

ĐẠI HỌC QUỐC GIA HÀ NỘI
TRƯỜNG ĐẠI HỌC KHOA HỌC TỰ NHIÊN

PHẠM CÔNG MINH

KHÓA LUẬN TỐT NGHIỆP

CỬ NHÂN KHOA HỌC HỆ CHÍNH QUY
NGÀNH THỦY VĂN

HIỆU CHỈNH CÔNG THỨC SCS TRÊN L- U VỰC
SÔNG TẢ TRẠCH – TRẠM TH- ỢNG NHẬT

HÀ NỘI – 2007

ĐẠI HỌC QUỐC GIA HÀ NỘI
TRƯỜNG ĐẠI HỌC KHOA HỌC TỰ NHIÊN

KHÓA LUẬN TỐT NGHIỆP

CỬ NHÂN KHOA HỌC HỆ CHÍNH QUY
NGÀNH THỦY VĂN

HIỆU CHỈNH CÔNG THỨC SCS TRÊN L- U VỰC
SÔNG TẢ TRẠCH – TRẠM TH- ỢNG NHẬT

Người hướng dẫn: Nguyễn Thanh Sơn
Người thực hiện: Phạm Công Minh

HÀ NỘI – 2007

MỤC LỤC

Mở đầu.....	3
Ch- ơng 1. Tổng quan về các mô hình m- a dòng chảy và ph- ơng pháp tính thấm	
1.1 Các mô hình m- a - dòng chảy với thông số tập trung.....	4
1.2 Các mô hình m- a - dòng chảy với thông số phân phối	6
1.3 Mô hình sóng động học một chiều và ph- ơng pháp phần tử hữu hạn.....	7
1.4 Các ph- ơng pháp tính thấm.....	15
1.5 Ph- ơng pháp SCS và phát triển.....	18
Ch- ơng 2. Đặc điểm địa lý tự nhiên của l- u vực sông Tả Trạch	
2.1 Vị trí địa lý	27
2.2 Địa hình địa mạo	27
2.3 Địa chất thổ nh- ỡng	28
2.4 Thảm phủ thực vật.....	30
2.5 Khí hậu	31
2.6 Mạng l- ới thuỷ văn và đặc điểm dòng chảy lũ.....	33
Ch- ơng 3. Hiệu chỉnh công thức SCS trên l- u vực sông Tả Trạch	
3.1 Số liệu.....	37
3.2 Ph- ơng pháp tiến hành	37
3.3 Sơ đồ khối.....	38
3.4 Ch- ơng trình tính	39
3.5 Kết quả và thảo luận.....	44
Kết luận	54
Tài liệu tham khảo.....	55
Phụ lục	57

MỞ ĐẦU

Lũ là một trong những thiên tai ảnh hưởng rất lớn đến đời sống của nhân dân. Đặc biệt đối với khu vực miền Trung nước ta : do có lưu vực sông ngắn, dốc và lớp đất đá ít thấm nước nên lũ ở đây diễn ra vô cùng ác liệt và khó lường. Vì vậy việc nghiên cứu quá trình hình thành và mô phỏng lũ bằng các mô hình toán thủy văn là một vấn đề rất quan trọng. Quá trình hình thành lũ trên lưu vực là một quá trình phức tạp. Một mô hình thủy văn tốt phải mô phỏng được hai quá trình: thấm và vận chuyển. Mô hình sóng động học một chiều – phương pháp phần tử hữu hạn mô phỏng tốt quá trình vận chuyển nước trên sườn dốc và trong lòng dẫn. Còn với quá trình thấm, có rất nhiều phương trình và phương pháp tính thấm như: định luật Darcy, phương trình Horton, Phillip, phương pháp Green – Ampt... nhưng các phương trình trên yêu cầu số liệu trình ngầm ẩn chi tiết mà ở Việt Nam chưa thể đáp ứng. Phương pháp SCS không yêu cầu số liệu quá chi tiết mà lại cho kết quả tương đối chính xác. Sự kết hợp giữa mô hình sóng động học một chiều - phương pháp phần tử hữu hạn và phương pháp SCS là một mô hình tốt để mô phỏng các trận lũ.

Phương pháp SCS của cục thổ nhưỡng Hoa Kỳ là một phương pháp thực nghiệm dùng để tính mô-đun hiệu quả, đã được sử dụng rộng rãi nhiều nơi trên thế giới như Ấn Độ, Tây Ban Nha, Úc... và Việt Nam. Vì bản thân phương pháp SCS là một phương pháp thực nghiệm nên khi áp dụng nó cho những lưu vực khác cần phải thực nghiệm. Ở Việt Nam đã có một số công trình tiến hành thực nghiệm phương pháp SCS trên lưu vực sông Vệ, sông Trà Khúc... Lưu vực sông Trà Trạch chưa có công trình nghiên cứu thử nghiệm SCS. Đó là lý do để tác giả chọn đề tài ‘ Hiệu chỉnh công thức SCS trên lưu vực sông Trà Trạch – trạm Thượng Nhật’.

Do hạn chế về mặt thời gian, khả năng phân tích tổng hợp nên khóa luận này không thể tránh khỏi sai sót, rất mong nhận được sự góp ý của thầy cô để khóa luận này được hoàn thiện hơn.

Chương 1

TỔNG QUAN VỀ CÁC MÔ HÌNH M- A – DÒNG CHẢY VÀ CÁC PHƯƠNG PHÁP TÍNH THẨM

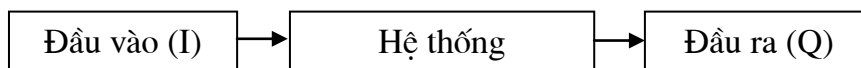
Mô hình là hình ảnh thu nhỏ của thực tiễn để sao cho khi nghiên cứu mô hình có thể suy ra được trên thực tế. Mô hình hệ thống thủy văn có thể là mô hình vật lý hay toán học.

Mô hình vật lý là mô hình biểu thị hệ thống trên thực tế dưới dạng thu nhỏ các quá trình vật lý, thường diễn ra trong các phòng thí nghiệm.

Mô hình toán thủy văn miêu tả hệ thống thủy văn dưới dạng toán học, là tập hợp các phương trình toán cơ bản, các mệnh đề logic thể hiện các quan hệ giữa các biến và các thông số của mô hình để mô phỏng hệ thống tự nhiên. Mô hình toán thủy văn bao gồm hai loại: mô hình tất định và mô hình ngẫu nhiên.

Mô hình tất định thể hiện dưới dạng một qui luật vật lý của hệ thống thủy văn, thường dùng để mô phỏng quá trình hình thành dòng chảy trên lưu vực, quá trình vận động của nước trong sông. Xét trên quan điểm hệ thống, các mô hình thủy văn tất định có các thành phần chính sau:

- Đầu vào của hệ thống
- Hệ thống
- Đầu ra của hệ thống



Dựa trên cơ sở cấu trúc vật lý các mô hình thủy văn tất định được phân loại thành các mô hình thủy động lực học, mô hình nhận thức và mô hình hộp đen. Dựa vào sự xấp xỉ không gian, các mô hình thủy văn tất định còn được phân loại thành các mô hình thông số phân phối và các mô hình thông số tập trung.

1.1. CÁC MÔ HÌNH M- A - DÒNG CHẢY THÔNG SỐ TẬP TRUNG

Trong mô hình này hệ thống được trung bình hoá trong không gian và các thông số coi như không thay đổi theo không gian mà chỉ nhận một giá trị đặc trưng cho cả hệ thống. Trong mô hình tất định với thông số tập trung, các quan hệ toán

học th- ờng đ- ọc biểu đạt bằng các ph- ơng trình vi phân với các ph- ơng trình l- ượng vào và ra hệ thống chỉ phụ thuộc thời gian. D- ưới đây là một số mô hình m- a - dòng chảy với thông số tập trung th- ờng gặp.

1.1.1. Mô hình của Trung tâm khí t- ượng thủy văn Liên Xô (HMC)

Mô hình này mô phỏng quá trình tổn thất dòng chảy của l- u vực và sau đó ứng dụng cách tiệm cận hệ thống để diễn toán dòng chảy tới mặt cắt cửa ra của l- u vực.

L- ượng m- a hiệu quả sinh dòng chảy mặt P đ- ọc tính từ ph- ơng trình:

$$P = h - E - I \quad (1.1)$$

trong đó: h - C- ường độ m- a trong thời đoạn tính toán (6h, 24h, ...); E - L- ượng bốc thoát hơi n- ớc; I - C- ường độ thấm trung bình.

Mô hình này có tính đến l- ượng bốc hơi mà số liệu đo đạc l- ượng bốc hơi trên các l- u vực còn thiếu rất nhiều, chủ yếu là đ- ọc - ớc tính từ các ph- ơng trình xác định l- ượng bốc hơi. Ngoài ra c- ường độ thấm trung bình thì th- ờng đ- ọc lấy trung bình cho toàn l- u vực với thời gian không xác định nên mô hình này còn nhiều hạn chế.[14]

1.1.2. Mô hình SSARR

Mô hình SSARR [14] do Rockwood D, xây dựng từ năm 1957, gồm 3 thành phần cơ bản:

- Mô hình l- u vực
- Mô hình điều hoà hồ chứa
- Mô hình hệ thống sông

Trong mô hình l- u vực, ph- ơng trình cơ bản của SSARR sử dụng để diễn toán dòng chảy trên l- u vực là liên tục trong ph- ơng pháp trữ n- ớc áp dụng cho hồ thiên nhiên:

$$\left[\frac{I_1 + I_2}{2} \right] \Delta t - \left[\frac{O_1 + O_2}{2} \right] \Delta t = S_2 + S_1 \quad (1.2)$$

Ph- ơng trình l- ượng trữ của hồ chứa là :

$$\frac{dS}{dt} = T_s \frac{dQ}{dt} \quad (1.3)$$

trong đó: I_1, I_2 – l- u l- ợng chảy vào ở đầu và cuối thời đoạn tính toán Δt .

Q_1, Q_2 – l- u l- ợng chảy ra ở đầu và cuối thời đoạn tính toán Δt .

S_1, S_2 – dung tích hồ chứa ở đầu và cuối thời đoạn tính toán Δt .

T_s – thời gian trữ n- ớc của hồ trong thời đoạn tính toán Δt .

Mô hình SSARR cho phép diễn toán trên toàn bộ l- u vực nh- ng bên cạnh đó mô hình SSARR còn hạn chế với những l- u vực có điều kiện ẩm không đồng nhất thì khi tính toán sẽ cho kết quả mô phỏng không chính xác. Mô hình này không thể sử dụng một cách trực tiếp để kiểm tra những tác động thủy văn của việc thay đổi đặc điểm l- u vực sông ví dụ nh- các kiểu thảm thực vật, việc bảo vệ đất và các hoạt động quản lý đất t- ơng tự khác.

1.1.3. Mô hình TANK

Mô hình TANK [8] đ- ợc phát triển tại Trung tâm Nghiên cứu Quốc gia về phòng chống thiên tai tại Tokyo, Nhật Bản. Theo mô hình này, l- u vực đ- ợc mô phỏng bằng chuỗi các bể chứa (TANKS) theo ph- ơng thẳng đứng phù hợp với phẫu diện đất. Hệ thức cơ bản của mô hình gồm:

M- a bình quân l- u vực (P)

$$P = \frac{\sum_{i=1}^n W_i \cdot x_i}{\sum_{i=1}^n W_i} \quad (1.4)$$

trong đó: n - số điểm đo m- a; x_i - l- ợng m- a tại điểm thứ i; W_i - trọng số của điểm m- a thứ i. Theo M.Sugawara W_i sẽ đ- ợc chọn là một trong bốn số sau: 0,25; 0,5; 0,75; 1,0.

Bốc hơi l- u vực (E)

$$E = \begin{cases} 0,8EVT & \text{Khi } XA - PS - E \geq 0 \\ 0,75(0,8EVT - h_f) + h_f & \text{Khi } XA - PS - E < 0 \\ 0,6EVT & \text{va } XA - PS - H_f > 0 \\ & XA < PS \end{cases} \quad (1.5)$$

Dòng chảy từ bể A. L- ợng n- ớc đi vào bể A là m- a (P). Dòng chảy qua các cửa bên (YA_1, YA_2) và cửa đáy (YA_0) đ- ợc xác định theo các công thức sau:

$$H_f XA + P - PS \quad (1.6)$$

$$YA_0 = H_f A_0 \quad (1.7)$$

$$YA_1 = \begin{cases} (H_f - HA_1); & \text{khi } H_f > HA_1 \\ 0 & \text{khi } H_f \leq HA_1 \end{cases} \quad (1.8)$$

Trong mô hình, tác dụng điều tiết của s-òn dốc đã tự động đ-ợc xét thông qua các bể chứa xếp theo chiều thẳng đứng. Nh- ng hiệu quả của tác động này không đủ mạnh và có thể coi tổng dòng chảy qua các cửa bên của bể $YA_1 + YA_2 + YB_2 + YC_1 + YD_1$ chỉ là lớp cấp n-ớc tại một điểm. Đây là một hạn chế của mô hình TANK.

1.1.4. Mô hình NAM

Mô hình NAM [14] đ-ợc xây dựng tại khoa Thủy văn, Viện Kỹ thuật Thủy động lực và Thủy lực thuộc Đại học Kỹ thuật Đan Mạch năm 1982. Mô hình dựa trên nguyên tắc các bể chứa theo chiều thẳng đứng và các hồ chứa tuyến tính. Trong mô hình NAM, mỗi l- u vực đ-ợc xem là một đơn vị xử lý. Mô hình tính quá trình m- a - dòng chảy theo cách tính liên tục hàm l- ợng ẩm trong năm bể chứa riêng biệt có t- ơng tác lẫn nhau:

- + Bể chứa tuyết đ-ợc kiểm soát bằng các điều kiện nhiệt độ không khí.
- + Bể chứa mặt bao gồm l- ợng ẩm bị chặn do lớp phủ thực vật, l- ợng điển trưng và l- ợng ẩm trong tầng sát mặt. U_{max} là giới hạn trên của l- ợng n- ớc trong bể.
- + Bể chứa tầng d- ới là vùng rễ cây mà từ đó cây cối có thể rút n- ớc cho bốc thoát hơi. L_{max} là giới hạn trên của l- ợng n- ớc trong bể .
- + Bể chứa n- ớc tầng ngậm trên và bể chứa n- ớc tầng ngậm d- ới là hai bể chứa sâu nhất.

Dòng chảy tràn và dòng chảy sát mặt đ-ợc diễn toán qua một hồ chứa tuyến tính thứ nhất, sau đó các thành phần dòng chảy đ-ợc cộng lại và diễn toán qua hồ chứa tuyến tính thứ hai. Cuối cùng thu đ-ợc dòng chảy tổng cộng tại cửa ra. Ph- ơng trình cơ bản của mô hình:

Dòng chảy sát mặt QIF:

$$QIF = \begin{cases} \frac{L}{L_{max}} - CLIF & \text{Với } \frac{L}{L_{max}} > CLIF \\ CQIF \frac{L_{max}}{1 - CLIF} U & \\ 0 & \text{Khi } \frac{L}{L_{max}} \leq CLIF \end{cases} \quad (1.9)$$

trong đó: CQIF - hệ số dòng chảy sát mặt; CLIF - các ng-õng dòng chảy; U, L_{\max} - thông số khả năng chứa.

Dòng chảy tràn QOF:

$$QOF = \begin{cases} \frac{L}{L_{\max}} - CLOF & \text{Với } \frac{L}{L_{\max}} > CLOF \\ CQOF \frac{L_{\max}}{1 - CLOF} P_N & \\ 0 & \text{Khi } \frac{L}{L_{\max}} \leq CLOF \end{cases} \quad (1.10)$$

trong đó: CQOF - hệ số dòng chảy tràn; CLOF - các ngưỡng dòng chảy.

Mô hình NAM đã tính được dòng chảy sát mặt và dòng chảy tràn, song bên cạnh đó các thông số và các biến được tính trung bình hoá cho toàn l-u vực. Do đó việc cụ thể hoá và tính toán cho những đơn vị nhỏ hơn trên l-u vực bị hạn chế.

1.2. CÁC MÔ HÌNH M- A - DÒNG CHẢY VỚI THÔNG SỐ PHÂN PHỐI

Trong mô hình này các thông số được xem xét theo sự biến đổi không gian của hệ thống. Các phương trình biểu đạt các quan hệ là các phương trình đạo hàm riêng, chứa cả biến không gian và thời gian. Mô hình tất định với thông số phân phối cho phép mô tả sự biến đổi không gian của hiện tượng thủy văn. Nhưng khi đó bài toán xác định các thông số trở nên phức tạp hơn.

1.2.1. Mô hình THALES

Mô hình THALES [18] do Grayson (Australia) đưa ra đã được khai thác như là một công cụ dùng để mô tả những quá trình trên l-u vực. Mô hình THALES xây dựng biểu đồ dòng chảy mặt thông qua việc ước tính chuỗi số liệu tỉ lệ dòng chảy trong l-u vực sông. Không nhất thiết phải ước tính độ sâu dòng chảy và vận tốc dòng chảy hay thậm chí là tỉ lệ tại những điểm trên l-u vực vì nếu dùng mô hình chỉ cần so sánh giá trị thực tế của dòng chảy tại tuyến cửa ra. Những giá trị này có thể lấy được một cách đơn giản từ sự tổng hợp bởi mô hình, cuối cùng sẽ ước tính được dòng. Cho đến khi độ chính xác của mô hình đạt được thì nó vẫn không thể dùng để dự báo và ước tính những phân phối của đặc điểm dòng chảy. Mô hình THALES do Grayson đưa ra đã được khai thác như là một công cụ dùng để mô tả những quá trình trên l-u vực và nghiên cứu những vấn đề liên quan đến kiểm tra và ứng dụng mô hình vật lý.

1.2.2. Mô hình SHE

Mô hình SHE [16] là sản phẩm của sự hợp tác giữa Viện thủy lực Đan Mạch, Viện thủy văn Anh và SOGREAH (Pháp) với sự hỗ trợ tài chính của Đại diện cộng đồng châu Âu. Ở đây các quá trình thủy văn đ-ợc mô hình hoá bằng việc miêu tả các thành phần khác nhau, bằng các ph-ơng trình khác nhau: ph-ơng trình bảo toàn vật chất, động l-ợng và năng l-ợng, hoặc bởi ph-ơng trình kinh nghiệm nhận đ-ợc từ những nghiên cứu thực nghiệm độc lập. Toàn bộ các thành phần dòng chảy t-ơng đ-ương và thông tin trao đổi giữa chúng đ-ợc quản lý với thành phần FRAME.

Thành phần FRAME phối hợp với dòng chảy t-ơng đ-ương trong mỗi thành phần khác bởi sự lựa chọn tỉ lệ thời gian khác nhau của mỗi thành phần và tổ chức trao đổi thông tin giữa chúng. Trong đó: thành phần bốc hơi và tổn thất do thấm phủ thực vật sử dụng dữ liệu khí t-ương làm đầu vào và tham số thấm phủ thực vật để mô phỏng tổng l-ợng bốc hơi; tổn thất do thấm phủ thực vật với tầng trên đ-ợc xem nh- l-ợng trữ n-ớc bề mặt S, nó đ-ợc cung cấp bởi m-a rơi và thoát hết do bốc hơi và tiêu n-ớc; tổng l-ợng bốc hơi thực tế đ-ợc tính cho mỗi l-ới ô vuông phụ thuộc và độ ẩm và độ che phủ của thực vật; thành phần chảy tràn trên mặt và trong kênh dẫn; thành phần ch- a bão hoà; thành phần bão hoà; thành phần tuyết tan.

1.2.3. Mô hình USDAHL

Mô hình này đ-ợc công bố vào năm 70, là mô hình thông số dải theo các tiểu vùng thủy văn. Mô hình chia bề mặt l- u vực thành các tiểu vùng thủy văn với các đặc tr- ng nh- loại đất, sử dụng đất... ở mỗi vùng, các quá trình nh- m- a, bốc thoát hơi, thấm, điền trũng, dòng chảy đ-ợc tính toán xử lý trong mối liên kết giữa vùng này với vùng khác. Quá trình hình thành dòng chảy đ-ợc mô phỏng nh- sau:

Dòng chảy mặt bao gồm quá trình thấm, quá trình trữ và chảy tràn. Quá trình thấm đ-ợc mô phỏng bằng ph-ơng trình Holtan:

$$f_t = A \cdot GI \cdot S_{at}^{1.4} + f_c \quad (1.11)$$

trong đó: f_t - C-ờng độ thấm; A - Hệ số phụ thuộc vào độ rỗng của đất, mật độ rễ cây; GI - Chỉ số phát triển thực vật, phụ thuộc vào nhiệt độ không khí và loại cây; f_c - C-ờng độ thấm ổn định; S_{at} - Độ thiếu hụt ẩm của đất là hàm số theo thời gian:

$$S_{at} = S_{at-1} - f_{t-1} + f_c \quad (1.12)$$

Quá trình trữ, chảy tràn đ- ọc thực hiện dựa trên cơ sở ph- ơng trình cân bằng n- ớc. Quá trình dòng chảy d- ới mặt đất đ- ọc xem xét dựa trên cơ sở ph- ơng trình cân bằng độ ẩm đất. Dòng chảy trong lòng dẫn đ- ọc diễn toán theo mô hình tuyến tính. Mô hình này có khả năng đánh giá tác động của các yếu tố l- u vực quy mô trung bình đến sự hình thành dòng chảy.

Mô hình USDAHL [14] đã xét đến tất cả các thành phần trong ph- ơng trình cân bằng n- ớc. Song việc xử lý l- ợng thấm, bốc thoát hơi, điều trũng gặp rất nhiều khó khăn ngoài ra với những l- u vực lớn thì khả năng đánh giá tác động của các yếu tố l- u vực đến sự hình thành dòng chảy là kém.

