

長期流出的 水文的 模型開發을 위한 主要 水系別 單位圖 誘導

Determination of Unit Hydrograph for the Hydrological Modelling of Long-term Run-off in the Major River Systems in Korea

嚴 柄 鉉* · 朴 根 洙**
Um, Byong Hoyn · Park, Keon Su

Summary

In general precise estimation of hourly or daily distribution of the long-term run-off should be very important in a design of source of irrigation. However, there have not been a satisfying method for forecasting of stationary long-term run-off in Korea.

Solving this problem, this study introduces unit-hydrograph method frequently used in short-term run-off analysis into the long-term run-off analysis, of which model basin was selected to be Sumgin-river catchment area.

In the estimation of effective rainfall, conventional method neglects the soil moisture condition of catchment area, but in this study, the initial discharge (q_0) occurred just before rising phase of the hydrograph was selected as the index of a basin soil moisture condition and then introduced as 3rd variable in the analysis of the relationship between cumulative rainfall and cumulative loss of rainfall, which built a new type of separation method of effective rainfall.

In next step, in order to normalize significant potential error included in hydrological data, especially in vast catchment area, Snyder's correlation method was applied.

A key to solution in this study is multiple correlation method or multiple regression analysis, which is primarily based on the method of least squares and which is solved by the form of systems of linear equations. And for verification of the change of characteristics of unit hydrograph according to the variation of a various kind of hydrological characteristics (for example, precipitation, tree cover, soil condition, etc), seasonal unit hydrograph models of dry season (autumn, winter), semi-dry season (spring), rainy season (summer) were made respectively.

The results obtained in this study were summarized as follows;

1. During the test period of 1966-1971, effective rainfall was estimated for the total 114 run-off hydrograph. From this estimation results, relative error of estimation

*全南大學校 農科大學

**全南大學校 大學院

to the observation value was 6%, which is much smaller than 12% of the error of conventional method.

2. During the test period, daily distribution of long-term run-off discharge was estimated by the unit hydrograph model. From this estimation results, relative error of estimation by the application of standard unit hydrograph model was 12%. When estimating by each seasonal unit hydrograph model, the relative error was 14% during dry season 10% during semi-dry season and 7% during rainy season, which is much smaller than 37% of conventional method.

Summing up the analysis results obtained above, it is convinced that q_b -index method of this study for the estimation of effective rainfall be preciser than any other method developed before. Because even recently no method has been developed for the estimation of daily distribution of long-term run-off discharge, therefore estimation value by unit hydrograph model was only compared with that due to kaziyama method which estimates monthly run-off discharge. However this method due to this study turns out to have high accuracy.

If specially mentioned from the results of this study, there is no need to use each seasonal unit hydrograph model separately except the case of semi-dry season. The author hopes to analyze the latter case in future studies.

I. 緒 論

1. 目 的

一般的으로 流出이란 降水가 地表面에 到達하여 물로 變換하고 流路를 通하여 諸形態로 出水流는 現象을 말한다. 流出解析은 이와같은 流出現象을 量的으로 求하기 爲해 行하는 一連의 分析過程으로서 諸治水 및 利水計劃樹立에서의 先行作業에 該當된다. 特히 水需給의 逼迫에 對備한 用水源計劃에서 長期流出量의 時系列的 流況分布는 水源工의 規模를 決定짓는데 그 基本이 된은 勿論 既設水源의 維持管理 및 用水節約對策의 一環으로서 實施되어야 할 合理的인 水收支採算의 綜合的 計劃에서도 極히 重要한 指標가 된다.

그러나 現在 우리나라에서는 이와같은 長期流出의 時系列的 流況을 豫測할 수 있는 滿足할 만한 方法이 缺如되고 있음은 事實이다.

本 研究는 여기에 着眼하고 從來까지 洪水流出에만 專用하여 왔던 單位圖法을 長期流出解析에 導入하여 우선 長期間의 水文資料가 蒐集될 수 있는 主要水系(例: 漢江, 洛東江, 錦江, 榮山江, 蟾津江 等)를 順次的으로 試驗對象 流域으로 定하고(今回は

蟾津江, 鴨綠地點을 定함) 試驗期間에 發生한 여러가지 pattern의 降雨一流出關係를 利用하여 이것을 數學的으로 統計處理하고 水系別 地點別의 標準化된 하나의 單位圖(長期型)를 導出하므로써 지금까지 使用하였던 月單位 流出量 推定法에서 탈피하여 日單位 또는 時間單位의 長期流出量 推定法으로 改善하여 將來의 水資源開發計劃時 技術의 向上을 圖謀함을 目的으로 한다.

