VỀ PHƯƠNG PHÁP TÍNH TOÁN TRUYỀN SÓNG LŨ TRONG SÔNG

LÊ BẮC HUỲNH
Cục Dự báo KTTV

Các phương pháp thủy văn thủy lực tính toán truyền sóng lũ trong hệ thống sông như phương pháp Muskingum, Kalinin – Miliukov, SSARR, Negikhovsky, v.v. đang được sử dụng rộng rãi trong tính toán và dự báo nghiệp vụ [4, 5, 6]. Cơ sở mô phỏng của các phương pháp là giả thiết tồn tại quan hệ đơn nhất giữa lưu lượng và lượng trữ nước ở đoạn sông. Với giả thiết này việc giải hệ phương trình Saint–Venant được đưa về giải phương trình vi phân bậc nhất với sự tham gia của đường quan hệ lượng trữ ở đoạn sông.

Trong bài này sẽ tiến hành chứng minh về mặt toán học là từ hệ phương trình Saint–Venant, nhờ sơ đồ sai phân hữu hạn có thể thu được các công thức cơ bản của các phương pháp tính toán truyền lũ, đồng thời xác định được sai số của phương pháp giải tích giải hệ phương trình cổ điển khi đã được giản hóa. Các phương trình cơ bản của phương pháp Muskingum, Kalinin—Miliukov, SSARR, Negikhovsky cũng có thể thu được nhờ xấp xỉ hóa bằng sai phân hữu hạn hệ Saint–Venant khi bỏ qua thành phần quán tính. Việc luận chứng toán học cho các phương pháp tính toán truyền lũ trong sông cho phép hiểu rõ bản chất lý thuyết của chúng, qua đó xác định các tham số theo các đặc trưng hình thái, thủy văn thủy lực của dòng sông trong đó không nhất thiết phải có giả thiết tồn tại quan hệ đơn nhất giữa lưu lượng và lượng trữ.

1. Hệ phương trình Saint—Venant với quan hệ H – Q đơn nhất.

Hệ phương trình Saint–Venant tổng quát có dạng:

– Phương trình liên tục cho đoạn sông không có gia nhập khu giữa

$$\frac{\partial b}{\partial t} + \frac{1}{b}\frac{\partial Q}{\partial l} = 0;$$

– Phương trình động lực:

$$\frac{1}{g}\left(\frac{\partial V}{\partial t} + v\frac{\partial V}{\partial l}\right) = i_o - \frac{\partial h}{\partial l} - \varphi Q\,|\,Q\,|\,.$$

Ở đây l — trục tọa độ dọc sông;

h (l, t) — độ sâu mực nước;

v (l, t) — lưu tốc trung bình;

$Q(l, t)$ – lưu lượng nước;

$b(l, h)$ – bề rộng đoạn sông;

$i_o(l)$ – độ dốc đáy sông;

$\varphi(l, h)$ – hệ số cản.

Thành phần $\frac{1}{g}\left(\frac{dv}{dt} + v\frac{dv}{dl}\right)$ là độ dốc quán tính.

Hệ phương trình trên là hệ phương trình đạo hàm riêng phi tuyến tính dạng parabôn. Hệ này giải được khi biết: hai điều kiện biên trên và dưới, điều kiện ban đầu khi $t = t_o$. Nếu tồn tại quan hệ đơn nhất giữa mực nước và lưu lượng $H = f(Q)$ ở đoạn sông thì với $l = l_o$ ta có:

$$Q\Big|_{l=l_o} = Q(h), \text{ và } S = S(h) \text{ hay } \frac{dh}{dt} = \frac{dh}{dS}\cdot\frac{dS}{dt}.$$

trong đó S – diện tích mặt cắt ướt

$$S\Big|_{l=l_o} = S(Q) \text{ và } \frac{dS}{dt} = \left(\frac{dS}{dQ}\right)_{l_o}\cdot\frac{dQ}{dt};$$

$$\frac{dh}{dt} = \frac{1}{b}\left(\frac{dS}{dQ}\right)_{l_o}\frac{dQ}{dt}.$$

Thay các hệ thức trên vào phương trình liên tục ta có:

$$\left(\frac{dS}{dQ}\right)_{l=l_o}\cdot\frac{dQ}{dt} + \frac{dQ}{dl} = 0. \tag{1}$$

Đây là phương trình đạo hàm riêng bậc nhất phi tuyến tính, trong đó $\left(\frac{dS}{dQ}\right)_{l=l_o}$ là hàm của lưu lượng.