1.3. MÔ HÌNH SÓNG ĐỘNG HỌC MỘT CHIỀU VÀ PH- ƠNG PHÁP PHẦN TỬ HỮU HẠN

1.3.1. Mô hình sóng động học một chiều

Hiện nay khoa học về thủy văn đã tích lũy đ- ọc những kiến thức phong phú về các quá trình vật lý hình thành chu trình thủy văn. Mặt khác, các kỹ thuật và công nghệ cao đã bắt đầu đ- ọc sử dụng để thu thập số liệu một cách liên tục theo không gian và thời gian, kết hợp với các máy tính hiện đại đã cho phép khả năng xử lý tất cả các dạng số liệu khí t- ợng thủy văn một cách nhanh chóng. Tất cả các vấn đề này đã mở ra một giai đoạn mới trong việc mô hình hóa các quá trình dòng chảy bằng các mô hình thủy động lực học.

Mô hình thủy động lực học dựa trên cơ sở xấp xỉ không gian l- u vực và tích phân số trị các ph- ơng trình đạo hàm riêng mô tả các quá trình vật lý diễn ra trên l- u vực nh- ph- ơng trình bảo toàn và ph- ơng trình chuyển động của chất lỏng.

Đối với mô hình thủy động lực học, quá trình hình thành dòng chảy sông đ- ọc chia làm hai giai đoạn: Chảy trên s- ườn dốc và trong lòng dẫn. Ng- ời ta đã xây dựng đ- ọc mô hình sóng động lực học một chiều, hai chiều với nhiều ph- ơng pháp giải, nh- ng ph- ơng pháp giải mang lại kết quả có độ chính xác cao là ph- ơng pháp phần tử hữu hạn.

Mô hình sóng động học hai chiều mô phỏng dòng chảy s- ườn dốc có - u điểm là có cơ sở vật lý và toán học chặt chẽ. Tuy nhiên, hiện nay mô hình này mới chỉ có ý nghĩa về mặt lý thuyết và chỉ dừng lại ở khảo sát toán học và thực nghiệm số trị. Mô hình này ch- a có khả năng áp dụng vào thực tế vì thuật toán phức tạp cũng nh- khả năng đáp ứng yêu cầu thông tin số liệu đầu vào một cách chi tiết và đồng bộ rất

hạn chế. Các kết quả tính toán của mô hình mới chỉ ở mức độ thực nghiệm số trị ch- a có khả năng ứng dụng phổ biến.

Mô hình sóng động học một chiều áp dụng cho dòng chảy s- ền dốc và lòng dẫn có dạng nh- sau:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} - q = 0 \quad (1.13)$$

$$Q = \frac{1}{\eta} R^{2/3} S^{1/2} A \quad (1.14)$$

trong đó: Q - Lưu lượng trên bãi dòng chảy trên mặt hoặc trong kênh; q - Dòng chảy bổ sung ngang trên một đơn vị chiều dài của bãi dòng chảy (m- a v- ợt thấm đối với bãi dòng chảy trên mặt và và đầu ra của dòng chảy trên mặt đối với kênh dẫn); A - Diện tích dòng chảy trong bãi dòng chảy trên mặt hoặc trong kênh dẫn; S - Độ dốc đáy của bãi dòng chảy; R - Bán kính thủy lực; η - Hệ số nhám Manning.

Việc khảo sát ph- ơng trình (1.13) đã đ- ợc tiến hành trong nhiều công trình nghiên cứu và rút ra kết luận là thích hợp nhất đối với dòng chảy s- ền dốc và thích hợp nhất đối với lòng dẫn có độ dốc t- ơng đối lớn. Một trong các cách tiếp cận mô phỏng dòng chảy s- ền dốc bằng mô hình sóng động học một chiều có nhiều triển vọng là mô hình với ph- ơng pháp phần tử hữu hạn.[10]

1.3.2. Ph- ơng pháp phần tử hữu hạn

Dựa trên mô hình thủy động lực học của Ross B.B và nnk, (Đại học Quốc gia Blacksburg, Mỹ) dùng để dự báo ảnh h- ưởng của việc sử dụng đất đến quá trình lũ với m- a v- ợt thấm là đầu vào của mô hình, *Ph- ơng pháp phần tử hữu hạn kết hợp với ph- ơng pháp số d- của Galerkin* đ- ợc sử dụng để giải hệ ph- ơng trình sóng động học của dòng chảy một chiều.

Việc áp dụng lý thuyết phần tử hữu hạn để tính toán dòng chảy đ- ợc *Zienkiewicz và Cheung (1965)* khởi x- ớng. Các tác giả này đã sử dụng ph- ơng pháp này để phân tích vấn đề dòng chảy thấm. Nhiều nhà nghiên cứu khác cũng đã áp dụng áp dụng ph- ơng pháp phần tử hữu hạn để giải quyết các vấn đề của dòng chảy *Oden và Somogyi (1969), Tong (1971), Judah (1973)* đã tiến hành việc phân tích dòng chảy mặt bằng ph- ơng pháp phần tử hữu hạn. Tác giả đã sử dụng ph- ơng pháp số d- của *Galerkin* trong việc xây dựng mô hình diễn toán lũ và đã thu đ- ợc kết quả thoả mãn khi mô hình đ- ợc áp dụng cho l- u vực sông tự nhiên. Tác giả cho rằng mô

hình phần tử hữu hạn dạng này gặp ít khó khăn khi l- u vực có hình học phức tạp, sử dụng đất đa dạng và phân bố m- a thay đổi.

Ph- ơng pháp phần tử hữu hạn kết hợp với ph- ơng pháp Galerkin còn đ- ợc *Al-Mashidani và Taylor (1974)* áp dụng để giải hệ ph- ơng trình dòng chảy mặt ở dạng vô h- ớng. So với các ph- ơng pháp số khác, ph- ơng pháp phần tử hữu hạn đ- ợc coi là ổn định hơn, hội tụ nhanh hơn và đòi hỏi ít thời gian chạy hơn.

Cooley và Moin (1976) cũng áp dụng ph- ơng pháp Galerkin khi giải bằng ph- ơng pháp phần tử hữu hạn cho dòng chảy trong kênh hở và thu đ- ợc kết quả tốt. Ảnh h- ớng của các kỹ thuật tổng hợp thời gian khác nhau cũng đ- ợc đánh giá. Ph- ơng pháp phần tử hữu hạn đặc biệt đ- ợc ứng dụng vào việc đánh giá ảnh h- ớng của những thay đổi trong sử dụng đất đến dòng chảy lũ vì l- u vực có thể đ- ợc chia thành một số hữu hạn các l- u vực con hay các phần tử. Những đặc tính thủy văn của một hoặc tất cả các phần tử có thể đ- ợc thay đổi để tính toán các tác động đến phản ứng thủy văn của toàn bộ hệ thống l- u vực.

1.3.2.1. *Giả thiết*

Để xấp xỉ l- u vực sông bằng các phần tử hữu hạn, các phần tử lòng dẫn và s- ườn dốc đ- ợc chia thành các dải t- ơng ứng với mỗi phần tử lòng dẫn sao cho: trong mỗi dải dòng chảy xảy ra độ lặp với dải khác và có h- ớng vuông góc với h- ớng dòng chảy lòng dẫn trong phần tử lòng dẫn. Việc chia dải cho phép áp dụng mô hình dòng chảy một chiều cho từng dải s- ườn dốc. Trong mỗi dải lại chia ra thành các phần tử s- ườn dốc sao cho độ dốc s- ườn dốc trong mỗi phần tử t- ơng đối đồng nhất. Mô hình sóng động học đánh giá tác động của việc sử dụng đất trên l- u vực đến dòng chảy đ- ợc xây dựng dựa trên hai ph- ơng pháp: ph- ơng pháp phần tử hữu hạn và ph- ơng pháp SCS.

1.3.2.2 **Xây dựng mô hình**

Desai và Abel (1972) đã kể ra những b- ớc cơ bản trong ph- ơng pháp phần tử hữu hạn nh- sau:

1. Rời rạc hoá khối liên tục.
2. Lựa chọn các mô hình biến số của tr- ờng.
3. Tìm các ph- ơng trình phần tử hữu hạn.
4. Tập hợp các ph- ơng trình đại số cho toàn bộ khối liên tục đã đ- ợc rời rạc hoá.

5. Giải cho vector của các biến của tr-ờng tại nút.

6. Tính toán các kết quả của từng phần tử từ biên độ của các biến của tr-ờng tại nút.

Những b-ớc này sẽ đ-ợc sử dụng trong việc phát triển mô hình dòng chảy mặt và dòng chảy trong sông sau đây.

Rời rạc hoá khối liên tục:

Khối liên tục, tức là hệ thống vật lý đang nghiên cứu đ-ợc chia thành một hệ thống t-ong đ-ong gồm những phần tử hữu hạn. Việc rời rạc hoá thực sự là một quá trình cân nhắc vì số l-ợng, kích th-ớc và cách sắp xếp của các phần tử hữu hạn đều có liên quan đến chúng. Dù vậy cần xác định phần tử sao cho bảo toàn đ-ợc tính chất đồng nhất thủy văn. Tính chất đồng nhất thủy lực cũng là một mục tiêu cần xem xét khi tạo ra l-ới phần tử hữu hạn. Có thể sử dụng một số l-ợng lớn các phần tử, nh-ng thực tế th-ờng bị hạn chế bởi thời gian và kinh tế.

Lựa chọn mô hình biến số của tr-ờng:

B-ớc này bao gồm việc lựa chọn các mẫu giả định về các biến của tr-ờng trong từng phần tử và gán các nút cho nó. Các hàm số mô phỏng xấp xỉ sự phân bố của các biến của tr-ờng trong từng phần tử hữu hạn là các ph-ong trình thủy động học: liên tục và động l-ợng. Hệ ph-ong trình này đã đ-ợc chứng tỏ có thể áp dụng cho cả dòng chảy trên mặt và dòng chảy trong kênh.

Ph-ong trình liên tục:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} - q = 0 \quad (1.15)$$

Ph-ong trình động l-ợng:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) = gA(S - S_f) - gA \frac{\partial y}{\partial x} \quad (1.16)$$

trong đó: Q - L-u l-ợng trên bãi dòng chảy trên mặt hoặc trong kênh; q - Dòng chảy bổ sung ngang trên một đơn vị chiều dài của bãi dòng chảy (m- a v- ợt thấm đối với bãi dòng chảy trên mặt và và đầu ra của dòng chảy trên mặt đối với kênh dẫn); A - Diện tích dòng chảy trong bãi dòng chảy trên mặt hoặc trong kênh dẫn; x : Khoảng cách theo h-ớng dòng chảy; t - Thời gian; g - Gia tốc trọng tr-ờng; S - Độ dốc đáy của bãi dòng chảy; S_f - Độ dốc ma sát; y - Độ sâu dòng chảy.

Việc xấp xỉ sóng động học đ-ợc áp dụng đối với ph-ong trình động l-ợng. Đó là sự lựa chọn để áp dụng tốt nhất vì các điều kiện biên và điều kiện ban đầu chỉ cần áp dụng đối với ph-ong trình liên tục. Tính đúng đắn của quá trình này đã đ-ợc nói đến trong nhiều tài liệu (*Lighthill và Witham, 1955; Woolhiser và Liggett, 1967*).

Việc xấp xỉ động học đòi hỏi sự cân bằng giữa các lực trọng tr-ờng và quán tính trong ph-ong trình động l-ợng và dòng chảy là hàm số chỉ phụ thuộc vào độ sâu. Do đó ph-ong trình động l-ợng có thể rút gọn về dạng:

$$S = S_f \quad (1.17)$$

Ph-ong trình (1.17) có thể biểu diễn d-ới dạng ph-ong trình dòng chảy đều nh- ph-ong trình Chezy hoặc Manning. Ph-ong trình Manning đ-ợc chọn cho việc giải này:

$$Q = \frac{1}{\eta} R^{2/3} S^{1/2} A \quad (1.18)$$

trong đó: R - Bán kính thủy lực; η - Hệ số nhám Manning.

Sau khi xấp xỉ sóng động học sẽ còn lại hai biến của tr-ờng cần xác định là A và Q . Cả hai đều là những đại l-ợng có h-ớng, do vậy có thể áp dụng sơ đồ một chiều. Khi đ-ợc biểu diễn trong dạng ẩn tại các điểm nút, A và Q có thể đ-ợc coi là phân bố trong từng phần tử theo x nh- sau:

$$A(x,t) \approx A^*(x,t) = \sum_{i=1}^n N_i(x) A_i(t) = [N]\{A\} \quad (1.19)$$

$$Q(x,t) \approx Q^*(x,t) = \sum_{i=1}^n N_i(x) Q_i(t) = [N]\{Q\} \quad (1.20)$$

trong đó: $A_i(t)$ - Diện tích mặt cắt, là hàm số chỉ phụ thuộc vào thời gian; $Q_i(t)$ - L- u l-ợng dòng chảy s-ờn dốc hoặc trong sông, hàm số chỉ phụ thuộc vào thời gian, $N_i(x)$ - Hàm số nội suy; n - Số l-ợng nút trong một phần tử.

Đối với một phần tử đ-ờng một chiều, $n = 2$ và:

$$A^0(x,t) = N_i(x) A_i(t) + N_{i+1}(x) A_{i+1}(t) \quad (1.21)$$

$$Q^0(x,t) = N_i(x) Q_i(t) + N_{i+1}(x) Q_{i+1}(t) \quad (1.22)$$

trong đó: $N_i(x) = \frac{x_{i+1} - x}{\Delta x_i}$ và $N_{i+1}(x) = \frac{x - x_i}{\Delta x_i}$ với $x \in (x_i, x_{i+1})$

Các hàm nội suy th-ờng đ-ợc coi là các hàm toạ độ vì chúng xác định mối quan hệ giữa các toạ độ tổng thể và địa ph-ong hay tự nhiên. Các hàm nội suy đối với các phần tử đ-ờng đã đ-ợc trình bày trong nhiều bài viết về phần tử hữu hạn (Desai và Abel, 1972; Huebner, 1975).

Tìm hệ ph-ong trình phần tử hữu hạn:

Việc tìm các ph-ong trình phần tử hữu hạn bao gồm việc xây dựng hệ ph-ong trình đại số từ tập hợp các ph-ong trình vi phân cơ bản. Có 4 quy trình th-ờng đ-ợc sử dụng nhất là: ph-ong pháp trực tiếp, ph-ong pháp cân bằng năng l-ợng, ph-ong pháp biến thiên và ph-ong pháp số d- có trọng số.

Ph-ong pháp số d- có trọng số của Galerkin đ-ợc lựa chọn cho việc thiết lập các ph-ong trình vì ph-ong pháp này đã đ-ợc chứng tỏ là một ph-ong pháp tốt đối với các bài toán về dòng chảy mặt (Judah, 1973; Taylor và nnk, 1974).

Ph-ong pháp Galerkin cho rằng tích phân:

$$\int_D N_i R \, dD = 0 \tag{1.23}$$

D - Khối chứa các phần tử; R - Số d- sẽ đ-ợc gán trọng số trong hàm nội suy N_i .

Do ph-ong trình (1.23) đ-ợc viết cho toàn bộ không gian nghiệm nên nó có thể đ-ợc áp dụng cho từng phần tử nh- d-ới đây, ở đó hàm thử nghiệm sẽ đ-ợc thay thế vào ph-ong trình (1.23) và lấy tích phân theo từng phần tử của không gian:

$$\sum_{i=1}^{NE} \int_{D_e} \left\{ N_i \left[\frac{\partial Q}{\partial x} + \dot{A} - q \right] \right\} dD_e = 0 \tag{1.24}$$

Trong đó: NE - Số phần tử trong phạm vi tính toán; \dot{A} - Đạo hàm của diện tích theo thời gian, D_e - Phạm vi của một phần tử.

Xét riêng một phần tử, ph-ong trình (1.24) trở thành:

$$\int_{D_e} \left[N_i \frac{\partial N_j}{\partial x} \{Q\} + N_i N_j \{\dot{A}\} - N_i q \right] dD_e = 0 \tag{1.25}$$

Đối với 1 phần tử là đoạn thẳng, ph-ong trình này có thể viết nh- sau

$$\int_{x_1}^{x_2} \left[N_i \frac{\partial N_j}{\partial x} \{Q\} + N_i N_j \{\dot{A}\}_i - N_i q \right] dx = 0 \tag{1.26}$$

Lấy tích phân của từng số hạng trong (1.26):

$$\int_{x_1}^{x_2} \left(N_i \frac{\partial N_j}{\partial x} \right) dx \{Q\} = \int_{x_1}^{x_2} \begin{bmatrix} N_1 \frac{\partial N_1}{\partial x} & N_1 \frac{\partial N_2}{\partial x} \\ N_2 \frac{\partial N_1}{\partial x} & N_2 \frac{\partial N_2}{\partial x} \end{bmatrix} dx \{Q\}$$

$$\int_{x_1}^{x_2} N_1 \frac{\partial N_1}{\partial x} dx = \int_{x_1}^{x_2} \frac{x_2 - x}{x_2 - x_1} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{x_2 - x}{x_2 - x_1} \right) dx = - \int_{x_1}^{x_2} \frac{x - x_1}{(x_2 - x_1)^2} dx = -\frac{1}{2}$$

T-ong tự, lấy tích phân của tất cả các số hạng khác, cuối cùng nhận đ-ợc:

$$\int_{x_1}^{x_2} \left(N_i \frac{\partial N_j}{\partial x} \right) dx \{Q\} = \begin{bmatrix} -\frac{1}{2} & \frac{1}{2} \\ \frac{1}{2} & \frac{1}{2} \end{bmatrix} \{Q\} = [F_Q] \{Q\}$$

$$\int_{x_1}^{x_2} (N_i N_j) dx \{\dot{A}\} = \Delta x \begin{bmatrix} \frac{1}{3} & \frac{1}{6} \\ \frac{1}{6} & \frac{1}{3} \end{bmatrix} \{\dot{A}\} = [F_A] \{A\}$$

$$\int_{x_1}^{x_2} N_i dx q = \Delta x q \begin{Bmatrix} \frac{1}{2} \\ 2 \\ \frac{1}{2} \end{Bmatrix} = q \{F_q\}$$

Kết hợp cả ba số hạng trên ta đ-ợc ph- ơng trình đối với một phần tử hữu hạn:

$$[F_A] \{ \dot{A} \} + [F_Q] \{Q\} - q \{F_q\} = 0 \quad (1.27)$$

Nếu đạo hàm của diện tích theo thời gian đ-ợc lấy xấp xỉ ở dạng:

$$\dot{A}(t) = [A(t+\Delta t) - A(t)]/\Delta t$$

Ph- ơng trình (1.27) trở thành:

$$\frac{1}{\Delta t} [F_A] \{A\}_{t+\Delta t} - \frac{1}{\Delta t} [F_A] \{A\}_t + [F_Q] \{Q\} - q \{F_q\} = 0 \quad (1.28)$$

Tổng hợp hệ ph- ơng trình đại số cho toàn bộ miền tính toán:

Hệ ph- ơng trình thiết lập cho l- ối phần tử hữu hạn gồm n phần tử đ-ợc thiết lập sao cho có thể bao hàm đ-ợc toàn bộ số phần tử. Ở đây, do các dải đ-ợc diễn toán một cách độc lập nên ph- ơng trình tổng hợp cần phải viết cho từng dải và từng kênh dẫn. Quá trình tổng hợp hệ ph- ơng trình cho n phần tử tuyến tính với (n+1) nút đ-ợc thực hiện nh- sau:

Viết phương trình (1.27) cho n phần tử tuyến tính ta có phương trình dạng:

$$\frac{1}{\Delta t} [F_A] \{A\}_{t+\Delta t} - \frac{1}{\Delta t} [F_A] \{A\}_t + [F_Q] \{Q\} - q \{F_q\} = 0 \quad (1.29)$$

Trong đó các chỉ số của A và Q là số thứ tự của nút, các chỉ số của l và q là các chỉ số của phần tử.

Giải hệ phương trình cho véc tơ các biến của trường tại các nút:

Hệ phương trình phần tử hữu hạn (1.29) với các ẩn số là các biến tại các nút có thể được giải bằng phương pháp khử Gauss. Hệ phương trình đại số tuyến tính có thể được giải trực tiếp bằng phép khử Gauss. Hệ phương trình phi tuyến cần phải giải thông qua các bước lặp. Các điều kiện ban đầu có thể làm hệ phương trình trở nên đơn giản hơn. Ví dụ, đối với một dải chứa n phần tử tuyến tính và $n+1$ nút, trên các bãi dòng chảy s-ồn dốc của kênh tại thời điểm $t = 0$, có một vài số hạng sẽ bằng 0. Phương trình phần tử hữu hạn trở thành:

$$\frac{1}{\Delta t} [F_A] \{A\}_{t+\Delta t} = \{f_q\} \quad (1.30)$$

Sau khi giải hệ phương trình này tìm các ẩn $\{A\}$, phương trình Manning được sử dụng để tìm các ẩn $\{Q\}$.

Điều kiện biên tiếp theo có thể làm đơn giản hoá việc giải hệ phương trình là lưu lượng bằng 0 ở mọi thời điểm tại các biên trên hoặc tại các nút của các dải và kênh dẫn. Có một ngoại lệ là trường hợp tự nhiên đối với 3 bãi dòng chảy s-ồn dốc và 3 kênh dẫn khi lưu lượng ở mọi thời điểm t tại nút trên cùng của kênh thứ 3 là tổng của các lưu lượng tại các nút dưới của 2 kênh khác. Các giá trị A và Q tìm được tại một bước thời gian sẽ đưa vào phương trình phần tử hữu hạn để tìm các giá trị A , Q ở bước thời gian tiếp theo. Các giá trị $\{A\}_{t+\Delta t}$, $\{Q\}_{t+\Delta t}$ tại một bước thời gian tính toán sẽ trở thành các giá trị $\{A\}_t$ và $\{Q\}_t$ trong bước thời gian tính toán tiếp theo. Quá trình này được thực hiện cho đến khi tìm được kết quả cần thiết.

