

MỘT SỐ NGUYÊN TẮC VỀ THÔNG SỐ HÓA VÀ ỨNG DỤNG MÔ HÌNH SSARR VÀO MÔ PHỎNG DÒNG CHẢY SÔNG NGỒI Ở VÙNG NHIỆT ĐỚI ẦM

LÊ BẮC HUỖNH
Cục Dự báo KTTV

Cho tới nay ở nước ta còn thiếu những phương pháp đủ tin cậy và có cơ sở để tính toán, dự báo dòng chảy lũ do mưa một cách có hệ thống trên toàn lãnh thổ. Do vậy, việc nghiên cứu ứng dụng một mô hình kiểu như mô hình SSARR để tạo điều kiện thành lập một phương án thống nhất cho phép dự báo dòng chảy lũ, trước hết, ở các hệ thống sông lớn, là một việc rất cần thiết.

Mô hình SSARR là mô hình quan niệm có nhiều tham số và quan hệ mô phỏng quá trình hình thành dòng chảy trên một lưu vực sông. Mô hình được sử dụng ở nhiều nước trên thế giới. Trong những năm gần đây mô hình đã được sử dụng trong điều kiện nhiệt đới ẩm trên bán đảo Đông Dương.

Mô hình SSARR được mô tả tỷ mỉ trong nhiều tài liệu [1,2] nên ở đây chỉ nêu những nét cơ bản tạo thuận lợi cho việc nghiên cứu thông số hóa mô hình. Mô hình gồm ba thành phần gắn bó hữu cơ với nhau:

Mô hình tổng hợp dòng chảy từ mưa trên lưu vực

Mô hình diễn toán lũ trong sông, tuy nhiên nó cũng được dùng vào diễn toán các dòng chảy thành phần từ sườn dốc vào lòng sông. Phương trình diễn toán cơ bản thực chất là một trong những trường hợp riêng của công thức Muskingum khi tham số $X = 0$:

$$\bar{Q}_{d,2} = \left[\frac{Q_{tr} - Q_{d,1}}{\tau + \frac{\Delta t}{2}} \right] \Delta t + Q_{d,1} \quad (1)$$

Tuy nhiên, khác với phương pháp Muskingum (tham số $\tau = \text{const}$), ở đây, khi diễn toán trong sông, thời gian tập trung nước được xem là một hàm của lưu lượng $\tau = F(Q)$.

Mô hình điều tiết kho nước.

Dưới đây xem xét những luận cứ tổng quát nhằm xác định các tham số quan trọng nhất và thiết lập những quan hệ mô hình cho phép mô phỏng quá trình hình thành dòng chảy sông ngòi ở vùng nhiệt đới ẩm trên bán đảo Đông Dương.

Trong điều kiện nhiệt đới ẩm với khí hậu gió mùa và chịu ảnh hưởng của những hiện tượng thời tiết phức tạp như bão, áp thấp nhiệt đới... với địa hình bị chia cắt mạnh nên mưa phân bố rất không đều theo không gian và thời gian. Trên cơ sở phân tích sự thay đổi của lượng mưa mùa hè theo độ cao lưu vực, theo làm xa bờ biển đã tìm được những quy luật thay đổi lượng mưa ở một số lưu vực thuộc hệ thống sông Hồng và Cửu Long [5]. Quy luật phổ biến là lượng mưa tăng dần theo độ cao nhưng chỉ tới một độ cao nhất định tùy thuộc vào vị trí của lưu vực, sau đó lượng mưa lại giảm dần theo độ cao. Đồng thời, lưu vực càng xa bờ biển (vịnh Bắc Bộ hoặc Bengan) lượng mưa mùa hè càng tăng, nhưng tới một làm xa nhất định tùy thuộc vào vị trí lưu vực lượng mưa lại giảm đi.

Mặt khác, trên cơ sở nghiên cứu phân tích tài liệu mưa mùa hè từ tháng VI đến tháng IX) đã sơ bộ phân ra làm 3 loại mưa chủ yếu:

— Mưa rào với lượng mưa lớn, thời gian mưa ngắn (dưới 1 ngày), triết giảm mưa theo diện tích mạnh;

— Mưa do bão, áp thấp nhiệt đới kết hợp với những hình thể thời tiết gây mưa khác, thường có diện mưa rộng, tổng lượng mưa trận lớn, kéo dài nhiều ngày (7 – 10 ngày), triết giảm mưa theo diện tích không mạnh như ở mưa loại thứ nhất;

— Mưa kéo dài nhiều ngày (có ngớt ngắn) bao trùm một diện rộng với tổng lượng mưa cả đợt tới 200 – 300mm và hơn nữa.

