

流域의 地上因子를 利用한 洪水量 解析

서승덕 · 이승욱

慶北大學校 農科大學 農工學科

Analysis of the Direct Runoff by Using the Geomorpologic
Parameters of Watersheds

Suh, Seung Duk · Lee, Seung Yook

Dept. of Agricultural Engineering, Coll. of Agric., Kyungpook Natl. Univ.

Summary

The purpose of this study is to estimate the flood discharge and peak time by the SCS method and the probability method using the geomorpologic parameters obtained from the topographic maps following the law of stream classifying and ordering by Horton and Strahler.

The SCS method and the probability method are used in estimating the times to peak and the flood discharges at An-dong, Im-ha, and Sun-san basins in the Nakdong River system.

The results obtained are as follows :

1. The range of the values of the area ratio, the bifurcation ratio and the length ratio agree with those of natural streams presented by Horton and Strahler.
2. Comparisons of the probability method and observed values show that small relative errors of 0-7% of flood discharge, and 0-2hr. difference in time to peak respectively. But the SCS method shows that large relative errors of 10-40% of flood discharge, and 0-4hr. difference in time to peak.
3. When the rainfall intensity is large, the error of flood discharge estimated by using the probability method is relatively small.

緒 論

國家文明의 尺度가 治水와 利水事業에 있다고 하는 것은 물이 우리生活에 절대적인 便宜를 제공하기도 하지만 또한 큰 災害를 주기도 하기 때문이다.

따라서 물의 過不足을 미리 豫測하는 것은 人間의 生活에 대단히 중요한 일이기도 하다.

어떤 流域에 내린 降雨는 河道를 따라 流出되며

이러한 流出現象은 地相因子와 氣候因子의 變化에 의해서 多變化하기 때문에 降雨와 流出의 상호관계를 정확히 分析하는 것은 水文解析에 있어서 絶對的인 課題이기도 하다.

一般的인 水文學的 模型은 經驗에 의해 變數를 推定하고 그 적용성을 증명하기 위해 降雨와 流出의 測定된 資料에 의존하기 때문에 未計測 流域이나 資料가 缺如된 流域에서는 더욱 어려운 점이 많다.

따라서 近來에 와서는 이러한 난점의 해결을 위해 地相學的 水文解析에 관한 研究가 활발히 進行되고 있다.

河川의 形態學的 分析은 Horton 이 提案한 河川次數法則을 시작으로 Strahler¹⁷⁾가 이를 修正하여 理論을 確立함으로써 水文學的 流出解析에 地相因子를 결부시키는 계기가 되었다.

Boyd Betson Roser¹¹⁾등이 流出解析의 過程을 地相因子에 의해서 解析하였고, Nash Chow , Singh¹²⁾등이 確立한 瞬間單位圖 理論을 기초로하여 Gupta and Waymire and Wang¹³⁾등은 流速分布 등 몇개의 現場調査의 接近方法으로 瞬間單位圖를 誘導하였다.

本 研究는 洛東江水系内の 3個 支流 河川 流域인 안동댐 流域, 임하流域, 선산 流域을 對象으로 地形圖에서 求한 流域面積, 河川傾斜, 河川數, 河川長 等の 地相因子들에 대해 Morkov 確率過程을 導入하여 瞬間單位圖를 誘導하고 또한 有效降雨에 대한 洪水量을 豫測하는 水文解釋 方法으로 未計測流域 이나 缺測된 流域의 貯水池 設計에 必要한 資料를 提示하기 위하여 수행되었다.

II. 使用資料 및 分析方法

本 研究는 洛東江 水系内の 3個 支流 즉 안동댐 流域(1612.8km²), 반변천과 길안천의 임하 流域(1964.8km²) 그리고 감천의 선산 流域(973.3km²)을 對象으로 1:50,000 地形圖에서 流域의 地相因子들을 求하고 Markov確率過程을 導入하여 誘導한 瞬間單位圖에 의한 方法과 SCS 無次元單位圖法에 의해 各各의 洪水量 및 洪水到達時間을 求하여 實測된 값과의 比較分析을 실시하였다.

Fig. 1 은 各 對象流域들의 水系 및 雨量 水位 觀測地點을 나타낸 것이다.

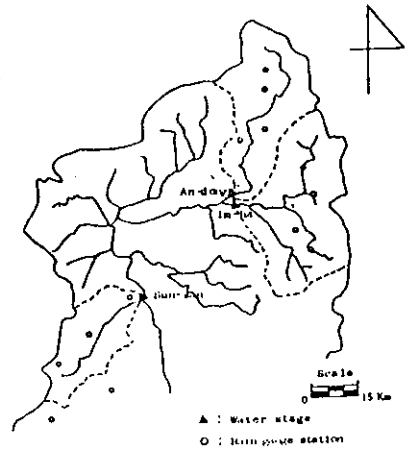


Fig. 1. Location map of gauging station.

1. 使用資料

1) 地相因子

對象流域을 Horton과 Strahler의 河川分類 및 河川次數法則에 의해 分類하였다.

즉, 雨滴이 出發하는 河川은 1次河川 (次河川이 2個 만나면 $i+1$ 次河川, 서로 다른 次數의 河川이 만나면 2個의 河川次數中 큰 次數의 河川이 된다.

Fig. 2는 4次流域인 경우의 河川分類를 나타낸 것이다.

