

# Xác định lượng mưa sinh dòng chảy trên cơ sở mô hình thẩm thực nghiệm

PTS. LÃ THANH HÀ

Viện Khí tượng Thủy văn

## I- MỞ ĐẦU

Trong tất cả các mô hình thủy văn lưu vực, quá trình dòng chảy ở một lưu vực sông nhất định được tách thành hai giai đoạn cơ bản: sự hình thành và tập trung dòng chảy. Sự hình thành dòng chảy là sự chuyển hóa mưa thành dòng chảy mặt (hay lượng mưa hiệu quả PEF).

Để xác định lượng mưa hiệu quả, hiện nay có nhiều phương pháp được đề xuất và áp dụng rộng rãi. Sau đây là một số phương pháp chính:

- Phương pháp hệ số dòng chảy.
- Các phương pháp dựa trên sự tương tự tích đơn giản
- Các phương pháp tương quan đồ thị.
- Mô hình thẩm.
- Thiết lập mối quan hệ hàm số giữa mưa và dòng chảy trong các điều kiện được giản hóa.

Trừ phương pháp tính theo mô hình thẩm, các phương pháp còn lại không đề cập đến động lực các quá trình tham gia, mà chỉ xét một cách gần đúng hoặc ước lượng lượng mưa hiệu quả; Vì vậy, các mô hình thẩm đang có xu hướng áp dụng rộng rãi trên cơ sở nghiên cứu quá trình chuyển động nước trong đất, để từ đó xác định được nguyên nhân vật lý của sự hình thành dòng chảy mặt.

Dựa trên cơ sở lý luận về mối quan hệ giữa cường độ thẩm của đất và cường độ mưa của PESCHKE (1982), trong bài báo này chúng tôi diễn giải tóm tắt và giới thiệu một mô hình thẩm mới. Mô hình này có ý nghĩa thực tế và có khả năng áp dụng trong điều kiện nước ta.

## II- CƠ SỞ KHOA HỌC CỦA MÔ HÌNH

### 1. Đặt vấn đề

Phương trình động lực của chuyển động thẩm có dạng:

$$- V_z = f = k(\Theta) \quad \frac{\delta}{\delta Z} [Z + \psi(\Theta)] = K(\Theta) \left[ + \frac{\psi \delta}{\delta z} + 1 \right] \quad (1)$$

Ở đây:

$V_z$ - Tốc độ thẩm theo hướng z (chiều thẳng đứng)

f- Cường độ thẩm

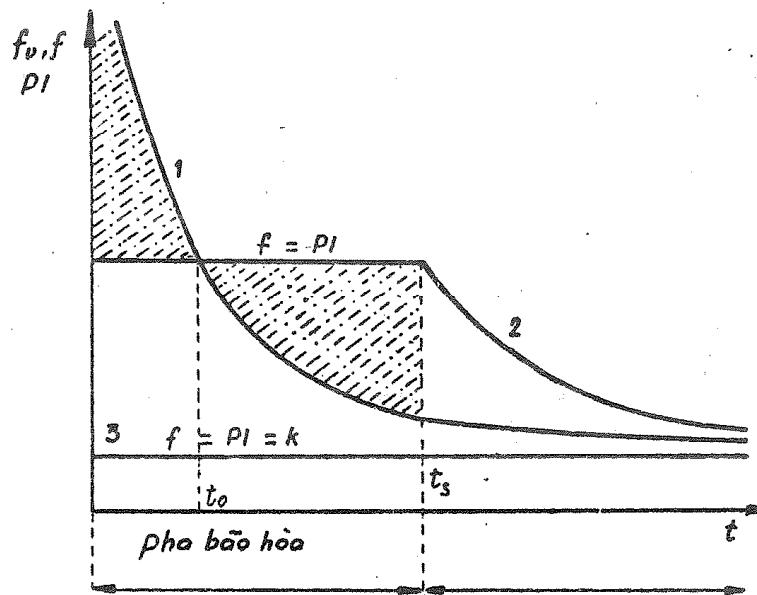
K- Hệ số thẩm thủy lực

$\Theta$ - Trữ ẩm của đất.

