

(기술정보)

## 流出率에 대한 小考

徐榮濟\*

### 1. 緒 論

모든 自然現象에서 重疊(Superposition)의 原理가 適用된다면 單位時間當 降雨強度에 대한 流出高의 時間的 變化를 既知값으로 降雨量의 增減에 따른 流出高의 增減도 計算할 수 있다. 이것이 單位圖의 概念이며 따라서 單位時間當 降雨持續時間이 늘어날 경우 單位圖의 基底時間도 그만큼 늘어나게 된다. 그러나 불행하게도 流域의 特성이 國土開發計劃에 따라 급속히 變化되는 現時點에서 이와같은 單位圖 方法이 實用的이 되지 못하고 大河川에서 誘導된 여러가지 單位圖(合成單位圖를 包含)의 基本因子조차 無計測의 小河川에서 精度있는 流出量 推定에 利用하지 못하는 理由도 바로 여기에 있다.

降雨로부터 流出을 正確히 誘導하는 일은 現實으로 매우 어렵고 또 重要的 일임에도 불구하고 觀測施設의 不足 및 資料의 缺測과 管理소홀로 인하여 流出解析에 대한 模型의 開發에 어려움이 있는 것 또한 事實이다. 따라서 本稿에서는 이와같은 降雨-流出間의 非線形性을 考慮하여 流出率 推定에 관한 여러가지 方法論과 洪水時 有效雨量의 概念으로 實測된 各種 流出의 算定技法들을 蒐集, 整理함으로서 降雨-流出에 대한 基本資料가 전혀 定立되어 있지 않고 無計測 流域이 많은 우리나라 實情에 參考資料로 利用될 수 있도록 하였다.

### 2. 流出率의 概念

全體降雨量中 純粹하게 流出을 發生시키는 比率을 流出率이라 하며 損失量과 降雨量과의 比率을 損失率

이라 한다. 上記 比率과 關聯되어 있는 流域의 水文 因子들로는 全體降雨量, 降雨強度, 降雨持續時間, 初期流量(洪水前 流量), 土壤濕潤狀態, 蒸發量, 氣溫, 季節, 植生等を 나열할 수 있으며 이들 많은 因子들 가운데 流域의 土壤濕潤狀態를 나타내는 初期土壤 水分含有量과 初期流量이 流出率에 가장 큰 影響을 미친다고 하였다(日野, 1982). 流出率과 關聯하여 洪水時 直接 流出을 分離하는 方法을 用語別로 整理하여 보면 有效雨量( $P_{eff}$ )은 流域內에서 直接流出에 寄與하는 降雨量을 나타내고 超過雨量( $P_o$ )은 浸透能과 地表面의 貯溜能力을 超過하여 表面流出을 發生시키는 降雨量을 뜻한다.

그리고 流出可能降雨量( $P_q$ )은 流域內에 내린 降雨量中 流出의 形態로 빠져나가는 降雨量을 말하며  $P_q$ 와  $P_{eff}$ 는 基底流量이 分離되고 난 후 流域內의 물收支로부터 計算할 수 있다. 즉

$$\begin{aligned} T \int Q_o dt &= T \int (Q - Q_b) \\ \therefore A \cdot P_{eff} &= A \cdot T \int I_{eff} dt = T \int Q_o dt \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} A \cdot P_q &= A \cdot T \int I_q dt = T \int Q dt \\ &= A \cdot T \int I dt - \text{Evapotranspiration} \end{aligned} \quad (2)$$

$$\therefore T \int R dt = T \int (I - I_{eff}) dt \quad (3)$$

$$T = \frac{T \int Q dt}{A \cdot T \int I dt} \quad (4)$$

\* 정희원, 農漁村振興公社 技術支援部

$$T_d = \frac{T \int Q_d dt}{A \cdot \int I dt} \quad (5)$$

식들로 간단히 整理할 수 있다. 여기서 Q=流出量, Q<sub>d</sub>=直接流出量, Q<sub>b</sub>=基底流出量, A=支配流域, P=降雨量, I=降雨強度, P<sub>eff</sub>=有效雨量, I<sub>eff</sub>=有效降雨強度, P<sub>o</sub>=流出可能 降雨量, I<sub>o</sub>=流出可能 降雨強度, R=貯留量, T=流出係數, T<sub>d</sub>=直接流出係數를 나타낸다.

