 km/s. Vận tốc sóng P cao (8,00 - 8,10 km/s)



Hình 2. Mô hình vận tốc truyền sóng dọc P tại độ sâu 50 km
Ghi chú hình 2-6, 8 và 9 : các điểm sáng màu là chấn tâm động đất



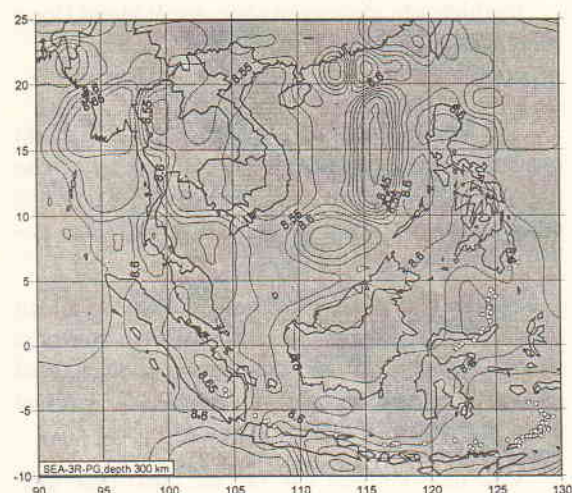
Hình 3. Mô hình vận tốc truyền sóng dọc P tại độ sâu 100 km

trùng với khu vực có vỏ đại dương như Biển Đông Việt Nam, Biển Philippine và Ấn Độ Dương. Đới ranh giới mảng được phản ánh trên tài liệu vận tốc sóng P như đới có giá trị vận tốc thấp ($P = 7,80 - 7,90$ km/s) trùng với cấu trúc Trường Sa, bắc Kalimantan và Banda (hình 2).

3. Vận tốc truyền sóng P trung bình của quyển mềm, ở độ sâu 200 km biến động trong giới hạn 8,10 - 8,40 km/s. Vận tốc sóng P cao (8,00 - 8,10 km/s) trùng với khu vực có vỏ đại dương như Biển Đông Việt Nam, Biển Philippine và Ấn Độ Dương. Giá trị vận tốc thấp ($P = 8,10 - 8,20$ km/s) trùng với



Hình 4. Mô hình vận tốc truyền sóng dọc P tại độ sâu 200 km

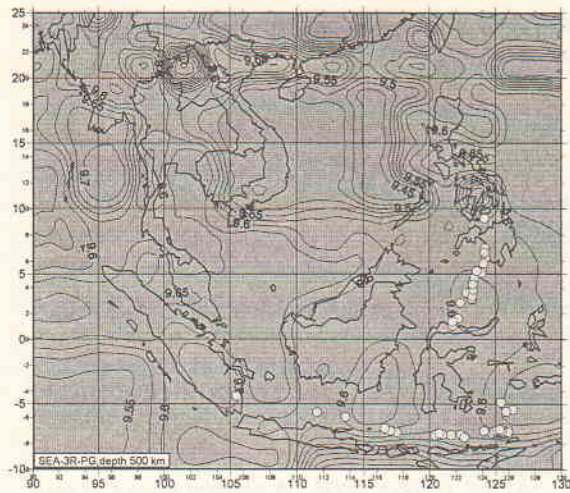


Hình 5. Mô hình vận tốc truyền sóng dọc P tại độ sâu 300 km

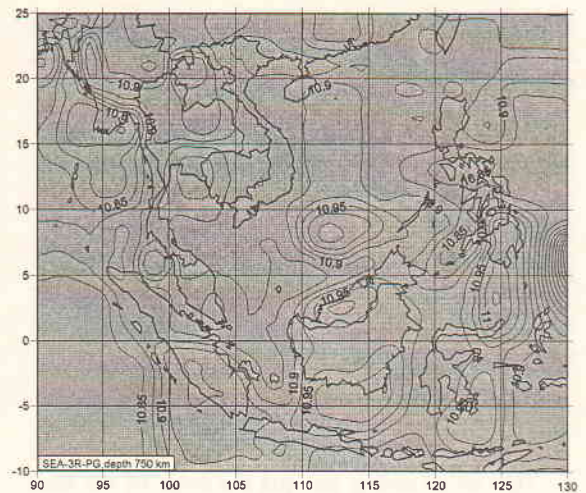
cấu trúc Tây Bắc Việt Nam, bắc Sulawesi và đảo Cocost (hình 3).

