

**VỀ VIỆC SỬ DỤNG MỘT VÀI SỐ ĐỘ SAI PHÂN
ĐỂ TÍNH DÒNG KHÔNG ỔN ĐỊNH**

Ngô Trọng Thuận - Viện KTTV

I - Mở đầu

Thuyền dòng không ổn định thay đổi chậm trong lòng dầm (sông thiên nhiên hoặc kênh mương ...) được mô tả bằng hệ phương trình Saint - Venant quen thuộc có dạng như sau, nếu sử dụng mực nước và tốc độ dòng chảy là những biến số phải tìm :

$$\Delta \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \frac{\partial \Delta}{\partial t} = 0 \quad (1) \text{ phương trình liên tục}$$

$$\frac{\partial Y}{\partial x} + \frac{V}{g} \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} = - \frac{V |V|}{M^2 R^{4/3}} \quad (2) \text{ phương trình động lực}$$

Trong đó : Δ Diện tích mặt cắt ướt của lòng dầm
 R Bán kính thủy lực của mặt cắt ướt
 M Hệ số nhám
 V Tốc độ trung bình của dòng chảy
 Y Mực nước so với một mặt chuẩn
 x Khoảng cách
 t Thời gian
 g Gia tốc rơi tự do.

Đó là một hệ phương trình vi phân riêng dạng hyperbolic. Lời giải bằng số của hệ cho phép xác định quá trình mực nước và tốc độ (hoặc lưu lượng nước) tại một mặt cắt bất kỳ, hoặc đường mặt nước tức thời tại một thời điểm bất kỳ. Tuy nhiên, không thể tìm nghiệm tích phân của hệ phương trình Saint - Venant. Vì thế, người ta đã tìm nhiều phương pháp gần đúng để giải, trên cơ sở những giả thiết được đặt ra, trong đó thông dụng nhất là phương pháp đặc trưng và phương pháp sai phân hữu hạn.

II - Phương pháp đặc trưng

Đặc điểm chủ yếu của phương pháp này là ở chỗ, nó không trực tiếp sử dụng hệ phương trình Saint - Venant, mà xuất phát từ hệ này, để dẫn ra hệ phương trình đặc trưng.

Nguyễn Văn Cury và Nguyễn Như Khuê [1] dẫn ra hệ phương trình đặc trưng như sau :

$$\frac{dx}{dt} = V \pm \sqrt{\frac{gA}{B}} \quad (3)$$

$$\left(\frac{dV}{dt} \pm \sqrt{\frac{g}{AB}} \frac{dA}{dt} \right) = g \left(1_0 - \frac{V |V|}{M^2 R^{4/3}} \right) \quad (4)$$

- 1₀ : Độ dốc đáy sông.
B : Độ rộng của mặt cắt ướt.

Dorer [3] và Draeos [4] trình bày hệ phương trình đặc trưng dưới dạng khác

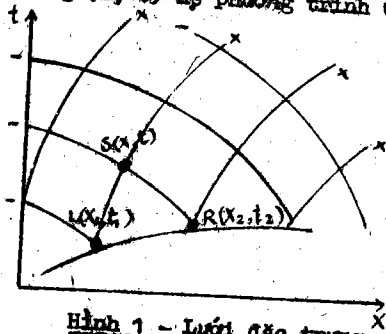
$$\frac{dX}{dt} = v \pm \sqrt{\frac{gA}{B}} \quad (5)$$

$$\sqrt{\frac{gA}{B}} \frac{dV}{dt} \pm g \frac{dV}{dt} \pm g \frac{V}{B} \left(\frac{\partial A}{\partial X} \right)_Y = \text{const} = - \sqrt{\frac{gA}{B}} g \frac{V/|V|}{K^2 R^{4/3}} \quad (6)$$

Thành phần $\left(\frac{\partial A}{\partial X} \right)_Y = \text{const}$ biểu thị sự thay đổi của diện tích mặt cắt ướt theo chiều dọc sông khi mực nước không đổi.

Chú ý rằng, theo lý thuyết sóng nước nông, thì thành phần $v = \sqrt{\frac{gA}{B}}$ chính là tốc độ truyền sóng tương đối đối với dòng chảy.