### 3. 理論的 背景

#### 3.1 浸透能 方程式

地表流出에 대한 超過降雨를 計算하기 위하여 일찌기 Horton(1933, 1945)은 浸透能에 대한 方程式을 提示하였다.

$$f = f_c + (f_0 - f_c) \cdot e^{-kt} \quad (6)$$

여기서 f=土壤이 吸收할 수 있는 瞬間最大의 浸透能, f<sub>c</sub>=土壤이 가지고 있는 持續可能한 浸透量, f<sub>0</sub>=降雨始作初期의 最大 浸透能(t=0), k=土壤의 透水係數, t=降雨發生時點부터의 時間이다. 이 方程式은

주어진 土壤條件에서 最終浸透率은 一定하다고 假定하였으며 降雨始作前의 土壤濕潤狀態는 考慮하지 않았다. 그후 Free, Browning과 Musgrave(1940), 그리고 Musgrave와 Holton(1964)은 降雨以前의 土壤濕潤狀態에 따라 浸透能이 低下된다고 하였으나(그림.1) 이것은 단지 浸透能曲線의 初期條件(f<sub>0</sub>)만을 變數로 誘導한 것이다. 또 Philip(1957, 1958)은 降雨前의 土壤濕潤狀態를 浸透能 算定에 反映하기 위하여 다음과 같은 方程式을 提示하였다.

$$f = a + b \cdot t^{(-1/2)} \quad (7)$$

여기서 a=土壤種類에 따른 定數, b=土壤의 濕潤狀態에 따른 定數로 表現하였다. Horton(1937)이 提示한 超過雨量(P<sub>ex</sub>) 推定을 위한 浸透能理論의 根本은 直接流出의 主成分인 地表流出을 窮極的으로 浸透水의 損失量으로 假定한 點이 特徵이다.

이와같은 浸透能曲線은 土壤의 初期條件에 따라 매우 多樣하게 나타나므로 實驗室이 아닌 實際流域에 바로 適用하기란 매우 어려운 일임을 알 수 있다. 그후에도 Linsley(1949)등 여러 水文學者들은 流域의 水文 및 地形學的 條件이 複雜하지 않다면 浸透能曲線에서 誘導된 簡單한 方程式이 河川의 直接流出 計算에 그대로 應用될 수 있다고 하였다.

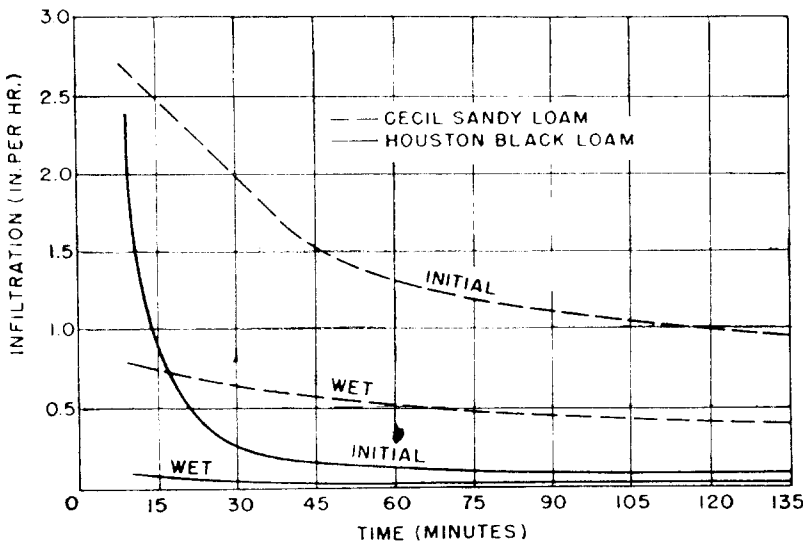


그림1 時間과 土壤의 初期條件에 따른 浸透能 變化

3.2  $\Phi$ -指數, W-指數 그리고 Wmin-指數法(Index Method)

$\Phi$ -指數法: 앞에서 言及되었듯이 여러가지 水文學的 條件이 다른 流域에서의 土壤에 대한 水分의 貯溜能力(Retention Capacity)은 浸透能曲線과 같이 各各 다를 것이다. 그리고 또 아무리 合理的인 浸透能曲線을 誘導하더라도 호우패턴이 다른 降雨에 대하여 直接流出을 正確하게 算定하기란 매우 어려운 일이다. 따라서 소위 實質的인 浸透指數(Infiltration Index) 方法이 導入되었다. 이 方法은 合理的인 浸透理論에 의 한것이 아니며 實際流域에서 觀測된 降雨 - 流出資料로부터 導出한 經驗的인 方法의 一種이다.