$\psi(\Theta)$ - Hàm số thế năng phụ thuộc vào trữ ẩm đất

Theo phương trình (1), cường độ thẩm f được xác định qua hệ số thẩm thủy lực K và gradien thế năng.

Xét một tiết diện đất ngập nước tại thời điểm  $t = 0$ . Do sự chênh lệch về trữ ẩm giữa lớp trên và dưới nên gradien thế năng có trị số lớn nhất tại thời điểm ban đầu. Sự phân bố lượng ẩm này ngày càng đồng đều hơn theo chiều z trong quá trình thẩm. Do vậy, trị số  $\delta\psi/\delta z$  nhỏ dần dần đến cường độ thẩm f giảm theo thời gian. Đến một thời điểm nào đó trị số  $\delta\psi/\delta z$  đạt tới trị số nhỏ có thể bỏ qua, do vậy theo (1) cường độ thẩm f dần dần tiệm cận với giá trị không đổi của hệ số thẩm thủy lực bão hòa K (đường cong 1, hình 1)



Hình 1: Quan hệ giữa khả năng thẩm, cường độ thẩm và cường độ mưa trong thời gian mưa

Giả thiết rằng có một trận mưa với cường độ PI được bắt đầu từ thời điểm  $t = 0$ . Do gradien thế năng lớn ở đầu trận mưa nên khả năng thẩm  $f_v$  của đất lớn hơn cường độ mưa PI. Vào thời điểm này đất có khả năng tiếp nhận nước nhiều hơn so với nguồn cấp thực tế từ mưa với cường độ PI.

Trong khoảng thời gian từ  $t = t_0$  đến thời điểm bão hòa  $t_s$ , cường độ thấm  $f$  bằng cường độ mưa  $PI$  để bù lại sự thiếu hụt bão hòa trong thời đoạn ban đầu ( $O-t_0$ ).

Trên hình 1, phần diện tích nằm giữa đường  $f = PI$  và đường cong 1 biểu thị lượng thấm thực tế và nó chính bằng phần thiếu hụt bão hòa được giới hạn bởi phần diện tích nằm giữa đường cong 1 và đường  $PI$  trong thời đoạn ban đầu ( $O-t_0$ ). Khi lớp đất bắc mặt bão hòa nước, quá trình thấm vẫn tiếp tục dưới các điều kiện địa chất, địa mạo thích hợp (đường cong 2). Dòng chảy mặt không được hình thành trong các trận mưa có cường độ nhỏ hơn hoặc bằng hệ số thấm bão hòa (đường cong 3).

Để xác định đường cong  $f(t)$  và các đặc trưng thấm khác có thể giải trực tiếp phương trình động lực (1) hoặc kết hợp giải với phương trình liên tục của chuyển động thấm. Song điều đó chỉ thực hiện được trong những điều kiện lý tưởng với các giả thiết khó chấp nhận được trong điều kiện thực tế. Trong mấy chục năm trở lại đây người ta đã xây dựng nhiều phương trình thấm thực nghiệm dạng đơn giản để xác định lượng thấm do mưa, từ đó qua phương trình cân bằng nước có thể xác định được lượng mưa sinh dòng chảy. Ví dụ như các phương trình thấm của Horton (1933), Philip (1957, 1969), Childs (1969), Kutilek (1980) v.v.

Dưới đây chúng tôi xây dựng một mô hình thấm thuộc loại trên. Mô hình này được xây dựng trên cơ sở lý luận về mối quan hệ giữa cường độ thấm và cường độ mưa do PESCHKE đề xuất năm 1982.

## 2 Cơ sở lý luận của mô hình

Theo PESCHKE hai hàm số  $f(t)$  và  $f_v(t)$  biểu thị đặc tính của đất, qua độ dẫn thủy lực (hệ số thấm thủy lực) và gradien thế năng. Như vậy cả hai hàm số thời gian này được xác định do sự lấp đầy dần dần các lỗ hổng của đất theo thời gian hoặc do giảm độ thiếu hụt bão hòa trong thời gian thấm.