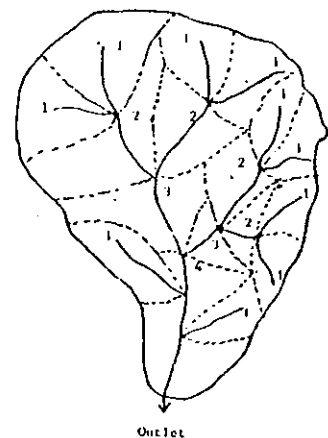


Fig. 2. Schematic representation of Stream of watershed ordering scheme.

各 河川次數別 河川數, 길이, 傾斜, 中心長 및 流域面積等의 地相因子를 1:50,000地形圖를 利用하여 求한 結果는 Table. 1과 같다.

$$I_n R_b = \frac{6}{[M(M-1)(2M-1)]} \sum_{i=1}^{M-1} (M-i) I_n N_i \dots (1)$$

여기서, M은 全體流域의 次數 Ni는 i次河川의 數

Table 1. Geomorphologic data for each basin.

Factor Basin	Order	Number of Stream	Mean Stream Length (km)	Mean Stream Slope	Mean Area (km ²)	Ratio of Drainage Area	Main Stream Length (km)	Total Area (km ²)
An - Dong	1	56	5.64	0.0470	16.16	0.5612	160.00	1612.80
	2	13	6.92	0.0120	17.15	0.1382		
	3	2	52.25	0.0061	95.91	0.1196		
	4	1	66.50	0.0014	291.95	0.1810		
Im - Ha	1	165	3.54	0.0442	7.51	0.6310	105.35	1964.80
	2	31	6.05	0.0113	11.98	0.1890		
	3	6	25.12	0.0041	37.33	0.1140		
	4	1	59.50	0.0014	129.68	0.0660		
Sun - San	1	123	3.38	0.0700	5.08	0.6380	70.25	979.35
	2	28	4.53	0.0151	7.24	0.2070		
	3	5	12.60	0.0073	21.21	0.1080		
	4	1	23.50	0.0017	45.68	0.0470		

2) 降雨 및 流量

降雨와 流量資料는 1987年度부터 設置운영되고 있는 洛東江 洪水豫警報 System인 T.M觀測網에 의해 記錄된 1時間 單位의 降雨 및 水位資料를 利用하였으나 이들 資料中 임하 流域에 대한 '88年度는 오차로 인해 제외시켰다.

流量은 水位-流量曲線式을 利用하였으며, 各 對象流域의 雨量觀測所의 Thiessen 係數와 流出數 (Curve Number)는 洛東江 洪水豫警報 報告書의 資料를 使用하였다.

Table. 2는 對象流域의 Thiessen 係數와 CN값을 나타낸것이다.

2. 分析方法

1) 流域의 特性

Horton과 Strahler가 提案한 流域의 地相因子에 대한 分岐比, 面積比 및 길이比 等은 다음式으로 求하였다.

① 分岐比(R_b)

Table 2. Curve Number and Thiessen coefficient for each basin.

Basin	Curve Number (AMC II)	Thiessen coefficient
An-dong	52.3	Euri - chon 0.312
		Hyun - dong 0.512
		Go - sun 0.233
		Baek - chon 0.294
		Yeong - yang 0.009
Im-ha	50.0	Cheng - song 0.191
		Bu - nam 0.170
		Yeong - yang 0.372
		Scok - bo 0.163
		Hyun - dong 0.097
		Go - sun 0.007
Sung-san	53.3	Sun - san 0.175
		Bu - hang 0.277
		Dae - ga 0.025
		Woong - yang 0.052
		Kim - chon 0.471

(2) 길이비(R_L)

$$R_L = \frac{\bar{L}_i}{L_i - 1} \dots\dots\dots (2)$$

여기서 \bar{L}_i 는 i 次河川의 平均길이

(3) 面積比(R_A)

$$R_A = \frac{\bar{A}_i}{A_i - 1} \dots\dots\dots (3)$$

여기서 \bar{A}_i 는 i 次河川의 平均面積

2) 有效降雨

流域의 平均降雨量은 流域內 및 인근 雨量觀測所의 Thiessen 係數를 各 雨量觀測所의 降雨量에 곱하여 求하였다.

또한, 有效降雨은 美國農地保全局(Soil Conservation Service)의 方法에 의해 各 流域의 CN값을 先行降雨條件을 고려하여 調整해서 다음式으로 求하였다.

$$Q = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} \dots\dots\dots (4)$$

여기서, S는 土壤의 最大水分貯留量을 나타내며

$$S = \frac{25,400}{CN} - 254 \text{로 求해진다.}$$

또한 Q는 直接流出量(mm), P는 累加降雨量(mm)를 各各 나타낸다.

3) 確率論의 方法에 의한 瞬間單位圖誘導

(1) 單位有效降雨의 到達時間

全體流域을 Fig.3과 같은 부채꼴 形態로 가정하면 入口의 물방울이 上部流域의 끝에서 出口까지 到達하는 時間은 流域 境界面에서 主河川까지의 距離 ($L_w/2$)에 대한 所要時間과 主河川 距離(r)에서의 所要時間의 合으로 나타낼 수 있다.

Fig.3에서 $L_w = 2\pi r \cdot \frac{\theta}{2\pi} \dots\dots\dots (5)$

여기서 r 은 主河川長(km)이다.