$\Phi$ -指數法이 바로 이와같은 假定에서 誘導된 것으로 주어진 土壤의 初期條件下에서 어떤 特定한 豪雨發生이 일어날 경우 流域의 貯溜能力(降雨 - 直接流出)을 降雨發生 全時間에 걸쳐 一定하게 計算하는 方法이다. 만약 時間別 降雨強度가 그림2와 같이 發生하였다면  $\Phi$ -指數는 直接流出에 該當하는 降雨量을 超過한 降雨量을 나타낸다. 따라서 이 方法은 豪雨發生期間동안 時間別 降雨強度가 繼續해서  $\Phi$ -指數를 超過한 것으로 假定한 것이다.

만약 流域의 貯溜能力이 豪雨發生期間동안 減少한다고 생각할 경우  $\Phi$ -指數法에 의한 流出量 計算은 降雨發生初期는 보다 過多하게 그리고 降雨가 끝나는 末期에는 보다 적게 計算될 수도 있다.

W-指數法: 降雨持續期間中 無降雨가 發生되거나 또는 降雨強度가 土壤의 貯溜能力보다 적을경우  $\Phi$ -指數法으로 인한 有效雨量 分離法에는 矛盾點이 생기게 된다. 이와 같은 矛盾點을 補完하기 위해 提案한 方法이 W-指數法이다. 또 土壤이 水分 飽和狀態에서의 浸透能은 持續可能한 土壤의 浸透能과 同一하게 되며 이런경우 土壤이 가지는 貯溜能力은 最小가 되고 W와  $\Phi$ -指數값은 同一하게 된다. 이런 條件에서는 W-指數法이 Wmin-指數法으로 定義될 수 있으며 대개 이 方法은 流域의 最大可能 洪水量을 推定할 때 利用된다.

그 외에도 先行降雨持續法과 美國氣象局에서 開發된 圖式解法等이 있다. 이들 方法들에 대한 誘導過程과 適用方法等은 國內의 大學教材에 詳細히 收錄되어 있으므로 參考하기 바란다.

3.3 CN(Curve Number)法

이 方法은 美國 農務省(USDA)의 土壤保全局에서 流域의 土壤그룹과 土地利用形態를 考慮하여 小流域의 降雨 - 流出解析(특히 直接流出)에 利用하기 위하여 開發한 經驗公式이며 流域의 土地利用形態가 달라진 流出解析에 특히 有用하다. 이 方法은 最近 國內에서 여러 文獻을 通하여 詳細히 紹介되었으므로 流出率과 關係된 部分만 補充해서 記述하기로 한다. 降雨와 流出間의 時間的 變化에 있어서 流域內的 累加

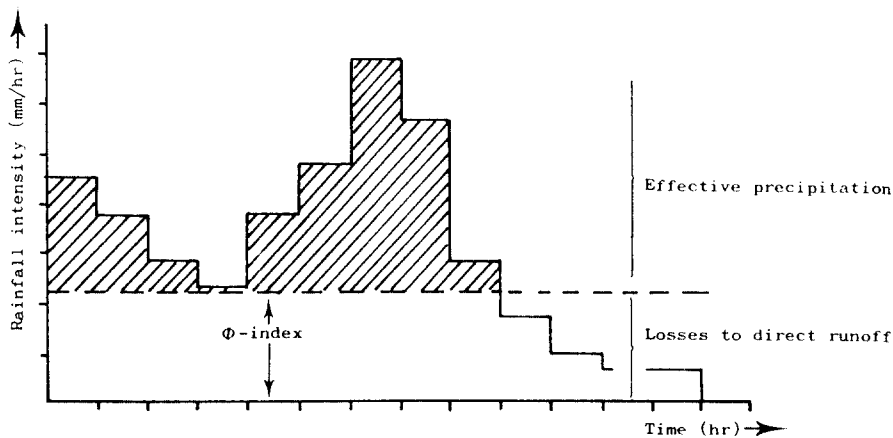


그림2  $\Phi$ -指數法에 의한 直接流出量의 推定

貯溜量 F는 降雨量과 持續時間에 따라 最大貯溜量 S 까지 增加하고 이 增加比 F/S를 全體 直接流出量 D와 總降雨量 R로부터 初期損失 I<sub>0</sub>를 뺀 比率과 같다고 假定하면 다음 식이 成立한다.