Trong các hệ trên, phương trình thứ nhất biểu thị tốc độ truyền sóng trong lòng dẫn, trong khi đó phương trình thứ hai (4) hoặc (6) biểu thị sự thay đổi của các đặc trưng thủy lực của đoạn sông nghiên cứu trong quá trình truyền sóng. Trên mặt phẳng (X, t) hệ phương trình (3) và (4) (hoặc (5) và (6)) biểu thị hai họ đường cong có tần là họ đường đặc trưng thuận (dấu cộng) và họ đường đặc trưng nghịch (dấu trừ) (hình 1).



Hình 1 - Lưới đặc trưng

- + Họ đường đặc trưng thuận
- Họ đường đặc trưng nghịch

Hệ phương trình đặc trưng là một hệ phương trình vi phân thường. Tuy nhiên, cũng không thể giải bằng tích phân, trực tiếp được. Vì vậy, cũng phải giải chúng bằng phương pháp sai phân. Thật ra, về hình thức, hệ phương trình đặc trưng phức tạp hơn hệ phương trình Saint-Venant ban đầu. Do đó, ý nghĩa lớn nhất của chúng là ở chỗ phản ánh chính xác và rõ nét bản chất vật lý của quá trình truyền sóng từ dòng không ổn định.

Có hai phương pháp chính để giải hệ phương trình đặc trưng :

1. Phương pháp đường đặc trưng với mạng lưới thay đổi : Hai họ đường đặc trưng thuận, nghịch (hình 1) được xác định dần từng bước xuất phát từ đường đặc trưng ban đầu được xây dựng theo các điều kiện ban đầu. Một cách chi tiết hơn, vị trí điểm $S(X, t)$ trong mặt phẳng (X, t) - cũng như những đặc trưng tốc độ, mực nước tại đó - được xác định nhờ hai điểm $L(X_1, t_1)$ và $R(X_2, t_2)$. Các đạo hàm trong hệ được thay thế bằng tỉ số sai phân như sau :

Đối với họ đường đặc trưng thuận :

$$\frac{d\varphi}{dt} = \frac{\varphi(S) - \varphi(L)}{t(S) - t(L)} \quad ; \quad \frac{d\varphi}{dX} = \frac{\varphi(S) - \varphi(L)}{X(S) - X(R)}$$

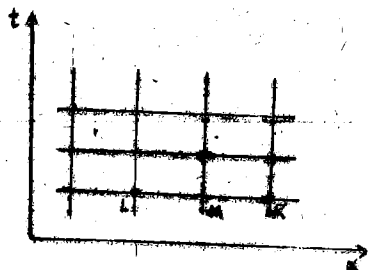
φ biểu thị cho mực nước hoặc tốc độ.

Đối với họ đường đạo trung nghịch :

$$\frac{d\varphi}{dt} = \frac{\varphi(S) - \varphi(R)}{t(S) - t(R)} \quad ; \quad \frac{d\varphi}{dx} = \frac{\varphi(S) - \varphi(R)}{x(S) - x(R)}$$

Hạn chế lớn nhất của phương pháp này là ở chỗ, trong suốt toàn bộ quá trình tính toán, những đặc trưng thủy lực được xác định cho các vị trí bất kỳ tại các thời điểm bất kỳ. Điều đó một mặt làm giảm ý nghĩa thực tế của kết quả, mặt khác, ở những vị trí như vậy thường không có tài liệu địa hình, thủy văn. Vì thế, để có số liệu phục vụ cho bước tính sau, cần phải nội suy giữa các mặt cắt, gây ra ảnh hưởng đối với độ chính xác của kết quả tính.