Phương trình (1) là phương trình lý thuyết cơ bản của mọi phương pháp giản hóa tính dòng không ổn định trong sông như phương pháp Muskingum, Kalinin – Miliukov, trong SSARR, Negikhovxky, v.v. [3, 4, 5, 6].

Giả sử trên đoạn sông AB tồn tại quan hệ đơn nhất giữa mực nước và lưu lượng được mô tả như ở phương trình (1) (hình 1).

Vì lưu lượng nước Q ở đoạn sông phụ thuộc vào khoảng cách l và thời gian t nên

$$dQ = \frac{dQ}{dl}dl + \frac{dQ}{dt}dt. \tag{2}$$

Nếu lưu lượng nước không đổi thì ta có $dQ = 0$, và từ (1) và (2) có:

$$\frac{dl}{dt} = -\frac{\partial Q/\partial t}{\partial Q/\partial l} = \frac{dQ}{dS}. \qquad (3)$$

Phương trình (3) là phương trình đặc trưng của (1). Tốc độ lan truyền lưu lượng:

$$C = \frac{dl}{dt} = \frac{dQ}{dS}.$$

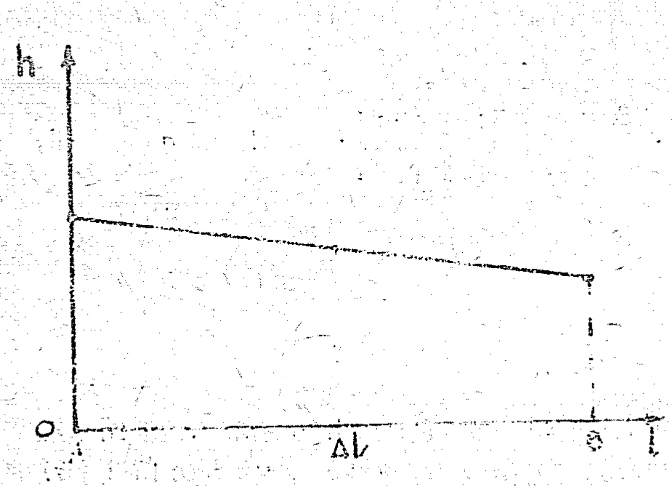
Rõ ràng ở đây xét sóng lũ trên đoạn sông AB không bị biến hình. Tuy nhiên, tốc độ truyền lưu lượng C thay đổi theo lưu lượng và gây ra hiện tượng bẹt lũ. Nếu hằng số lưu tốc không phụ thuộc vào lưu lượng thì phương trình (1) trở thành tuyến tính:

$$A\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial l} = 0, \qquad \frac{dS}{dQ} = A = \text{const}, \qquad (4)$$

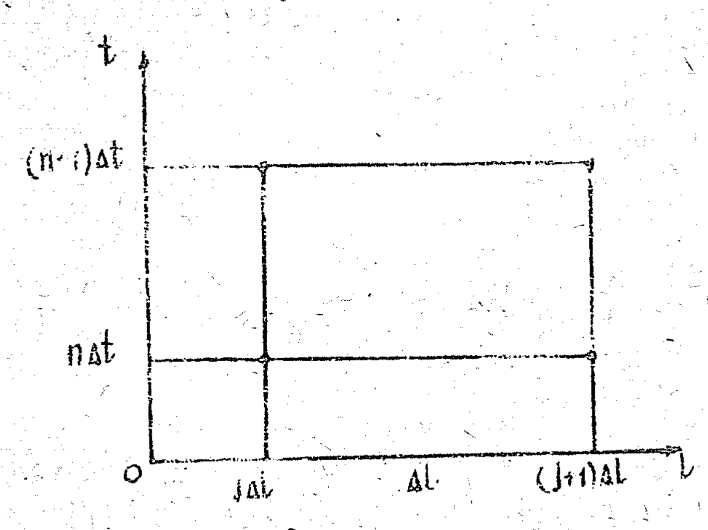
trong đó $C = \dfrac{dQ}{dS} = \dfrac{1}{A}$.