Tính toán các phần tử từ biên độ của các biến của trường tại nút:

Việc giải hệ các phương trình thường được sử dụng để tính toán các ẩn số bổ sung hay là các biến của trường thứ hai. Trong trường hợp này, phương trình Manning cho giá trị Q tại các nút sau khi các giá trị A đã được tính toán từ phương trình phần tử hữu hạn.

1.4. CÁC PH- ƠNG PHÁP TÍNH THẨM

Thẩm là quá trình n- ớc từ bề mặt thâm nhập vào trong đất. Việc tính thẩm phụ thuộc rất nhiều vào kinh nghiệm cũng nh- khả năng của ng- ời tiến hành nghiên cứu. Xét về mặt lý thuyết thì nó không phức tạp lắm, nh- ng khi đi vào tình hình thực tế thì để xác định đ- ợc một cách chính xác không phải là điều đơn giản. Có rất nhiều nhân tố ảnh h- ưởng đến tốc độ thẩm bao gồm điều kiện trên mặt đất và lớp phủ thực vật, có tính chất của đất nh- độ rỗng, độ dẫn thủy lực và hàm l- ượng ẩm hiện có trong đất. Các vỉa đất với các tính chất vật lý khác nhau có thể nằm chồng lên nhau tạo ra các địa tầng. Các loại đất còn có tính biến đổi rất lớn trong không gian và thời gian mỗi khi có sự thay đổi về l- ượng ẩm đã làm cho quá trình thẩm trở thành phức tạp đến mức chỉ có thể mô tả nó một cách gần đúng bằng các ph- ơng trình toán học.

Vì tầm quan trọng và sự phức tạp của quá trình thẩm, nên nó đ- ợc các nhà toán học cũng nh- các nhà thủy văn nghiên cứu một cách tỉ mỉ và đã đ- a ra nhiều kết luận mang tính khoa học và thực tiễn cao. Trong đó có năm công trình đ- ợc xem là tiêu biểu cho việc tính thẩm: 1. Định luật *Darcy*; 2. Ph- ơng pháp của *Horton*; 3. Ph- ơng pháp của *Phillip*; 4. Ph- ơng pháp của *Green-Ampt*; 5. Ph- ơng pháp *SCS*. D- ưới đây là các ph- ơng trình thẩm đã đ- ợc rút ra qua nghiên cứu và thực nghiệm của các tác giả.

1.4.1. Định luật *Darcy*

Darcy (Pháp) đã tiến hành nhiều thí nghiệm đối với đất cát và đã đ- a ra định luật cơ bản về thẩm: định luật *Darcy*[13].

Nội dung của định luật *Darcy*: L- u tốc thẩm tỷ lệ bậc nhất với gradient thủy lực (hay gradient cột n- ớc) hay nói cách khác tổn thất cột n- ớc trong dòng thẩm tỷ lệ bậc nhất với l- u tốc thẩm.

$$v = KJ = -K \frac{\Delta H}{\Delta l} \quad (1.31)$$

trong đó: v - l- u tốc thẩm, K - độ dẫn thủy lực, J - độ dốc thủy lực, $\frac{\Delta H}{\Delta l}$ - gradient cột n- ớc.

Dòng thẩm trong định luật *Darcy* là dòng đều, ổn định ở trạng thái chảy tầng. Nh- vậy, nếu chuyển động của dòng thẩm là chảy rối thì nó sẽ không tuân theo định luật này nữa.

1.4.2. Ph-ong trình Horton

Horton nhận xét rằng quá trình thấm bắt đầu từ một tốc độ thấm nào đó, sau giảm dần theo quan hệ số mũ đến khi đạt tới giá trị không đổi f_c

$$f(t) = f_0 + (f_0 + f_c)e^{-kt} \quad (1.32)$$

trong đó k là hằng số phân rã có thứ nguyên là $[T^{-1}]$. Eagleson (1970) và Raudkivi (1979) đã nêu lên rằng ph-ong trình Horton có thể đ-ợc suy diễn từ ph-ong trình Richard:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} + K \right) \quad (1.33)$$

Bằng cách chấp nhận K và D là các hằng số độc lập với hàm l-ợng ẩm của đất. Với điều kiện đó, ph-ong trình (1.33) thu gọn thành:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = D \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \quad (1.34)$$

Đó là ph-ong trình khuếch tán dạng chuẩn và có thể đ-ợc giải để cho ta hàm l-ợng ẩm θ nh- là một hàm của thời gian và chiều sâu trong đất. Ph-ong trình Horton đ-ợc suy ra từ việc giải ph-ong trình cho tốc độ khuếch tán ẩm $D \frac{\partial \theta}{\partial z}$ tại mặt đất.

1.4.3. Ph-ong trình Phillip

Phillip (1957, 1969) đã giải ph-ong trình Richard d-ới các điều kiện chặt chẽ hơn bằng cách thừa nhận K và D có thể biến đổi theo hàm l-ợng ẩm θ . Phillip đã sử dụng phép biến đổi Boltzmann $B(\theta) = zt^{-1/2}$ để chuyển đổi thành một ph-ong trình vi phân đạo hàm th-ờng theo B và giải ph-ong trình:

$$F(t) = St^{1/2} + K \quad (1.35)$$

trong đó S là một thông số phụ thuộc vào thế mao dẫn của đất và độ dẫn thủy lực K .

Vi phân ph-ong trình trên:

$$f(t) = \frac{1}{2} St^{-1/2} + K \quad (1.36)$$

Khi $t \rightarrow \infty$, $f(t)$ dần đến K . Hai số hạng của ph-ong trình Phillip thứ tự biểu thị cho tác dụng của cột n-ớc mao dẫn và cột n-ớc trọng lực. Đối với một cột n-ớc nằm ngang, chỉ còn lại lực mao dẫn là lực duy nhất hút n-ớc vào cột đang xét và ph-ong trình Phillip thu gọn thành $F(t) = St^{1/2}$.

1.4.4. Ph-ong pháp *Green – Ampt*

Trong phần trình bày ở trên, các ph-ong trình thấm đã đ-ợc xây dựng từ các nghiệm gần đúng của ph-ong trình *Richard*. Một quan điểm khác tiếp cận vấn đề là xây dựng một lí thuyết vật lí ít chặt chẽ hơn nh-ng có nghiệm giải tích chính xác.

Ph-ong trình liên tục

Ta xét một cột đất thẳng đứng có diện tích mặt cắt ngang bằng đơn vị và xác định thể tích kiểm tra là thể tích bao quanh giữa mặt đất và độ sâu L . Nếu lúc ban đầu, đất có hàm l-ợng ẩm θ_i trên toàn bộ chiều sâu thì l-ợng ẩm của đất sẽ tăng lên từ θ_i tới η (độ rỗng) khi front - ớt đi qua. Hàm l-ợng ẩm θ_i là tỉ số của thể tích n-ớc trong đất so với tổng thể tích bên trong thể tích kiểm tra, do đó l-ợng gia tăng của n-ớc trữ bên trong thể tích kiểm tra do thấm sẽ là $L(\eta - \theta_i)$ đối với một đơn vị diện tích mặt cắt ngang. Từ định nghĩa, đại l-ợng này phải bằng F , độ sâu lũy tích của n-ớc thấm vào trong đất:

$$F(t) = L(\eta - \theta_i) = L\Delta\theta \quad (1.37)$$

với $\Delta\theta = \eta - \theta_i$

Ph-ong trình động l-ợng

Định luật Darcy có thể đ-ợc biểu thị bằng ph-ong trình:

$$q = -K \frac{\partial h}{\partial z} \quad (1.38)$$

Trong tr-ờng hợp này, thông l-ợng Darcy q là không đổi trên suất chiều sâu và bằng $-f$ bởi vì q có chiều d-ơng h-ớng lên trên trong khi F có chiều d-ơng h-ớng xuống d-ới

Ta thu đ-ợc: $F(t) - \psi\Delta\theta \{ \ln[F(t) + \psi\Delta\theta] - \ln(\psi\Delta\theta) \} = Kt$

hay:
$$F(t) - \psi\Delta\theta \ln\left(1 + \frac{F(t)}{\psi\Delta\theta}\right) = Kt \quad (1.39)$$

Đó là ph-ong trình *Green - Ampt* đối với độ sâu thấm lũy tích ta có thể xác định tốc độ thấm F bằng ph-ong trình:

$$F(t) = K \left(\frac{\psi\Delta\theta}{F(t)} + 1 \right) \quad (1.40)$$

Các ph-ong pháp kể trên đều là những công thức kinh nghiệm xuất phát từ bản chất của quá trình thấm. Nh- ng các công thức trên đòi hỏi số liệu tr- ờng ảm chi tiết mà ở Việt Nam ch- a thể đáp ứng yêu cầu về số liệu. Vì vậy, trong khoá luận này sẽ sử dụng ph-ong pháp SCS do ph-ong pháp không yêu cầu số liệu quá chi tiết mà lại cho kết quả t-ong đối chính xác.

1.5. PH- ỜNG PHÁP SCS VÀ CÁC H- ỚNG PHÁT TRIỂN

1.5.1. Ph-ong pháp SCS.

Cơ quan bảo vệ thổ nh- ỡng Hoa Kỳ (1972) đã phát triển một ph-ong pháp để tính tổn thất dòng chảy từ m- a rào (gọi là ph-ong pháp SCS)[13]. Ta đã thấy, trong một trận m- a, độ sâu m- a hiệu dụng hay độ sâu dòng chảy trực tiếp P_e không bao giờ v- ợt quá độ sâu m- a P . T-ong tự nh- vậy, sau khi quá trình dòng chảy bắt đầu, độ sâu n- ớc bị cầm giữ có thực trong l- u vực, F_a bao giờ cũng nhỏ hơn hoặc bằng một độ sâu n- ớc cầm giữ có thực trong l- u vực, mặt khác F_a bao giờ cũng nhỏ hơn hoặc bằng một độ sâu n- ớc cầm giữ tiềm năng tối đa nào đó S (hình 1.1). Đồng thời còn có một l- ợng I_a bị tổn thất ban đầu nên không sinh dòng chảy, đó là l- ợng tổn thất ban đầu tr- ớc thời điểm sinh n- ớc đọng trên bề mặt l- u vực. Do đó, ta có l- ợng dòng chảy tiềm năng là $P - I_a$. Trong ph-ong pháp SCS, ng- ời ta giả thiết rằng tỉ số giữa hai đại l- ợng có thực P_e và F_a thì bằng với tỉ số giữa hai đại l- ợng tiềm năng $P - I_a$ và S . Vậy ta có:

$$\frac{F_a}{S} = \frac{P_e}{P - I_a} \quad (1.41)$$

Từ nguyên lí liên tục, ta có:

$$P = P_e + I_a + F_a \quad (1.42)$$

Kết hợp (1.41) và (1.42) để giải P_e :

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (1.43)$$

Đó là ph-ong trình cơ bản của ph-ong pháp SCS để tính độ sâu m- a hiệu dụng hay dòng chảy trực tiếp từ một trận m- a. Trong đó: I_a - độ sâu tổn thất ban đầu, P_e - độ sâu m- a hiệu dụng, F_a - độ sâu thấm liên tục, P - tổng độ sâu m- a. Qua nghiên cứu các kết quả thực nghiệm trên nhiều l- u vực nhỏ ở Mỹ, quan hệ kinh nghiệm đã đ- ợc xây dựng:

$$I_a = 0.2S \quad (1.44)$$

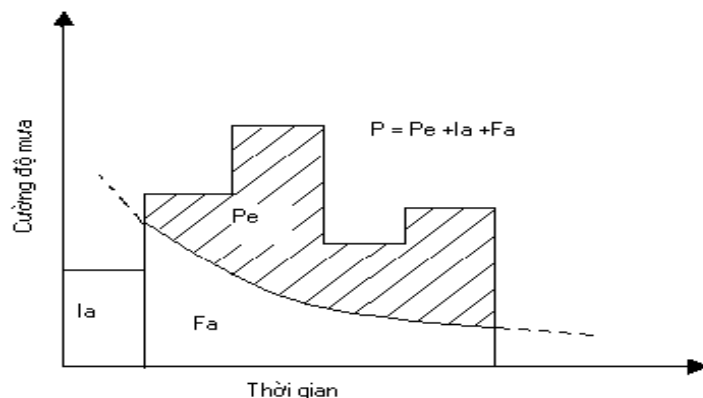
Trên cơ sở này, ta có :

$$P_e = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} \quad (1.45)$$

Với S đ-ợc tính theo công thức:

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \text{ (inch)} \quad \text{hay} \quad S = 25.4 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) \text{ (mm)} \quad (1.46)$$

Trong đó CN là số hiệu đ-ờng cong, là một số không thứ nguyên biến đổi trong khoảng từ 0 đến 100. Đối với mặt không thấm hoặc mặt n-ớc CN = 100, đối với các mặt tự nhiên CN < 100.



Hình 1.1. Các biến số tổn thất dòng chảy trong ph-ơng pháp SCS

Từ ph-ơng trình (1.45), lập đồ thị quan hệ giữa P và P_e bằng các số liệu của nhiều l-u vực, ng-ời ta đã tìm ra đ-ợc họ các đ-ờng cong này, ng-ời ta sử dụng số liệu của đ-ờng cong CN làm thông số.

Độ ẩm của đất tr-ớc trận m-a đang xét đ-ợc gọi là độ ẩm thời kỳ tr-ớc. Độ ẩm này đ-ợc phân chia thành ba nhóm: Độ ẩm thời kỳ tr-ớc trong điều kiện bình th-ờng (ký hiệu là AMC II), trong điều kiện khô (AMC I) và trong điều kiện ẩm - ớt (AMC III). Tiêu chuẩn để phân loại các điều kiện này đ-ợc giới thiệu trong bảng 1.1.

Đối với điều kiện khô (AMC I) hoặc điều kiện - ớt (AMC III), các số liệu đ-ờng cong t-ơng đ-ương có thể đ-ợc suy ra nh- sau :

$$CN(I) = \frac{4,2CN(II)}{10 - 0,0568CN(II)} \quad (1.47)$$

$$\text{và} \quad CN(II) = \frac{23CN(II)}{10 + 0,13CN(II)} \quad (1.48)$$

Cho tới đây, ta mới chỉ tính đ-ợc độ sâu m-a hiệu dụng hay độ sâu dòng chảy trực tiếp trong một trận m-a rào. Bằng cách mở rộng ph-ơng pháp trên, ta có thể tìm đ-ợc phân bố theo thời gian của tổn thất dòng chảy. Giải các ph-ơng trình (1.23) và (1.24) cho F_a , ta có :

$$F_a = \frac{S(P - I_a)}{P - I_a + S} \quad P \geq I_a \quad (1.49)$$

Bảng 1.1. Phân loại các nhóm độ ẩm thời kỳ tr-ớc (AMC) trong tính toán l-ợng tổn thất dòng chảy của ph-ơng pháp SCS

Nhóm AMC	Tổng l-ợng m-a 5 ngày tr-ớc (in)	
	Mùa không hoạt động	Mùa sinh tr-ởng
I	Nhỏ hơn 0,5	Nhỏ hơn 1,4
II	0,5 đến 1,1	1,4 đến 2,1
III	Trên 1,1	Trên 2,1

Lấy vi phân và nhận xét rằng I_a và S đều là hằng số

$$\frac{dF_a}{dt} = \frac{S^2 dP / dt}{(P - I_a + S)^2} \quad (1.50)$$

Khi $P \rightarrow \infty$, $(dF_a/dt) \rightarrow 0$ nh- yêu cầu, nh- ng sự có mặt của dP/dt (c-ờng độ m-a) ở tử số về phải có nghĩa là khi c-ờng độ m-a tăng thì tốc độ cầm giữ n-ớc bên trong l-u vực cũng có xu h-ớng tăng. Tính chất này của ph-ơng pháp SCS có lẽ còn thiếu một cơ sở vật lý vững chắc (Morel - Seytoux và Verdin, 1981).

Trong tính toán áp dụng, l-ợng tổn thất lũy tích và m-a hiệu dụng có thể đ-ợc xác định hoặc từ ph-ơng trình (1.49) hoặc từ (1.50).

1.5.2. Phát triển ph-ong pháp SCS

Ph-ong pháp SCS yêu cầu số liệu t-ong tự trong ph-ong pháp Rational: diện tích thoát n-ớc, yếu tố dòng n-ớc, thời gian tập trung và l-ợng m-a. Tuy nhiên ph-ong pháp SCS phức tạp hơn ở chỗ nó còn xét đến sự phân bố l-ợng m-a về mặt thời gian, l-ợng m-a bị giữ lại bởi diện tr-ưng, và tỷ lệ thấm giảm đi trong suốt một trận m-a.

Một ứng dụng đặc tr-ng của ph-ong pháp SCS gồm những b-ớc cơ bản sau:

1. Xác định số CN thể hiện việc sử dụng đất khác nhau trong vùng thoát n-ớc.
2. Tính thời gian từ khi n-ớc tập trung tới thời điểm nghiên cứu.
3. Sử dụng cách phân bố l-ợng n-ớc m-a loại II, xác định đ-ợc l-ợng m-a tổng và l-ợng m-a thực.
4. Sử dụng ph-ong pháp đồ thị thủy văn, có thể vẽ đ-ợc đồ thị của dòng chảy mặt trực tiếp từ l-u vực.

Ph-ong pháp SCS có thể đ-ợc sử dụng để vừa -ớc l-ợng đ-ợc đỉnh lũ vừa để tạo ra những đồ thị vẽ lại quá trình lũ. Ph-ong pháp chia l-ới phần tử giản l-ợc có thể đ-ợc áp dụng cho những khu vực thoát n-ớc có diện tích tới 7.2 km². Vì vậy, ph-ong pháp SCS có thể áp dụng đ-ợc cho hầu hết các kiểu ứng dụng, bao gồm những công trình giữ n-ớc và thoát n-ớc, những hệ thống thoát lũ, những cống ngầm, những rãnh thoát n-ớc nhỏ, những dòng kênh.

Việc tính toán l-ợng dòng chảy mặt và đỉnh dòng chảy với những l-u vực thoát n-ớc nhỏ (loại nhỏ hơn 0.72 km²), việc sử dụng đất đồng nhất có thể mô tả bởi một giá trị CN đơn lẻ. Công thức đỉnh thoát n-ớc :

$$Q_p = q_u A Q F_p \quad (1.51)$$

Trong đó: Q_p : Đỉnh thoát n-ớc; q_u : đơn vị đỉnh thoát n-ớc; A : diện tích thoát n-ớc; Q : dòng chảy mặt; F_q : hệ số điều chỉnh của ao và đầm.

Những đặc điểm tự nhiên chính của l-u vực làm thay đổi mối quan hệ giữa m-a và dòng chảy mặt đó là việc sử dụng đất, loại đất, độ dốc. Ph-ong pháp SCS sử dụng sự kết hợp giữa điều kiện đất và sử dụng đất để chia hệ số dòng chảy mặt thành các vùng. Hệ số dòng chảy mặt đ-ợc gọi là số CN, nó cho biết tiềm năng

thấm của một vùng đất. Dựa trên cơ sở của tỉ lệ thấm, chia đất thành 4 nhóm đất thủy văn.

Nhóm A: Đất có lượng dòng chảy mặt tiềm năng thấp với tốc độ thấm cao. Loại đất này gồm đất tầng sâu, cát thoát nước tốt và sỏi.

Nhóm B: đất có lượng dòng chảy mặt tiềm năng trung bình thấp với tốc độ thấm trung bình. Loại đất này gồm đất trung bình sâu đến tầng sâu, đất thoát nước khá đến thoát nước tốt từ đất tầng đối mịn đến đất tầng đối thô.

Nhóm C: đất có lượng dòng chảy mặt tiềm năng khá cao với tốc độ thấm chậm. Loại đất này là đất tầng đối mịn đến mịn hoặc lớp đất tồn tại gần bề mặt ngăn cản nước thấm xuống.

Nhóm D: đất có lượng dòng chảy mặt tiềm năng cao với tốc độ thấm rất chậm. Loại đất này gồm đất mùn pha sét, đất sét gần bề mặt và đất ở vùng cận không thấm có nguồn gốc hữu cơ.

Ta có thể tính được số CN nếu biết lượng mưa và lượng dòng chảy mặt:

$$CN = \frac{1000}{10 + 5P + 10Q - 10(Q^2 + 1.25QP)^{1/2}} \quad (1.52)$$

Trong 30 năm trở lại đây, phương pháp SCS đã được một số nhà nghiên cứu sử dụng bởi vì nó cho kết quả khá ổn định và đáng tin cậy trong việc đánh giá dòng chảy mặt.

Bofu Yu [20] cho rằng, khả năng thấm biến đổi trong không gian phân bố theo hàm số mũ, tốc độ mưa biến đổi theo thời gian cũng phân bố theo hàm số mũ. Cơ sở lý luận của phương pháp SCS cho phép xác nhận tính hợp lý của nó với việc nghiên cứu cường độ mưa và khả năng thấm thực tế biến đổi theo thời gian và không gian như thế nào một cách riêng biệt. Tính được tổng lượng mưa vượt quá giới hạn trong mỗi trận mưa.

$$\bar{RT} = \frac{(\bar{pT})^2}{\bar{pT} + \bar{IT}} \quad (1.53)$$

Trong đó: \bar{p} : tốc độ mưa bình quân; \bar{I} : tốc độ thấm bình quân; \bar{R} : tốc độ vượt quá giới hạn trung bình trên toàn lưu vực; T: khoảng thời gian mưa.