2. Phương pháp đạo trung với mạng lưới cố định. Đặc điểm chủ yếu của phương pháp này là, trong mặt phẳng (X, t) , các đường đạo trung song song được thay thế bằng những đường thẳng (hình 2). Các đạo hàm trong hệ phương trình đạo trung được thay thế bằng tỉ số các sai phân như sau :



Hình 2 - Cho phương pháp đạo trung với mạng lưới cố định

Đối với đường đạo trung thuận :

$$\frac{d\varphi}{dx} = \frac{\varphi(M) - \varphi(L)}{x(M) - x(L)}$$

Đối với đường đạo trung nghịch :

$$\frac{d\varphi}{dx} = \frac{\varphi(R) - \varphi(M)}{x(L) - x(M)}$$

$$\frac{d\varphi}{dt} = \frac{\varphi(S) - \varphi(M)}{t(S) - t(M)}$$

Tính toán bằng phương pháp đạo trung với mạng lưới thay đổi cho kết quả tốt đối với các lòng dẫn có hình dạng thay đổi lớn, và phương pháp đạo trung với mạng lưới cố định cho kết quả tốt ngay cả khi tính cho những sông đứng [3].

III - Phương pháp sai phân trực tiếp

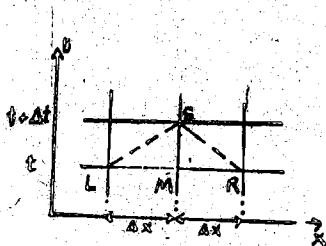
Như trên đã trình bày, việc tính toán bằng phương pháp đạo trung rất phức tạp, đặc biệt là phương pháp đạo trung với mạng lưới thay đổi. Hơn thế nữa, vẫn phải giải chúng bằng cách sai phân hệ phương trình (3), (4) hoặc (5), (6). Bởi vậy, cũng có thể tính toán bằng cách sai phân ngay hệ phương trình Saint - Venant (1), (2) ban đầu. Đó chính là cơ sở của các phương pháp sai phân trực tiếp.

Tùy theo cách lựa chọn sai phân mà có những sơ đồ sai phân khác nhau. Có hai loại sơ đồ sai phân thông dụng :

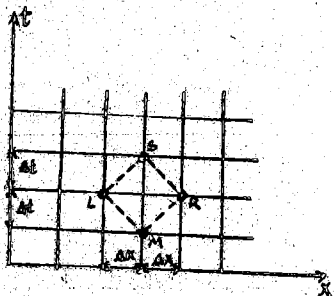
1. Sơ đồ sai phân hiện :

Đặc điểm của loại sơ đồ này là, trong mạng lưới (X, t) , đạo trung thủy lực tại các nút ở thời điểm $(t + \Delta t)$ được xác định nhờ các đại lượng tại các nút ở thời điểm t . Tiêu biểu cho loại sơ đồ này là các sơ đồ sau:

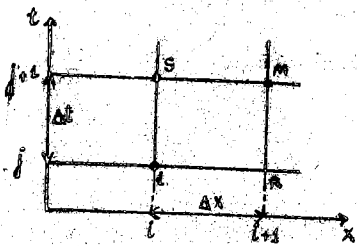
a/- Sơ đồ Lax : Các đạo hàm đối với X và t được thay thế như sau :



Hình 3 - Sơ đồ Lax



Hình 4 - Sơ đồ hình thoi



Hình 5 - Sơ đồ sai phân ẩn

$$\frac{\partial \varphi}{\partial x} = \frac{\varphi(R) - \varphi(L)}{2 \Delta x}$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = \frac{\varphi(S) - \frac{1}{2} (\varphi(R) + \varphi(L))}{\Delta t}$$

b/- Sơ đồ hình thoi: Các đạo hàm theo x và t được thay thế như sau: (hình 4)

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = \frac{\varphi(S) - \varphi(M)}{2 \Delta t}$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial x} = \frac{\varphi(R) - \varphi(L)}{2 \Delta x}$$

2. Sơ đồ sai phân ẩn.

Đặc tính của loại sơ đồ này là, các đạo hàm thủy lực ở lớp thời gian sau được biểu thị bằng các đạo hàm của cả lớp thời gian trước và sau. Các đạo hàm được thay thế bằng tỉ số sai phân như sau: (hình 5).

$$\frac{\partial \varphi}{\partial x} = \theta \frac{\varphi(M) - \varphi(S)}{\Delta x}$$

$$+ (1 - \theta) \frac{\varphi(R) - \varphi(L)}{\Delta x}$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = \frac{1}{2} \left[\frac{\varphi(M) - \varphi(R)}{\Delta t} + \frac{\varphi(S) - \varphi(L)}{\Delta t} \right]$$