① 河川에서의 到達時間(T_{Ri})

河川에서의 到達時間 T_{Ri} 는 Kripich가 提案한 다음 公式을 利用하여 求하였다.

$$T_{Ri} = 0.0663 \times L^{0.77} + S^{0.385} \dots\dots\dots (6)$$

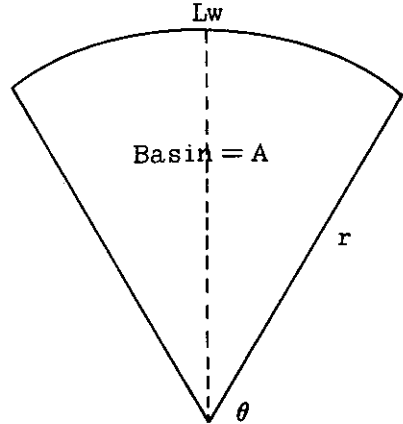


Fig.3. Schematic representation of the basin.

여기서 (T_{Ri})는 單位有效降雨의 到達時間(hr), L은 河川길이(km), S는 河川傾斜(m/m)를 各各 나타낸다.

② 地表面에서의 到達時間(T_{ui})

各 次數別 小流域을 Fig.4와 같은 V字 形態로 가정하면 地表面에서의 到達時間 T_{ui} 는 地表面의

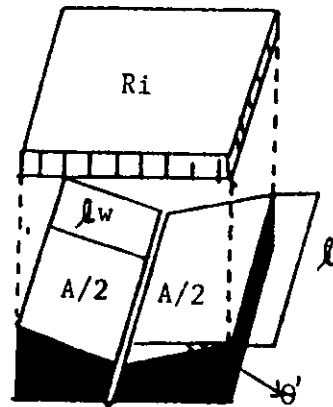


Fig.4. Schematic representation of the average subcatchment.

傾斜面길이 L_w 에 대한 所要時間으로 計算되어 질 수 있으나 地表面傾斜 θ 를 求하는 것은 상당히 어려우므로 式(6)을 利用하여 求한 各 次數別 河川에서의 到達時間과 SCS 圖 表¹⁶⁾를 利用하여 河川傾斜와 同一한 傾斜에서의 地表面 到達時間比 R_T 로 求하였다.

$$T_{ui} = R_T \cdot T_{ri} \dots \dots \dots (7)$$

여기서 T_{ui} 는 次 流域의 地表面 到達時間(hr)을 나타낸다.

(2) 河川의 移動部分과 貯留部分의 到達時間比.

河川에서 임의의 한 斷面에 대한 流速分布는 貯留部分에서는 河床의 粗度壯態等的 영향에 의해 移動部分 보다도 늦어질 것이다.

또한, 河川流速은 降雨強度에 따라 달라지므로 降雨強度에 따른 流域出口에서의 平均流速은 ARS (Agricultural Research Service)에서 提案한 경험式을 利用하여 求하였다.

$$V = 20.580 L^{0.4448} \cdot R_i^{10.1764} \cdot S^{0.207} \text{ (km/hr)} \dots \dots \dots (8)$$

여기서 V 는 平均流速(km/h), L 는 河川길이(km), R_i 는 降雨強度(mm/hr), S 는 河川傾斜(m/m)를 各各 나타낸다.

式(8)에서 求한 값은 定常流狀態의 流速이므로 洪水波의 速度는 Convex方法에 의한 自然河川에서의 經驗的 推定公式를 利用하여 求하였다.

$$C = \frac{V}{V + 0.5182} \dots \dots \dots (9)$$

여기서, C 는 洪水波에 대한 定常流흐름 流速의 比를 나타낸다.

따라서 流域出口에서의 洪水波의 速度는 式(8)에서 求한 V 에 式(9)에서 求한 C 의 逆수를 곱한 式으로 求할 수 있다.

$$V_i = V \times C \dots \dots \dots (10)$$

여기서 V_i 는 洪水波의 流速을 나타낸다. 또한

降雨強度가 커짐에 따라 V 가 증가하며 河川의 임의의 斷面에서의 貯留部分과 移動部分의 相對速度比는 점차 커지게 될 것이다.

따라서, 河川에서의 移動部分과 貯留部分의 到達時間比(T_{rp})를 1-C로 計算하여 降雨強度의 증가에 따라 T_{rp} 가 감소되도록 하였다.

(3) 河川流速係數

一般的인 自然河川에서의 流速은 다음과 같은 Manning 公式으로 간단히 나타낼수 있다.

$$V_r = C_v \cdot S^{1/2} \dots \dots \dots (11)$$

여기서 V_r (km/h)은 河川流速, C_v (km)는 流速係數로서 粗度係數와 動水半徑을 포함하며, S (m/m)는 河川傾斜를 나타낸다.

따라서, 流域出口에서의 洪水波 流速係數 C_v 는 式(10)에 의해 求한 V_i 를 式(11)에 代入하여 求하였다.

$$V_i = C_v \cdot S^{1/2} \dots \dots \dots (12)$$

一般河川에서 上·下流에서의 흐름 流速은 거의 같다는 Pilgrim의 實驗結果를 利用하여 河川次數의 증가에 따라 河川傾斜는 감소되므로 全體河川에서의 流速을 同一하게 유지시키기 위하여 河川次數에 따라 C_v 를 變化시켰다.

또한, 時間 $t=0$ 에서 $C_v=0$ 가 될것이므로 4次流域인 경우 다음 式으로 河川次數에 따른 C_v 를 計算하였다.

$$C_v(i) = 0.2i \times C_v \dots \dots \dots (13)$$

여기서, i 는 河川次數, C_v 는 式(12)에서 求한 流域出口에서의 C_v 를 各各 나타낸다.