Ở các hệ thống sông lớn và vừa trên bán đảo Đông Dương đa số các trận lũ lụt lớn, là kết quả của mưa loại thứ hai.

Kết quả nghiên cứu cho phép chọn trạm mưa khi tính toán, dự báo đề tính tới hết các khả năng thay đổi của mưa theo không gian (theo độ cao, làm xa biển, nguyên nhân gây mưa), từ đó xác định tham số tỷ trọng trạm mưa — một tham số quan trọng trong mô hình.

Hệ số tỷ trọng trạm mưa nhằm hiệu chỉnh phân bố mưa không đều theo không gian cần được xác định bằng nhiều phương pháp khác nhau: trung bình gia quyền theo diện tích, theo diện tích mà trạm mưa đại biểu, trung bình số học, tối ưu hóa... Khi xác định hệ số hiệu chỉnh cần kết hợp phân tích định lượng đồng thời quá trình mưa và dòng chảy tương ứng của lưu vực.

Với mục đích thiết lập các quan hệ mô phỏng quá trình hình thành dòng chảy do mưa trên lưu vực sông cùng các tham số diễn toán các dòng chảy thành phần trên sườn dốc vào mạng lưới sông (số lần diễn toán N , thời gian tập trung nước ở mỗi đoạn sông τ) cần thiết phải chọn các lưu vực chỉ thị đại biểu cho các lưu vực bộ phận hoặc các khu đồng nhất về mặt hình thành dòng chảy ở lưu vực lớn. Lưu vực chỉ thị được chọn dựa trên cơ sở phân vùng thủy văn lưu vực sông, mà trước hết là phân chia lưu vực lớn ra các lưu vực bộ phận tương đối đồng nhất về mặt hình thành dòng chảy lũ thông qua việc xác định các đặc trưng về lượng nước năm \bar{q}_n ; chỉ tiêu tính chất lũ của dòng sông \bar{q}_{max}/\bar{q}_n ; mạng lưới sông; về dòng chảy ngầm \bar{q}_{min}/\bar{q}_n , trong đó đảm bảo được những nguyên tắc cơ bản của phân vùng thủy văn.

Trong điều kiện nhiệt đới ẩm vùng bán đảo Đông Dương vào mùa hè khi có mưa lớn, kéo dài trên lưu vực sông thường xuất hiện đồng thời một số dạng dòng chảy: mặt, sát mặt, ngầm cùng những tổ hợp rất phức tạp của chúng tùy thuộc vào điều kiện mặt đầm và cường độ mưa. Mặt khác, bản chất của việc mô phỏng dòng chảy sườn dốc trong mô hình là xác định cường độ tạo nước hữu ích ở mỗi tầng trên sườn dốc vào nhập lưu lưới sông. Như vậy, hệ số dòng chảy tổng công phải được xác định theo dòng chảy của các lưu vực chỉ thị hoặc theo tổng nhập lưu lưới sông. Hệ số dòng chảy được xác định như vậy có thể gọi là hệ số nhập lưu, nó đã loại trừ được ảnh hưởng điều tiết của lưu vực và lòng dẫn đến hệ số dòng chảy nói chung. Tổng nhập lưu lưới sông cần được xác định theo dòng chảy các lưu vực chỉ thị (sông nhỏ), sau đó qui đổi theo diện tích lưu vực bộ phận hoặc vùng thủy văn đồng nhất mà lưu vực chỉ thị là đại biểu. Lượng mưa tương ứng với hệ số nhập lưu cần được xác định cho mỗi lưu vực chỉ thị và bộ phận khi tính tới thời gian tập trung nước trên sườn dốc.

Chỉ tiêu độ ẩm của đất trên lưu vực bộ phận và lưu vực chỉ thị xác định theo công thức của N.F. Befani với các tham số được ước lượng bằng phương pháp bình phương tối thiểu [3]

Quan hệ giữa hệ số nhập lưu và chỉ số độ ẩm của đất, trước hết cần được thiết lập cho các lưu vực chỉ thị, sau đó khái quát cho các vùng mà lưu vực chỉ thị là đại biểu, và cuối cùng khái quát cho toàn bộ lưu vực sông.