2. 研究範圍

가. 對象流域: 蟾津江水系 鴨綠流域,

나. 試驗期間: 長期型 單位圖 Model 開發을 爲한 統計의 有効期間(5個年 以上: 1966年~1971年)

다. 水文資料: 日單位 地點降水記錄 및 日單位水位,

라. 分析範圍

(1) 流域平均降水分布(實測分)算定. (2) 長期流量 및 雨量水文曲線圖作成(實測分), (3) 長期流量圖의 成分分析(實測分), (4) 有効雨量(損失雨量)分析 (5) 電算處理에 依한 單位圖模型 誘導 (6) 季節變化에 따른 單位圖 特性 分析 (7) 單位圖模型에 依한 流出量推定, (8) 長期流出模型으로서의 適合性 檢定 (9) 結果에 對한 考察

II. 資料 및 方法

1. Model 流域概要(特性)^{(12), (31)}

區 分	特 性
水 系 名	嶺 津 江 本 流 域
流 域 面 積 (km ²)	鴨 綠 流 域 2,448.00 km ²
流 域 周 邊 長 (km)	324.50 km
主 流 河 道 長 (km)	163.20 km
河 道 平 均 傾 斜 (m/km)	3.13m/km
河 狀 係 數	1 : 715
形 狀 係 數	0.09
密 集 度	0.54
河 川 密 度	0.07

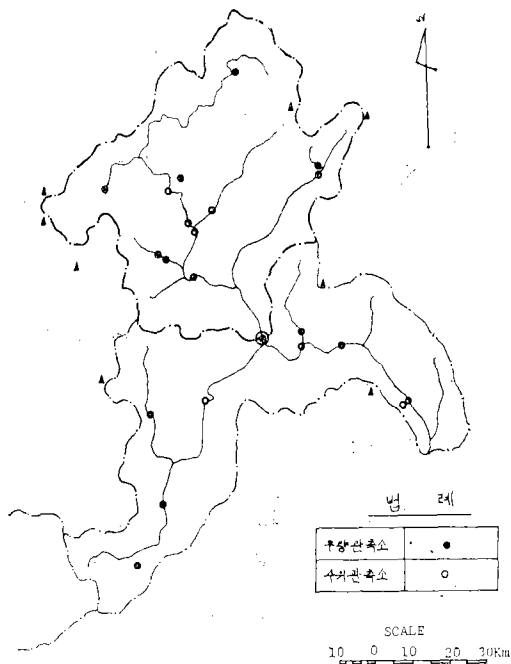


Fig. 1. Schematic map of Sumgin-river Catchment area

2. 水文觀測概要⁽¹²⁾

觀 測 區 分	觀 測 狀 況
1) 水 位 (1) 試驗觀測所名: (2) 流域內觀測所名:(普通觀測所)	鴨綠定期 水位觀測所(自記紙) 德峙, 蟠岩, 契樹, 淳昌, 第二蟠津, 赤城, 帶江, 鴨綠, 計 8個所
2) 流 量 (1) 試驗流量觀測所名: (2) 流域內流量觀測所名:	鴨綠定期 流量觀測所 1個所 없음
3) 雨 量 流域內雨量觀測所名:	鎭安, 鎭川, 長水, 雲峰, 南原, 金求, 泰仁, 淳昌, 康鎭, 東北, 求禮, 聖水, 金堤, 計 13個所

3. 水文資料 蒐集

가. 降水記錄⁽¹²⁾⁽³¹⁾

建設部 水文調查年報를 利用하여 流域內에 既往 設置된 13個所의 地點降水記錄(日單位降水量)에 對하여 試驗期間인 1966년부터 1971년까지 6個年 分을 蒐集하였다. 따라서 觀測點 記錄年數는 延 90個年 이 된다.