2. Lập công thức cơ bản của các phương pháp tính toán truyền lũ.

Phương trình (4) có thể giải được nhờ xấp xỉ hóa bằng sai phân hữu hạn (hình 2). Theo sơ đồ sai phân ta có:



HÌNH 1 SƠ ĐỒ ĐƯỜNG MẶT NƯỚC Ở ĐOẠN SÔNG



HÌNH 2 SƠ ĐỒ SAI PHÂN

$$
\left.\begin{aligned}
\frac{\partial Q}{\partial t} &= \frac{x(Q_j^{n+1} - Q_j^n) + (1 - x)(Q_j^{n+1} - Q_{j+1}^n)}{\Delta t} \\
\frac{\partial Q}{\partial l} &= \frac{y(Q_{j+1}^{n+1} - Q_j^{n+1}) + (1 - y)(Q_{j+1}^n - Q_j^n)}{\Delta l}
\end{aligned}\right| \tag{5}
$$

Ở đây x, y là hệ số tỷ trọng (lưu lượng thay đổi phi tuyến trong thời đoạn Δt và dọc đoạn sông Δl). Giá trị x, y có thể được điều chỉnh khi giải phương trình (4). Đây là sơ đồ sai phân hữu hạn ẩn (trừ trường hợp $y = 0$). Ký hiệu.

$$
LQ = A\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial l} = 0 \tag{6}
$$

Thay (5) vào (6) có

$$
L_hQ = A\,\frac{x(Q_j^{n+1} - Q_j^n) + (1 - x)(Q_{j+1}^{n+1} - Q_{j+1}^n)}{\Delta t} +
$$

$$
\frac{y(Q_{j+1}^{n+1} - Q_{j+1}^{n+1}) + (1 - y)(Q_{j+1}^n\ Q_j^n)}{\Delta l} = 0 \tag{7}
$$

Giả sử rằng hàm $Q(j\Delta l;\ n\Delta t)$ có thể khai triển thành chuỗi Taylo tại điểm $(j\Delta l,\ n\Delta t)$ thì sai số gặp phải khi xấp xỉ hóa là:

$$
R = \left|\left[(x - \frac{1}{2}) + \frac{r}{A}(\frac{1}{2} - y)\right]\right| \cdot \left|\frac{\partial^2 Q}{\partial l^2}\right| \cdot \Delta l + \left|\frac{1}{2A}\right.
$$

$$
\left.\left[x(r - A) + yr(1 - \frac{r}{A}) - \frac{r^2}{3A} + \frac{2A}{3} - r\right]\right| \cdot \left|\frac{\partial^3 Q}{\partial l^3}\right| \cdot \Delta l^2 + \dots \rho \tag{8}
$$

trong đó $r = \dfrac{\Delta t}{\Delta l}$.

Như vậy:

1. Toán tử sai phân L_h dựa vào sơ đồ (5) là xấp xỉ hóa của toán tử sai phân L. Xấp xỉ này có bậc là 1 [$R = 0\,(\Delta l)$] với mọi x, y và r, và bậc là 2 với $x = y = \dfrac{1}{2}$ [$R = 0\,(\Delta l^2)$].

Nếu $x = y = \frac{1}{2}$ và $r = \frac{\Delta t}{\Delta l} = A$ thì lời giải của (6) và (7) là như nhau và sai số $R = 0$.

2. Toán tử sai phân hữu hạn L_h dựa vào sơ đồ (5) cũng là xấp xỉ hóa của toán tử sai phân L_1 vì

$$L_1 Q = A \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial l} - B \frac{\partial^2 Q}{\partial l^2} = 0 \tag{9}$$

trong đó

$$B = \left[\left(x - \frac{1}{2}\right) + \frac{r}{A}\left(\frac{1}{2} - y\right)\right] . \Delta l. \tag{10}$$

Đây là xấp xỉ hóa bậc 2, sai số gặp phải là:

$$R = \left| L_h Q - L_1 Q \right| = \left| \frac{1}{2A}\left[x(r - A) + yr\left(1 - \frac{r}{A}\right) + \frac{r^2}{3A} + \frac{2A}{3} - r\right] \cdot \left|\frac{\partial^3 Q}{\partial l^3}\right| \cdot \right.$$

$$.\Delta l^2 + ... = 0(\Delta l^2). \tag{11}$$

Xét sơ đồ (5) với $y = \frac{1}{2}$, tức trường hợp lưu lượng thay đổi tuyến tính dọc đoạn sông Δl. Thay $y = \frac{1}{2}$ vào (7) có

$$A \frac{x(Q_j^{n+1} - Q_j^n) + (1 - x)(Q_{j+1}^{n+1} - Q_{j+1}^n)}{\Delta t} + \frac{1}{2\Delta l}$$

$$(Q_{j+1}^{n+1} - Q_j^{n+1} + Q_{j+1}^n - Q_j^n) = 0 \tag{12}$$

Ký hiệu $K = A.\Delta l$ – thời gian lan truyền sóng lũ trên đoạn sông ta có:

$$Q_{j+1}^{n+1} = \frac{Kx + \frac{\Delta t}{2}}{K(1-x)\ \frac{\Delta t}{2}} Q_j^n + \frac{\frac{\Delta t}{2} - Kx}{K(1-x) + \frac{\Delta t}{2}} Q_j^{n+1} + \frac{K(1-x) - \frac{\Delta t}{2}}{K(1-x) + \frac{\Delta t}{2}} Q_{j+1}^n \tag{13}$$

$$\text{hay } Q_{j+1}^{n+1} = C_1 Q_j^n + C_2 Q_j^{n+1} + C_3 Q_{j+1}^n, \tag{14}$$

$$\text{với } C_1 = \frac{Kx + \frac{\Delta t}{2}}{K(1-x) + \frac{\Delta t}{2}}; \; C_2 = \frac{\frac{\Delta t}{2} - Kx}{K(1-x) + \frac{\Delta t}{2}}; \; C_3 = \frac{K(1-x) - \frac{\Delta t}{2}}{K(1-x) + \frac{\Delta t}{2}}. \quad (15)$$

Phương trình (14) với các hệ số (15) là công thức Muskingum cổ điển trong đó $C_1 + C_2 + C_3 = 1$.

Xét trường hợp lưu lượng ở tuyến đo trên không thay đổi trong thời đoạn Δt với tham số $x = 0$. Từ (13) ta có

$$Q_{j+1}^{n+1} = \frac{\Delta t}{2K + \Delta t} Q_j^n + \frac{\Delta t}{2K + \Delta t} Q_j^{n+1} + \frac{K - \frac{\Delta t}{2}}{K + \frac{\Delta t}{2}} Q_{j+1}^n$$

$$\text{hay } Q_{j+1}^{n+1} = (\overline{Q}_j - Q_{j+1}^h) \frac{\Delta_t}{K + \frac{\Delta t}{2}} + Q_{j+1}^n \quad (13a)$$

Ở đây $\overline{Q}_j = \frac{Q_j^n + Q_j^{n+1}}{2}$ – lưu lượng trung bình ở tuyến j trong thời đoạn Δt. Phương trình (13a) là công thức diễn toán cơ bản của mô hình SSARR [6], trong đó K là thời gian trữ nước ở mỗi đoạn sông tính toán.

Xét trường hợp lưu lượng ở tuyến trên thay đổi tuyến tính trong thời đoạn Δt với tham số $x = \frac{1}{2}$. Từ (13) ta có

$$Q_{j+1}^{n+1} = Q_j^n + Q_{j+}^{n+1} \left(\frac{\Delta t - K}{\Delta t + K}\right) - Q_{j+1}^n \left(\frac{\Delta t - K}{\Delta t + K}\right), \quad (13b)$$

là công thức diễn toán cơ bản của phương pháp NegikhovxkiR.A.[3]

Xét một đoạn sông đặc trưng của Kalinin – Miliukov [1] với lưu lượng ở tuyến j không đổi và bằng $\overline{Q}_j$ trong thời đoạn Δ_t. Giải phương trình (7) được lưu lượng ở tuyến j + 1.

$$Q_{j+1}^{n+1} = (\overline{Q}_j - Q_{j+1}^n)(1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}) + Q_{j+1}^n. \quad (13c)$$

Phương trình (13c) là công thức tính gần đúng dòng không ổn định của Kalinin – Miliukov. Xét n đoạn sông đặc trưng dễ dàng đưa (13c) về dạng phương trình quen biết của Kalinin – Miliukov:

$$Q_{j+1}^{n+1} = Q_j \frac{\Delta t}{\tau^n (n-1)} t^{n-1} e^{-\frac{t}{\tau}}. \qquad (13d)$$

Ở đây t – thời gian, n – số đoạn sông đặc trưng: τ – thời gian tập trung nước; Δt – thời doạn tính toán.

Dễ dàng chứng minh được là thông số K và x trong (13) có liên hệ với các tham số τ và n trong (13d), (13a):

$$\left.\begin{aligned} \tau &= K/n; \\ n &= 1/(1-2x). \end{aligned}\right\} \qquad (16)$$

(ở đây không xét trường hợp $x = \frac{1}{2}$).

Như vậy, việc xác định các tham số của các mô hình diễn toán dòng chảy lũ trong sông có những điểm cơ bản giống nhau. Từ tham số của mô hình này có thể dễ dàng chuyển sang tham số của mô hình kia, tạo điều kiện thuận lợi cho việc ứng dụng chúng vào thực tế nghiệp vụ.