Tổng lưu lượng mưa vượt quá giới hạn $\bar{R}T$ trong dòng chảy Q trong mỗi trận mưa riêng lẻ $\bar{p}T$ giống như P_e và $\bar{I}T$ có thể được hiểu như lưu lượng cầm giữ tiềm năng S , hay tương đương với CN. Từ đó có thể mở rộng cho cả cường độ mưa trung bình và khả năng thấm :

$$\frac{Q}{P_e} = \frac{F}{S} = \frac{\bar{p}}{\bar{p} + \bar{I}} \quad (1.54)$$

Đối với lưu vực không thấm với khả năng thấm là bằng không, dòng chảy từ mưa cân bằng với lưu lượng mưa hiệu quả. Khi cường độ mưa tăng dần, dòng chảy từ mưa cũng tăng với khả năng thấm bình quân nhất định.

Việc sử dụng phổ biến và có hiệu quả của phương pháp SCS trên nhiều lưu vực nhỏ ở vùng nông thôn và thành phố làm nảy sinh đề xuất rằng sự biến đổi của tốc độ mưa theo thời gian và của tốc độ thấm theo không gian là quan trọng nhất đối với lưu vực nhỏ và những dòng chảy riêng lẻ.

Tammos [21] cho rằng, mưa rơi trên đất chưa bão hòa thấm và làm tăng thể tích ẩm ướt tới tận khi mặt đất trở nên bão hòa, sau đó mưa tiếp tục thêm vào tạo thành dòng chảy bề mặt. Từ đó một khu vực khác đóng góp hoặc không đóng góp thiết này, trong suốt chu kỳ thời gian ngắn phần diện tích thêm vào của lưu vực đóng góp cho dòng chảy có thể được biểu diễn dưới dạng toán học như sau:

$$A_f = \frac{\Delta Q}{\Delta P} \quad (1.55)$$

Trong đó: ΔQ : Sự tăng dòng chảy hay chính xác hơn là thể tích lưu lượng mưa vượt sinh ra trong suốt thời đoạn phân chia cho tất cả diện tích lưu vực; ΔP : sự tăng chiều dày giáng thủy trong thời đoạn tương tự.

$$Q = \frac{P_e^2}{P_e + S} \quad (1.54)$$

Vì I_a là tổng lưu lượng nước quy định cho dòng chảy bắt đầu, trong các số hạng thủy văn về thay đổi nguồn diện tích, I_a là nhau để tổng lưu lượng nước có thể thấm vào trước khi đủ độ bão hòa trên đơn vị diện tích cho những chỗ đất tạo ra dòng chảy đầu tiên. Do đó, một cách chính xác hơn để xác định tổn thất ban đầu khi

quá trình thay đổi nguồn chiếm - u thể hơn cách sử dụng $I_a = 0.2S$ bằng việc sử dụng một mô hình cân bằng n- ớc cho đất với l- ợng n- ớc hiệu quả nhỏ hơn.

Từ đó ta có thể tính đ- ợc phần tổn thất từ l- u vực:

$$Q = Pe - S + \frac{S^2}{P_e + S} \quad (1.55)$$

Trên thế giới: Alish Pandey [16] và các cộng sự, mô hình của Cục bảo vệ thổ nh- ỡng (SCS) đã đ- ợc áp dụng trong nghiên cứu hiện nay về đánh giá dòng chảy mặt từ một l- u vực nông nghiệp. Nghiên cứu này mô tả ph- ơng pháp xác định dòng chảy mặt cho l- u vực Karso, sử dụng GIS và ph- ơng pháp SCS. Từ nghiên cứu này, dòng chảy mặt từ số hiệu đ- ờng cong SCS đ- ợc điều chỉnh cho phù hợp với điều kiện Ấn Độ, đã đ- ợc sử dụng bằng cách dùng cơ sở dữ liệu quy - ớc và GIS cho l- u vực Karso (Hazaribagh, India). Kết quả cho ta giá trị của CN đ- ợc xác định là 71.42, 52.75 và 85.7 t- ơng ứng cho các tr- ờng hợp AMC II, AMC I và AMC III. Ph- ơng pháp SCS đã đ- ợc cải tiến và kết hợp với phần mềm GIS, đ- ợc ứng dụng cụ thể vào Ấn Độ và cho chúng ta một kết quả: độ lệch tối đa và tối thiểu t- ơng ứng là 28.33% và 3.27%, nằm trong giới hạn cho phép.

AndrzejCiepielowski và nnk [17] khẳng định rằng SCS là một trong những ph- ơng pháp đơn giản nh- ng chính xác xét về ph- ơng diện thuỷ học... Ngoài ứng dụng cơ bản, nó cũng đ- ợc sử dụng một phần trong những mô hình thuỷ lợi khác nhau, ví dụ nh- mô hình SEGMO (tác giả: Banasik và nhóm cộng sự), để tính ảnh h- ưởng lớn nhất do những trận m- a gây ra. Và ông đã khẳng định cần phải mở rộng phạm vi giá trị tham số CN theo những yêu cầu nêu trong những nguyên lý lâm nghiệp. Cụ thể ở báo cáo này viết về việc áp dụng ph- ơng pháp SCS đã đ- ợc điều chỉnh cho phù hợp với rừng ở Ba Lan vào một tr- ờng hợp cụ thể, đó là rừng Kozienice. Trong khuôn khổ của các công trình nghiên cứu của FRI Vác-xa-va, những giá trị CN mới phù hợp với những khu rừng Ba Lan đã đ- ợc xác định. Trên cơ sở kế hoạch quản lý đất và theo dõi rừng, một đề án áp dụng cho tr- ờng hợp vùng tập trung n- ớc của suối Zala vẽ đ- ợc những bản đồ thể hiện khả năng thấm trong các kiểu đất rừng và xác định đ- ợc giá trị trung bình của chỉ số CN.

Steve W. Lyon [19], viết về một mô hình xói mòn đất sau đó đã đ- ợc sử dụng trong GIS để nghiên cứu tính nhạy cảm tác động bởi dòng chảy trên đất tự nhiên và sự xói mòn do m- a. Một trong hai vị trí nghiên cứu là sự dẫn n- ớc của sông Xalo ở

phía bắc của tỉnh Alicante ở Đông Nam Tây Ban Nha. Sự thay đổi LULC ở Xalo khi sử dụng dữ liệu Landsat và sự phân tích sơ bộ và hệ số mờ nhạt của Edas Imagin 8.5 và thêm vào trong thông tin đã được chồng xếp thành bốn dải MSS của hình ảnh năm 1978 và sáu dải ETM của hình ảnh năm 2000 cho ta hoàn tất bản đồ của các kiểu biến đổi LULC cho vùng Xalo. Việc xây dựng bản đồ của các lớp LULC khác nhau trên đảo Lesbos sử dụng hình ảnh Landsat MSS và TM của năm 1975 và 1999 có sự chính xác là 81% cho dữ liệu năm 1975 và 89% cho năm 1999. Ở đây xây dựng mô hình dòng chảy mặt, phương pháp hệ số dòng chảy SCS đã được dùng cho sự đánh giá khả năng tạo dòng chảy. Kết quả là các bản đồ CN được sử dụng sau đó tính toán dòng chảy mặt. Và Thornes (1985, 1989) đã thiết lập một mô hình xói mòn đất dựa trên cơ sở vật lý bao gồm sự vận chuyển trầm tích và sự bảo vệ thực vật. Như vậy: dòng chảy bề mặt và sự xói mòn đất được sử dụng như hai dụng cụ chỉ dẫn khi nghiên cứu mối liên hệ giữa sự thay đổi LULC và sự suy thoái đất canh tác.

Từ E. Symeonakis [22] đã chỉ ra rằng các phương pháp sử dụng mới cần phù hợp với quá trình thủy văn trong cảnh quan khu vực nguồn biến động (VSA). Khi áp dụng phương trình SCS – CN truyền thống tới các lưu vực, nơi mà thủy văn VSA là một quá trình chiếm ưu thế. Áp dụng phương pháp phân loại CN – VSA cho hai lưu vực, lưu vực Delawave ở vùng núi Catskill của bang New York và một lưu vực ở phía Đông Nam Australia cho thấy kết quả rất tốt phù hợp với những gì đã thu được từ mô hình diễn toán độ ẩm trong đất (SMR). Cụ thể khi so sánh phương pháp phân loại CN - VSA với dữ liệu đo đạc, nó đem đến sự tương ứng tốt với các khu vực bão hòa đã đo đạc. Còn khi so sánh phương pháp phân loại CN - VSA với phương pháp SCS - CN truyền thống, nó thể hiện sự thích hợp tương đối tốt (khác nhau 0.8%). Như vậy phương pháp phân loại CN – VSA là một con đường có ý nghĩa cho việc áp dụng thực nghiệm phương pháp SCS - CN truyền thống cho những khu vực có sự bão hòa.

Ở Việt Nam, một số công trình đã tiến hành thử nghiệm số công thức tính m-a hiệu quả trong SCS $I_a = \alpha \cdot S$ (trong SCS thì $\alpha = 0.2$), Phan Ngọc Thắng [11] áp dụng cho lưu vực sông Trà Khúc nhận kết quả $\alpha = 0.19 - 0.2$. Kết quả này coi như trùng với kết quả gốc $\alpha = 0.2$. Còn Nguyễn Anh Đức [7] khi khảo sát trên lưu vực sông Vệ đã cho kết quả $\alpha = 0.13$. Như vậy, đối với mỗi lưu vực sông cần được nhận hệ số riêng để bài toán mô phỏng dòng chảy được chính xác hơn.

Chương II

ĐIỀU KIỆN ĐỊA LÝ TỰ NHIÊN L- U VỰC SÔNG TẢ TRẠCH - TRẠM TH- ỢNG NHẬT

2.1. VỊ TRÍ ĐỊA LÝ

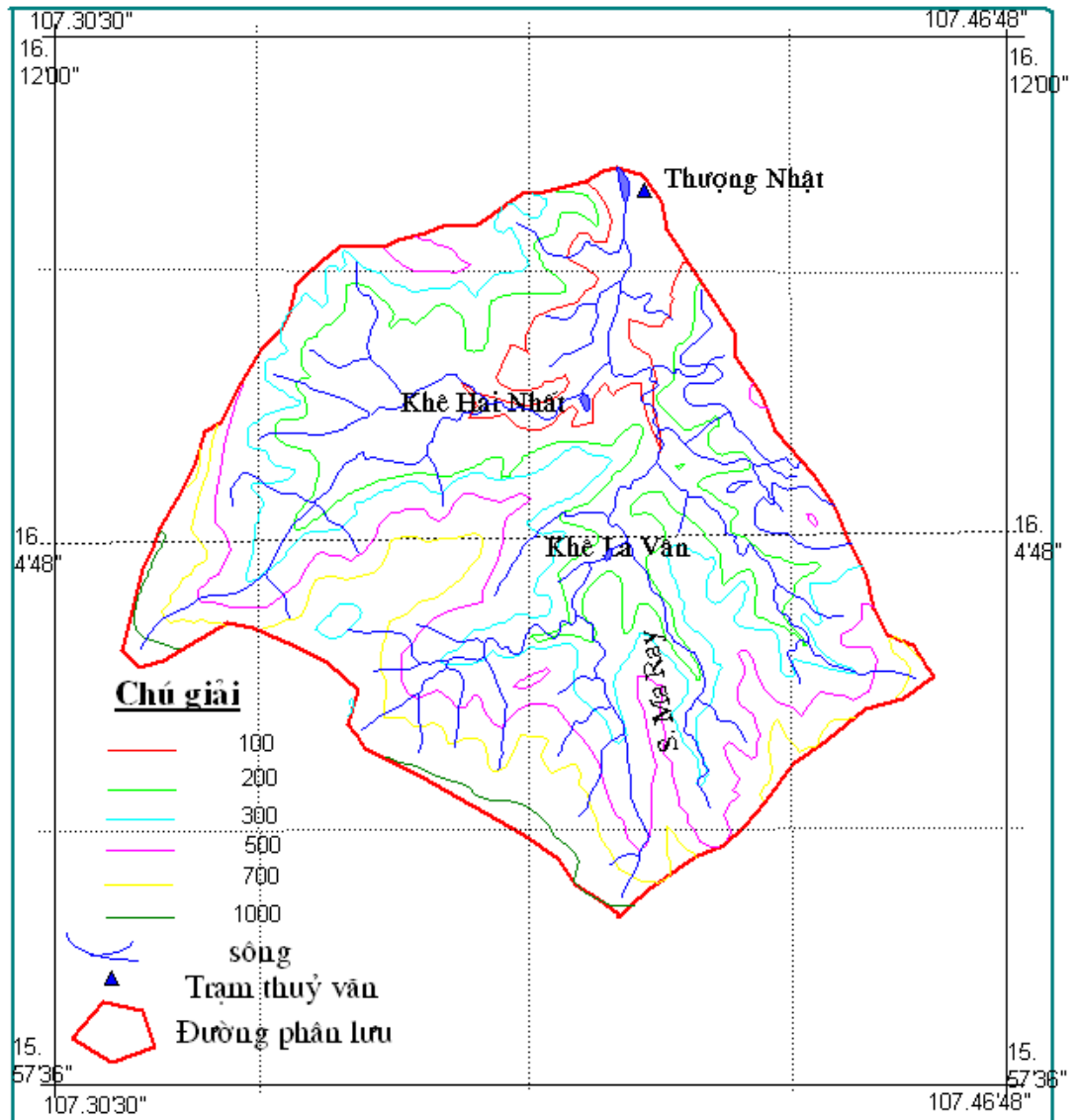
Sông Tả Trạch bắt nguồn từ vùng núi cao thuộc dãy Tr- ờng Sơn, trải dài từ $107^{\circ}37'48''$ đến $107^{\circ}43'12''$ kinh độ Đông, và từ $16^{\circ}00'$ đến $16^{\circ}10'12''$ vĩ độ Bắc. Trạm Th- ợng Nhật nằm ở $16^{\circ}07'$ vĩ độ Bắc và $107^{\circ}41'$ kinh độ Đông. Sông Tả Trạch nằm trọn trong tỉnh Thừa Thiên Huế phía Bắc và Tây Bắc giáp l- u vực sông Hữu Trạch, phía Tây và Tây Nam giáp dãy Tr- ờng Sơn và đổ ra sông H- ợng ở ngã ba Tuần.[9],[12]

Với điều kiện địa lý nh- vậy l- u vực sông Tả Trạch có vị trí rất thuận lợi cho việc nhận ẩm gây m- a trên l- u vực từ biển vào nên l- ợng m- a hàng năm trong khu vực là t- ợng đối lớn.

2.2. ĐỊA HÌNH

Nằm ở phía Đông thuộc dãy Tr- ờng Sơn, l- u vực sông Tả Trạch có địa hình rất phức tạp địa hình chủ yếu là núi cao, và một phần là trung du và đồng bằng với nhiều nhánh núi từ dãy Tr- ờng Sơn đâm ngang ra biển theo h- ớng Tây Bắc - Đông Nam hình thành nên các thung lũng. Địa hình trên l- u vực có độ cao khoảng từ 100 – 1000 m. Đỉnh cao nhất có độ cao trên 1000 m là đỉnh thuộc dãy Tr- ờng Sơn. Địa hình dốc có xu thế thấp dần theo h- ớng Tây Nam - Đông Bắc và h- ớng Tây - Đông (Hình 2.1).[1]

Vùng đồi núi có độ dốc biến đổi từ 15° - 30° , lại phân bố kề cận với vùng đồng bằng và ngay giữa đồng bằng, không những khống chế dòng chảy chung từ Tây - Đông đóng vai trò bức t- ờng chắn bảo áp thấp nhiệt đới gây ra "m- a địa hình" mà còn hạn chế chiều dài, diện tích l- u vực của sông, và tăng độ dốc của đáy sông. Độ dốc trung bình đáy sông từ 1.5° - 3° đôi khi còn lớn hơn. Vùng trung du gồm những đồi núi thấp, nhấp nhô, độ cao từ 100 – 500 m, độ dốc khoảng 5° - 8° . Hạ l- u dòng sông nằm ở vùng đồng bằng, nhìn chung địa hình không đ- ợc bằng phẳng, độ dốc trung bình khoảng $< 5^{\circ}$, độ cao d- ới 100 m. Với địa hình phức tạp và độ dốc lớn sẽ làm tăng khả năng tập trung dòng chảy mặt trên l- u vực.



Hình 2.1 Bản đồ địa hình l- u vực sông Tả Trạch

2.3. ĐỊA CHẤT, THỔ NH- ỜNG

Các nhánh của sông Tả Trạch chảy qua các vùng đá gốc khác nhau. Th- ợng nguồn sông Tả Trạch chảy qua các đá mắc ma của phức hệ Hải Vân, Quế Sơn, Hải Lộc và chảy qua các đá trầm tích - biến chất thuộc hệ tầng A V- ợng, hệ tầng Tân Lâm. Trên l- u vực sông Tả Trạch có móng đá gốc cấu tạo bởi các đá thuộc hệ tầng Cô Bai, hệ tầng Long Đại. Khu vực này có các móng đá gốc bồn trũng nằm ở độ sâu khoảng 50 – 70 m. Bề mặt móng đá gốc ở trên l- u vực sông Tả Trạch có h- ớng nghiêng từ Tây sang Đông có độ dốc khoảng 5° .

Ở l- u vực sông Tả Trạch Mioxen có các lớp cơ bản sau:

Lớp cuội, sỏi, lẫn ít tầng màu vàng xám đến màu xám trắng.

Lớp cát kết chứa trên cuội sỏi màu xám tro, xám trắng, có chứa nhiều vật chất hữu cơ và ngậm ít ô xít sắt màu nâu vàng.

Lớp cát thạch anh xen kẽ những lớp sét chứa nhiều vật chất hữu cơ.

Hạ - Trung Pleixtonxen trong l- u vực gồm có các lớp:

Lớp cuội - sỏi hỗn tạp (đá khoáng), lớp cát màu xám vàng xen lẫn các lớp mỏng hoặc các thấu kính cát pha. Lớp này có diện phân bố hẹp, ít phổ biến.

Các thành tạo trầm tích chung trong l- u vực có các lớp:

Lớp sét pha màu xám tro, phân lớp rõ ràng, chiều dày ổn định.

Lớp cát pha màu xám tro lẫn khoảng 5% - 10% sạn sỏi có độ mài mòn kém.

Lớp sét có chứa nhiều vật chất hữu cơ tích tụ lại thành từng lớp và bị nén chặt lại. Tầng này có nguồn gốc sông – biển, vì vậy chúng phân bố rộng rãi trong khu vực. Chiều dày của chúng ổn định dao động từ khoảng 45 - 50 m.

Trầm tích Pleixtonxen th- ụng khu vực sông Tả Trạch gặp ở nhiều nơi, vừa lộ ra trên mặt vừa gặp trong các hố khoan sâu trong l- u vực, thành phần chủ yếu gồm có: tầng sét, sét pha, cát và cát pha. Phần trên của những lớp này th- ờng bị laterit hoá nên xuất hiện màu loang lổ. Tầng cát, cát pha màu vàng rất đặc tr- ng, phân bố thành từng dải. Thành phần chính là cát thạch anh hạt mịn đều trung bình.

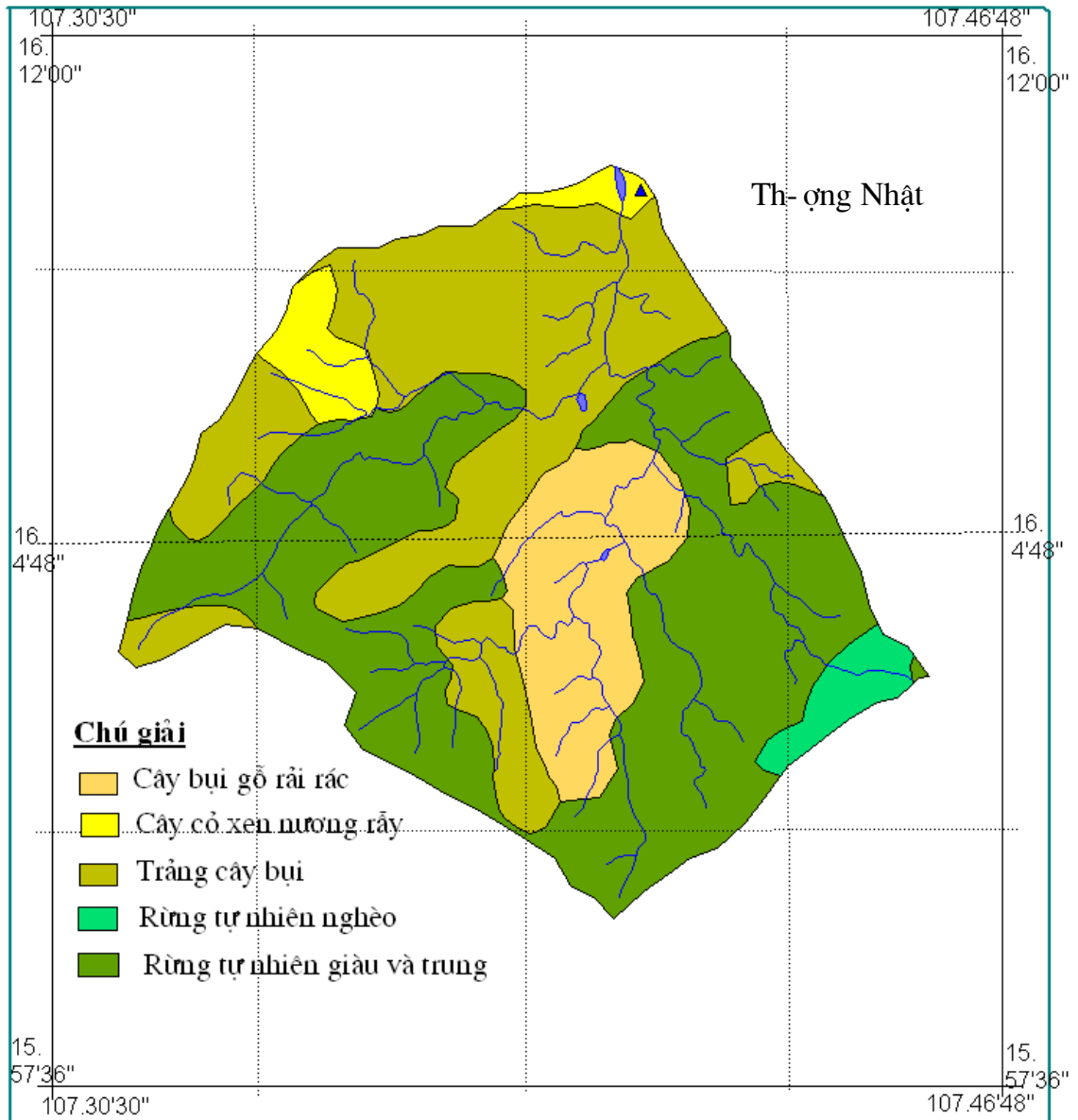
Các thành phần trầm tích trong thời kỳ Holoxen là bộ tầng quan trọng tạo nên diện mạo hiện tại của vùng đồng bằng khu vực sông Tả Trạch có các lớp: cát màu xám vàng hạt khô đến trung bình; sét, cát chứa bùn hữu cơ màu xám xanh, chiều dày ở trong l- u vực khoảng từ 10 - 20 m.