Để thiết lập quan hệ giữa hệ số dòng chảy ngầm và chỉ số thấm của lưu vực bộ phận cần xác định hệ số dòng chảy ngầm. Hệ số dòng chảy ngầm cần được xác định thông qua việc tách quá trình dòng chảy lũ theo căn nguyên hình thành dòng chảy ra thành các dòng chảy thành phần, sau đó xác định lưu lượng lớn nhất của dòng chảy ngầm trong dòng chảy lũ, đồng thời tính tới mối quan hệ giữa dòng chảy mặt, sát mặt và ngầm. Một nguyên tắc cơ bản khi lập quan hệ này là phải lập các quan hệ cho các lưu vực chỉ thị, sau đó khái quát cho các lưu vực bộ phận. Kinh nghiệm cho thấy có thể khái quát hóa theo lãnh thổ quan hệ giữa hệ số dòng chảy ngầm và chỉ số thấm thông qua chỉ tiêu lượng dòng chảy ngầm $\alpha = \overline{q_{\min}} / \overline{q_{\text{năm}}}$ [1,3]

Chỉ số độ ẩm của đất và chỉ số thấm ban đầu có thể xác định được bằng phương pháp thử sải, tới ru hóa hoặc xác định trực tiếp theo tài liệu đo đạc khí tượng thủy văn. Đối với một lưu vực thường tồn tại quan hệ khá chặt chẽ giữa các giá trị chỉ số độ ẩm và thấm ban đầu với lượng trữ ẩm ban đầu của lưu vực mà chỉ tiêu của nó có thể là lưu lượng nước đầu mùa lũ hoặc lưu lượng nước ở chân lũ. Thiết lập được quan hệ này sẽ tạo điều kiện cho việc sử dụng nó trong tính toán với các tập số liệu độc lập để kiểm nghiệm mô hình.

Khi mô phỏng dòng chảy lũ một lưu vực sông, ngoài việc tiến hành phân vùng thủy văn, phân lưu vực ra thành các lưu vực bộ phận, nên phân lưu vực bộ phận ra làm:

Vùng thấm mạnh với cường độ thấm luôn lớn hơn cường độ mưa — như các vùng rừng già nguyên sinh có tầng đất xốp bề mặt dày với hệ thống hang, hố, kẽ nứt... có nguồn gốc thực vật dày đặc tạo khả năng rất thuận lợi cho quá trình hình thành dòng chảy sát mặt và dòng chảy ngầm; dòng chảy mặt ở vùng này hầu như không đáng kể.

— Vùng có khả năng hình thành cả 3 loại dòng chảy: mặt, sát mặt, ngầm; tuy nhiên ở đây vẫn xảy ra khả năng cường độ mưa nhỏ hơn khả năng thấm trong một thời kỳ nhất định của trận mưa, và như vậy tại vùng này vào một thời kỳ nhất định nào đó có khả năng chỉ hình thành dòng chảy sát mặt và dòng chảy ngầm; dòng chảy mặt, sát mặt, ngầm và những tổ hợp phức tạp của chúng chỉ hình thành đồng thời khi cường độ mưa vượt khả năng thấm — đó là những vùng đồi núi với rừng thưa, rừng tái sinh đã có canh tác đất..

— Vùng hình thành dòng chảy mặt và ngầm; dòng chảy sát mặt chiếm một tỷ lệ không đáng kể, chẳng hạn như vùng đồng bằng thung lũng sông có canh tác đất với tầng đất trên mặt là đất thịt, pha thịt thấm rất kém.

Như vậy, để xét quá trình thành dòng chảy mặt, sát mặt, ngầm và những tổ hợp phức tạp của chúng thì ngoài việc nghiên cứu phân vùng lưu vực còn phải xét tới một khái niệm khác có tính nguyên tắc trong quá trình hình thành dòng chảy: khái niệm cường độ thấm tới hạn. Khi cường độ mưa vượt quá cường độ thấm tới hạn thì ở các lưu vực sông miền núi nhiệt đới ẩm với tầng đất xốp trên mặt sẽ xảy ra quá trình hình thành cả 3 loại thành phần cơ bản của dòng chảy sông: mặt, sát mặt, ngầm.

Phân tích quan hệ dùng để tách cường độ tạo nước tổng cộng trên sườn dốc trong mô hình SSARR đã kiến nghị phương pháp thiết lập các quan hệ tính toán cường độ tạo nước mặt, sát mặt ở các lưu vực đại biểu và bộ phận theo cường độ tạo nước mặt lớn nhất và cường độ thấm tới hạn [1, 3].