3. Phương trình vi phân đạo hàm riêng dạng parabôn

Các phương trình cơ bản (13), (13a – d) cũng có thể thu được nhờ xấp xỉ hóa phương trình (9) mà không cần phải đưa ra giả thiết tồn tại quan hệ H – Q đơn nhất ở đoạn sông.

Đúng vậy, phương trình (9) có thể thu được từ hệ Saint – Venant khi bỏ qua thành phần quán tính ở phương trình động lực. Trong trường hợp này ta có hệ:

$$\left.\begin{aligned} &\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{b}\frac{\partial Q}{\partial l} = 0; \\ &i_o - \frac{\partial h}{\partial l} - \varphi Q\,|Q| = 0;\ \varphi = \varphi(h), \end{aligned}\right\} \qquad (17)$$

trong đó $Q = Q_o + Q'$; $h = h_o + h'$; $\varphi = \varphi_o + \varphi'$; $\to Q_o; h_o; \varphi_o$ – là lưu lượng, độ sâu dòng chảy và hệ số cản của dòng ổn định;

Q', h', φ' – những biến đổi nhỏ của lưu lượng, độ sâu và hệ số cản khi xuất hiện dòng không ổn định. Tuyến tính hóa hệ (17):

$$\left.\begin{aligned} &\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{b}\frac{\partial Q}{\partial l} = 0; \\ &i_o - \frac{\partial h}{\partial l}\varphi_o Q_o\,|Q_o| - 2\varphi_o\,|Q_o|\,Q - \varphi Q\,|Q_o| = 0 \end{aligned}\right\} \qquad (18)$$

Ở đây đã bỏ qua các thành phần chứa số gia bậc hai. Lấy vi phân phương trình thứ nhất của (18) theo l và thứ hai theo t rồi cộng chúng lại ta có :

$$-\frac{2b\,\varphi_o}{Q_h \dfrac{d\varphi_o}{dh}} \cdot \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{Q_o |Q_o| \dfrac{d\varphi_o}{dh}} \frac{\partial^2 Q}{\partial l^2} = 0 \qquad (19)$$

Đây là phương trình mô tả chuyền động ổn định biến đổi chậm ; dòng chảy sóng lũ cũng là một dạng của loại dòng chảy này.

Với dòng chảy ổn định ta có

$$i_o - \varphi_o Q_o \mid Q_o \mid = 0 \qquad (20)$$

$$\text{hay } Q_o = \sqrt{i_o}\, \varphi_o^{-1/2} \qquad (21)$$

Phương trình (21) có thể dùng để mô tả dòng không ổn định biến đổi chậm. Tốc độ chảy:

$$C = \frac{dQ}{dS} = \frac{dQ}{bdh} = \frac{\sqrt{i_o}}{b} \frac{(-\varphi_o)^{-/12}}{2} \frac{d\varphi_o}{dh} = -\frac{Q_o}{2b\varphi_o} \frac{d\varphi_o}{dh}$$

Từ đây (19) có dạng:

$$A \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial l} + \frac{1}{Q_o \mid Q_o \mid \dfrac{d\varphi_o}{dh}} \frac{\partial^2 Q}{\partial l^2} = 0, \qquad (22)$$

$$\text{trong đó } A = \frac{1}{C}$$

Phương trình (7) trở thành ước lượng bậc hai của phương trình (22) khi

$$B = \Delta l \left[(x - \frac{1}{2}) + \frac{r}{A} (\frac{1}{2} - y) = \frac{1}{Q_o \mid Q_o \mid \dfrac{d\varphi_o}{dh}} \qquad (23)$$

Mặt khác, từ phương trình (7) dễ dàng thu được các phương trình diễn toán cơ bản (13), (13a – d). Phương trình (23) cho thấy tham số của mô hình có liên quan chặt chẽ với các đặc trưng vật lý của dòng sông thông qua hệ số khuếch tán.

$$\frac{1}{Q_o \, | \, Q_o \, | \, \frac{d\varphi_o}{dh}}$$

trong đó Q — lưu lượng dòng ổn định; $\varphi_0 = i_0$ $(Q_0 \,|\, Q_o \,|)$ — hàm truyền sóng lũ, i_0 — độ dốc đáy sông. Phương trình (13) là lời giải gần đúng của (22) khi $y = \frac{1}{2}$ nếu thỏa mãn điều kiện

$$\Delta l \left(x - \frac{1}{2}\right) = \frac{1}{Q_o \,|\, Q_o \,|\, \frac{d\varphi_o}{dh}}$$