Trên hình 1 cường độ thấm thực tế được định nghĩa:

$$f(t) = \begin{cases} PI(t) & \text{khi } t \leq t_s \\ f_v(t-\Delta t) & \text{khi } t > t_s \end{cases} \quad (2)$$

Nghĩa là cường độ thấm thực tế  $f(t)$  được xác định qua chuyển dịch song song đường cong  $f_v(t)$  theo trục thời gian  $t$  với độ dịch chuyển  $\Delta t = t_s - t_0$ .

Do vậy:

$$t_s \int_{t_0}^t PI(\tau) d\tau = t_0 \int_{t_0}^t f_v(\tau) d\tau \quad (3)$$

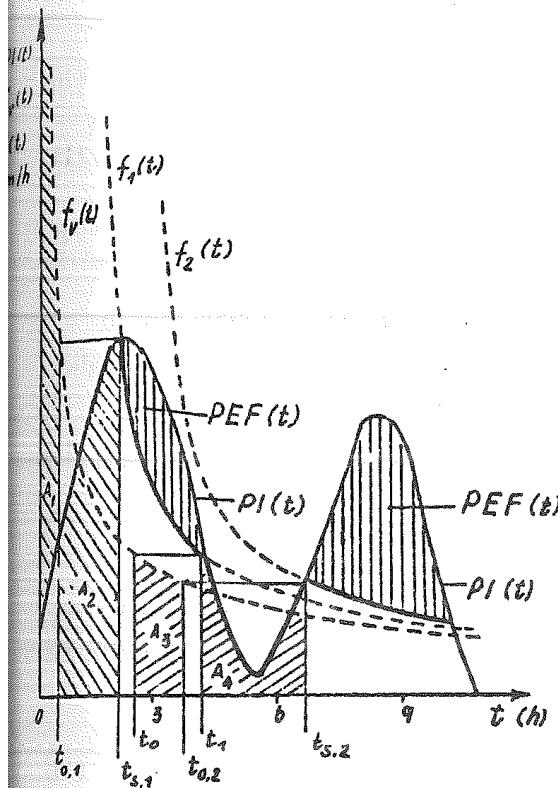
$$\text{và} \quad PI(t_s) = f_v(t_0) \quad (4)$$

Theo phương trình (3) và (4) các phần diện tích  $A_1$  và  $A_2$  bằng nhau (hình 2). Trong thực tế đối với những trận mưa nhiều đinh (các chu kỳ bão hòa xen kẽ nhau-hình 2), việc tính toán  $t_s$ ,  $t_0$  và  $\Delta t$  được lặp lại cho từng chu kỳ theo phương trình (3) và (4). Ví dụ ở chu kỳ bão hòa thứ 2 các mảnh diện tích  $A_3$  và  $A_4$  tương ứng bằng nhau. Để xác định đường cong khả năng thấm  $f_v(t)$ , có thể sử dụng bất kỳ phương trình thấm thực nghiệm nào.