Tầng trầm tích, thành phần chính là sét, sét pha, một vài khu vực xuất hiện các lớp bùn mỏng. Trong tầng này có chứa nhiều vật chất hữu cơ nên có màu đen rất đặc tr- ng. Vị trí của tầng này t- ơng đối ổn định, dọc bờ sông Tả Trạch lộ ra ở mức xấp xỉ mặt n- ớc vào mùa khô.[9]

Các loại đất trên l- u vực sông Tả Trạch: đất phù sa chua có diện tích 8.172 km² chiếm 3.92%; đất xám Feralit có diện tích 167.2 km² chiếm 80.27%; đất xám mùn trên núi có diện tích 32.91 km² chiếm 15.81%.

Sông Tả Trạch chảy qua nhiều vùng đá gốc khác nhau, đất ít thấm n-ớc với l-ợng m-a nhiều, khả năng sinh dòng chảy mặt lớn thuận lợi cho việc hình thành lũ trên sông.

2.4. THẨM PHỦ THỰC VẬT



Hình 2.2. Bản đồ rừng l- u vực sông Tả Trạch

Lớp phủ thực vật đóng vai trò quan trọng đối với khả năng hình thành lũ lụt đó là khả năng điều tiết n-ớc. Rừng tự nhiên trên l- u vực bị tàn phá do tình trạng chặt phá rừng và tập quán sống du canh du c- phá rừng làm n- ơng rẫy dẫn đến suy giảm diện tích rừng tự nhiên, làm tăng độ xói mòn đất.[5]

Bảng 2.1. Hiện trạng rừng năm 2000 l- u vực sông Tả Trạch[5]

STT	Loại rừng	Diện tích (km ²)	Diện tích (%)
1	Rừng tự nhiên lá rộng th- ờng xanh th- a	53.4	25.72
2	Rừng tự nhiên lá rộng th- ờng xanh kín	1.3	0.62
3	Rừng tự nhiên lá rộng th- ờng xanh trung bình	37.3	17.92
4	Đất trồng cây bụi tre nửa rải rác, trồng cỏ	28.1	13.5
5	Đất trồng cây gỗ rải rác	70.1	33.69
6	N- ồng rẫy xen dân c-	17.8	8.55

Nhìn chung lớp phủ thực vật trên l- u vực sông Tả Trạch khá phong phú, và rất nhiều loại cây sinh sống, đặc biệt là rừng tự nhiên có một diện tích khá cao (Hình 2.2; Bảng 2.1). Với tỷ lệ che phủ cũng khá cao, *góp phần đáng kể cho việc giữ n- ớc trên l- u vực làm giảm l- ượng dòng chảy mặt.*

2.5. KHÍ HẬU

L- u vực sông Tả Trạch nằm trọn trong tỉnh Thừa Thiên Huế là một tỉnh cực Nam của vùng duyên hải Bắc Trung Bộ, có diện tích đất tự nhiên 208 km².

L- u vực sông Tả Trạch nằm trong vĩ độ nhiệt đới nên thừa h- ồng một chế độ bức xạ phong phú và có một nền nhiệt độ cao, nằm giữa Việt Nam, tỉnh Thừa Thiên Huế hay cụ thể là l- u vực sông Tả Trạch là vùng chuyển tiếp giữa khí hậu miền Bắc và khí hậu miền Nam còn dãy Bạch Mã là ranh giới tự nhiên giữa 2 miền Bắc - Nam.

Vì vậy, đây là nơi diễn ra sự t- ơng tác giữa các vùng không khí xuất phát từ các trung tâm khí hậu tác động khác nhau trong khu vực gió mùa Đông Nam Á, không khí lạnh từ phía bắc tràn xuống, không khí xích đạo từ phía Nam chuyển lên, không khí biển từ phía đông lấn vào và không khí ở vịnh Bengan từ phía tây v- ợt qua. Hệ quả là khí hậu trong khu vực này có tính biến động lớn và hay xảy ra những dị th- ờng dẫn đến thiên tai nh- bão, lũ, lốc tố, hạn hán, gây xói lở bờ sông, bờ biển, trong đó bão lũ là những thiên tai nguy hiểm nhất. Bên cạnh vị trí địa lý, địa hình cũng góp phần quan trọng làm tăng thêm sự khắc nghiệt của khí hậu.

- **Chế độ nhiệt:** Nhiệt độ trung bình năm vào khoảng 24 - 25⁰C ở vùng đồng bằng, vùng núi còn thấp hơn khoảng 22 - 23⁰C ở độ cao 500 m. Nh- ng giữa tháng mùa đông t- ong đối lạnh, có 3 tháng là tháng XII, I, II, nhiệt độ giảm xuống d- ới 22⁰C ở đồng bằng, d- ới 20⁰C từ độ cao trên 400 m. Tháng lạnh nhất là vào tháng I có nhiệt độ trung bình trên d- ới 20⁰C ở đồng bằng, d- ới 10⁰C ở độ cao từ trên 400 m. Nhiệt độ tối thấp trung bình trong tháng vào khoảng 17⁰C vùng đồng bằng, giảm xuống 13 - 15⁰C ở độ cao trên 500 m.

Mùa hạ có tới 3 - 4 tháng (từ tháng IV đến tháng VIII) nhiệt độ trung bình đạt trên 28⁰C. Nhiệt độ tối cao khoảng 33⁰C và nhiệt độ trung bình là 24⁰C. Tháng nóng nhất từ tháng VI đến tháng VII, nhiệt độ trung bình lên tới 29 - 29.5⁰C.

Biên độ dao động ngày và đêm của nhiệt độ khoảng 7 - 8⁰C. Thời kỳ dao động mạnh nhất là các tháng giữa và đầu mùa hạ, biên độ này đạt đến 9 - 10⁰C. Thời kỳ dao động ít nhất vào các tháng giữa mùa đông, biên độ này khoảng từ 5 - 6⁰C.

- **Độ ẩm:** Trong khu vực này độ ẩm rất cao, trung bình năm đạt tới 85 - 88%, mùa ẩm kéo dài từ tháng IX đến tháng VI, có độ ẩm trung bình trên d- ới 90%. Tháng ẩm nhất là tháng giữa mùa đông (tháng XII hoặc tháng I) có độ ẩm trung bình (90 - 93%). Những tháng khô là khoảng 3 tháng từ tháng (V đến tháng VII) độ ẩm trung bình vào khoảng (75 - 80%). Sự chênh lệch giữa độ ẩm trung bình tháng ẩm nhất và khô nhất trên d- ới 15%. Độ ẩm rất thất th- ờng quan sát đ- ọc trong những ngày gió tây khô nóng, có thể đạt giới hạn tối thấp tuyệt đối tới 15 - 20%.

- **Mây:** Thời kỳ nhiều mây từ tháng (X đến tháng III). Hai tháng nhiều mây nhất là tháng XI và XII. Hai tháng có ít mây nhất là tháng V và tháng VI .

- **Nắng:** Thời kỳ ít nắng là những tháng mùa đông (XI-III) trong khu vực không tới 100 giờ nắng. Tháng ít nắng nhất là tháng II ở khu vực phía Bắc, tháng VII hay tháng I ở khu vực phía Nam, có chừng 70 đến 80 giờ nắng gồm 4 tháng từ tháng V đến tháng VIII, số giờ nắng mỗi tháng v- ợt quá 200 giờ ở khu vực phía Bắc, 150 giờ ở khu vực phía Nam. Tháng nhiều nắng nhất là tháng VII, với số giờ nắng trung bình lên tới 250 giờ ở khu vực phía Bắc, 200 giờ ở khu vực phía Nam.

- **M- a:** L- ượng m- a hàng năm rất lớn, đạt tới cấp 2500 – 3399 mm, so với trung bình cả n- ớc là 1960 mm thì l- ượng m- a Tả Trạch lớn hơn nhiều. Số ngày m- a hàng năm đạt khoảng 140 - 150 ngày. Mùa m- a lũ kéo dài 6 tháng từ tháng VIII - I. Tháng m- a lớn nhất vào tháng X và tháng XI, trung bình mỗi tháng thu đ- ợc 600 –

700 mm và hơn thế nữa riêng hai l- ợng m- a tháng này gộp lại chiếm 45% l- ợng m- a toàn năm, trung bình mỗi tháng quan sát đ- ợc 4 - 5 ngày m- a trên 50 mm. Mùa ít m- a bắt đầu từ tháng II và kết thúc vào tháng VII. L- ợng m- a trong mùa này không phải là quá ít, mỗi tháng trung bình cũng thu đ- ợc từ 60 đến 80 mm n- ớc với 7 - 8 ngày m- a. Tháng ít m- a nhất vào tháng VII có nơi tháng III hoặc tháng II l- ợng m- a trung bình tháng này độ 50 – 60 mm, số ngày m- a (5 - 7 ngày). Trong khu vực này th- ờng có m- a lũ tiểu mãn xuất hiện vào khoảng tháng VI.

- **Gió:** H- ớng gió chủ yếu vào mùa đông là Tây Bắc và mùa hạ là Tây và Tây Nam. Tốc độ gió lớn nhất vào tháng VII, và tháng VIII, thấp nhất vào tháng IX, và tháng XII .

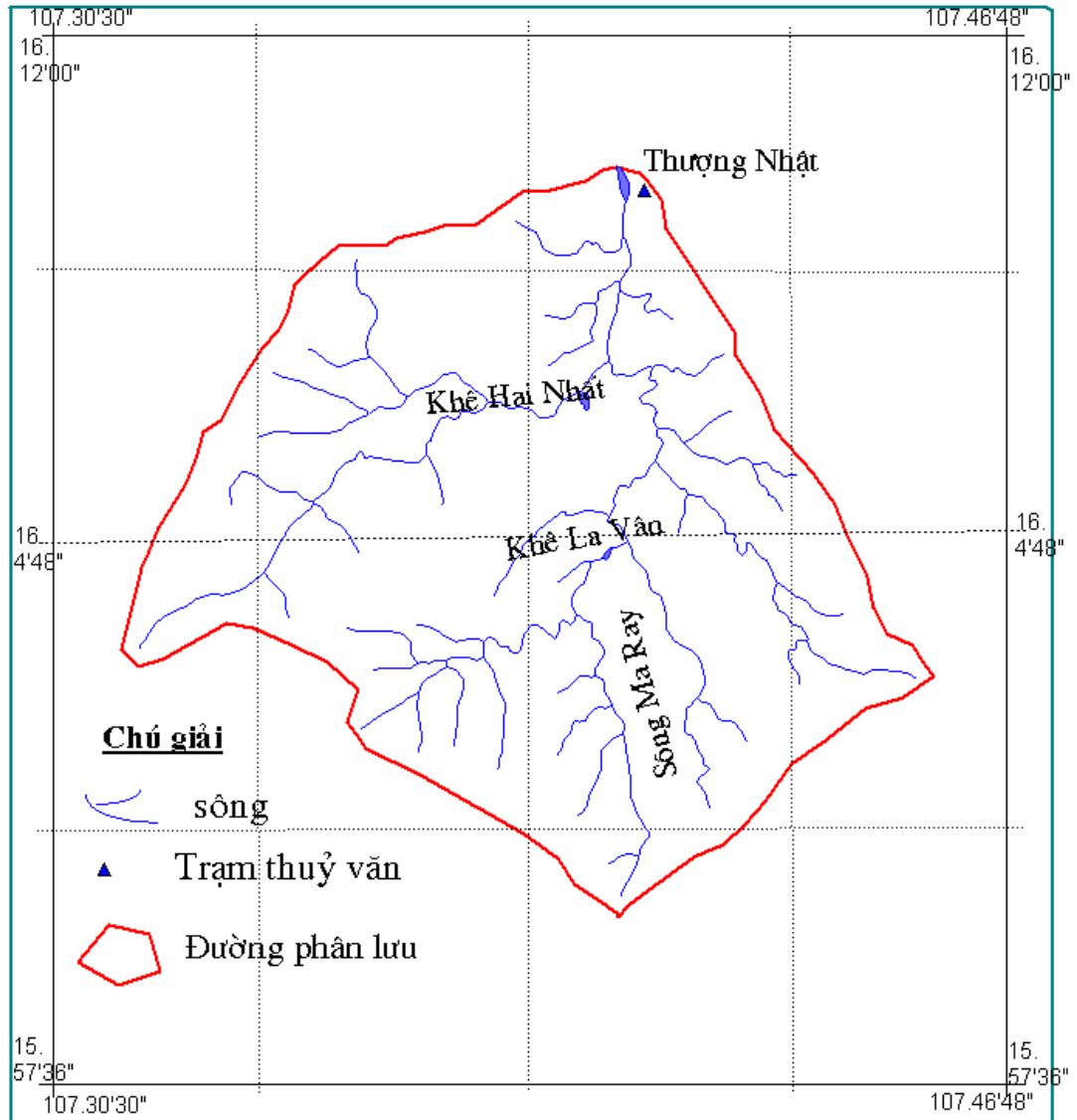
- **Bốc hơi:** L- ợng bốc hơi trung bình nhiều năm trong khu vực này nằm trong khoảng từ 934 - 1000mm và bốc hơi n- ớc nhiều nhất vào tháng VII và ít nhất vào tháng XII.

2.6. MẠNG L- ỢI THUYẾT VẠN VÀ ĐẶC ĐIỂM DÒNG CHẢY

Sông Tả Trạch bắt nguồn từ phía Đông dãy Tr- ờng Sơn có độ cao trên 1000m, và bắt nguồn từ hai nhánh chính, nhánh thứ nhất chảy theo h- ớng Tây Nam - Đông Bắc, nhánh thứ hai chảy theo h- ớng Nam Bắc, hai nhánh gặp nhau tại Khê Hai Nhất và hình thành nên sông Tả Trạch chảy theo h- ớng Nam – Bắc (Hình 2.3).

Sông Tả Trạch có diện tích t- ơng đối nhỏ chỉ với 208 km², chiều dài sông là 16.7 km, có tới 3/4 chiều dài sông chảy qua vùng đồi núi và trung du. Độ cao bình quân l- u vực là khá lớn khoảng 450m. Hệ số uốn khúc của dòng chính là không cao, khoảng 1.13. Phần th- ợng l- u và trung l- u dài khoảng 14.5 km, dòng chảy nhỏ hẹp và t- ơng đối khúc khuỷu và dốc. Phần hạ l- u từ Khê Hai Nhất đến trạm Th- ợng Nhật dài khoảng 2.2 km lòng sông mở rộng hơn, bằng phẳng và t- ơng đối thẳng. [4]

Sông Tả Trạch là một nhánh hình thành nên sông H- ợng, trong l- u vực có một phụ l- u cấp I của l- u vực sông H- ợng là Khê Hai Nhất. Phụ l- u cấp II là Khê La Vân, sông Khê Ta Man và sông Ma Ray. L- u vực nằm ở th- ợng l- u sông H- ợng nên các sông suối ở đây th- ờng ngắn và dốc. Mật độ sông suối trong khu vực này khoảng 0.63 km/km² , sông suối phát triển mạnh ở phía Nam.



Hình 2.3. Mạng l-ới thủy văn l- u vực sông Tả Trạch

Mùa lũ trên sông Tả Trạch xuất hiện từ tháng X - XII chiếm khoảng 66,7% l- ượng dòng chảy năm của mùa lũ $M_{lũ} = 51,15 \text{ l/s.km}^2$. Tháng XI là tháng có dòng chảy sông ngòi lớn nhất. So với trung bình cả n- óc thì đây là vùng có trị số dòng chảy lũ khá lớn. Mùa kiệt trong l- u vực kéo dài trong 9 tháng từ tháng I đến tháng IX và chiếm khoảng 33.3% tổng l- ượng dòng chảy năm.

Có thể thấy rằng hệ số sông suối của l- u vực t- ổng đối lớn 0.63 km/km^2 . Tuy nhiên khả năng điều tiết dòng chảy trên l- u vực là không cao, mức độ tập trung n- óc trên l- u vực sông Tả Trạch là rất lớn. Với vị trí địa lý đón gió thuận lợi nên l- ượng m- a hàng năm mang đến l- u vực là rất phong phú vào khoảng 2500 – 3399 mm số ngày m- a trong năm đạt 140 đến 150 ngày. L- ượng m- a có xu thế tăng dần từ

Đông sang Tây do sự biến đổi tăng dần của độ cao địa hình từ Đông sang Tây. Th- ợng nguồn có độ cao trên 1000 m còn phần hạ l- u chỉ khoảng 80 – 100 m. L- ợng m- a hàng năm lớn nh- vậy cộng với cấu tạo địa chất trong khu vực này rất phức tạp, phần lớn là các lớp đá gốc khả năng thấm n- ớc kém nên hàng năm l- u vực này sản sinh ra một l- ợng dòng chảy mặt khá lớn. $M_0=76.7 \text{ l.s/km}^2$, trong đó trung bình cả n- ớc là $M_0=30.9 \text{ l.s/km}^2$.

Chương 3

HIỆU CHỈNH CÔNG THỨC SCS TRÊN L- U VỰC SÔNG TẢ TRẠCH

3.1. TÌNH HÌNH SỐ LIỆU VÀ PH- ƠNG PHÁP XỬ LÝ.

3.1.1. Tình hình số liệu

M- a: Tài liệu thu thập là m- a thời đoạn, gồm có 5 trận m- a gây lũ tiêu biểu của các năm 2004 – 2005 do Trung tâm t- liệu KTTV cung cấp (bảng 3.1).

Số liệu dòng chảy: Số liệu thu thập đ- ợc là giá trị dòng chảy tại cửa ra (trạm Th- ợng Nhật) theo ngày và giờ t- ơng ứng với thời gian từng trận m- a đ- ợc cung cấp bởi Trung tâm t- liệu KTTV.

Bảng 3.1. Thời gian các trận lũ đ- ợc lựa chọn

Trận	Thời gian
1	13h/24/11/2004 - 13h/25/11/2004
2	19h/12/9/2005 - 19h/13/9/2005
3	1h/8/10/2005 - 1h/9/10/2005
4	19h/23/10/2005 - 19h/24/10/2005
5	1h/1/11/2005 - 1h/2/11/2005

Số liệu mặt đệm: Bao gồm bản đồ địa hình, bản đồ rừng, bản đồ sử dụng đất, bản đồ độ dốc và bản đồ mạng l- ới thủy văn năm 2000 do Tổng cục địa chính cung cấp.

+ Bản đồ địa hình: Là bản đồ các đ- ờng đồng mức tỷ lệ 1: 100 000, đ- ợc sử dụng để xác định h- ớng dòng chảy phục vụ việc phân chia các đoạn sông, và phân tử. Ngoài ra bản đồ địa hình còn đ- ợc dùng trong việc tính độ dốc lòng dẫn.[1]

+ Bản đồ rừng tỷ lệ 1: 100 000 mô tả hiện trạng các loại cây trồng và rừng tự nhiên trên l- u vực. Đ- ợc sử dụng để xác định hệ số nhám n của từng phân tử theo ph- ơng pháp trung bình trọng số.[5]

+ Bản đồ hiện trạng sử dụng đất: Trong bản đồ này mô tả tình hình sử dụng đất tại từng khu vực trên l- u vực, sử dụng để lấy hệ số CN (trong ph- ơng pháp SCS) của từng phân tử theo ph- ơng pháp trung bình trọng số.[3]

+ Bản đồ mạng l-ới sông suối: Dùng để phân chia l-u vực thành các đơn vị thuỷ văn (l-u vực nhỏ) t-ơng ứng với mỗi đoạn sông, các dải.[4]

+ Bản đồ độ dốc: Đ-ợc sử dụng để xác định độ dốc trung bình từng phần tử theo ph-ơng pháp trung bình trọng số.[2]

Các loại bản đồ trên đều đã đ-ợc số hoá và có thể truy xuất dễ dàng qua các phần mềm GIS thông dụng.

3.1.2. Xử lý số liệu

File số liệu đầu vào (input) của mô hình cần các thông số phải xử lý sau:

Tài liệu m- a:

M- a ban đầu là giá trị đo đạc theo từng giờ tại trạm Th-ợng Nhật do Trung tâm t- liệu KTTV cung cấp. Và theo yêu cầu số liệu đầu vào là m- a tích lũy theo giờ, nên từ số liệu m- a theo giờ tại trạm Th-ợng Nhật ta tiến hành lũy tích theo thời đoạn 6h. Sau khi tính lũy tích theo từng thời đoạn thì ta đ-ợc bảng số liệu m- a lũy tích theo các trận m- a

Tài liệu về dòng chảy

Dòng chảy ứng với từng trận lũ đ-ợc dùng để so sánh với giá trị dòng chảy mô phỏng sau khi chạy mô hình. Đ-ợc trích từ chuỗi số liệu dòng chảy đo cùng với thời điểm đo m- a do Trung tâm t- liệu KTTV cung cấp từ năm 2004 – 2005.