Từ đây giá trị của tham số x được xác định theo biểu thức

$$x = \frac{1}{2} + \frac{1}{\Delta l \; Q_o \,|Q_o|\, \frac{d\varphi_o}{dh}} \tag{24}$$

hay

$$x = \frac{1}{2} - \frac{Q_o}{2\Delta l . b . c . i_o} \tag{25}$$

Phương trình (25) cho thấy khác với phương trình Muskingum cổ điển khi tham số x = const, ở đây tham số x được xác định theo lưu lượng nước. Trên thực tế có thể lập quan hệ x = f (Q) hoặc lấy x cố định cho mỗi cấp mực nước để tiện sử dụng trong tính toán, dự báo.

4. Một vài kết quả ứng dụng và nhận xét

Như trên đã trình bày, các mô hình thủy văn — thủy lực thường dùng trong tính toán, dự báo thủy văn ở đoạn sông không có gia nhập khu giữa hoặc gia nhập khu giữa là không đáng kể, đều xuất phát từ phương trình cơ bản mô tả quá trình truyền sóng lũ trên đoạn sông (13). Các tham số của phương trình (13) là thời gian truyền sóng lũ hay thời gian chảy tập trung nước ở đoạn sông K và tham số x đặc trưng cho mức độ không ổn định của dòng chảy lũ.

Việc nghiên cứu ứng dụng phương trình (13) vào diễn toán lũ, hiển nhiên, mang tính tổng quát cho các mô hình đã đề cập đến ở trên như các trường hợp riêng. Do vậy, không nhất thiết đòi hỏi phải tiến hành so sánh kết quả tính toán theo phương pháp này với kết quả tính toán theo phương pháp khác. Trên thực tế, khi điều kiện khách quan là như nhau thì độ chính xác của kết quả tính toán theo mỗi phương pháp chủ yếu phụ thuộc vào việc xử lý chủ quan các tham số.

Để minh họa cho cơ sở lý luận trình bày trên đây chúng tôi tiến hành thử nghiệm ứng dụng vào 3 đoạn sông thuộc hệ thống sông Hồng.

a). Đoạn từ Yên Bái về Phú Thọ trên sông Thao có chiều dài 74km, dốc trung bình đáy sông là 0,26%. Thời gian chảy tập trung nước lũ trung bình là 15 giờ. Tuy nhiên, thời gian chảy tập trung nước ở đoạn sông này phụ thuộc rất nhiều vào lượng trữ trong sông. Việc tính toán dòng chảy của những trận lũ có gia nhập không đáng kể đã chọn trong thời kỳ từ 1966 đến 1980 cho thấy thời gian trung bình chảy tập trung nước là ít thay đổi. Trong tính toán có thể lấy thời gian tập trung nước bằng 14 giờ. Mặc dầu vậy, biên độ lũ ở đoạn sông thay đổi trong phạm vi khá lớn, từ 1750m³/s đến 7200m³/s, do vậy việc lấy tham số x trung bình cho mọi chế độ lũ đã cho kết quả không tốt lắm. Do đó, để tính toán dòng chảy lũ ở đoạn sông này đã xác định tham số x cho hai cấp lưu lượng chân lũ: khi lưu lượng lũ nhỏ hơn 3000m³/s và khi lưu lượng nước lũ trên 3000m³/s. Tham số x được xác định cho từng trận lũ theo lưu lượng nước thời kỳ trước lũ (được xem là thời kỳ có dòng chảy ổn định) sau đó xác định giá trị trung bình cho hai cấp lũ. Như vậy, về thực chất, đã tính tới ảnh hưởng của lượng trữ ban đầu ở đoạn sông đến quá trình truyền lũ; các tham số tính toán được trình bày ở bảng 1.

b) Đoạn từ Hà Giang về Hàm Yên trên sông Lô dài 112km, có độ dốc đáy là 4,5‰, diện tích khu giữa là 3640km². Ở vùng khu giữa thường có tâm mưa lớn. Do vậy lượng gia nhập ở đoạn sông thường chiếm một tỷ lệ lớn trong tổng lượng lũ ở Hàm Yên. Do vậy việc chọn các trận lũ có gia nhập khu giữa nhỏ để thử nghiệm phương pháp đã gặp những khó khăn nhất định. Mặc dầu vậy chúng tôi đã tiến hành chọn ra một số trận lũ có lượng gia nhập khu giữa không đáng kể (bảng 1) và những trận lũ có gia nhập không lớn lắm (lượng gia nhập không vượt quá 20% tổng lượng lũ tại Hàm Yên). Để dễ dàng tính toán chúng tôi đã tiến hành loại trừ ảnh hưởng của gia nhập khu giữa tới quá trình hình thành dòng chảy lũ tại Hàm Yên. Khi tính toán, quá trình lũ đã hiệu chỉnh được xem như là quá trình thực đo để so sánh.