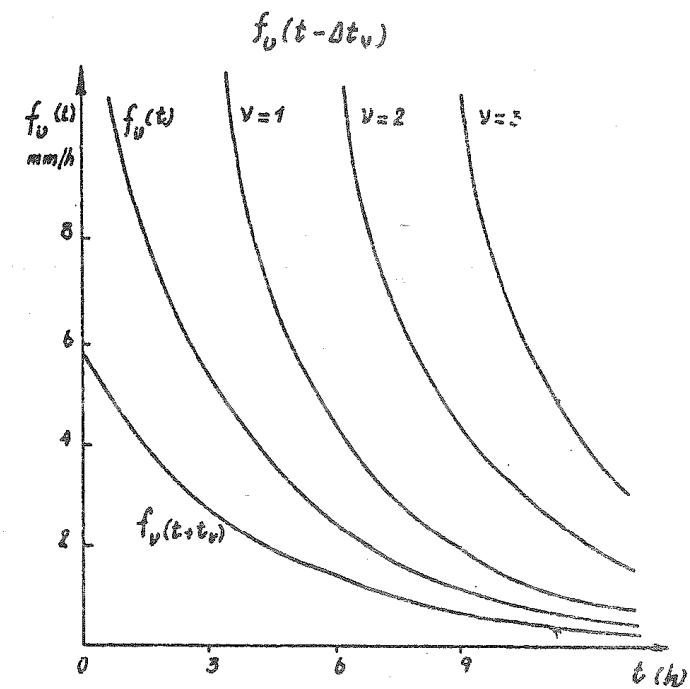
Căn cứ vào cơ sở lập luận trên, chúng tôi xây dựng một mô hình thấm cụ thể trên cơ sở áp dụng phương trình thấm thực nghiệm của Kostjakov. Phương trình này có dạng:

$$f_v = a \cdot t^\alpha \quad (5)$$

với  $a$  và  $\alpha$  là các hằng số thực nghiệm phụ thuộc vào tính chất vật lý của đất.



Hình 2. Mô tả thuật toán của  
mô hình KOMODEL



Hình 3. Sự ảnh hưởng của độ ẩm  
ban đầu đến quá trình thấm

Đối với những đường quá trình mưa biểu diễn dưới dạng thời đoạn rời rạc: phương trình (3) và (4) được viết như sau:

$$S_{m-1} + [t_s - (m-1)\Delta t] PI_m = \int_0^t f_v(\tau) d\tau \quad (6)$$

$$\text{hoặc } P(t_s) = F_v(t_s) \quad (6')$$

$$\text{và } PI(t_s) = PI_m = f_v(t_s) \quad (7)$$

$$\text{với } S_{m-1} = \sum_{v=1}^{m-1} PI_v \quad (8)$$

$m$ - thời đoạn mưa, trong đó bề mặt đất đạt tới trạng thái bão hòa.

$P(t_s)$ - tổng lượng mưa thấm tính đến thời điểm bão hòa  $t_s$

$F_v(t_o)$ - đường cong tích phân biểu thị khả năng thấm tính đến thời điểm  $t_o$ .

Từ các phương trình (6) và (7), các ẩn số thời gian  $t_s$  và  $t_o$  có thể xác định được nếu thời điểm bão hòa nằm trong thời đoạn bão hòa m.

Nếu thời điểm bão hòa xảy ra vào ngay đầu thời đoạn m, ta xác định ngay:

$$t_s = (m-1).\Delta t \quad (9)$$

Từ phương trình (9) các phương trình (6) và (7) được thu gọn:

$$S_{m-1} = \int_0^{t_o} f_v(\tau) d\tau \quad (10)$$

và

$$PI_m > f_v(t_o) \quad (11)$$

Dối với những trận mưa có nhiều chu kỳ bão hòa xen kẽ nhau, thuật toán tính  $t_o$  và  $t_s$  được lặp lại theo các phương trình (10) và (11).

Trong trường hợp ở trong đất có độ ẩm ( $\Theta_v$ ) trước khi mưa nên khả năng thấm thực tế  $f_v(\Theta_v)$  giảm đi so với khả năng thấm trong trạng thái đất khô. Độ giảm này được biểu thị qua dịch chuyển song song đường  $f_v(t)$  về phía trái trực thời gian t với độ dịch chuyển là  $t_v$  (hình 3).

$$f_v(\Theta_v) = f_v(t + t_v) \quad (12)$$

Do vậy đường cong  $f(t)$  trong trường hợp tổng quát là:

$$f(t) = \begin{cases} PI(t) & \text{khi } t \leq t_s \\ f_v(t - \Delta t + t_v) & \text{khi } t > t_s \end{cases} \quad (13)$$