나. 水位 流量記錄⁽¹²⁾⁽³¹⁾

水位(m), 流量(m³/s) 記錄도 降水記錄과 같이 建設部 水文調查年報⁽¹²⁾를 利用하여 鴨綠地點의 定期 觀測記錄에 對하여 6個年(1966年~1971年)分을 蒐集하였다. 但, 水位는 日平均값의 記錄이고 流量은 水位變動에 따라 測定된 年度別分을 區分하여 蒐集하였다. 따라서 記錄延日數는 2,190日分이 된다.

4. 資料分析

Table-1, Fig.2에 表示한 바와 같이 本流域內의 面積雨量算定은 Thiesens polygon⁽²⁵⁾ 法에 依하였 으며 實測分에 對한 6個年間의 日單位 長期流量 Hydrograph는 半對數紙(縱軸: log scal, 橫軸: 算術 scal)를 使用하여 作成하였고 Hyetograph는 柱狀形으로 하여 Hydrograph에 重複시켜 圖入시킴으로서 一連降水量에 依하여 發生上昇되는 流量曲線과의 相關性을 視眼으로도 容易하게 判斷可能토록 作成하였다.

Table-1. Area ratio of Thiessen's Polygon (W-Values)

Observation station	Area(km ²)	Area ratio	Observation station	Area(km ²)	Area ratio
Jin-An	14.688	0.006	Sun-Chang	342.720	0.140
Jin-Chun	14.688	0.006	Kang-Jin	582.624	0.238
Jang-Soo	176.156	0.072	Dong-Buk	31.824	0.013
Un-Bong	164.016	0.067	Ku-Re	100.368	0.041
Nam-Weon	465.120	0.190	Seong-Su	396.576	0.162
Kum-Ku	26.928	0.011	Kim-Je	66.096	0.027
Tae-In	66.096	0.027	Total	2,488	1.000

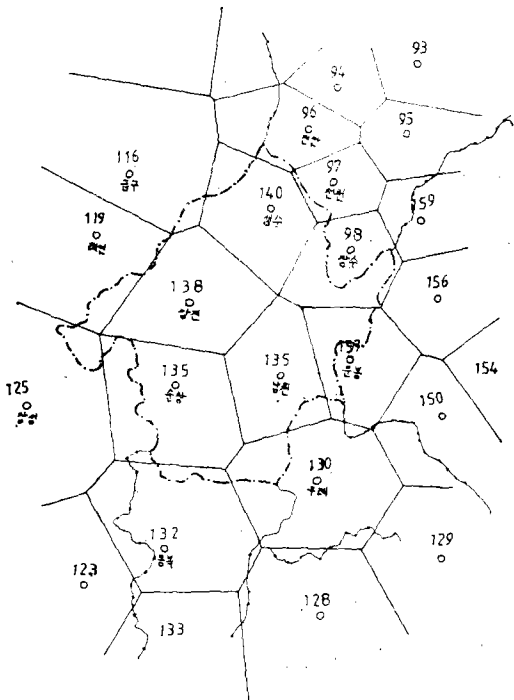


Fig. 2. Thiessen's polygon map in Sumgin river Catchment area

다음 長期流量 Hydrograph(實測分)의 分合(分離合成)은 作業의 便宜上 아래와 같이 通稱取扱키로 하였다.

① Hydrograph의 成分內容 : (i) 表面流出+中間流出+地下水流出+河川降水=全流出(Q_{Tmm}) (ii) 表面流出+中間流出+河川降水=直接流出(Q_{dmm}), (iii) 地下水流出+其他=基底流出(Q_{bmm}).

② 直接流出 Q_d 와 基底流出 Q_b 의 分離: 여러가지 方法이 있으나 本 研究에서는 一律의으로 水平分離法을 適用하였다.

다음 有効雨量(損失雨量) 分離에 關해서는 지금 까지 使用되고 있는 여러가지 方法에서 共通的으로

恒常問題視되고 있는 流域의 乾濕條件의 不考慮點에 對하여 本 研究에서는 充分히 勘案하고 그 指標(乾濕條件의 index)로서 初期低水流量(q_b)을 採擇하여 이 값을 累加雨量~累加損失雨量 關係의 第3可變數(parameter)로 導入시켜 다음과 같은 方法으로 分離코져 한다.