(4) 雨滴의 移動經路

4次流域에 대한 各 次數河川에서의 雨滴 移動經路를 나타내면 다음과 같다.

$$\text{Path 1} : R_1 \rightarrow R_2 \rightarrow R_3 \rightarrow R_4$$

$$\text{Path 2} : R_1 \rightarrow R_2 \rightarrow R_4$$

Path 3 : $R_1 \rightarrow R_3 \rightarrow R_4$

Path 4 : $R_1 \rightarrow R_4$

Path 5 : $R_2 \rightarrow R_3 \rightarrow R_4$

Path 6 : $R_2 \rightarrow R_4$

Path 7 : $R_3 \rightarrow R_4$

Path 8 : $R_4 \rightarrow R_6$

여기서, R_i 는 각 次數의 河川을 나타낸다.

(5) 確率論的 瞬間單位圖 誘導

單位有效降雨가 流域에 均等하게 瞬間的으로 내린다고 가정하면, 流域의 出口에서는 0에서 시작하여 어느 始點에서 降雨의 總 體積에 해당하는 量으로 모여지게 될 것이다.

임의의 雨滴이 時間 t 에서 出口를 通過하는 確率過程을 나타내는 函數는 Fig.5에서 나타난 바와

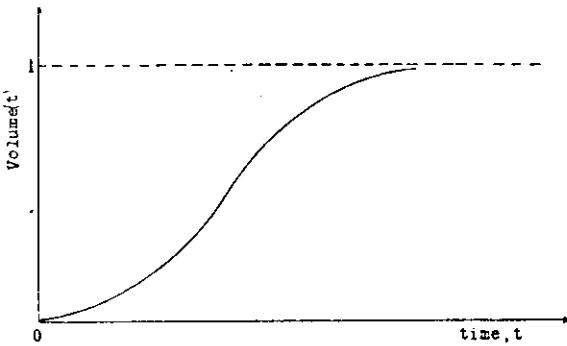


Fig.5. Effective rainfall volume collected at the trapping state as function of time.

같이 初期에 0 에서 始作하여 時間이 무한히 흐르면 1 이 될것이다.

임의의 時間 t 에서 雨滴이 어떤 地點에 到達할 確率過程에 대한 誘導는 다음 두가지 가정이 必要하다.

첫째, 狀態(state)란 임의의 時間 t 에서 雨滴이 위치하는 河川의 次數를 말하며 雨滴이 流域에서 地表面을 流下할 동안의 狀態는 해당 流域의 到達河川의 次數이다. 雨滴이 어떤 狀態에서 始作되든지 간에 결국 가장 큰 次數에서 끝나게 된다.

둘째, 雨滴의 移動은 狀態의 移動으로 간주한다. 雨滴의 移動에 대한 確率은 式(14)와 같은 行列式으로 나타낼 수 있다. 즉,

$$\begin{bmatrix} P_{11} & P_{12} & P_{13} & P_{1M} \\ P_{21} & P_{22} & P_{23} & P_{2M} \\ P_{31} & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ P_{m1} & P_{m2} & P_{m3} & P_{mM} \end{bmatrix}$$

||

$$\begin{bmatrix} 0 & P_{12} & P_{13} & \dots & P_{1M} & 0 \\ 0 & 0 & P_{23} & \dots & P_{2M} & 0 \\ 0 & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

..... (14)

여기서, P_{ij} 는 雨滴이 狀態 i 에서 狀態 j 로 移動하는 確率이다.

行列式 P 는 狀態 i 에 流入된 雨滴中 다른 狀態 j 로 移動하는 全體의인 比率이다.

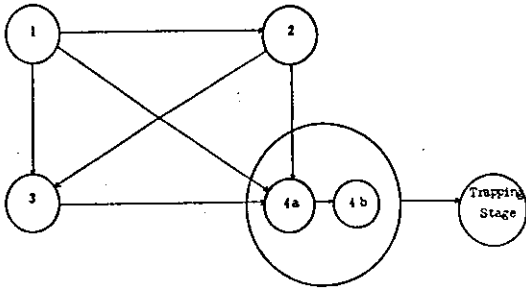


Fig.5. Representative of four-in-order basin as a continuous Markov process.

Fig.6은 時間 t 에서 雨의 어떤 狀態에 있을 것인가를 나타내는 Markov確率過程을 나타낸 것이다.

입의 雨滴이 各 次數의 流域에 내리게 될때, 各 次數의 流域 즉, 各 狀態에서 遲滯하는 時間에 대한 確率密度函數를 指數의 分布로 가정하면 式 (15)가 된다.

$$f_{Ti} = \lambda e^{-\lambda t} = \frac{1}{T_i} \cdot e^{-t/T_i} \dots \dots \dots (15)$$

여기서 f_{Ti} 는 i 狀態에서 遲滯時間에 대한 確率密度函數, T_i 는 i 狀態에서의 遲滯時間, t 는 입의 時間, λ 는 $\frac{1}{T_i}$ 를 各各 나타낸다.

Fig.6에서 各 次數의 河川과 4次流域에서 流入되는 雨滴들은 狀態4a에 모여서 狀態4b로 通過하여 出口로 흘러가게 될것하므로 가장 큰 次數의 流域은 2個의 線形貯水地로 나타낼 수 있다.