$t_v$  được xác định khi biết trước độ ẩm  $\Theta_v$

$$\Theta_v = \int_0^{t_o} f_v(\tau) d\tau \quad (14)$$

Một cách tương tự như các phương trình (6) và (7),  $t_s$  và  $t_o$  được tính theo phương trình sau:

$$S_{m-1} + [t_s - (m-1).\Delta t] PI_m = \int_0^{t_o} f_v(\tau + t_v) d\tau \quad (15)$$

$$\text{hoặc} \quad PI(t_s) = F_v(t_o + t_v) \quad (15')$$

$$\text{và} \quad PI(t_s) = f_v(t_o + t_v) \quad (16)$$

Các ẩn số trên được giải dưới dạng hiện khi  $f_v(t)$  đã biết từ phương trình thấm thực nghiệm của Kostjakov (5).

Trên đây đã trình bày cơ sở lý luận và tóm tắt thuật toán của mô hình. Về các bước tính cụ thể, độc giả có thể tìm hiểu các tài liệu trong mục tài liệu tham khảo.

### III. XÁC ĐỊNH THAM SỐ CỦA MÔ HÌNH

Mô hình trên thuộc loại mô hình thực nghiệm do sử dụng phương trình thấm thực nghiệm của Kostjakov. Để thuận tiện, mô hình được gọi là KOMO DEL.

- Các thông số  $a$  và  $\alpha$  của KOMODEL biểu thị đặc tính của đất và có thể xác định qua thử nghiệm mẫu đất.

Cặp thông số này biểu thị đặc tính cho một loại đất. Nếu một lưu vực có nhiều loại đất khác nhau, cần thiết phải chọn một cặp thông số đại biểu cho toàn lưu vực qua các phép thử mô hình.

Qua áp dụng thực tế ở các lưu vực có các loại đất khác nhau, các trị số  $\alpha$  và  $a$  dao động trong khoảng:

$$6 < \alpha < 14$$

$$0,6 < \alpha < 0,85$$

- Độ ẩm trước  $\Theta_v$  ảnh hưởng rất lớn đến thời gian bão hòa đầu tiên của trận mưa. Để xác định thông số này cần biết quy luật mưa và sự phân bố của nó trong lưu vực nghiên cứu.

Việc xác định  $\Theta_v$  rất khó khăn do sự phụ thuộc của nó vào các yếu tố địa chất, địa mạo và sự sử dụng đất cho các hoạt động nhiều vẻ của con người trong lưu vực nghiên cứu.

Một cách gần đúng,  $\Theta_v$  được xác định theo quan hệ:

$$\Theta_v = \Theta_{vn} K^n + \sum_{i=1}^n P_i K^i \quad \text{với } K < 1 \quad (17)$$

ở đây:

$K$ - hệ số phản hồi

$\Theta_{vn}$  - độ ẩm của n ngày trước ngày mưa.

$P_i$  - Lượng mưa ngày thứ i trước ngày mưa.

Nếu  $n \geq 30$  ngày, số hạng thứ nhất của (17) có thể bỏ qua. Trong thực tế tính toán thường lấy  $K \approx 0,9$ .

#### IV- VÍ DỤ ỨNG DỤNG

KOMODEL được áp dụng để tính toán lượng mưa sinh dòng chảy cho trận mưa tháng VIII/1980 tại trạm Láng, Hà Nội.

Các thông số giả thiết:

$$\Theta = 5 \text{mm} \quad a = 10 \text{mm}^{-0.2}$$

$$\alpha = 0,80 \quad \Delta t = 1 \text{ giờ}$$

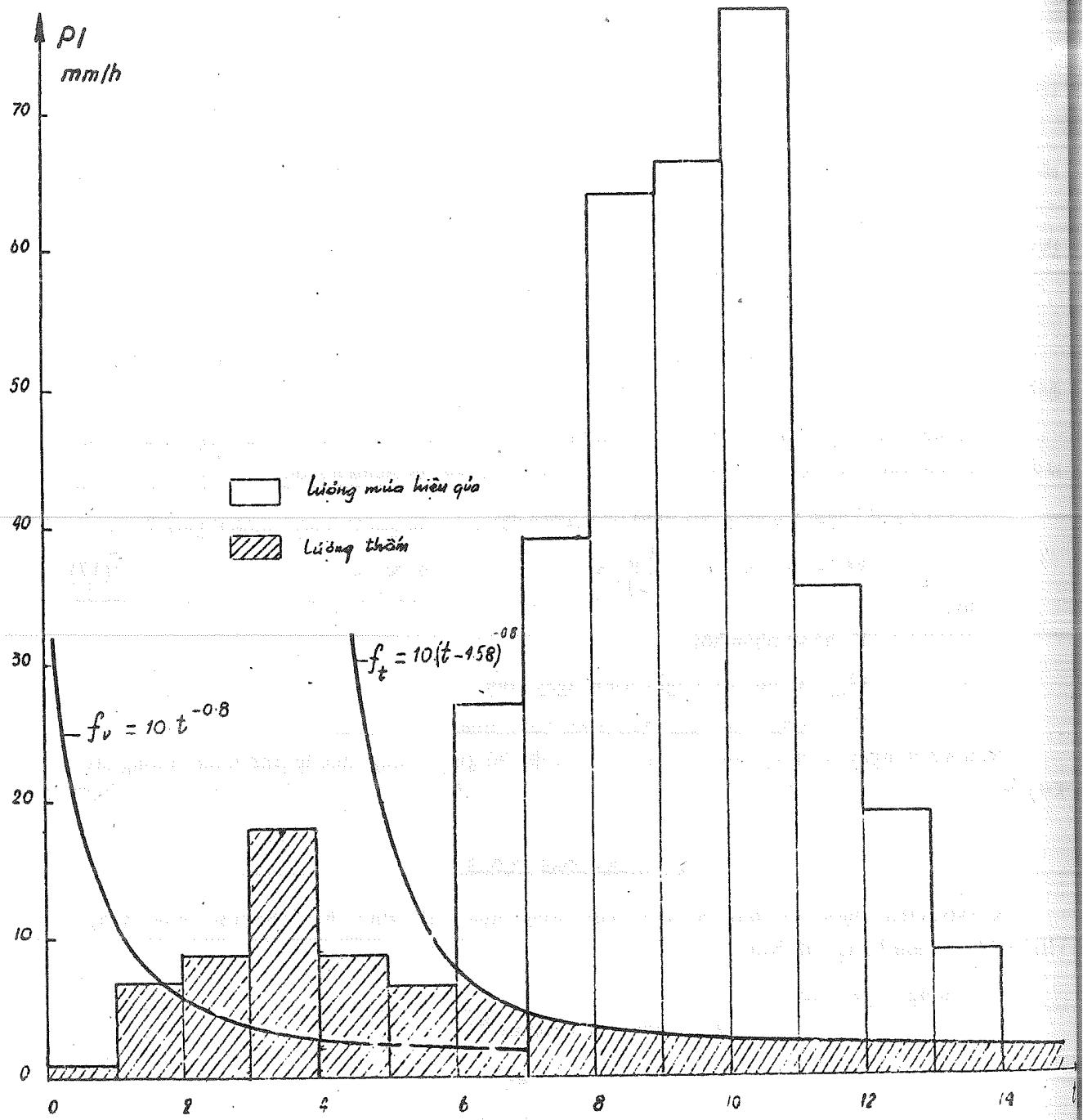
Thời gian mưa bắt đầu tính từ 11 giờ ngày 15-VIII-1980 đến 2 giờ ngày 16-VIII-1980.

Các bước tính toán tuần tự theo thuật toán đã trình bày ở trên. Kết quả được ghi trên bảng 1.

Các đặc trưng cơ bản tính được của trận mưa:

- Thời gian bão hòa  $t_s = 6$  giờ đạt được trong thời đoạn từ 6 giờ đến 7 giờ ngày 15-VIII-1980.
- Trận mưa chỉ có một chu kỳ bão hòa.
- Hệ số dòng chảy  $\alpha = 0,81$ .