Tài liệu mặt đệm

L-u vực sông Tả Trạch đ-ợc chia thành một l-ới tính gồm các đoạn sông, dải l-u vực và các phần tử trên nguyên tắc phân tích tính đồng nhất về độ dốc s-ơn và h-ớng dòng chảy qua bản đồ địa hình và bản đồ mạng l-ới thuỷ văn trên l-u vực.

Phân đoạn sông: Từ bản đồ mạng l-ới sông đã phân chia l-u vực sông Th-ợng Nhật thành 10 đơn vị thuỷ văn (10 l-u vực nhỏ) t-ơng ứng với 10 đoạn sông, các l-u vực nhỏ này đ-ợc ký hiệu từ I đến X, chúng còn thể hiện đ-ợc sự đồng nhất về độ dốc và khả năng tập trung n-ớc (hình 3.1).[9]

Bảng 3. 2. Số dải của các đoạn sông l- u vực Tả Trạch - Th- ợng Nhật

L- u vực	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Số dải	2	5	2	4	4	4	3	2	3	1

Bảng 3.3. Các phân tử của l- u vực sông Tả Trạch – Th- ụng Nhật

STT	Sông I	Sông II	Sông III	Sông IV	Sông V	Sông VI	Sông VII	Sông VIII	Sông IX	Sông X
1	IL11	IIL11	IIIL11	IVL11	VL11	VIL11	VIIIL11	VIIIL11	IXL11	XL11
2	IL21	IIL21	IIIL12	IVL21	VL21	VIL21	VIIIL21	VIIIL12	IXL21	XR11
3	IR11	IIL31	IIIL21	IVL31	VL31	VIL31	VIIIL31	VIIIL21	IXL31	
4	IR21	IIL41	IIIL22	IVL41	VL41	VIL41	VIIIR11	VIIIL22	IXR11	
5		IIL51	IIR11	IVR11	VR11	VIR11	VIIIR21	VIIIR11	IXR21	
6		IIR11	IIIR12	IVR21	VR21	VIR21	VIIIR31	VIIIR21	IXR31	
7		IIR21	IIIR21	IVR31	VR31	VIR31				
8		IIR31	IIIR22	IVR41	VR41	VIR41				
9		IIR41								
10		IIR51								
Tổng	4	10	8	8	8	8	6	6	6	2

Phân dải dòng chảy: Sau khi đã phân l- u vực thành các đoạn sông ta tiến hành chia đoạn sông thành các dải, sao cho trong mỗi dải dòng chảy xảy ra độc lập với dải khác và có h- ớng vuông góc với h- ớng dòng chảy lòng dẫn trong phần tử lòng dẫn. Số thứ tự của các dải đ- ợc tăng dần từ th- ụng l- u về hạ l- u của đoạn sông, sau khi đã phân dải thì ta đ- ợc số dải ứng với các đoạn sông (bảng 3.2).[9]

Phân chia các phân tử: Từ các dải của các đoạn sông (bảng 3.2) tiến hành chia các dải ra thành các phân tử s- ờn dốc sao cho độ dốc s- ờn dốc trong mỗi phân tử t- ơng đối đồng nhất. Theo giả thiết đó thì sau khi chia l- u vực sông Tả Trạch đến trạm Th- ụng Nhật ta đ- ợc một l- ới bao gồm 66 phân tử, số phân tử của các đoạn sông đ- ợc ký hiệu theo thứ tự sau: (hình 3.1)[9]

Các phân tử ở phía trái của lòng dẫn của dải đ- ợc đặt tên là IL11... XL11, T- ơng tự nh- vậy các phân tử của dải ở phía phải của lòng dẫn của dải đ- ợc đánh số là: IR11... XR11, trong đó ký hiệu số La Mã từ I đến X - là chỉ số của đoạn sông, chữ cái L, R - là chỉ phân tử thuộc phía trái và phía phải của lòng dẫn, số tự nhiên thứ nhất là chỉ thứ tự của dải, số tự nhiên thứ hai là chỉ thứ tự của phân tử trong dải. Tên của các phân tử đ- ợc thống kê trong (bảng 3.3).

Chiều dài, chiều rộng và diện tích của phần tử đ-ợc xác định từ bản đồ số. Diện tích đ-ợc đo trực tiếp, chiều dài của từng phần tử đo theo h-ớng dòng chảy và chiều rộng trung bình là tỷ số giữa diện tích từng phần tử và chiều dài.

Tìm hệ số CN của từng phần tử: Từ bản đồ sử dụng đất sau khi đã cắt riêng từng phần tử, tiến hành đo diện tích của từng màu ứng với mỗi loại sử dụng đất trong phần tử, kết hợp với bảng phân loại đất rồi tra bảng CN để lấy và tính CN trung bình của từng phần tử theo công thức trung bình trọng số.

Hệ số nhám Manning n của từng phần tử đ-ợc xác định dựa trên bản đồ hiện trạng sử dụng đất sau khi đã cắt riêng từng phần tử, tiến hành xác định diện tích của từng loại trong phần tử rồi tra giá trị n và tính n trung bình của từng phần tử theo công thức trung bình có trọng số.

Chiều dài lòng dẫn, độ dốc lòng dẫn của dải đ-ợc xác định dựa trên bản đồ mạng l-ới sông suối và bản đồ địa hình. Độ dốc lòng dẫn của dải là tỷ số giữa độ chênh cao và chiều dài đoạn lòng dẫn.

Độ rộng lòng dẫn, độ dốc mái kênh và hệ số nhám lòng dẫn của dải là những thông số mô hình và đ-ợc tối - u trong quá trình mô phỏng cho từng dải trong l-u vực nhỏ.

Các đặc tr- ng của các phần tử trong các dải đ-ợc thể hiện ở phụ lục

3.2. CH- ỚNG TRÌNH TÍNH

3.2.1. Ch- ơng trình tính

Từ sơ đồ khối (hình 3.2) ta thấy rằng file số liệu đầu vào ta phải thiết lập cần phải có là:

Số liệu m- a lũy tích theo thời đoạn 6h, số l- ợng sông (số đoạn sông đã đ-ợc chia), và các thông số điều khiển ch- ơng trình (nh- sai số tính toán, thời gian hội tụ, vòng lặp, số cập tính...)

Thông số của các đoạn sông riêng biệt (các sông đổ vào nó, độ rộng mặt cắt cửa ra, độ dốc mái kênh, có bao nhiêu phần tử trong đoạn sông đó ...)

Thông số đặc tr- ng của từng phần tử thuộc dải trái, phải trong đoạn sông đó (độ rộng, chiều dài, độ dốc, CN, n,...)

Sau khi đã thiết lập được file số liệu chương trình bắt đầu tính toán từ thời điểm $t = t_0$ (thời điểm ban đầu m-a). Trước tiên mô hình sẽ tính lượng m-a hiệu quả của các phần tử s-ồn dốc của các sông. Tiếp theo mô hình sẽ tính toán dòng chảy s-ồn dốc theo mô hình sóng động học và phương pháp phần tử hữu hạn. Khi đã xác định được dòng chảy s-ồn dốc, mô hình tiếp tục diễn toán dòng chảy trong sông theo sóng động học (có dòng chảy khu giữa tính từ dòng chảy s-ồn dốc). Khi đã tính được dòng chảy trong các sông mô hình sẽ liên kết các sông lại tính dòng chảy trong hệ thống sông và cuối cùng xác định được lưu lượng tại mặt cắt cửa ra.

Nếu có sự cố về file đầu vào mô hình sẽ kết thúc.

Nếu đúng, cứ như vậy mô hình tiếp tục tính cho bước thời gian tiếp theo ($t+\Delta t$) cho đến thời điểm cuối cùng và cho ra kết quả bằng file output.

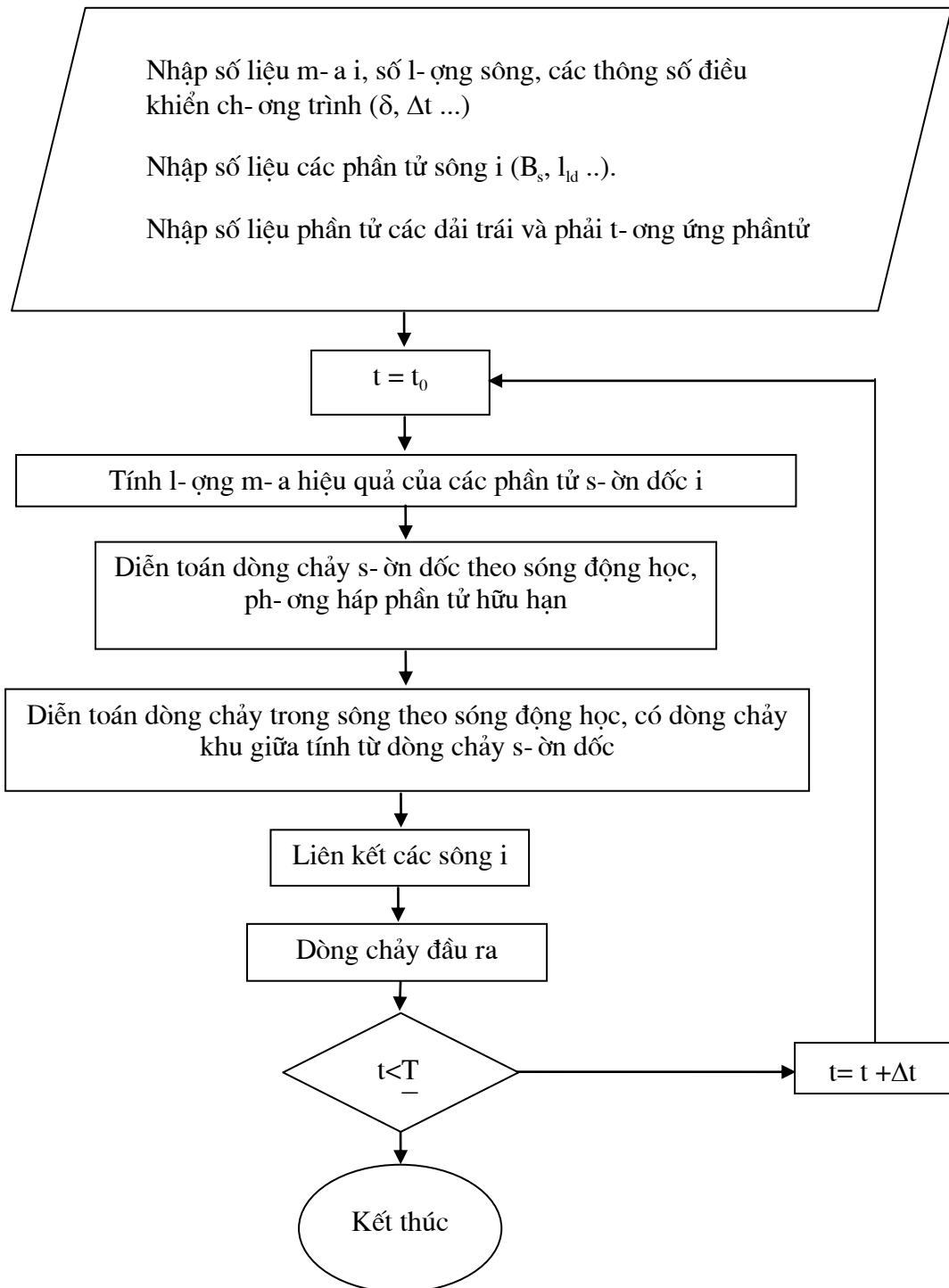
3.2.2. Phương pháp tiến hành

Phương pháp SCS là một phương pháp thực nghiệm do cơ quan thổ nh-ỡng Hoa Kỳ phát triển trên các lưu vực ở Mỹ. Vì vậy, khi áp dụng phương pháp trên các lưu vực khác thì cần phải kiểm nghiệm công thức có phù hợp không. Tức là hệ số α trong công thức tính tổn thất ban đầu $I_a = \alpha S$ với $\alpha = 0.2$ có phù hợp với điều kiện tự nhiên của lưu vực không. Để kiểm nghiệm công thức SCS, ta dùng mô hình sóng động học một chiều; lấy số liệu đầu vào là lượng m-a hiệu quả được tính từ phương pháp SCS và cho ra kết quả lưu lượng ở tuyến đo. Qua đó, có thể mô phỏng quá trình lũ.

Trong công thức $I_a = \alpha S$, lần lượt thay thế các giá trị α với $0 < \alpha < 1$. Sau đó, đưa công thức $I_a = \alpha S$ vào công thức (1.43). Sử dụng mô hình sóng động học một chiều để xác định đường quá trình lưu lượng lũ ứng với từng giá trị α . Sau đó, xác định các hệ số: R^2 , sai số đỉnh, sai số tổng của các trận lũ ứng với từng giá trị α .

Xét mỗi trận lũ, ứng với giá trị α nào mà R^2 đạt max còn sai số đỉnh, sai số tổng đạt min thì giá trị đó phù hợp. Nếu mỗi trận lũ có một giá trị α phù hợp khác nhau thì lấy trung bình các giá trị đó.

3.2.3. Sơ đồ khối



Hình 3.2 Sơ đồ khối của ch- ơng trình mô phỏng dòng chảy theo sóng động học và ph- ơng pháp phân tử hữu hạn[8],[10]

3.5. Kết quả và thảo luận

3.3.1. Kết quả hiệu chỉnh

Qua việc thay thế các giá trị α với $0 < \alpha < 1$ trong công thức tính tổn thất ban đầu $I_a = \alpha S$ cho 5 trận lũ trên, ta lập bảng sai số ứng với từng ph-ong án trong mỗi con lũ.

Đánh giá sai số: Theo tiêu chuẩn đánh giá sai số của tổ chức Khí tượng thế giới (WMO) thông qua độ hữu hiệu đánh giá qua chỉ tiêu R^2 . Độ hữu hiệu này đ-ợc xác định nh- sau:

$$R^2 = \frac{F^2 - F_0^2}{F_0^2} \cdot 100\%$$

trong đó: $F^2 = \sum_{i=1}^N (Q_{id} - Q_{it})^2$, $F_0^2 = \sum_{i=1}^N (Q_{id} - \bar{Q}_d)^2$

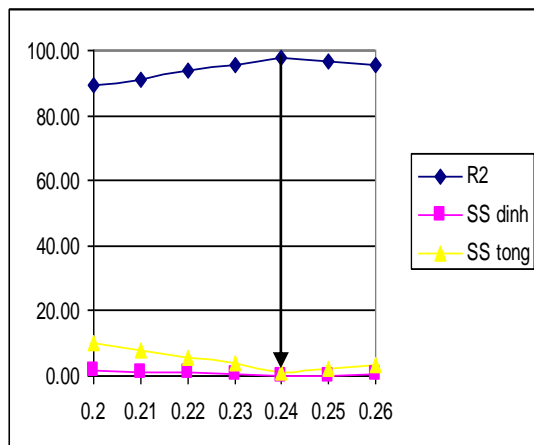
Với: Q_{id} là l- u l- ợng thực đo; Q_{it} là l- u l- ợng tính toán, \bar{Q}_d là l- u l- ợng thực đo trung bình trong thời kỳ tính toán; N là tổng số điểm quan hệ l- u l- ợng thực đo và tính toán.

$$\text{Tiêu chuẩn đánh giá nh- sau: } R^2 = \begin{cases} 40 \div 65\% & \text{đạt} \\ 65\% \div 85\% & \text{khá} \\ > 85\% & \text{tốt} \end{cases}$$

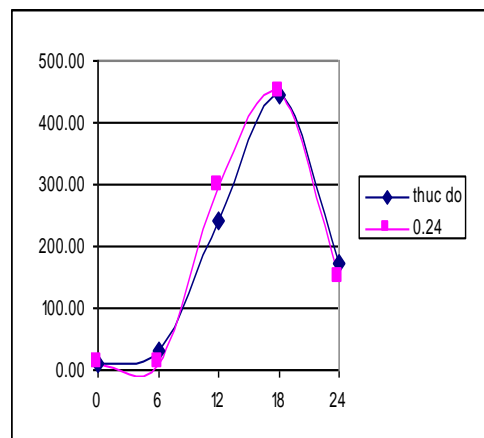
Bảng 3.4. Kết quả trận lũ 13h/24/11-13h/25/11/2004 trên l- u vực S.Tả Trạch

Ph-ong án	R^2	Sai số đỉnh	Sai số tổng
$I_a = 0.2S$	89.22	1.76	9.95
$I_a = 0.21S$	91.28	1.37	7.78
$I_a = 0.22S$	93.75	1.00	5.55
$I_a = 0.23S$	95.41	0.63	3.78
$I_a = 0.24S$	97.49	0.11	1.34
$I_a = 0.25S$	96.50	0.27	2.34
$I_a = 0.26S$	95.38	0.60	3.45

Dựa vào bảng 3.4 hoặc hình 3.3, ta thấy rằng với ph-ong án $I_a = 0.24S$ chỉ tiêu R^2 đạt giá trị max 97.49%, còn sai số đỉnh và tổng đạt giá trị min 0.11%; 1.34%. Nên ta chọn ph-ong án $I_a = 0.24S$ cho trận lũ 13h/24/11-13h/25/11/2004.



Hình 3.3. Biểu đồ chỉ tiêu R^2 , SS đỉnh, SS tổng trận lũ 13h/24/11-13h/25/11/2004



Hình 3.4. Đồ- òng quá trình lũ với $I_a = 0.24S$ trận lũ 13h/24/11-13h/25/11/2004

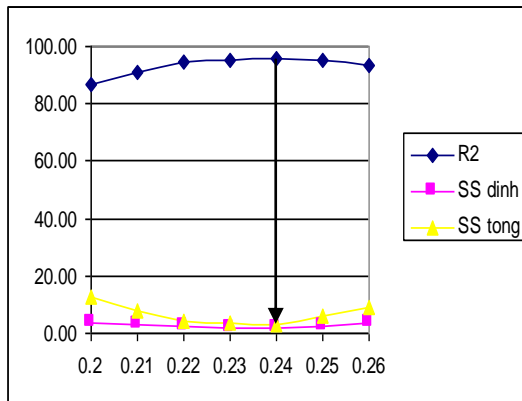
Bảng 3.5. Kết quả trận lũ 19h/12/9-19h/13/9/2005 trên l- u vực S.Tả Trạch

Ph- ơng án	R^2	Sai số đỉnh	Sai số tổng
$I_a = 0.2S$	86.89	3.48	12.94
$I_a = 0.21S$	90.86	2.87	7.66
$I_a = 0.22S$	94.43	2.25	4.45
$I_a = 0.23S$	95.06	1.60	3.87
$I_a = 0.24S$	95.94	2.10	3.17
$I_a = 0.25S$	95.11	2.65	5.99
$I_a = 0.26S$	93.39	3.54	8.85

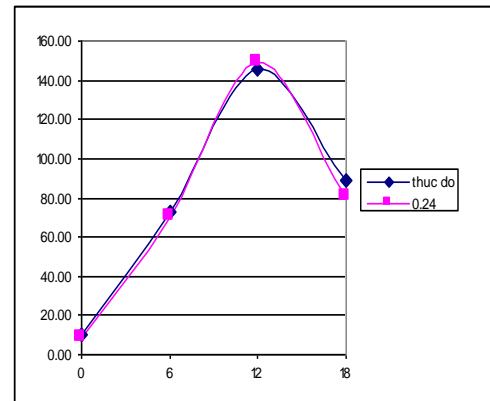
Dựa vào bảng 3.5 hoặc hình 3.5, ta thấy rằng với ph- ơng án $I_a = 0.24S$ chỉ tiêu R^2 đạt giá trị max 95.94%, còn sai số tổng đạt giá trị min 3.17%, sai số đỉnh 2.1%. Nên ta chọn ph- ơng án $I_a = 0.24S$ cho trận lũ 19h/12/9-19h/13/9/2005.

Dựa vào bảng 3.6 hoặc hình 3.7, ta thấy rằng với ph- ơng án $I_a = 0.24S$ chỉ tiêu R^2 đạt giá trị max 88.74%, còn sai số đỉnh đạt giá trị min 3.75%, sai số tổng 2.67%. Nên ta chọn ph- ơng án $I_a = 0.24S$ cho trận lũ 1h/8/10 - 1h/9/10/2005.

Dựa vào bảng 3.7 hoặc hình 3.9, ta thấy rằng với ph- ơng án $I_a = 0.25S$ chỉ tiêu R^2 đạt giá trị max 74.11%, còn sai số đỉnh và sai số tổng đạt giá trị min 1.17%, 1.53%. Nên ta chọn ph- ơng án $I_a = 0.25S$ cho trận lũ 19h/23/10 - 19h/24/10/2005.