Hiển nhiên, do bản chất của quá trình hình thành dòng chảy lũ ở hai loại trận lũ đã chọn là khác nhau, nên các tham số K và x trong phương trình cơ bản (13) cũng được xác định riêng cho từng trường hợp. Thời gian tập trung nước ở đoạn sông được xác định theo số liệu các trận lũ đã chọn và tính trung bình cho mỗi loại lũ (bảng 1) và thấy rằng chúng có ít nhiều khác nhau. Rõ ràng, gia nhập khu giữa ở đoạn sông này có ảnh hưởng lớn tới quá trình tập trung nước. Tham số x ở đoạn này cũng được xác định trung bình cho hai cấp lưu lượng chân lũ: với lưu lượng không quá 1500m³/s và với lưu lượng trên 1500m³/s (bảng 1) đặc trưng cho ảnh hưởng của lượng trữ ban đầu và chế độ gia nhập khu giữa.

Bảng 1 cho thấy các giá trị của tham số x ở hai đoạn sông trên đây khá khác biệt, khi lượng gia nhập khá lớn thì vai trò của lưu lượng ở tuyến dưới (trong (13)) tăng lên, vai trò của lưu lượng tuyến trên lại giảm đi trong quá trình hình thành lưu lượng tuyến dưới vào cuối thời đoạn tính toán. Đây là một nhận xét cần được hết sức chú ý khi xây dựng các phương án dự báo lũ theo phương pháp mực nước tương ứng hoặc phương pháp lượng trữ.

c. Đoạn sông từ các trạm Hòa Bình, Phú Thọ và Phù Ninh về Hà Nội, Thượng Cát. Việc tính toán truyền lũ ở đoạn sông này được đề cập đến trong nhiều công trình nghiên cứu, đặc biệt là trong nghiên cứu tính toán hoàn nguyên các trận lũ lớn nhất các năm 1969, 1971. Tuy nhiên, phải thừa nhận rằng kết quả tính toán dòng chảy lũ ở đoạn này chỉ đạt yêu cầu và không ổn định. Nguyên nhân chủ yếu gây ra sai số đáng kể khi tính toán lũ ở đoạn sông này, theo chúng tôi, là do trong các phương pháp tính toán thường không xử lý được ảnh hưởng của sự giao thoa sóng lũ tại ngã ba Việt Trì và vai trò của dòng chảy lũ mỗi sông trong quá trình truyền lũ ở tuyến dưới. Đây là một vấn đề rất phức tạp đòi hỏi phải có những nghiên cứu riêng. Cũng phải thừa nhận rằng, trong các nghiên cứu tính toán trước đây các tham số thường được lấy trung bình cho mọi chế độ lũ, tuy rằng ở một vài nghiên cứu đã có xem thời gian tập trung nước, (ở ngã ba với gia nhập không đáng kể này) là một hàm của lưu lượng lũ Q [1,2]. Ở đây chúng tôi cố gắng đưa thêm những yếu tố mới xuất phát từ cơ sở của phương trình (13), (25) với hy vọng nâng cao độ ổn định cũng như độ chính xác của kết quả tính toán.

Với điều kiện chảy bình thường trong mùa lũ (không có phân, chậm lũ) thì quá trình truyền lũ ở đoạn sông chỉ bị chi phối bởi lượng nước chảy qua tuyến trên (3 sông), trong đó bãi sông đóng vai trò quan trọng. Vì mục đích của việc ứng dụng này chỉ nhằm minh họa cho cơ sở lý luận trình bày ở phần 1, 2, 3, nên chúng tôi cũng không có tham vọng tính toán cho nhiều trận lũ. Tuy vậy chúng tôi đã chọn ra 14 trận lũ lớn trong các năm 1966 — 1978 với lưu lượng đỉnh lũ tại Hà Nội thay đổi trong phạm vi 8230 m^3/s đến 22000 m^3/s để thử nghiệm. Một điểm khác biệt cơ bản ở đây so với các phương pháp khác là ngoài việc xem thời gian tập trung nước ở đoạn sông như một hàm của lưu lượng $K = f(Q)$, tham số x cũng được xác định như một hàm lưu lượng nước chân lũ $x = f(Q_0)$ Hàm $K = f(Q)$ được xác định bằng tài liệu đo đạc [5,6].