Hình 4 diễn tả quá trình tính toán của trận mưa đã cho theo mô hình KOMODEL. Do các thông số được giả thiết và ước đoán nên các kết quả tìm được chỉ là ví dụ áp dụng.



Hình 4. Tính toán quá trình thấm cho trận mưa ngày 15-VIII-1980, trạm Láng-Hà Nội  
theo mô hình KOMODEL với

$$\begin{aligned} a &= 10 \text{ mm}^{-0.2} \\ \alpha &= 0,8 \\ \Theta &= 5 \text{ mm} \end{aligned}$$

## V- KẾT LUẬN VÀ KIẾN NGHỊ

1- Mô hình được xây dựng trên những luận cứ khoa học có tính thực tế về mối quan hệ giữa cường độ mưa và cường độ thấm của đất. Ưu điểm cơ bản của mô hình là ít thông số và chúng có thể xác định qua đo đạc. Ngoài ra thuật toán không quá phức tạp, có thể lập chương trình cho máy tính. Cần lưu ý là mô hình không diễn tả quá trình thấm trong đất, do vậy không biểu thị sự hình

thành dòng chảy sát mặt (subsurface flow).

- Mô hình có áp dụng cho bất cứ lưu vực nào cũng như cho tất cả các dạng phân bố mưa theo thời gian. Nó đã được tính toán có kết quả nhỏ có các tài liệu do kiểm chứng tại một số lưu vực thử nghiệm ở Mỹ, Đức và Nam Tư. Ở nước ta, KOMODEL lần đầu tiên được áp dụng cho khu vực Láng (Thành phố Hà Nội) như đã trình bày. Vì không có tài liệu đo (dòng chảy tại mặt cắt khống chế) nên các kết quả chỉ nhằm giới thiệu mô hình. Để có những nhận xét cụ thể hơn về ưu nhược điểm của mô hình này ở nước ta, cần thiết phải qua nhiều phép thử cho các lưu vực có số liệu đo thực tế.

Bảng 1- Tính toán quá trình thấm cho trận mưa ngày 15-VIII-1980, trạm Láng-Hà Nội.

Giờ	thời đoạn T=1h	PI (mm)	f(t) (mm/h)	P (mm)	PEF (mm)
11-15/8	0	0	0	0	0
12	1	0,8	0,8	0,8	0
13	2	6,7	6,7	6,7	0
14	3	8,5	8,5	8,5	0
15	4	17,6	17,6	17,6	0
16	5	8,7	8,7	8,7	0
17	6	6,3	6,3	6,3	0
18	7	7,0	7,55	6,01	20,99
19	8	38,9	4,93	4,29	34,61
20	9	64,0	3,74	3,50	60,5
21	10	67,3	3,04	2,50	64,8
22	11	77,4	2,59	2,40	74,81
23	12	35,4	2,26	2,0	33,4
24	13	19,0	2,01	2,0	17,0
1-16/8	14	8,9	1,82	2,0	6,9
2	15	0	1,67	2,0	0
		386,5mm			313,01mm

$$\varphi = \frac{\sum PEF}{\sum PI} = \frac{313,01}{386,5} \approx 0,81$$

#### TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Lã Văn Chú (Lã Thanh Hà). "Xây dựng một phương pháp để nghiên cứu sự thay đổi quan hệ mưa - dòng chảy do đô thị hóa"- Luận án phó tiến sĩ - Trường Đại học Tổng hợp Dresden 1990. 125 tr (tiếng Đức).
2. DYCK, S.; PESCHKE, G. "Grundlage der Hydrologie", Berlin VEB Verlag für BAUWESEN, 1. Ufl. 1983, 2. Ufl. 1989.
3. PESCHKE, G. "Die Berechnung des Effektivniederschlags natürlicher Regen mit Hilfe einfacher Infiltrationsmodelle". Wiss.z.TU Dresden 30 (1981) 1, 165-170.