Mặc dầu vậy vẫn có thể sử dụng dạng đường quan hệ phân tách cường độ tạo nước mặt h_m và sát mặt h_k trong mô hình SSARR:

$$h_m = (0,1 + 0,2h_{mk}/h_{k,max}) h_{mk}, \quad (2)$$

trong đó h_{mk} — tổng cường độ tạo nước mặt và sát mặt; $h_{k,max}$ — cường độ tạo nước sát mặt lớn nhất có thể. Điểm mấu chốt để thiết lập quan hệ này cho một lưu vực là xác định cường độ tạo nước sát mặt lớn nhất $h_{k,max}$ ở lưu vực. Về mặt lý luận và thực tiễn đã chứng minh được rằng có thể xác định được lưu lượng lớn nhất có thể của dòng sát mặt $Q_{k,max}$ thông qua việc xác định điểm gián đoạn trên quan hệ giữa lưu lượng đỉnh lũ và thời gian trễ đỉnh lũ so với đỉnh mưa $Q_{max} = F(T_{tr})$ [3]. Từ lưu lượng lớn nhất có thể của dòng sát mặt dễ dàng quy đổi theo diện tích ra cường độ tạo nước $h_{k,max}$ và sau đó là lập quan hệ (2).

Các quan hệ dạng (2) trước hết cần thiết lập cho các lưu vực chỉ thị theo tài liệu quan trắc mưa, dòng chảy, sau đó khái quát cho các vùng đồng nhất hoặc lưu vực bộ phận.

Kinh nghiệm cho thấy có thể khái quát theo lãnh thổ những quan hệ cơ bản của mô hình [3]: xác định các quan hệ mẫu dùng cho các vùng có tâm mưa lớn, vùng có lượng mưa lớn, trung bình, nhỏ, trong đó chủ yếu xét theo các chỉ tiêu trữ lượng ẩm như $\bar{q}_{năm}$, q_{min} , q_{max} , mạng lưới sông, tỷ lệ rừng trên lưu vực. Việc khái quát theo lãnh thổ các quan hệ cơ bản của mô hình tạo điều kiện sử dụng nó cho những lưu vực khác.

Diễn toán các dòng chảy thành phần vào nhập lưu lưới sông thực hiện theo phương trình (1) với các tham số: số lần trữ nước N và thời gian trữ nước ở mỗi lần τ . Các tham số này được lấy cố định cho mỗi loại dòng chảy

và thường xác định bằng phương pháp tối ưu hóa, nhưng khi đó lại không đảm bảo được ý nghĩa vật lý của chúng. Tham số N , τ cần được xác định khi tính tới thời gian tập trung nước mặt và sát mặt trên sườn dốc. Đối với các sông nhỏ Việt Nam đã chỉnh xác hóa công thức của A.N. Befani [4, 3] để xác định thời gian tập trung nước mặt:

$$\tau_m = \frac{L_{sd}}{m \sqrt{iY}} + \frac{L_1}{\epsilon r F^{0.2} \sqrt{J}} \quad (3)$$

và nước sát mặt:

$$\tau_k = 27,42 \frac{L_{sd}}{\sqrt{i}} \quad (4)$$

Ở đây L_{sd} , L_1 – độ dài sườn dốc và lòng sông; F – diện tích lưu vực, km^2 ; Y – lớp dòng chảy lũ, mm ; J – độ dốc lòng sông, $\%$; I – độ dốc sườn dốc lưu vực, $\%$; ϵ , r – tham số xác định theo hướng dẫn của A.N. Befani; tham số $m = 1$ cho các sườn dốc được bao phủ bởi rừng nguyên sinh, rừng già nhiệt đới và $m = 4$ cho các sườn dốc với rừng tái sinh hoặc rừng nguyên sinh nhưng chiếm không quá 25% diện tích sườn dốc.

Kinh nghiệm cho thấy trên nhiều lưu vực sông ở Đông Dương có thể lập được quan hệ giữa tổng thời gian tập trung nước mặt τ_m với diện tích lưu vực $\tau_m = f(F)$ và tổng thời gian tập trung nước sát mặt τ_k với độ dốc sườn dốc i , chiều rộng trung bình của lưu vực B : $\tau_k = f(B, i)$ [5]. Những quan hệ này cho phép sơ bộ xác định tham số τ khi tính toán dòng chảy ở các lưu vực chưa được nghiên cứu.