Trong đó $0 < \theta \leq 1$

Nếu giả thiết rằng, trong suốt thời đoạn Δt , độ biến đổi của Y và V là nhỏ, thì có thể bỏ qua các thành phần bậc cao. Do đó, có thể đặt:

$$Y(1, j+1) = Y(1, j) + \Delta Y(1)$$

$$Y(1+1, j+1) = Y(1+1, j) + \Delta Y(1+1)$$

$$V(1, j+1) = V(1, j) + \Delta V(1)$$

$$V(1+1, j+1) = V(1+1, j) + \Delta V(1+1)$$

(7)

(Để tổng quát hóa, tọa độ của các điểm S, M, R, L được thay thế bằng chỉ số i (độ dài) và j (thời gian)).

Thay thế (7) vào hệ phương trình (1) và (2), sau khi biến đổi sẽ nhận được hệ phương trình đại số bậc một như sau:

$$\alpha_1 \Delta Y_1 + \beta_1 \Delta Y_{1+1} + \gamma_1 \Delta V_1 + \delta_1 \Delta V_{1+1} = \varepsilon_1 \quad (8)$$

$$\alpha'_1 \Delta Y_1 + \beta'_1 \Delta Y_{1+1} + \gamma'_1 \Delta V_1 + \delta'_1 \Delta V_{1+1} = \varepsilon'_1$$

trong đó $\alpha, \beta, \gamma, \delta, \varepsilon$ là các hằng số.

Như vậy, với một đoạn sông ta có 2 phương trình, 4 ẩn số. Nếu một đoạn sông được chia thành n đoạn nhỏ bởi $(n + 1)$ mặt cắt, thì sẽ có $2n$ phương trình với $2(n + 1)$ ẩn số. Nếu hợp với điều kiện biên tại mặt cắt đầu và mặt cắt cuối sẽ giải được hệ phương trình (8). Thông thường, người ta thường áp dụng phương pháp này cho từng đoạn, bằng phương pháp này, không cần giải hệ tương lớn phương trình tại số mặt cắt trong tương ứng n khá lớn.

Trong công thức nhận được hệ các mặt cắt biên của các đoạn sông và tương ứng các mặt cắt biên trên:

$$\begin{aligned}\Delta Y_1 &= L \Delta Y_{1+1} + M_1 \Delta V_{1+1} + N_1 \\ \Delta X_1 &= M_2 \Delta Y_{1+1} + P_1\end{aligned}\quad (9)$$

Để giải được hệ phương trình (8). Vấn đề trước tiên cần là xác định các ẩn số Y, X, V . Nếu hợp với điều kiện biên tại mặt cắt đầu và cuối của đoạn sông biên trên, ta tìm được L, M, N, P của các mặt cắt tương ứng của hệ số $\alpha, \beta, \gamma, \delta$.

Các chỉ số khác, các hệ số này được xác định tại các mặt cắt sông Y và X trên các mặt cắt $(t + \Delta t)$. Vì vậy phải giải hệ (8) bằng phương pháp này để tìm các chỉ số lần tiếp theo là các mặt cắt của lần tính sau. Các biến số này sẽ được xác định tại các mặt cắt tiếp theo là các mặt cắt tiếp theo của hệ số $\alpha, \beta, \gamma, \delta$ theo yêu cầu và có chính xác các mặt cắt.

IV - Ước lượng và tính toán sai phân của hệ số tính

Vì không thể tính toán trực tiếp hệ phương trình vi phân riêng Saint-Venant, người ta phải giải chúng bằng phương pháp sai phân. Từ đó, các đại lượng trong (1) và (2) được thay thế bằng tỉ số của sai phân. Theo cách chọn sai phân sẽ có các sai số tính toán. Để giảm đã trình bày một vài sơ đồ sai phân thông dụng. Nhờ những sơ đồ này, có thể xác định được tại số Y và V (hoặc Q) cho các mặt cắt sông trên mặt phẳng (X, t) .