$$\frac{D}{R-I_0} = \frac{F}{S} \quad (8)$$

그리고 降雨 - 流出의 函數關係에서 連續方程式을 適用하면

$$R = D + F + I_0 \quad (9)$$

이 되고 流出量 D는 (10)式으로 整理할 수 있다.

$$D = \frac{(R-I_0)^2}{(R-I_0)S} \quad (10)$$

또 現場에서 實測된 資料를 利用하여 初期損失과 最大貯溜量 S 關係를 다음 식과 같이 誘導하였다.

$$I_0 = 0.2S \quad (11)$$

그러므로 總降雨量과 直接流出量과의 關係를 誘導하면 (12)식이 된다.

$$D = \frac{(R-0.2S)^2}{R+0.8S} \quad (R > 0.2S) \quad (12)$$

여기서 또 S값은 降雨에 대한 流域特性別 浸透能과 剩餘貯溜量과의 關係에서 구할 수 있고 이들 資料中 浸透能과 降雨強度와의 實測資料가 없으므로 最大貯溜量 S의 函數로서 CN을 利用할 수 있다.

$$CN = \frac{1000}{S+10} \quad (S = \text{inch單位}) \quad (13)$$

$$CN = \frac{1000}{(S/25.4)+10} \quad (S = \text{mm單位}) \quad (14)$$

CN값은 여러가지의 水文因子, 예를 들면 土壤, 土地利用形態, 水文條件 등에 따라서 구할 수 있다 (SCS, National Engineering Handbook). 그리고 (12)式을 流出率로 變形하면 다음 식으로 나타낼 수 있다.

$$f = \frac{r(1-i_0/r)^2}{1+r(1-i_0/r)} \quad (15)$$

여기서  $r=R/S$ ,  $i_0=I_0/S$ 이며 따라서 CN法을 流出率 f와 r(總降雨量/最大貯溜量)의 關係로 表記할 수 있다. 만약 r가 작은값이 되면  $f \propto r$ , r가 큰값이 되면  $f \rightarrow 1$ 에 가까워짐을 위 식의 關係에서 알 수 있다.

$$f \begin{cases} \propto r(r \rightarrow 0, r > i_0) \\ = 1(r \rightarrow \infty) \end{cases} \quad (16)$$

또 CN法을 變形하여 累加浸透量 F로 나타내면 (17)식이 되며

$$F = \frac{(R-I_0)S_0}{(R-I_0)+S_0} \quad (17)$$

시간 t에 대하여 積分하면 다음 식이 된다.

$$f = \frac{dF}{dt} = \frac{S_0^2}{[(R-I_0)+S_0]^2} \frac{dR}{dt} \quad (18)$$

그리고 土壤의 最大貯溜量에 대한 餘裕貯溜量 S'는

$$S' = S_0 - F = \frac{S_0^2}{(R-I_0)+S_0} \quad (19)$$

이 된다. 따라서 CN法으로부터 다음과 같은 浸透能 公式를 誘導할 수 있다(Hjelmfelt, 1980).

$$f = \left[ \frac{S'}{S_0} \right]^2 r \quad (20)$$

그러므로 累加降雨量 R의 增加와 함께 S'는 減少하므로 浸透能 速度 f도 減少하게 된다.

#### 4. 日本의 實例

季節적으로 호우패턴이 비슷하고 여름이면 太平洋의 低氣壓으로 인한 豪雨發生이 잦은 日本의 實測值를 예로 들어 지금까지 發表한 分析內容을 要約하였다.

有效雨量은 累加雨量과 損失雨量과의 關係로 부터 抽出해 낼 수 있으며 日本의 河川에서 觀測된 降雨 - 流出資料를 土臺로 中安(Nakayasu)은 合成單位圖의 誘導方法과 함께 有效雨量(Effective Rainfall)을 다음 식으로 定義 하였다.