어떤 狀態에서 다음 狀態로의 雨滴의 移動은 단지 雨滴이 현재 머무르는 狀態에 左右된다고 가정하여 雨滴의 經路確率 matrix $\theta(n)$ 을 찾아내는 것으로 귀착되어 질 수 있다.

$$\theta(n) = \theta(n) \cdot \Phi(n)$$

여기서 $\theta(n)$ 는 n 단계에서 雨滴이 狀態 i 에서 進行하고 있을 確率을 나타내는 어떤 $\theta_i(n)$ 要所의 row vector이다.

matrix $\Phi(n)$ 는 n 단계 進해이후 狀態 i 에서 狀態 j 로 가는 確率을 나타내는 各 要所들 $\phi_{ij}(n)$ 의 多단계 確率이다.

Vector $Q(o)$ 는 進行이 狀態 i 에서 出發하는 確率을 나타내는 $\theta_i(o)$ 의 初期狀態 確率 Vector이다.

그러나 狀態들 사이의 到達時間 또한 雨滴의 위치에 左右되기 때문에 이것을 연속적인 狀態의 遲滯가 Markov確率過程의 遷移確率에 의한다고 가정한다.

Horton의 河川次數法則에 의해 全體流域을 M 次로 定하면 流域의 地表面에 내린 降雨는 各 地表面流域의 河川을 經過하여 流域의 出口를 通過하게 된다.

즉, $\mu_i \rightarrow R_i \rightarrow R_i \rightarrow PM$ 의 經路를 通하게 된다. 여기서 μ_i 는 i 次流域 R_i 는 i 次河川을 나타낸다. 各 經路를 通過하는 確率 $\phi_{ij}(r)$ 은 $\theta_i(o) \cdot P_{ij}$ 가 된다.

입의 降雨가 各 經路를 通해서 流域의 出口에 到達하는 時間 T_r 은 降雨가 各 狀態를 通過하는 時間의 疊이된다.

$$\text{즉, } T_r = T_{ui} + T_{ri} + T_{ij} + \dots \dots \dots + T_m \dots (16)$$

降雨가 입의 時間 t 에서 어떤 經路를 通過할 確率을 $P(T_r \leq t)$ 라 하고, 입의 時間 T 의 確率을 $P(T \leq t)$

라 하고, 여기서 T 는 입의 時間 t 를 초과할 수 없다면 다음式이 成立하게 된다.

$$P(T \leq t) = \sum_{r \in R} P(T_r \leq t) \cdot \phi_{ij}(r) \dots \dots \dots (17)$$

여기서 R 은 通過하는 모든 經路의 疊이고 r 은 各各의 經路를 나타낸다.

$t > 0$ 일때 降雨의 到達時間 T_r 의 確率密度函數를 f_{Tr} 이라하면 各 經路에서의 確率密度函數는 完全獨立이므로, 주어진 經路에서

$f_{Tr}(t) = f_{Tui}(t) * f_{Tri}(t) * f_{Trj}(t) * \dots * f_{TrM}(t) \dots (18)$
 로 各 經路에 대한 確率密度函數의 回旋積分(Convolution Integral) 形態가 되어

$$P(T_r \leq t) = \int_0^t f_{Tr}(t') dt' \dots \dots \dots (19)$$

이 되며 式(19)를 式(16)에 代入하면

$$P(T_r \leq t) = \int_0^t f_{Tui}(t') * f_{Tri}(t') * f_{Trj}(t') * \dots * f_{TrM}(t') dt' \dots \dots \dots (20)$$

가 되며 式(20)를 式(17)를 代入하면

$$P(T < t) = \sum_{r \in R} \{ \int_0^t f_{Tui}(t') * f_{Tri}(t') * f_{Trj}(t') * \dots * f_{TrM}(t') dt' \} \cdot \phi_{ij}(r) \dots (21)$$

을 얻을 수 있다.

單位有效降雨에 대해 時間t일때 流域에서의 貯留量 S(t)는 降雨가 流域의 出口까지 到達하는 時間 T일때의 降雨量과 같거나 時間t일때의 降雨의 總量보다 적기 때문에

$$S(t) = (\text{降雨量}, T) \cdot \frac{\text{降雨總體積}}{\text{總降雨量}} \dots \dots \dots (22)$$

가 되어

$$S(t) = (\text{降雨總體積}) \cdot P(T) \dots \dots \dots (23)$$

로 表現될 수 있다.

여기서 P(T)t는 임의 時間t에서 降雨가 流域에 머무를 確率을 나타낸다.

時間t에 있어서의 貯水地 流入量을 I라하고 總流出을 O라 하면 貯留方程式은

$$I(t) - O(t) = dS(t) / dt \dots \dots \dots (24)$$

가 된다.

單位有效降雨에 대해 O(t)가 瞬間單位圖이므로

$$S(t) = P(T)t = I - P(T)t \dots \dots \dots (25)$$

가 되며 式(21)을 式(25)에 代入하여 미분하면

$$dS(t) / dt = - \sum_{r \in R} \{ [f_{Tui}(t) * f_{Tri}(t) * f_{Trj}(t) * \dots * f_{TrM}(t)] \cdot \phi_{ij}(r) \} \dots \dots \dots (26)$$

이 된다. 式(24)에서 t=0이며 I(t)=0이므로 式(24)와 式(26)에서

$$U(t) = \sum_{r \in R} [\{ f_{Tui}(t) * f_{Tri}(t) * f_{Trj}(t) * \dots * f_{TrM}(t) \} r \cdot \phi_{ij}(r)] \dots \dots \dots (27)$$

의 瞬間單位圖 基本方程式이 된다.