Một sơ đồ sai phân cho các kết quả có thể sẽ được nêu như sau là định, nghĩa là, sai số xảy ra trong quá trình tính do qui tròn công thức do sự thay thế gần đúng không lũy tích khi các mặt lưới trong mặt phẳng (X, t) gần như các. Từ đó, ở bất kỳ sơ đồ sai phân nào, khi chúng ta bắt đầu tính toán từ $t = t_0$ đến $t = t_k$ ($k = 0 \dots K$), xuất phát từ điều kiện ban đầu $[X_0, V_0]$ tại $t = 0$ là số lần tính thứ, nếu biểu thức sau được thỏa mãn đồng thời:

$$|Y^k - Y^{k-1}| \leq \nabla Y \quad (10a)$$

$$|X^k - X^{k-1}| \leq \nabla X \quad (10b)$$

thì sơ đồ tính gọi là ổn định. Nói khác đi, nghiệm của phương trình sai phân hội tụ và nghiệm của phương trình Saint-Venant khi ΔX và Δt tiến dần đến 0. Thực tế chứng tỏ rằng, không phải sơ đồ sai phân nào cũng ổn định ngay cả khi ΔX và Δt giảm dần tới 0. Các nghiên cứu nghiệm của hệ thống phương trình vi phân riêng bậc một dạng hy-péc-bôn đã chỉ ra rằng, khả năng ổn định của mỗi sơ đồ còn phụ thuộc vào mối liên hệ giữa ΔX và Δt . Nói khác đi, lưới sai phân trên mặt phẳng

(X, t) không thể chọn lựa tùy ý. Trong nhiều công trình [1, 2, 3, 6, 8] đã trình bày điều kiện ràng buộc giữa ΔX và Δt đối với các loại sơ đồ hiện như sau :

$$r = \frac{\Delta t}{\Delta X} \left(v + \sqrt{\frac{gA}{B}} \right) \leq 1 \quad (11)$$

$$\text{hoặc } \Delta t_{GR} \leq \frac{\Delta X}{\left(v + \sqrt{\frac{gA}{B}} \right)}$$

Nghĩa là, nếu như trong quá trình tính, điều kiện (11) không được thỏa mãn thì sơ đồ tính sẽ không ổn định, lời giải của phương trình sai phân không hội tụ về nghiệm đúng của phương trình vi phân. Người ta cũng gọi điều kiện trên là điều kiện courant. Vì phải thỏa mãn điều kiện courant, nên trong các sơ đồ hiện, cần phải chọn Δt khá nhỏ. Chẳng hạn, khi tính lũ cho một con sông với độ sâu trung bình là 8,0m, tốc độ dòng chảy 1 m/s, thì với $\Delta X = 1000$ m, phải chọn :

$$\Delta t \leq \frac{1000}{1 + \sqrt{9,8 \times 8}} \approx 100 \text{ s} < 2 \text{ phút}$$

Trong khi đó, việc sử dụng các sơ đồ ẩn không bị hạn chế bởi điều kiện courant, tức là có thể lựa chọn Δt tùy ý độc lập với việc lựa chọn ΔX . Mặc dầu vậy, Proussman [8] đã chỉ ra rằng, nếu lựa chọn sao cho r không sai lệch quá xa so với 1 thì luôn luôn nhận được những kết quả hợp lý, chính xác. Có thể lấy kết quả tính toán cho con lũ 501 trong mạng thí nghiệm dài 24,0 m, tốc độ trung bình $v = 0,4$ m/s, độ sâu trung bình lớn nhất $\bar{h} = 6,14$ cm, $\Delta X = 6,0$ m. Theo điều kiện (11) thì :

$$\Delta t \leq \frac{\Delta X}{v + \sqrt{g\bar{h}}} = \frac{6,0}{0,4 + \sqrt{9,8 \cdot 0,06}} \approx 5 \text{ giây}$$

Việc tính toán được thực hiện cho $\Delta t = 5$ giây và 10 giây. Các kết quả nhận được, không cho những sai khác đáng kể.