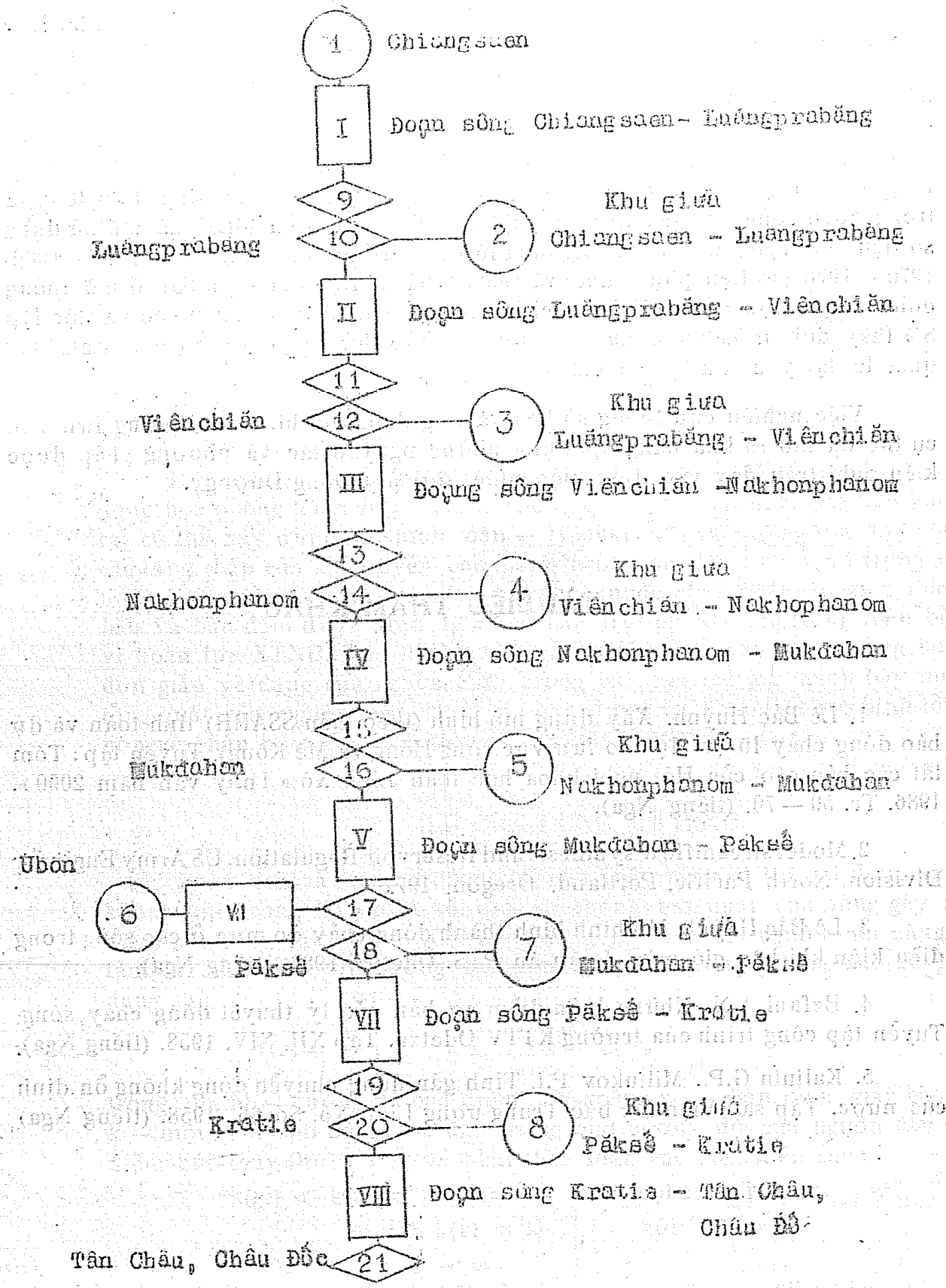
Các tham số diễn toán dòng chảy trên đoạn sông N , K , n trong công thức