河川을 流速이 均一分布인 移動部分과 指數分布인 貯留部分으로 나누어 생각한 Dooge의 理論을

導入하면 河川에서 到達時間 Tr는

$$T_r = T_{mi} + T_{si} \dots \dots \dots (28)$$

여기서 Tmi는 移動部分 到達時間, Tsi는 貯留部分 到達時間을 各各 나타낸다.

式(28)을 式(27)에 代入하면

$$U(t) = \sum_{r \in R} [\{ f_{Tui}(t) * (f_{Tmi}(t) * f_{Tsi}(t)) * \dots * (f_{TmM}(t) * f_{Tsi}(t) * \dots * f_{TSM}(t)) \} \cdot \phi_{ij}(r)] \dots \dots \dots (28)$$

로 나타낼 수 있다.

河川에서 移動部分과 貯留部分의 到達時間比, 즉, Tmi/Tsi를 Trp하 하고, 到達時間에 대한 確率密度函數를 Laplace變換에 의해 간략히 나타내면

$$f_{Tui}(t) * f_{Tri}(t) * \dots * f_{TrM}(t) = W \cdot \{ G(t) + \sum_{K=1}^M (-1)^K \cdot U_{2Trp}(t) \cdot G(t - 2Trp) \} \dots \dots \dots (29)$$

이 되며 式(29)에서 U(t)는 單位段階函數이며 t ≥ Trp 이면 U(t)=1이 된다. 또한

$$G(t) = a_1 + a_2 t + \dots + \frac{1}{(n-1)} a_n t^{n-1} + b e^{-\nu T_{ui}} + C e^{-\nu T_{si}} + C M e^{\nu T_{SM}}$$

여기서 n은 다른 河川의 次數를 나타내며 式(28)과 式(29)에 의해

$$\mu(t) = \sum_{r \in R} [\{ W \cdot (G(t) + \sum_{K=1}^M (-1)^K \cdot \mu_{2T_{MK}}(t) \cdot G(t - 2T_{MK})) \} \cdot \phi_{ij}(r)] \dots \dots \dots (30)$$

의 瞬間單位圖式이 定立된다.

4) SCS無次元單位圖法

이 方法은 美國 農務省 土壤保全局에 의하여 제 시된 方法으로 水文曲線이 Fig.7과 같이 삼각형의 모양을 갖게 된다는 가정下에서 다음과 같이 單位圖를 作成하였다.

즉, Fig.7에서 單位圖下의 面積은 直接流出量의 總面積과 같으므로 다음과 같은 式이 成立한다.

$$Q = \frac{1}{2} q_p (t_p + t_r) \dots \dots \dots (31)$$

여기서 Q는 直接流出量의 總體積(in) q_p 는 침투 유출량(in/hr)²는 침투유량도달시간(hr), t_r 은 감수시간(hr)을 各各 나타낸다. 式31로부터

$$q_p = \frac{Q}{t_p} \left(\frac{2}{1 + t_r/t_p} \right) \dots \dots \dots (32)$$

式32의 괄호안의 항은 K로 나타내면

$$q_p = \frac{KQ}{t_p} \dots \dots \dots (33)$$

式33에서 in/hr의 單位를 ft³/sec의 單位로 하고 流域面積(mi²)과 時間T(hr)를 代立하면 다음과 같은 一般式이 된다.

$$q_p = \frac{645.33kAQ}{t_p} \dots \dots \dots (34)$$

여기서 q_p 는 尖頭流量(cfs)이다.

또한, SCS는 여러 單位圖로부터 t_p 와 t_r 사이에 다음과 같은 關係가 있음을 발견하였다.

$$t_r \cong 1.67t_p$$

여기서 t_r 은 有效降雨의 持續時間(hr), t_r 은 遲滯 時間(hr)을 各各 나타낸다.

5) 直接流出과 基底流出의 分離

水文曲線에서 減水曲線은 主된 降雨가 끝난뒤 일어나므로 減水部의 變曲點을 求해서 初期損失이 끝나는 점과 감수부의 變曲點을 연결한 直線의 上

部는 直接流出, 下部는 基底流出로 하는 主地下水 減水曲線法으로 求하였다.

따라서, 式32에 의하여 $K=0.75$ 가 되며, 이 K값을 式34에 代入하면 尖頭流量 는 다음 式으로 나타낼 수 있다.

$$q_p = \frac{484}{t_p} \text{ (cfs)} \dots \dots \dots (35)$$

또한 尖頭流量 到達時間 t_p 는 Fig.7에 의하면 다음과 같이 求할수 있다.