Tuy nhiên, Dronker [2] lại nhấn mạnh một cách chi tiết hơn rằng, đối với sông ngòi tự nhiên, có hình dạng lòng sông thay đổi lớn, việc lựa chọn thời đoạn tính toán Δt trong phạm vi $\Delta t \leq (\Delta t_{GR} \sim 5 \Delta t_{GR})$ không gây ra ảnh hưởng đáng kể đến kết quả tính. Thực tế các tính toán cho một vài trận lũ trên đoạn sông En-ber dài 32 km từ trạm Barby (biên trấn) đến trạm Magdeburg ứng với các thời đoạn khác nhau (bảng 1) đã cho thấy rằng, có thể chọn thời đoạn tính toán Δt lớn hơn rất nhiều so với Δt_{GR} (khoảng 20 lần).

Bảng 1 - So sánh kết quả tính với các ΔX và Δt khác nhau

Số lũ	1 2 6 7			1 7 4		8 7 7		
Δt (giây)	6	3	6	1	1	6	1	1
Số thời đoạn	208	415	61	361	361	81	481	481
Số mặt cắt	5	5	5	5	13	5	5	13

(Tiếp bảng 1)

8 6 1 2	1 2 6 7			1 7 4		8 7 7		
- Hệ số courant (r)	23,2	11,5	22,6	3,8	11,3	23,0	3,9	11,7
- Thời gian bình quân bình cho mỗi thời đoạn	3,7	1,4	3,4	0,7	2,8	4,4	0,7	3,5
- Sai số tương đối của lưu lượng tại Barby %	5,2	4,7	5,2	3,3	10,1	4,5	4,5	9,8
- Sai số tương đối của lưu lượng tại Magdeburg %	7,3	3,2	7,8	7,9	8,6	7,6	7,8	12,6

Tờ bằng 1, có thể rút ra rằng, sự thay đổi môi trường sống của AI và A2 phụ thuộc sự thay đổi cũng có thể thay đổi tính chất. Ở đây, khi bị ảnh hưởng bởi môi trường sống, thì tính chất của môi trường sống cũng thay đổi. Khi bị ảnh hưởng bởi môi trường sống, thì tính chất của môi trường sống cũng thay đổi. Khi bị ảnh hưởng bởi môi trường sống, thì tính chất của môi trường sống cũng thay đổi.

Về mặt nguyên nhân, như đã trình bày ở trên, khi ΔX và Δt càng nhỏ, sai lệch của phương trình sai phân cũng tiến sát đến nghiệm của phương trình vi phân. Như thế, nguyên lý trong trường hợp này, sai số tính ngày càng giảm đi. Trong thực tế, điều này không phải lúc nào cũng đúng. Khi quá trình cho hai con lữ 174 và 177 quá nhỏ (sai lệch rất nhỏ so với sai số, tính toán gần phải có thể tăng lên khi ΔX nhân tố cục bộ của lòng sông trong điều kiện ΔX quá nhỏ mà những đặc trưng hình thái trung bình của đoạn sông không đủ phản ánh. Vì thế, trong khi sử dụng sơ đồ ba độ tính, trước cơ sở của bài toán được đặt ra kết hợp với kinh nghiệm tính toán, cần lựa chọn Δt sao cho có thể thu được kết quả tính với độ chính xác cao nhất.

Ông cần chú ý thêm rằng, trong khi tính, quá trình tính lặp cho mỗi thời đoạn chỉ dừng lại khi cả hai biểu thức (10a) và (10b) đồng thời thỏa mãn, nghĩa là, máy tính luôn luôn phải kiểm tra 2 điều kiện này sau mỗi lần tính lặp. Tuy nhiên, do yêu cầu về độ chính xác giữa Y và V khác nhau mà trong nhiều trường hợp, khi biểu thức (10a) thỏa mãn thì (10b) cũng thỏa mãn hoặc ngược lại. Vì vậy, để tiết kiệm thời gian tính, tùy theo VI và VV, theo kinh nghiệm của người tính toán, trong những trường hợp cụ thể chỉ cần kiểm tra điều kiện (10a) hoặc (10b) là thôi.