Các đặc trưng cơ bản của đoạn sông cùng các tham số K và x được trình bày ở bảng 1

Bảng 1 — Các đặc trưng và tham số tính toán ở các đoạn sông.

Đoạn sông	Độ dài km	Độ dốc đáy %o	Diện tích khu giữa km^2	Thời đoạn tính toán giờ	Số trận lũ	K giờ	x: Cấp lưu lượng m^3/s	x: Trị số	S/δ	Ghi chú
Yên Bái — Phú Thọ	74	0,26	3400	12	9	14	$\leqslant 3000$ > 3000	0,26 0,09	0.19	Gia nhập không đáng kể
Hà Giang — Hàm Yên	112	5	3640	12	6	16	$\leqslant 1500$ > 1500	0,25 0,19	0.25	Gia nhập không đáng kể
					8	13	$\leqslant 1500$ > 1500	0.19 0.11	0.37	Có gia nhập
Hòa Bình Phú Thọ Phù Ninh— Hà Nội Thượng Cát	111 120 99	0.23	—	12	14	$K = f(Q)$	$x = f(Q_0)$			Không có gia nhập

Kết quả tính toán dòng chảy lũ ở các đoạn sông được đánh giá bằng chỉ tiêu thông dụng S/δ, trong đó S — sai số quân phương, δ — độ lệch chuẩn quân phương. Chỉ tiêu S/δ thay đổi trong phạm vi từ 0,18 đến 0,37. Rõ ràng kết quả tính toán là khá tốt. So với kết quả diễn toán lũ trong công trình nghiên cứu [1,2]; kết quả của nghiên cứu này khá hơn rõ rệt khi tính cho các trận lũ có gia nhập khu giữa; khá hơn chút ít khi tính cho các trận lũ có gia nhập không đáng kể.

Cần lưu ý rằng, do không tính hết được ảnh hưởng của gia nhập khu giữa nên trong một vài trường hợp kết quả tính toán chỉ đạt yêu cầu (S/δ lên tới 0,47).

Như vậy, các phương pháp thủy văn — thủy lực tính toán truyền sóng lũ trong sông đều có chung một cơ sở lý thuyết và có thể thu được:

Nhờ xấp xỉ hóa phương trình (4) với giả thiết tồn tại quan hệ đơn nhất $H = f(Q)$, tuy nhiên khi đó các hệ số k, x không có ý nghĩa vật lý rõ ràng và phải xác định bằng những phương pháp gián tiếp.

Nhờ xấp xỉ hóa phương trình (22) khi không phải đưa ra giả thiết tồn tại một quan hệ $H = f(Q)$ đơn nhất, đồng thời cho phép xác định trực tiếp tham số mô hình theo các đặc trưng thủy văn — thủy lực đoạn sông.

Việc thử nghiệm ứng dụng cho thấy phương pháp tính toán dòng chảy lũ trên đây cho kết quả tương đối tốt, tạo khả năng sử dụng nó vào tính toán, dự báo thủy văn. Tuy nhiên việc nghiên cứu một phương pháp tính toán truyền lũ có tính tới gia nhập khu giữa ở đoạn sông là một vấn đề có tính thực tiễn lớn.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Đào Văn Lễ. Diễn toán lũ theo mô hình SSARR. Tổng kết đề tài nghiên cứu 1976.

2. Đào Văn Lễ, Lê Bắc Huỳnh,... Ứng dụng mô hình SSARR vào dự báo lũ hệ thống sông Hồng — Thái Bình. Tổng kết đề tài nghiên cứu cấp Tổng cục, Hà Nội, 1983.

3. Cunge J.A., Holly F.M., Verwey A. Practical aspec's of Computational River hydraulics. Pitman advanced publisbing derogram, London, 1980.

4. Kalinin G.P., Miliukov P.I. Tính toán gần đúng chuyển động không ổn định của khối lượng nước. Tạp chí «Viện dự báo Trung ương», số 66. 1958. (tiếng Nga).

5. Negikhovxky R.A. Mạng lưới sông của lưu vực và quá trình hình thành dòng chảy. —NXB Khí tượng thủy văn, Leningrat, 1971. (tiếng Nga).

6. Rockwood D.M. Application of streamflow synthesis and reservoirs regulation (SSARR) program to the Lower Mekong river. Symposium on the use of analog and digital Computers in hydrology. Tucson. Arizona. 8 — 15 December, 1968.