$$t_p = \frac{1}{2} t_r + t_l$$

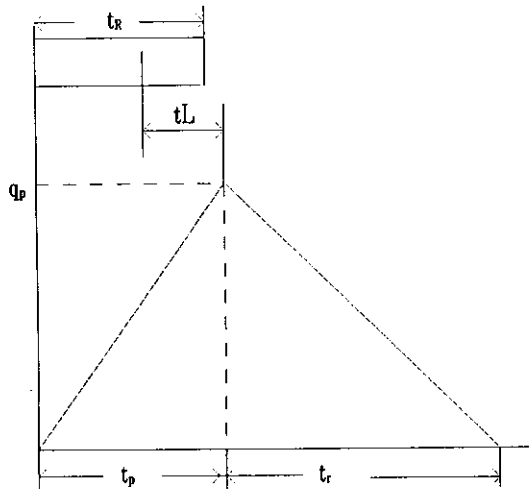


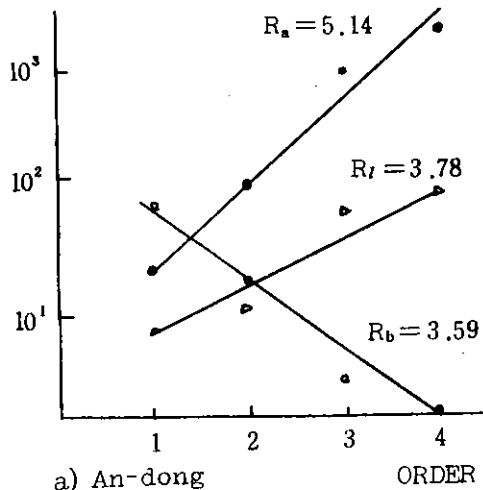
Fig. 7. Unit hydrograph by S.C.S. method.

結果 및 考察

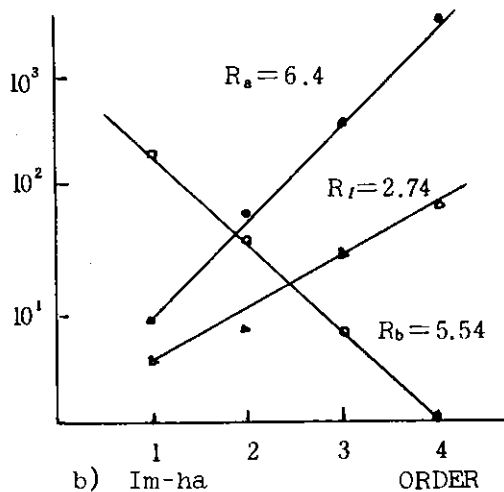
1. 流域의 特性

對象流域들의 地相因子에 대한 流域의 特性인 分岐比(Rb), 길이 比(Rl), 面積比(Ra)를 求한 結果 는 Fig.8과 같다.

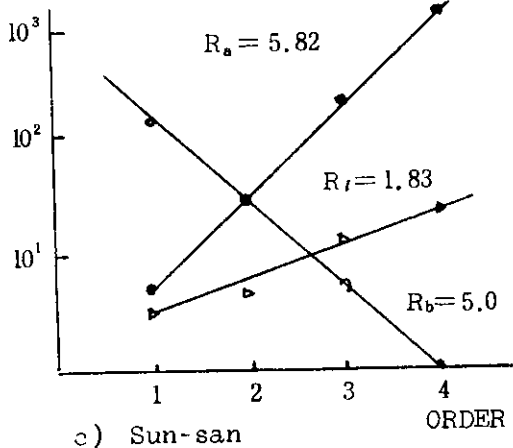
Horton은 自然河川에서의 分岐比(Rb), 길이比 (Rl), 面積比(Ra)는 各各 3~5, 15~35, 3~6의 範



a) An-dong



b) Im-ha



c) Sun-san

Fig. 8 Value of R_a , R_l , R_b , for each basin.

圍를 가진다고 하였다.

本 研究의 對象流域에서는 Fig.8에서와 같이 Horton의 一般河川의 範圍에 接近함을 볼수 있으므로 분석 대상지역 선정상에 특별한 문제점이 없는 것으로 評價된다.

2. 單位有效降雨의 到達時間

單位有效降雨의 到達時間을 式(6)을 利用하여 求한 主河川에서의 所要時間과 式(7)을 利用하여 求한 流域의 境界에서 主河川까지의 地表面 거리에서의 所要時間을 合하여 求한 結果는 Table.4 와 같다.

Table 4. Time of concentration of unit effective-rainfall.

Basin	An-dong	Im-ha	Sun-san
Tc(hr.)	38.499	31.289	29.284

3. 河川의 移動部分과 貯留部分의 到達時間比

河川에서의 移動部分과 貯留部分의 到達時間比 T_{rp} 는 式(9)를 利用하여 求한 洪水波에 對한 定常 流흐름의 流速比 C 를 利用하여 $T_{rp}=1-C$ 로써 求한바 그 結果는 Table.5와 같다.

Table 5. Relative ratio of time of concentration.

Basin	Year	T_{rp}
An-dong	87	0.0811
	88	0.1283
Im-ha	87	0.1149
Sun-san	87	0.0837
	88	0.0121

4. 河川의 分岐比

各 對象流域의 分岐比를 求한 結果는 Table.6과 같다.

Table.6에서 P_{ij} 는 i 次河川에서 j 次河川으로 흘러 가는 流域面積을 i 次河川 流域面積으로 나눈값이다.

Table 6. Branching ratio of each basin.

Basin	P ₁₂	P ₁₃	P ₁₄	P ₂₁	P ₂₂	P ₃₁
An-dong	0.59	0.35	0.06	0.81	0.19	1
Im-ha	0.81	0.12	0.17	0.83	0.17	1
Sun-san	0.76	0.22	0.02	0.88	0.12	1

5. 洪水量

對象流域에서 觀測한 값과 Markov確率過程을 導入한 瞬間單位圖에 의한 方法과 SCS無次元單位圖法에 의해 求한 洪水量 및 洪水到達時間은 Table.7 과 같다.

Table 7. Comparison of Estimated value with Observed value of Peak runoff and Peak time.