4. Vận tốc truyền sóng P trung bình của phần dưới Manti trên, ở độ sâu 300 km biến động trong giới hạn 8,40 - 8,70 km/s. Giá trị vận tốc thấp ($P = 8,40 - 8,60$ km/s) trùng với cấu trúc có vỏ đại dương như Biển Đông Việt Nam, Biển Philippine và Ấn Độ Dương. Các cấu trúc có vỏ lục địa như : Trường Sơn, Kho Rat, Kon Tum, Đà Lạt cũng có giá trị mật độ thấp, nhỏ hơn 8,60 km/s (hình 4).

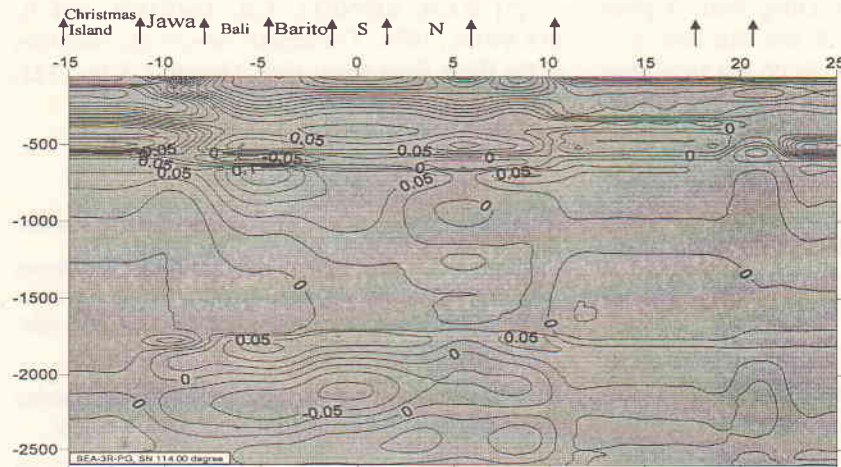
5. Vận tốc truyền sóng P trung bình của lớp chuyển tiếp, ở độ sâu 500 km biến động trong giới hạn 9,40 - 9,70 km/s. Giá trị vận tốc thấp ($P = 9,40$



Hình 6. Mô hình vận tốc truyền sóng dọc P tại độ sâu 500 km



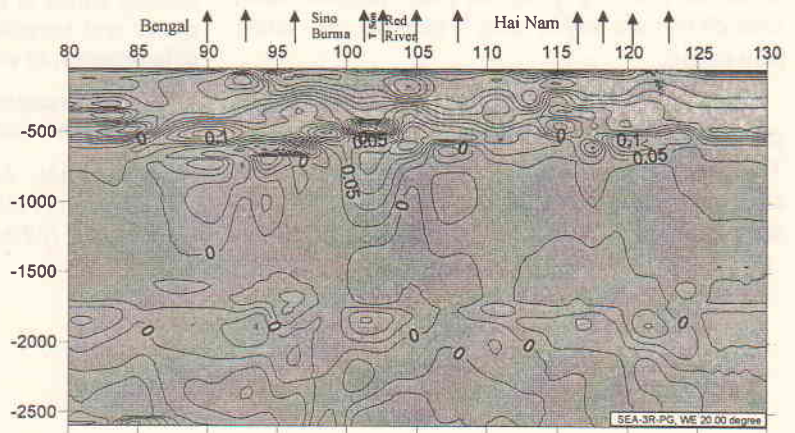
Hình 7. Mô hình vận tốc truyền sóng dọc P tại độ sâu 750 km



← Hình 8.

Bất đồng nhất vận tốc truyền sóng dọc P dọc theo kinh tuyến 114

Hình 9. →
Bất đồng nhất vận tốc truyền sóng dọc P dọc theo vĩ tuyến 20



- 9,60 km/s) trùng với các cấu trúc thuộc Biển Đông Việt Nam, cấu trúc Tây Bắc, Trường Sơn, Đà Lạt, Banda, đảo Mentavay và đảo Christmas (hình 5).