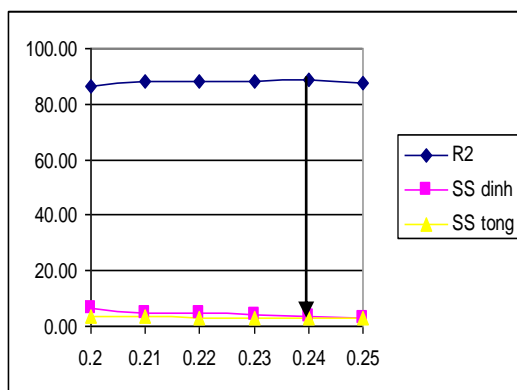
Hình 3.5. Biểu đồ chỉ tiêu R², SS đỉnh, SS tổng trận lũ 19h/12/9 - 19h/13/9/2005



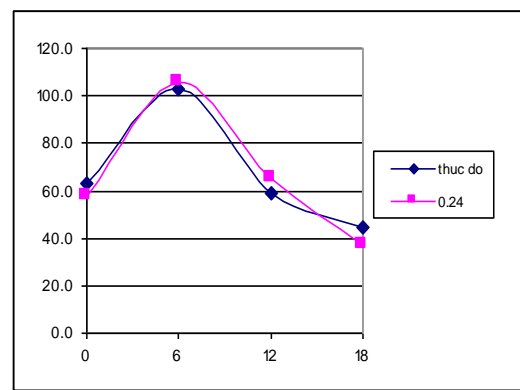
Hình 3.6.Đ- ờng quá trình lũ với I_a =0.24S trận lũ 19h/12/9 - 19h/13/9/2005

Bảng 3.6. Kết quả trận lũ 1h/8/10 - 1h/9/10/2005 trên l- u vực S.Tả Trạch

Ph- ơng án	R ²	Sai số đỉnh	Sai số tổng
I _a = 0.2S	86.15	6.61	3.68
I _a = 0.21S	87.87	4.85	3.35
I _a = 0.22S	87.98	4.52	3.03
I _a = 0.23S	88.46	3.85	2.88
I _a = 0.24S	88.74	3.75	2.67
I _a = 0.25S	87.62	3.15	3.12



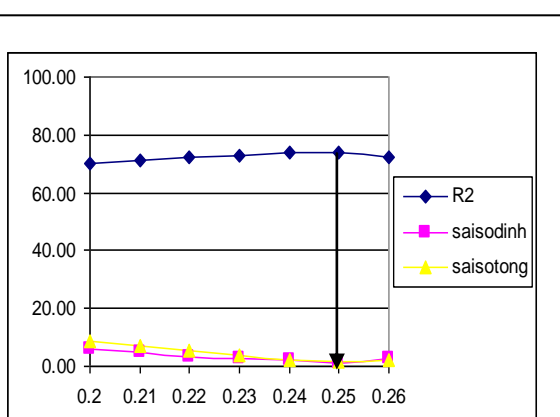
Hình 3.7. Biểu đồ chỉ tiêu R², SS đỉnh, SS tổng trận lũ 1h/8/10 - 1h/9/10/2005



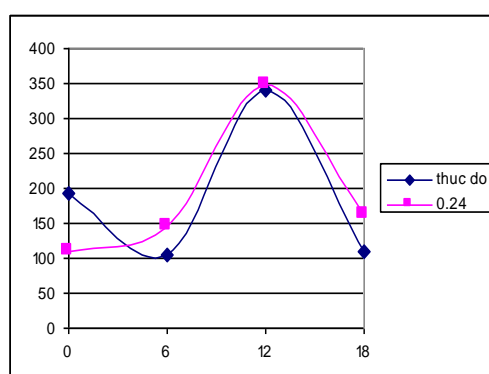
Hình 3.8.Đ- ờng quá trình lũ với I_a =0.24S trận lũ 1h/8/10 - 1h/9/10/2005

Bảng 3.7. Kết quả trận lũ 19h/23/10 - 19h/24/10/2005 trên l- u vực S.Tả Trạch

Ph- ong án	R^2	Sai số đỉnh	Sai số tổng
$I_a = 0.2S$	69.87	6.04	8.47
$I_a = 0.21S$	71.36	4.66	7.01
$I_a = 0.22S$	72.55	3.49	5.24
$I_a = 0.23S$	73.01	2.95	3.89
$I_a = 0.24S$	73.68	2.13	2.20
$I_a = 0.25S$	74.11	1.17	1.53
$I_a = 0.26S$	72.45	2.68	2.13



Hình 3.9. Biểu đồ chỉ tiêu R^2 , SS đỉnh, SS tổng trận lũ 19h/23/10 - 19h/24/10/2005

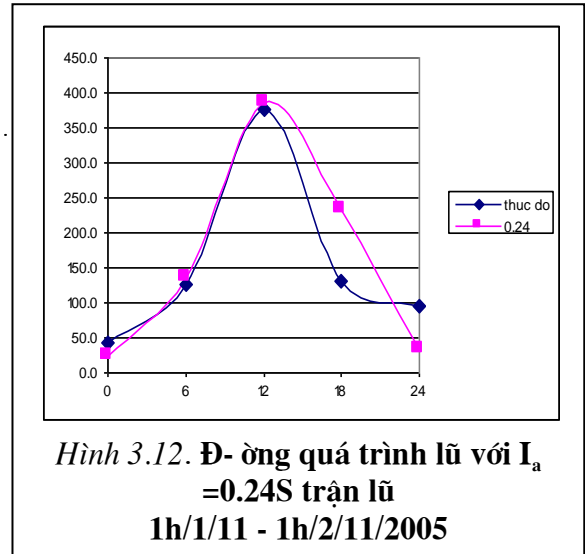
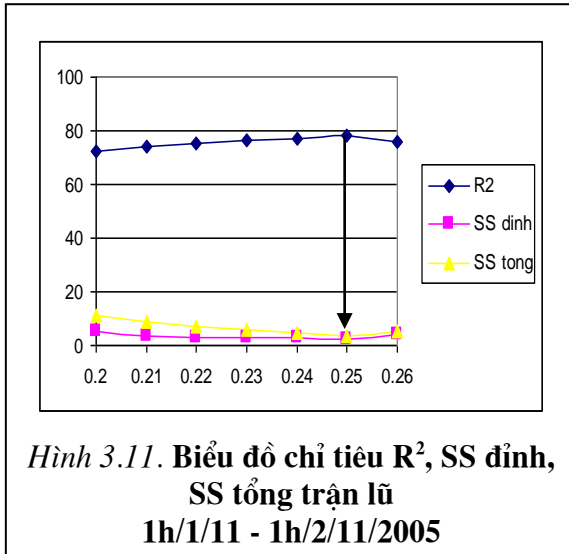


Hình 3.10. Đồ- òng quá trình lũ với $I_a = 0.24S$ trận lũ 19h/23/10 - 19h/24/10/2005

Bảng 3.8. Kết quả trận lũ 1h/1/11 - 1h/2/11/2005 trên l- u vực S.Tả Trạch

Ph- ong án	R^2	Sai số đỉnh	Sai số tổng
$I_a = 0.2S$	72.46	5.35	11.27
$I_a = 0.21S$	74.07	3.38	8.72
$I_a = 0.22S$	75.56	3.15	7.33
$I_a = 0.23S$	76.75	2.93	6.13
$I_a = 0.24S$	77.21	2.74	4.91
$I_a = 0.25S$	78.36	2.15	3.52
$I_a = 0.26S$	76.05	3.89	5.25

Dựa vào bảng 3.8 hoặc hình 3.11, ta thấy rằng với ph-ong án $I_a = 0.254S$ chỉ tiêu R^2 đạt giá trị max 78.36%, còn sai số đỉnh và sai số tổng đạt giá trị min 2.15%, 3.52%. Nên ta chọn ph-ong án $I_a = 0.25S$ cho trận lũ 1h/1/11 - 1h/2/11/2005.

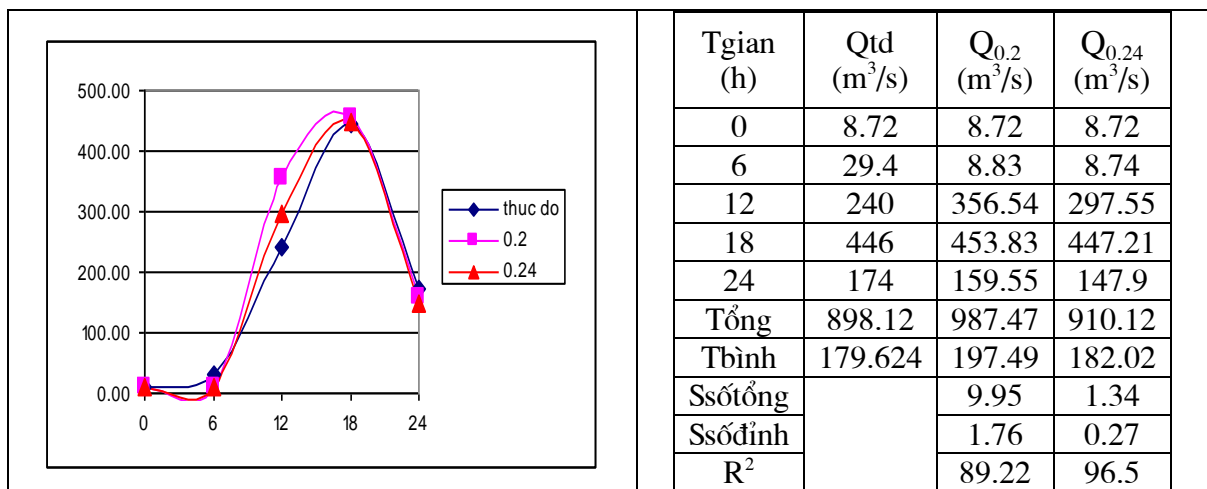


Bảng 3.9. Các ph-ong án chọn I_a của từng trận lũ

Trận	Thời gian	Ph-ong án chọn $I_a = \alpha S$
1	13h/24/11/2004 - 13h/25/11/2004	$I_a = 0.24 S$
2	19h/12/9/2005 - 19h/13/9/2005	$I_a = 0.24 S$
3	1h/8/10/2005 - 1h/9/10/2005	$I_a = 0.24 S$
4	19h/23/10/2005 - 19h/24/10/2005	$I_a = 0.25 S$
5	1h/1/11/2005 - 1h/2/11/2005	$I_a = 0.25 S$
TB		$I_a = 0.24 S$

Dựa vào bảng 3.9, có thể thấy ph-ong án $I_a = 0.24S$ phù hợp nhất

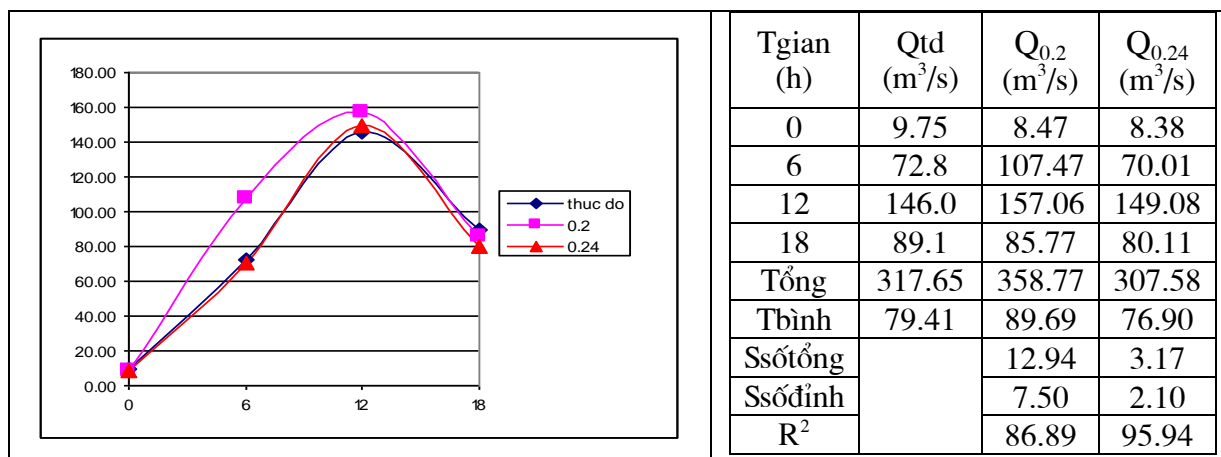
3.3.2. So sánh $I_a = 0.2S$ và $I_a = 0.24S$



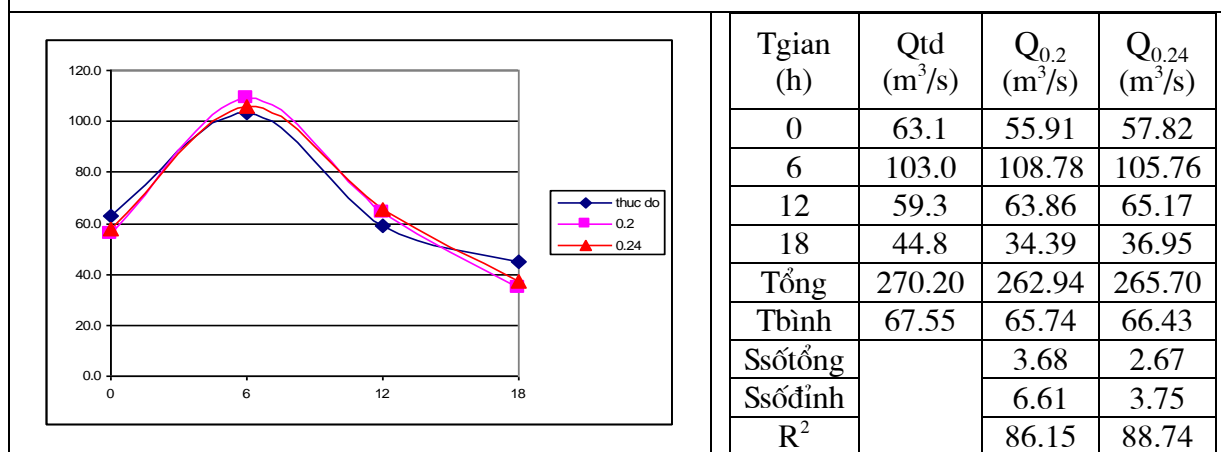
Hình 3.13. Kết quả mô phỏng lũ 13h/24/11-13h/25/11/2004 trên l- u vực S.Tả Trạch

Qua kết quả trên hình 3.13 có nhận xét:

- Về sai số đỉnh lũ: Thời gian xuất hiện đỉnh lũ là trùng nhau. Sai số đỉnh giảm từ 1.76% đến 0.27. Sai số rất nhỏ
- Về sai số tổng l- ợng: Sai số khá nhỏ giảm từ 9.95% đến 1.34%
- Về độ hữu hiệu R^2 : Mô phỏng thuộc loại tốt tăng từ 89.22% đến 96.5%



Hình 3.14. Kết quả mô phỏng lũ 19h/12/9-19h/13/9/2005 trên l- u vực S.Tả Trạch



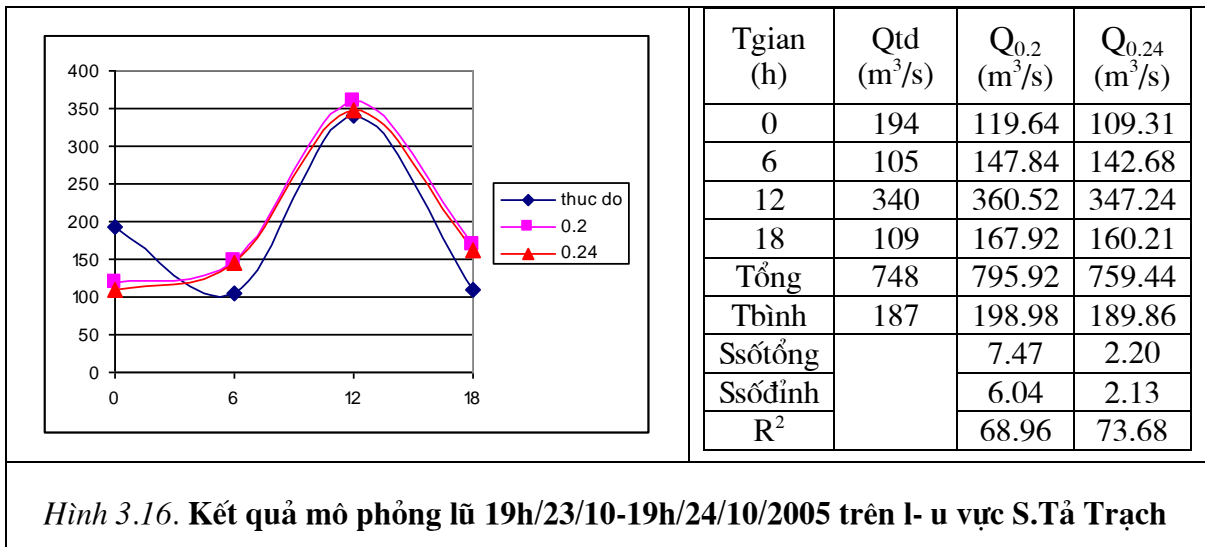
Hình 3.15. Kết quả mô phỏng lũ 1h/8/10-1h/9/10/2005 trên l- u vực S.Tả Trạch

Qua kết quả trên hình 3.14 có nhận xét:

- Về sai số đỉnh lũ: Thời gian xuất hiện đỉnh lũ là trùng nhau. Sai số đỉnh giảm từ 7.5% đến 2.1%.
- Về sai số tổng l- ợng: Sai số khá nhỏ giảm từ 12.94% đến 3.17%
- Về độ hữu hiệu R^2 : Mô phỏng thuộc loại tốt tăng từ 86.89% đến 95.94%

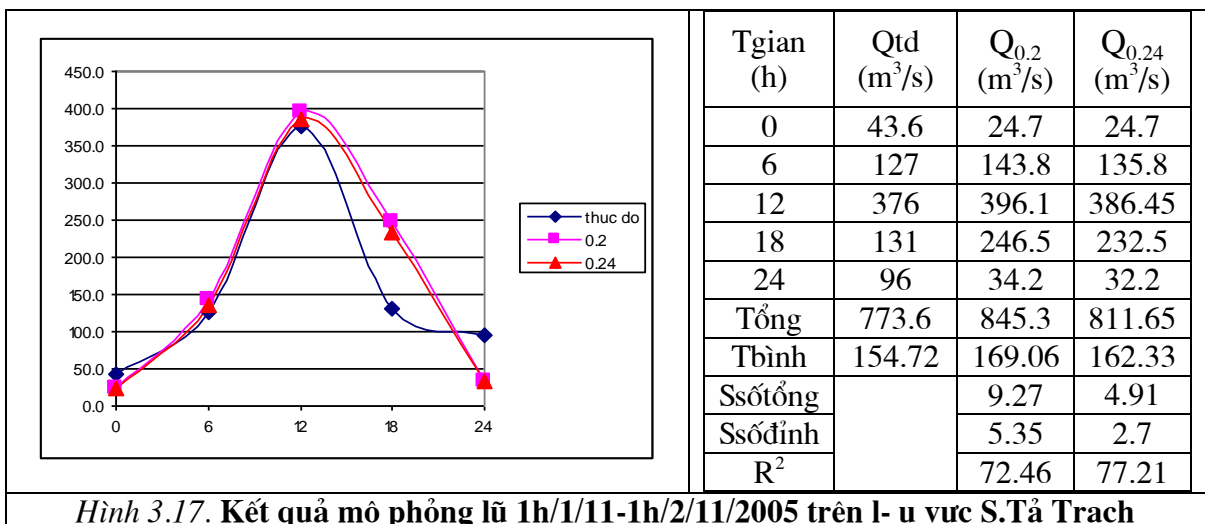
Qua kết quả trên hình 3.15 có nhận xét:

- Về sai số đỉnh lũ: Thời gian xuất hiện đỉnh lũ là trùng nhau. Sai số đỉnh giảm từ 6.61% đến 3.75%.
- Về sai số tổng l-ợng: Sai số rất nhỏ giảm từ 3.68% đến 2.67%
- Về độ hữu hiệu R^2 : Mô phỏng thuộc loại tốt tăng từ 86.15% đến 88.74%



Qua kết quả trên hình 3.16 có nhận xét:

- Về sai số đỉnh lũ: Thời gian xuất hiện đỉnh lũ là trùng nhau. Sai số đỉnh giảm từ 6.04% đến 2.13%.
- Về sai số tổng l-ợng: Sai số nhỏ giảm từ 7.47% đến 2.2%.
- Về độ hữu hiệu R^2 : Mô phỏng thuộc loại tốt tăng từ 68.96% đến 73.68%



Qua kết quả trên hình 3.17 có nhận xét:

- Về sai số đỉnh lũ: Thời gian xuất hiện đỉnh lũ là trùng nhau. Sai số đỉnh giảm từ 5.35% đến 2.7%.
- Về sai số tổng l- ợng: Sai số nhỏ giảm từ 9.27% đến 4.91%.
- Về độ hữu hiệu R^2 : Mô phỏng thuộc loại tốt tăng từ 72.46% đến 77.21%

Bảng 3.10. Các hệ số SS đỉnh, SS tổng, R^2 của các trận lũ với $I_a = 0.2 S$ và $0.24 S$

TT	Trận lũ	$I_a = 0.2 S$			$I_a = 0.24 S$		
		SS đỉnh	SS tổng	R^2	SS đỉnh	SS tổng	R^2
1	13h/24/11/2004 - 13h/25/11/2004	1.76	9.95	89.22	0.27	1.34	96.50
2	19h/12/9/2005 - 19h/13/9/2005	7.50	12.94	86.89	2.10	3.17	95.94
3	1h/8/10/2005 - 1h/9/10/2005	6.61	3.68	86.15	3.75	2.67	88.74
4	19h/23/10/2005 - 19h/24/10/2005	6.04	7.47	68.96	2.13	2.20	73.68
5	1h/1/11/2005 - 1h/2/11/2005	5.35	9.27	72.46	2.74	4.91	77.21
TB		5.45	8.66	80.74	2.20	2.86	86.41

Dựa vào bảng 3.10, nhận thấy với $I_a = 0.2 S$ thì kết quả mô phỏng các trận lũ t- ơng đối tốt: $R^2 = 80.74$, SS tổng = 8.66, SS đỉnh = 5.45(trung bình cho cả 5 trận lũ). Vì vậy có thể sử dụng ph- ơng án $I_a = 0.2 S$ đối với l- u vực sông Tả Trạch.