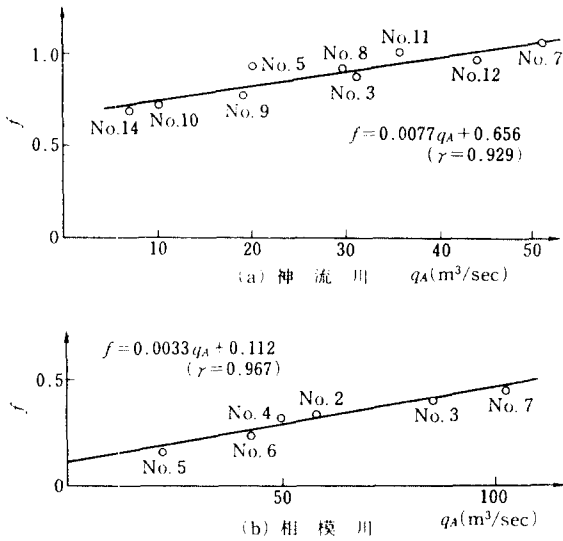
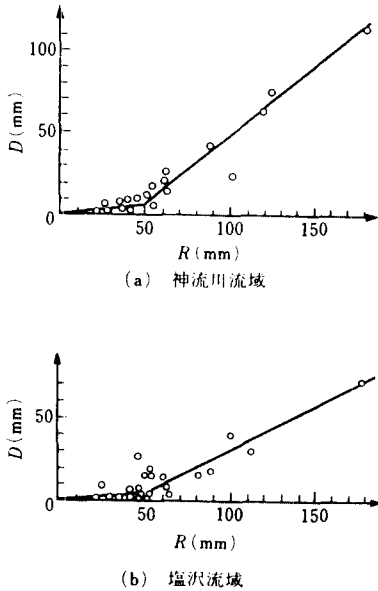


그림3 初期流量과 流出率에 대한 相關圖



塩沢流域

$$D = 0.10 R \quad 0 \leq R < 50$$

$$D = 0.10 R + 0.42 (R - 50) \quad 50 \leq R$$

그림4 神流川流域의 降雨量-直接流出量에 대한 相關圖

$$R < 100mm \quad R_1 = R(1 - 3.6 \times 10^{-4} \cdot R^{1.5})mm$$

$$R > 100mm \quad R_1 = 64mm \quad (21)$$

여기서  $R_1$ =損失雨量  $R$ =累加雨量이 된다. 安藤.高橋(1982)는 總降雨量과 全體流出量과의 關係를 그림3

과 같이 分析하여 誘導하였고 日野·長谷部(1983)은 神流川과 相模川에서 記錄된 降雨 - 流出量 資料를 가지고 그림4와 같이 誘導하여 流出率( $f$ )과 初期流量( $q_A$ )과의 關係를 定立하였다. 그림3의  $D$ =直接流出高,  $R$ =降雨量을 나타내고 그림4의  $f$ =流出率,  $q_A$ =降雨發生前의 該當河川에 대한 初期流量을 나타낸다.

아직까지 우리나라는 全國에 水位觀測所가 많이 있음에도 支配流域의 平均降雨量과 流出量과의 關係에서 洪水流出에 利用할 수 있는 有效雨量과 損失雨量과의 關係를 正確히 誘導하지 못한 條件을 懇索하여 上記에서 誘導된 結果值를 積極 利用하여 直接流出을 正確히 計算하는데 應用될 수 있기를 바란다.

### 5. 結 論

以上으로 降雨 - 流出模型의 開發에 根源이 되는 流出率과 有效雨量 分離法을 여러가지 方法別로 살펴 보았다. 每年 反復되는 우리나라의 洪水被害는 해를 거듭할수록 增加될 뿐이지 그 被害額이 줄어들 김새가 전혀 보이지 않고 있다. 이것은 바로 水文 循環過程의 正確한 觀測과 觀測資料의 分析이 우리나라 流域狀態과 細部의으로 보다 精密하게 地域別 特性에 따라 行해지지 못하고 있다는 證據이며 특히 洪水流出解析을 위한 基本的인 資料의 觀測을 제대로 施行하지 못하고 있다는 事實을 말해 주고 있다. 아무리 TC/TM設備과 이에 따른 소프트웨어를 外國에서 導入하거나 自體開發하더라도 基礎資料의 確保없이 그 解析과 應用이 不可能하다는 것은 우리나라의 水文觀測資料를 가지고 임의流域의 洪水流出 모델링에 한번쯤이라도 接近해본 사람이면 누구나가 느낀점 일 것이다. 하루속히 政策的인 支援과 과감한 思考轉換으로 水文觀測을 위한 全國土에 걸친 네트워크 整備와 함께 一次的인 自然現象의 早速한 精密觀測이 필요하리라 思料된다.

### 參 考 文 獻

1. IHE(1985), Lecture note in hydrology, Delft, The Netherlands.
2. 日野幹雄外 3人(1989), 洪水의 數值豫報, (その第一

30 韓國水文學會誌

- 步), 森林出版株式會社. 版株式會社.
3. 日野幹雄&&長谷部正彦(1985), 水文流出解析, 森林出