$$\tau = \frac{K}{Q^n} \quad (5)$$

có thể xác định bằng nhiều phương pháp khác nhau: tối ưu hóa, theo Kalinin – Miliukov, theo tài liệu đo đạc thủy văn... Chẳng hạn, theo tài liệu đo đạc thủy văn ở tuyến trên và dưới đoạn sông có thể xây dựng quan hệ $\tau = f(Q)$, sau đó tuyến tính hóa quan hệ này để dàng tìm được các tham số K và n . Số đoạn sông tính toán N xác định bằng tối ưu hóa khi loại trừ ảnh hưởng của gia nhập khu giữa ở đoạn sông. Mặt khác, có thể sử dụng công thức tính độ dài đoạn sông đặc trưng của Kalinin – Miliukov vào xác định tham số N [1,3]. Trường hợp nước lũ tràn bãi thì việc lấy các tham số K và n cố định sẽ gây sai số lớn, do vậy cần phải sử dụng quan hệ kinh nghiệm $\tau = f(Q)$ xây dựng theo tài liệu thực đo ở đoạn sông để diễn toán dòng chảy lũ. Đối với các đoạn sông chưa được nghiên cứu có thể xác định các tham số K , n , N bằng tối ưu hóa, theo đoạn sông tương tự...

Để sử dụng có hiệu quả các mô hình quan niệm trong đó có mô hình SSARR cần phải tuân thủ một cách tiếp cận có tính nguyên tắc: trước hết cần mô phỏng dòng chảy của các lưu vực chỉ thị, lưu vực bộ phận và các đoạn sông truyền lũ, sau đó mới mô phỏng dòng chảy trên toàn lưu vực.

Những nguyên tắc ứng dụng và phương pháp thông số hóa được kiến nghị trên đây đã được ứng dụng thành công vào mô phỏng dòng chảy mùa lũ ở một số sông trên bán đảo Đông Dương [1,3], trong đó có sông Cửu Long xét



Hình 2. Mô hình tổng quát lưu vực sông Cửu Long

từ Trạm Chiangsaen về tới các trạm Tân Châu và Châu Đốc ở nước ta. Lưu vực được phân ra làm 8 lưu vực bộ phận. Ở mỗi lưu vực bộ phận đã chọn 1—3 lưu vực chỉ thị (trừ lưu vực bộ phận dưới Trạm Kratie). Việc mô phỏng dòng chảy mùa lũ được tiến hành cho 12 lưu vực chỉ thị có diện tích từ 300km² đến 8000km². Kết quả mô phỏng 170 trận lũ đều đạt yêu cầu, chỉ tiêu đánh giá S/δ nhỏ hơn 0,54. Mô hình tổng quát sông Cửu Long (hình 2) bao gồm 7 mô hình tổng hợp dòng chảy từ mưa ở các lưu vực bộ phận, 8 mô hình diễn toán lũ trong đoạn sông. Để xây dựng và kiểm nghiệm mô hình tổng quát đã sử dụng số liệu khí tượng thủy văn trong mùa lũ từ 1/VII đến 31/X các năm 1961—1966 1970—1976 (số liệu phụ thuộc) và 1968, 1969 (số liệu độc lập). Sai số mô phỏng dòng chảy được đánh giá bằng chỉ tiêu S/δ : với số liệu phụ thuộc và độc lập S/δ thay đổi từ 0,80 đến 0,98: kết quả dự báo thử nghiệm theo mô hình tổng quát là đạt yêu cầu $S/\delta_{\Delta} = 0,25 - 0,45$ [3,5].

Việc nghiên cứu thông số hóa và ứng dụng mô hình vào những lưu vực cụ thể đã mở ra khả năng áp dụng những nguyên tắc và phương pháp được kiến nghị trên đây vào điều kiện nhiệt đới ẩm Đông Dương./.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Lê Bắc Huỳnh. Xây dựng mô hình (theo kiểu SSARR) tính toán và dự báo dòng chảy lũ (ví dụ cho lưu vực sông Hồng và Mê Kông). Tuyển tập: Tóm tắt các báo cáo của Hội nghị khoa học toàn Liên Xô «Thủy văn năm 2000». 1986. Tr. 59—70. (tiếng Nga).
2. Model streamflow synthesis and Reservoir Regulation. US Army Engineer Division. North Pacific. Portland. Oregon. 1972.
3. Lê Bắc Huỳnh. Mô hình hình thành dòng chảy do mưa ở các sông trong điều kiện khí hậu gió mùa. Luận án PTS. Odetxa, 1986. (tiếng Nga).
4. Befani A.N. Những luận điểm cơ bản của lý thuyết dòng chảy sông. Tuyển tập công trình của trường KTTV Odetxa. Tập XII, XIV, 1958. (tiếng Nga).
5. Kalinin G.P., Miliukov P.I. Tính gần đúng chuyển động không ổn định của nước. Tập san Viện Dự báo Trung ương Liên Xô. Số 66, 1958. (tiếng Nga)