V - Ưu điểm của sơ đồ là so với các sơ đồ khác

Như phần trên đã chỉ ra, khi áp dụng các sơ đồ hiện (phương pháp sai phân trực tiếp) hoặc phương pháp đường đặc trưng, để bảo đảm tính ổn định của nghiệm, cần phải lựa chọn Δx và Δt sao cho điều kiện Courant (11) được thỏa mãn trong suốt quá trình tính. Muốn vậy, thường phải chọn thời đoạn tính toán Δt rất nhỏ. Mặt khác, các đặc trưng thay lại luôn luôn thay đổi theo thời gian, vì thế, trị số r cũng luôn luôn thay đổi. Nếu như trong một lần tính, chọn thời đoạn tính Δt là hằng số; thì cần phải thỏa mãn điều kiện sau:

$$\Delta t = \min \left(\frac{\Delta Y}{V + \sqrt{\frac{8A}{B}}} \right) \quad (12)$$

và như vậy, sẽ có những thời đoạn mà hệ số Courant r nhỏ hơn 1 rất nhiều. Điều đó đương nhiên kéo dài thời gian tính. Đối với những con lũ kéo dài, việc chọn lựa Δt như thế khó có thể chấp nhận được. Đó chính là hạn chế cơ bản nhất của các loại sơ đồ hiện. Muốn tiết kiệm thời gian tính, phải cho Δt luôn luôn thay đổi trong toàn bộ quá trình tính. Nghĩa là, sau mỗi thời đoạn, phải chọn lại cho Δt một giá trị mới. Việc đó cũng làm cho quá trình tính toán trở nên phiền phức hơn.

Cho nên, ưu điểm lớn nhất của sơ đồ ẩn là nó ẩn định không điều kiện. Đối với mỗi khoảng cách Δx xác định giữa các mặt cắt tính toán cố định, trong khi sử dụng sơ đồ ẩn có thể lựa chọn thời đoạn tính toán lớn hơn rất nhiều so với việc áp dụng các sơ đồ hiện. Đồng thời, cũng có thể cho Δt là hằng số cho suốt quá trình tính. Điều này đặc biệt thuận tiện khi tính toán cho những con lũ dài trong các lòng dẫn mà do yêu cầu thực tế cần phải chia thành những khoảng Δx khá bé. Và cũng chính vì vậy, phù hợp với ý nghĩa của công tác dự báo ngắn hạn (thời gian dự kiến không quá nhỏ), có thể phối hợp sơ đồ ẩn với một phương pháp thủy văn thích hợp nào đó để tiến hành dự báo lũ, nhằm nâng cao hiệu quả của công tác dự báo thủy văn.

Tài liệu tham khảo

1. Nguyễn Văn Cung và Nguyễn Như Khuê: Dòng không ổn định trong kênh hở. Nhà xuất bản nông thôn.
2. Brooker, H. : 1977.
3. Dower, H. : 1972.
4. Dracós, Th. 1974.
5. Kansow, D. 1978.
6. Kummer, V. 1976.
7. Kutschmant, L - Leningrad 1972 (Russisch).
8. Preissmann, A. 1974.
9. Ngô Trọng Thuận 1979.

H O P T U

Chúng tôi đã nhận được bài của các đồng chí :

Ngô Trọng Thuận (Viện KTTV) ; Phạm Đức Thi (Viện KTTV) ; Nguyễn Văn Khánh (Cục DBKTTV) ; Phạm Đình Thụy (Cục DBKTTV) ; Nguyễn Tác Nhân (Cục KTDTCB) ; Lê Thanh Hà (Viện KTTV) ; Lê Cận - Lê Thanh Hà (Viện KTTV) ; Phan Việt Mỹ (Cục DBKTTV) ; Nguyễn Đình Miên (Đài KTTV Lai châu) ; Lê Thông (Đài KTTV Lâm đồng) ; Đinh Văn Phú (Cục KTDTCB) ; Nguyễn Thủ (Đài KTTV Thanh hóa) ; Lê Văn Lý (Đoàn khảo sát thủy văn sông Hồng - Thái bình) ; Võ Thị Kiều (Đài KTTV Nghĩa bình) ; Nguyễn Năng Nhượng và Nguyễn Thị Như Hạnh (Đài KTTV Nghĩa bình) ; Đinh Văn Quế (Viện KTTV) ; Từ Thị Hoa, Lê Quý Tuệ (Cục DBKTTV).

Xin trân trọng cảm ơn các đồng chí và mong các đồng chí tiếp tục cộng tác với Nội san.