6. Vận tốc truyền sóng P trung bình của phần trên cùng của Manti dưới, ở độ sâu 700 km biến động trong giới hạn 10,60 - 10,90 km/s. Vận tốc

sóng P của lớp này có cấu trúc phức tạp, hình dạng chủ yếu là cân xứng và có sự đan xen giữa các cấu trúc âm và cấu trúc dương (hình 6).

7. Giá trị vận tốc sóng P biến đổi rất phức tạp trong phạm vi độ sâu từ 50 đến 650 km (quyển kiến tạo). Từ độ sâu 650 km đến 1.700 - 1.800 km (phần trên của Manti dưới) có giá trị vận tốc tăng dần đều theo chiều sâu và ít biến động theo chiều nằm ngang. Từ độ sâu trên 1.800 km đến trên 2.500 km vận tốc sóng P biến đổi khá phức tạp cả theo phương thẳng đứng lẫn phương nằm ngang.

KẾT LUẬN

Trên cơ sở những kết quả đạt được về mô hình sóng dọc địa chấn P của Manti khu vực Đông Nam Á có thể rút ra một số kết luận sau :

1. Đới hút chìm khu vực Đông Nam Á phản ánh trên mô hình sóng dọc P như đới ranh giới phân chia cấu trúc vận tốc tại các độ sâu khác nhau của quyển kiến tạo, đến độ sâu 650 km.

2. Đặc trưng phân loại dạng vỏ Trái Đất phản ánh khá rõ nét trên mô hình vận tốc sóng tại các mức độ sâu đến 200 km. Vỏ đại dương được đặc trưng bởi cấu trúc dương của vận tốc sóng, trong khi vỏ lục địa và vỏ chuyển tiếp lại có sự phân dị lớn vận tốc truyền sóng theo chiều nằm ngang.

3. Mô hình vận tốc sóng P của thạch quyển Đông Nam Á có cấu trúc phức tạp cả theo phương nằm ngang lẫn phương thẳng đứng. Biến đổi của vận tốc truyền sóng trong quyển kiến tạo (50-650 km) là hết sức phức tạp trong khi phần trên của Manti dưới có vận tốc truyền sóng ít biến đổi theo chiều nằm ngang.

Trên đây là những kết quả ban đầu về mô hình cắt lớp sóng dọc địa chấn khu vực Đông Nam Á. Tuy còn hết sức sơ lược song nó có ý nghĩa tham khảo lớn trong nghiên cứu cấu trúc và đặc điểm địa động lực hiện đại của thạch quyển khu vực có cấu

trúc - địa động lực phức tạp của phần đông nam mảng Âu - Á này.

TÀI LIỆU DẪN

[1] V.S. GEIKO, 1993 : Concretness Conditions for the Unidimensional Kinematic Problem of Seismics. *Geofiz. zhurn*, 15, 3, 27-50, 6, 31-43. (in Russian).

[2] V.S. GEIKO, 1997 : Inversion of seismic travel-time curve as a problem of moment. *Geophys. J.*, Vol.7, 39-58.

[3] V.S. GEIKO, 1998 : Taylor's Approximation of wave and eikonal equation in invers seismic problems. *Geophys. J.*, Vol.17, 465-493.

[4] V.S. GEIKO, 2004 : A general theory of seismic travelttime tomography. *Geophys. J.*, V. 2, T. 26, 3-33.

[5] B.L.N. KENNETT, E.R. ENGDAHL and R. BULAND R., 1995 : Constraints on seismic velocities in the Earth from travel-time, *Geophys. J. Int.*, 122, 108-124.

SUMMARY

P-seismic velocity model of South East Asian mantle

The paper presents a new method of seismic tomography, using Taylor's approximation for establishing the P-wave modeling of South East Asia. The results have shown that:

1. The collision zones appeared as the boundaries of the zones with the differentiation of P velocity.

2. Oceanic crust is characterized by the high velocity zones of lithosphere, meanwhile the continental and transitional crusts have the very lateral differentiation of velocity.

3. The lithosphere and tectonic sphere of South East Asia have very complicated P wave modeling.

Ngày nhận bài : 24-12-2007

*Viện Vật lý Địa cầu (Viện KH&CN Việt Nam)
Viện Vật lý Địa cầu Kiev (Viện HLKH Ucrain)*