Basin	Year	Observed value		Estimated value (Dimensionless method)			Estimated value (Probability method)			E.R Intensity (mm/hr.)
		T _p	Q _p	T _p	Q _p	EQ _p	T _p	Q _p	EQ _p	
An-dong	'87	13	1941.92	13	2632.76	35.27	13	1858.91	4.27	6.63
	'88	31	1038.48	27	1291.64	24.38	32	983.97	5.25	3.26
Im-ha	'87	15	2662.12	12	3750.34	40.88	14	2673.93	0.44	6.68
Sun-san	'87	11	2269.32	12	1943.24	14.37	12	2185.8	3.68	7.40
	'88	12	688.65	12	927.98	34.75	13	637.68	7.40	3.94

T_p : Peak time(hr.) Q_p : Peak runoff(㎍/sec.) EQ_p : Relative error(%)

Table.7에서와 같이 SCS無次元單位圖法으로 求한 값의 實測值에 대한 洪水量 오차(EQ_p)는 10~40%, 洪水到達時間 오차는 0~4時間의 값이 나타나 流域 및 時期別 오차가 크게 나타났다.

한편 Markov確率過程을 利用한 瞬間單位圖에 의해 求한 오차는 各各 0~7%, 0~1時間으로 SCS無次元單位圖法으로 求한 結果보다도 양호하게 나타나 確率過程을 利用한 方法이 有利함을 確認할 수 있다.

또한 Markov 確率過程을 利用한 方法에서는 同一한 流域에서 降雨強度가 큰 87年度에는 88年度

보다 오차가 작게 나타났다. 이것은 河川流速에 대하여 洪水波개념을 導入하였기 때문인것으로 思料된다.

摘 要

洛東江水系中の 3個 中大 流域인 안동댐 流域 (1612.8㎢), 임하유역(1964.8㎢), 선산(979.3㎢)을 對象으로 Horton과 Strahler의 河川次數法則에 의해 河川을 分類하고, 1:50,000 地形圖를 利用하여 各 河川次數別 地相因子를 求하여 이들 地相因子들에 의해 Markov確率過程을 導入해서 求한

瞬間單位圖를 利用한 方法과 SCS無次元單位圖法에 의해 洪水量을 求한 結果를 요약하면 다음과 같다.

1. 對象流域에서 Horton의 河川分流法에 따른 地相因子들의 流域特性인 分岐比, 길이比, 面積比는 각각 3.6~5.5, 1.8~3.8, 5.1~6.4의 範圍로써 Horton이 提案한 값과 거의 一致하였다.

2. Markov 確率過程을 利用한 瞬間單位圖에서 洪水量은 0~7%, 洪水到達時間은 0~2時間의 오차로 양호한 값이 나타난데 반하여, SCS無次元單位法으로 求한 洪水量은 10~40%, 洪水到達時間은 0~4時間의 비교적 큰 오차가 나타났다.

3. 確率論的 方法에 의한 洪水量 計算에서는 同一 流域에서 降雨強度가 클 때에는 오차가 작게 나타났다.

引用文獻

1. 建設部 : 1986. 낙동강 홍수에경보 프로그램 개발 최종보고서.
2. _____ : 1986. 낙동강 홍수에경보 프로그램 개발 최종보고서.
(저수관리부문)
3. 金有松 : 1980. OR 原論, 淸文閣, 서울
4. 金熙種 : 1985. 河川工學, 東明社, 서울
5. 朴成宇 外 : 1984. 應用水文學, 향문사, 서울
6. 徐承德 : 1975. 유역특성에 의한 합성단위도 유도에 관한 연구
(I~II) 韓國農工學會誌, 17(1) : PP.35~42.
7. 鮮干仲皓 : 1983. 水文學, 동명사, 서울
8. 尹龍男 : 1986. 工業水文學, 淸文閣, 서울
9. 李淳赫 : 1977. 한국주요수계의 소유역에 대한 순간단위도 유도에 관한 연구(I, II.), 한국 농공학회지, 19(1~2), PP.18~33, PP.43~60.
10. Agricultural Research Service : 1973, Linear theory of hydrologic systems, U. S. Dept. of Agri. Tech. Bull., No. 1468, pp.75-231.
11. Betson, Roger P. : 1979, A Geomorphic model for use in streamflow routing, Water Resources Research 15(1), pp. 95-101.
12. Cheng, B. L. ; 1982, A Study of geomorphologic instantaneous unit hydrograph, Ph. D. thesis, Illinois Univ.
13. Rodriguez-Iturbe I. and Valdes, J. B. ; 1979, The geomorphologic structure of hydrologic response, Water Resources Research, 15(6), pp. 1409-1420.
14. _____ ; 1979, Discharge response analysis and hydrologic I. U. H and the stream characteristics, Water Resources Research, 15(6), pp. 1435-144.
15. Singh, V. P. ; 1974, A nonlinear kinematic wave method of surface runoff, Ph. D. thesis, Dept. of Civ. Eng., Colo. State Univ., Fort Collins.
16. Soil Conservation Service : 1975, Urban hydrology for small watersheds, technical release No. 55.
17. Strahler, A. N. ; 1957, Quantative analysis of watershed geomorphology Trans. Ame. Geophys. Union, 28(6), pp. 913-920.
18. U. S. Soil Conservation Service : 1971, SCS National Engineering handbook, U. S. Government, Sect. 4.
19. Wang, W. ; 1987, A Research on statistical estimation of storm transposition, J. of Hydro., Volo. 96, pp. 345-354.