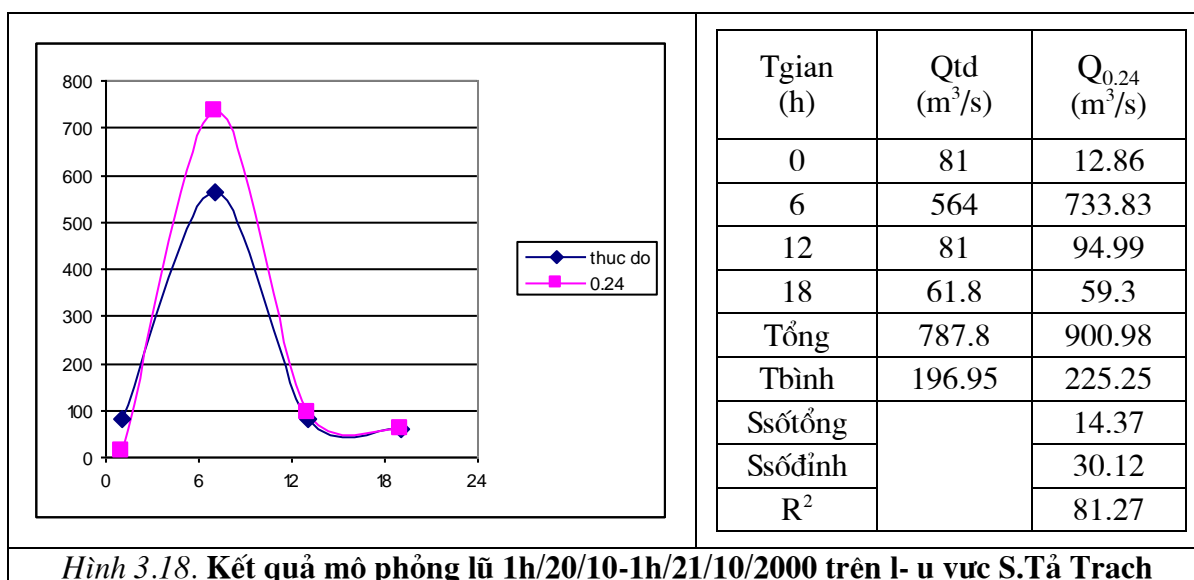
Nh- ờng với $I_a = 0.24 S$, cho kết quả mô phỏng lũ tốt hơn. So với ph- ơng án $I_a = 0.2 S$, R^2 tăng 5.67%, SS đỉnh giảm 3.25 %, SS tổng giảm 5.9%. Ph- ơng án $I_a = 0.24 S$ cho độ chính xác cao hơn. Nh- ờng vậy, đối với l- u vực sông Tả Trạch, ph- ơng án $I_a = 0.24 S$ là tối - u.

3.3.3. Kiểm tra thông số với số liệu độc lập

Để kiểm tra thông số $I_a = 0.24$ có phù hợp với điều kiện tự nhiên sông Tả Trạch, cần thử nghiệm trên chuỗi số liệu độc lập. Tiến hành chạy mô hình sóng động học một chiều với ph- ơng án $I_a = 0.24$ cho các trận lũ bên d- ới:

Bảng 3.11. Các trận lũ để kiểm tra thông số $I_a = 0.24$

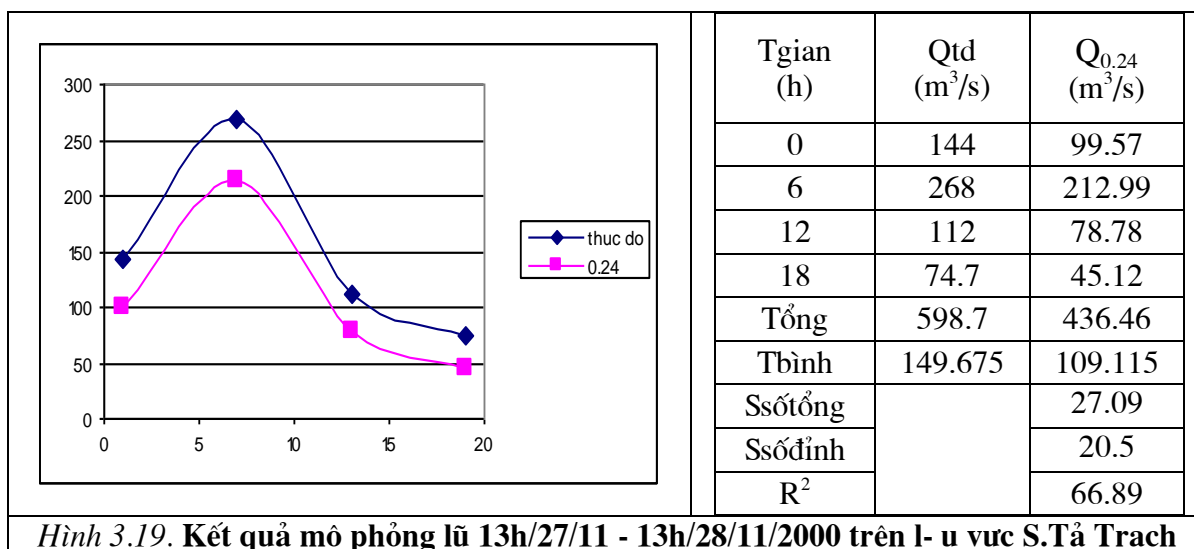
Trận	Thời gian
1	1h/20/10/2000 - 1h/21/10/2000
2	13h/27/11/2000 - 13h/28/11/2000
3	19h/22/9/2002 - 19h/23/9/2002



Hình 3.18. Kết quả mô phỏng lũ 1h/20/10-1h/21/10/2000 trên l- u vực S.Tả Trạch

Qua kết quả trên hình 3.18 có nhận xét:

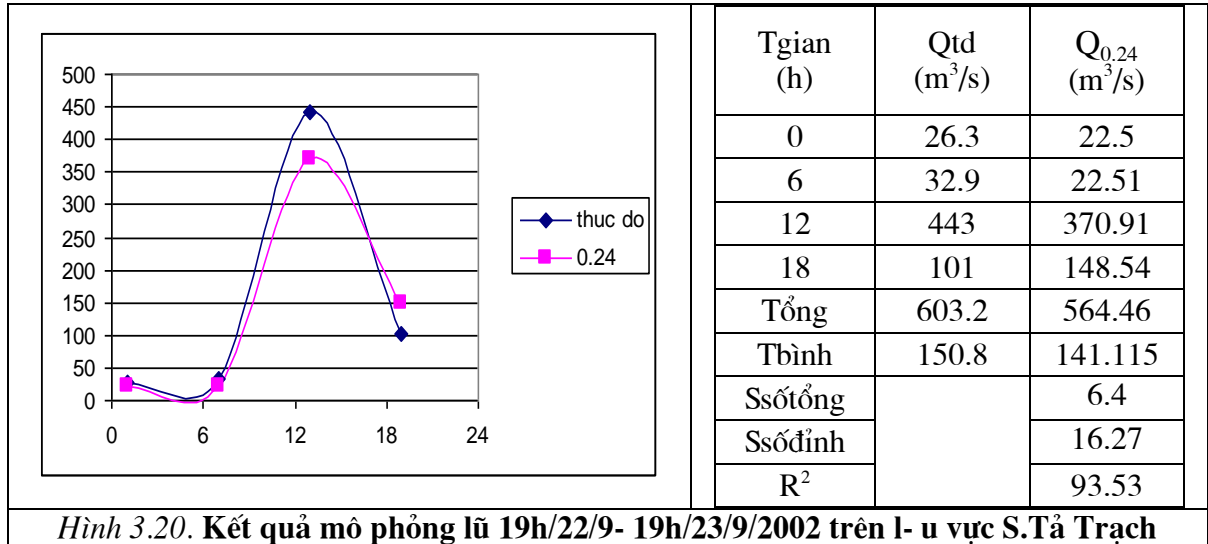
- Về sai số đỉnh lũ: Thời gian xuất hiện đỉnh lũ là trùng nhau. Sai số đỉnh khá lớn 30.12%
- Về sai số tổng l- ượng: Sai số tổng khá nhỏ 14.37%.
- Về độ hữu hiệu R^2 : Mô phỏng thuộc loại tốt 81.27%



Hình 3.19. Kết quả mô phỏng lũ 13h/27/11 - 13h/28/11/2000 trên l- u vực S.Tả Trạch

Qua kết quả trên hình 3.19 có nhận xét:

- Về sai số đỉnh lũ: Thời gian xuất hiện đỉnh lũ là trùng nhau. Sai số đỉnh 20.5%
- Về sai số tổng l- ợng: Sai số tổng khá lớn 27.09%.
- Về độ hữu hiệu R^2 : Mô phỏng thuộc loại khá 66.89%



Hình 3.20. Kết quả mô phỏng lũ 19h/22/9- 19h/23/9/2002 trên l- u vực S.Tả Trạch

Qua kết quả trên hình 3.20 có nhận xét:

- Về sai số đỉnh lũ: Thời gian xuất hiện đỉnh lũ là trùng nhau. Sai số đỉnh 16.27%
- Về sai số tổng l- ợng: Sai số tổng khá nhỏ 6.4%.
- Về độ hữu hiệu R^2 : Mô phỏng thuộc loại tốt 93.53%

Các kết quả kiểm tra ở trên cho thấy thông số $I_a = 0.24S$ đ- ợc chấp nhận. Suy ra công thức tính m- a hiệu quả trong ph- ơng pháp SCS đối với l- u vực sông Tả Trạch:

$$P_e = \frac{(P - 0.24S)^2}{P + 0.76S}$$

Từ công thức này, có thể tính đ- ợc l- ợng m- a hiệu quả là số liệu đầu vào cho mô hình sóng động học một chiều một cách chính xác hơn. Dẫn đến việc mô phỏng quá trình lũ trên l- u vực sông Tả Trạch tốt hơn.

KẾT LUẬN

Trong khoá luận này đã thực hiện đ-ợc một số việc sau :

+ Qua tìm hiểu, nghiên cứu đặc điểm địa lý tự nhiên của l- u vực sông Tả Trạch - trạm Th- ợng Nhật. Phân tích các yếu tố ảnh h- ợng đến quá trình m- a – dòng chảy: các yếu tố mặt đệm, vị trí địa lý, địa hình, địa chất thổ nh- ỡng, thảm phủ thực vật, điều kiện khí hậu... Trên cơ sở phân tích các yếu tố trên, hiểu sâu hơn về quá trình hình thành dòng chảy lũ cũng nh- sự vận chuyển n- ớc trên l- u vực.

+ B- ớc đầu đã tổng quan đ- ợc các mô hình toán về quy hoạch l- u vực nh- mô hình TANK, SSARR, HMC, mô hình sóng động học một chiều và phân tử hữu hạn... đã lựa chọn mô hình sóng động học phân tử hữu hạn để đánh giá ảnh h- ợng của việc sử dụng đất trên l- u vực đến dòng chảy mặt, với - u điểm của mô hình là có thể phân chia l- u vực ra thành nhiều phân tử nhỏ mà mỗi phân này có đặc điểm là t- ơng đối đồng nhất về độ dốc và khả năng thu n- ớc.

+ Tìm hiểu ph- ơng pháp SCS cũng nh- sự phát triển của ph- ơng pháp. Ph- ơng pháp SCS là một ph- ơng pháp không quá phức tạp nh- ng lại cho kết quả chính xác và ổn định trong việc đánh giá dòng chảy mặt. Việc thay đổi một số chỉ số tính toán từ công thức thực nghiệm của cơ quan bảo vệ đất Hoa Kỳ cho phù hợp với thực tế các l- u vực nghiên cứu đ- ợc tiến hành ở nhiều nơi nh- Ấn Độ, Úc, Ba Lan... và Việt Nam

+ Đã hiệu chỉnh công thức tính m- a hiệu quả trong công thức SCS thông qua 5 trận lũ phụ thuộc và 3 trận lũ độc lập. Ứng với công thức $I_a = 0.24S$, ta có công thức tính m- a hiệu quả:

$$P_e = \frac{(P - 0.24S)^2}{P + 0.76S}$$

Với thông số I_a sau khi hiệu chỉnh đem kiểm nghiệm với chuỗi số liệu độc lập thu đ- ợc kết quả: sai số tổng l- ợng trung bình 15.95%, sai số đỉnh lũ trung bình 22.27%, độ hữu hiệu trung bình 80.32%. Thời gian xuất hiện đỉnh lũ tính toán và thực đo trùng nhau. Qua 3 trận lũ độc lập ở trên, thông số I_a đ- ợc hiệu chỉnh là ổn định và đ- ợc chấp nhận. Việc áp dụng ph- ơng pháp SCS trên l- u vực sông Tả Trạch giờ đây có tính chính xác cao hơn. Tức là việc tính l- ợng m- a hiệu quả sinh dòng chảy mặt cũng chính xác hơn. Dẫn đến việc mô phỏng lũ trên l- u vực càng tốt hơn.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Bản đồ địa hình 1- u vực Tả Trạch, 2000. Tổng cục Địa chính.
2. Bản đồ độ dốc 1- u vực Tả Trạch, 2000. Tổng cục địa chính.
3. Bản đồ hiện trạng sử dụng đất 1- u vực Tả Trạch, 2000. Tổng cục Địa chính.
4. Bản đồ mạng l- ới thủy văn 1- u vực Tả Trạch, 2000. Tổng cục Địa chính.
5. Bản đồ rừng 1- u vực Tả Trạch, 2000. Tổng cục Địa chính.
6. Bùi Văn Đức, Vũ Văn Tuấn, L- ơng Tuấn Anh (2000). *Các mô hình toán về m- a - dòng chảy*. Giáo trình chuyên đề bậc tiến sĩ. Viện Khí t- ợng thủy văn, Hà Nội.
7. Nguyễn Anh Đức (2004). Khóa luận tốt nghiệp. *Hiệu chỉnh, áp dụng công thức SCS và mô hình sóng động học ph- ơng pháp phần tử hữu hạn mô phỏng quá trình lũ 1- u vực sông Vệ - trạm An Chỉ*
8. Nguyễn Hữu Khải, Nguyễn Thanh Sơn (2003). *Mô hình toán thủy văn*, NXB ĐHQGHN, Hà Nội.
9. Nguyễn Thị Nghĩa (2006). Khóa luận tốt nghiệp. *Khảo sát các kịch bản sử dụng đất trên 1- u vực sông Tả Trạch - trạm Th- ợng Nhật*
10. Nguyễn Thanh Sơn, Ngô Chí Tuấn (2004). *Kết quả mô phỏng lũ bằng mô hình sóng động học một chiều 1- u vực sông Vệ*. Tạp chí khoa học ĐHQGHN, Khoa học Tự nhiên và Công nghệ, T.XIX, No1, Hà Nội.
11. Phan Ngọc Thắng (2005). Khóa luận tốt nghiệp.
12. Trần Tuất, Nguyễn Đức Nhật (1980). *Khái quát địa lý thủy văn sông ngòi Việt Nam*. Tổng cục KTTV.
13. Ven Techow (1994). *Thủy văn ứng dụng*, NXB Giáo Dục.
14. Cấn Thu Văn (2004). Khóa luận tốt nghiệp.

2. TIẾNG ANH

15. M.B. Abbott, J.C. Bathurst, J.A. Cunge, P.E. O'Connell and J. Rasmussen. An introduction to the European hydrological system-syteme hydrologique European, "SHE", structure of a physically - based, distributed modelling system.
16. Alish Pandey, V.M. Chowdary, B.C. Mal and P.P. Dabral; *Estimation of runoff agricultural watershed using SCS Curve Number and Geographic Information System*; Map India Conference 2003 @ Gisdevelopment.net, All rights reserved.

17. Andrzej Ciepielowski¹, Jo'zef Wo'jcik², Kazimierz Banasik¹. Adaptation of unit hydrograph method to the conditions in Polish forests.
18. Rodger B. Grayson, Ian D. Moore, Thomas A. McMahon. *Physically based hydrologic modeling*.
19. Steve W. Lyon, M. Todd Walter, Pierre Ge'rard – Marchant and Tammo S. Steenhuis*. *Using a topographic index to distribute variable source area runoff predicted with the SCS curve-number equation*. Hydrological Processes, Hydro Process. 18, 2757-2771 (2004).
20. E. Symeonakis, S. Koukoulas, A. Calvo – Cases, E. Armnau – Rosalen and I. makris. *A landuse change and land degradation study in Spain and Greece using remote sensing and GIS*. Commision VII, WG VII/4.
21. Tammos, Steenhuis, Michael Winchell, Tane Rossing, Tames A.Zollweg and Micheal F. Walter. *SCS runoff Equation Renisited for Variable- Source Runoff Areas*. Journal of Irrigation and Prainage engineering (Mary/ June 1995).
22. E. Symeonakis, S. Koukoulas, A. Calvo – Cases, E. Armnau – Rosalen and I. makris. *A landuse change and land degradation study in Spain and Greece using remote sensing and GIS*. Commision VII, WG VII/4.

PHỤ LỤC

Các đặc tr- ng của các phần tử trong các dải

Phần tử	Diện tích (km ²)	Chiều dài (km)	Chiều rộng (km)	CN	Độ nhám	Độ dốc phần tử (rad)	Độ dốc của dải
ĐOẠN SÔNG 1							
IL11	5.325	2.52	2.11	68.5	0.34	0.52	0.123
IL21	12.83	4.1	3.13	68.5	0.32	0.52	0.018
IR11	2.332	0.46	5.07	66.1	0.35	0.52	
IR21	1.365	0.714	1.91	61.9	0.26	0.52	
Đoạn sông 2							
IIL11	2.189	0.94	2.33	62.9	0.38	0.35	0.240
IIL21	4.027	2.69	1.50	62.1	0.37	0.35	0.105
IIL31	4.746	2.49	1.91	64.2	0.35	0.46	0.040
IIL41	2.606	0.71	3.67	61.5	0.32	0.49	0.015
IIL51	1.451	0.48	3.02	61	0.28	0.35	0.016
IIR11	1.864	0.85	2.19	67.7	0.38	0.35	
IIR21	3.684	2.07	1.78	62.1	0.37	0.42	
IIR31	4.922	2.54	1.94	72.9	0.32	0.51	
IIR41	4.143	2.81	1.47	61.4	0.31	0.39	
IIR51	4.6	1.85	2.49	63.7	0.29	0.35	
Đoạn sông 3							
IIIL11	2.717	1.429	1.90	62.0	0.38	0.51	0.203
IIIL21	2.422	1.386	1.75	65.5	0.38	0.50	0.035
IIIL12	3.569	1.37	2.61	61.1	0.37	0.52	
IIIL22	3.173	1.955	1.62	65.5	0.35	0.52	
IIIR11	1.652	1.166	1.42	61.0	0.35	0.52	
IIIR21	2.94	2.72	1.08	66.4	0.34	0.52	
IIIR12	4.948	1.8	2.75	61.8	0.35	0.52	
IIIR22	2.69	1.78	1.51	63.9	0.32	0.52	
Đoạn sông 4							
IVL11	2.488	1.63	1.53	61.0	0.38	0.52	0.200
IVL21	5.552	2.8	1.98	61.7	0.34	0.52	0.081
IVL31	5.314	2.1	2.53	60.8	0.32	0.52	0.036
IVL41	2.822	1.15	2.45	60.0	0.33	0.52	0.029
IVR11	1.827	1.23	1.49	61.0	0.35	0.52	
IVR21	2.447	0.97	2.52	61.0	0.32	0.52	
IVR31	2.336	1.18	1.98	60.2	0.32	0.52	
IVR41	2.597	1.36	1.91	60.1	0.32	0.52	
Đoạn sông 5							
VL11	2.055	0.93	2.21	61.0	0.33	0.52	0.088
VL21	1.669	0.533	3.13	61.0	0.32	0.52	0.037
VL31	1.624	1.3	1.25	61.0	0.32	0.52	0.019
VL41	0.8942	0.41	2.18	60.8	0.32	0.52	0.008

VR11	3.206	1.71	1.87	60.5	0.35	0.52	
VR21	3.332	1.96	1.70	60.9	0.33	0.52	
VR31	1.896	1.095	1.73	61.0	0.32	0.52	
VR41	2.643	1.09	2.42	60.6	0.32	0.52	
Đoạn sông 6							
VIL11	3.453	2.96	1.17	57.2	0.38	0.36	0.237
VIL21	4.683	1.79	2.62	61.0	0.35	0.47	0.026
VIL31	2.498	1.75	1.43	61.0	0.32	0.27	0.010
VIL41	2.332	1.32	1.77	60.6	0.31	0.52	0.011
VIR11	2.002	0.89	2.25	57.8	0.37	0.07	0.010
VIR21	4.329	2	2.16	61.0	0.33	0.07	
VIR31	1.661	0.98	1.69	61.0	0.32	0.05	
VIR41	1.127	0.458	2.46	60.9	0.31	0.39	
Đoạn sông 7							
VIII11	1.623	0.52	3.12	63.0	0.34	0.06	0.049
VIII21	1.432	0.68	2.11	61.9	0.30	0.49	0.043
VIII31	1.246	0.6	2.08	72.4	0.26	0.52	0.006
VIIR11	2.944	0.84	3.50	64	0.35	0.08	
VIIR21	2.901	2.29	1.27	61.7	0.32	0.52	
VIIR31	4.741	2.61	1.82	62.0	0.29	0.52	
Đoạn sông 8							
VIIIL11	4.564	1.88	2.43	67.4	0.31	0.28	0.004
VIIIL21	4.561	2.38	1.92	68.0	0.34	0.21	0.008
VIIIL12	4.618	2.12	2.18	68.0	0.28	0.27	
VIIIL22	6.874	2.98	2.31	68.5	0.32	0.26	
VIIIR11	5.171	2.19	2.36	68.0	0.25	0.52	
VIIIR21	2.059	0.97	2.12	68.7	0.28	0.52	
Đoạn sông 9							
IXL11	3.496	1.92	1.82	65.4	0.38	0.35	0.053
IXL21	2.958	2	1.48	63.6	0.36	0.35	0.062
IXL31	4.602	3.44	1.34	63.1	0.31	0.39	0.025
IXR11	1.658	1.059	1.57	60.7	0.35	0.48	
IXR21	2.424	1.166	2.08	60.0	0.36	0.41	
IXR31	1.452	1.221	1.19	60.0	0.33	0.52	
Đoạn sông 10							
XL11	1.397	0.6	2.33	66.5	0.29	0.35	0.005
XR11	2.629	1.4	1.88	64.7	0.29	0.41	