6. 有効雨量(損失雨量) 推定模型 誘導方法 (28), (30)

本法에서의 流域의 乾濕狀態를 보다 精密하게 索出하기 爲하여 乾濕指標인 q_b 를 Table-2와 같이 4 case로 區分하여 取扱키로 한다. 即 q_b 의 規模別에 따라 降水量의 增加에 依한 流域貯留能力의 減退性을 考慮하고 兩者關係를 線形一次回歸分析보다 二次回歸分析으로 推定模型을 誘導키로 한다. 그리고 回歸方程式 誘導에 利用한 方法은 誤差를 最大限 抑

Table-2. Range of index value

Case	Range of index value (q_b)	Remarks
Case I	0.0—0.3mm	
Case II	0.3—0.6mm	
Case III	0.6—0.9mm	
Case IV	0.9—1.2mm	

制하기 爲하여 最小自乘法을 導入하였고 二次回歸式 各項의 回歸係數는 計算便宜上 Matrix Method에 依하여 求하기로 한다.

가. 二次回歸方程式(基本式)

$$\left. \begin{aligned} y &= b_0 + b_1 \cdot x + b_2 \cdot x^2 \\ L, L_d &= b_0 + b_1 \cdot p + b_2 \cdot p^2 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (2)$$

여기서 : y =目的函數, L, L_d =累加損失雨量(mm), b_0, b_1, b_2 =各 回歸係數, x : 指定函數, p =累加雨量(mm)

나. 各項 回歸係數 算定式(Matrix method)

$$\begin{array}{ccc}
 \Sigma L_d & \Sigma p & \Sigma p^2 \\
 \Sigma p \cdot L_d & \Sigma p^2 & \Sigma p^3 \\
 \Sigma p^2 \cdot L_d & \Sigma p^3 & \Sigma p^4
 \end{array}$$

$$b_0 = \dots\dots\dots(3)$$

$$\begin{array}{ccc}
 n & \Sigma p & \Sigma p^2 \\
 \Sigma p & \Sigma p^2 & \Sigma p^3 \\
 \Sigma p^2 & \Sigma p^3 & \Sigma p^4
 \end{array}$$

$$\begin{array}{ccc}
 n & \Sigma L_d & \Sigma p^2 \\
 \Sigma p & \Sigma p \cdot L_d & \Sigma p^3 \\
 \Sigma p^2 & \Sigma p^2 \cdot L_d & \Sigma p^4
 \end{array}$$

$$b_1 = \dots\dots\dots(4)$$

$$\begin{array}{ccc}
 n & \Sigma p & \Sigma p^2 \\
 \Sigma p & \Sigma p^2 & \Sigma p^3 \\
 \Sigma p^2 & \Sigma p^3 & \Sigma p^4
 \end{array}$$

$$\begin{array}{ccc}
 n & \Sigma p & \Sigma L_d \\
 \Sigma p & \Sigma p^2 & \Sigma p \cdot L_d \\
 \Sigma p^2 & \Sigma p^3 & \Sigma p^2 \cdot L_d
 \end{array}$$

$$b_2 = \dots\dots\dots(5)$$

$$\begin{array}{ccc}
 n & \Sigma p & \Sigma p^2 \\
 \Sigma p & \Sigma p^2 & \Sigma p^3 \\
 \Sigma p^2 & \Sigma p^3 & \Sigma p^4
 \end{array}$$

다. 相關係數 : (R)

$$R = \sqrt{\frac{\{(b_1) \cdot (\Sigma p \cdot L_d - n \cdot \bar{p} \cdot \bar{L}_d)\} + \{(b_2) \cdot (\Sigma p^2 \cdot L_d - n \cdot \bar{p}^2 \cdot \bar{L}_d)\}}{\Sigma L_d^2 - n \cdot \bar{L}_d^2}}$$

라. 密與率 : (R²) (決定 Coefficient)

7. 長期流出 推定模型(單位圖) 誘導 方法

가. 單位時間 決定^{(27),(30),(32),(44)}

一般的으로 洪水流出解析에서는 通常 降雨分布의 中心 또는 最大降雨強度의 時刻과 出水Peak發生時刻과의 時間差, 即 洪水到達時間, 또는 이의 1/2 時間 程度를 單位時間으로 採擇하는 境遇가 많다. 그러나 長期流出의 경우는 아직도 一定한 基準이 없고, 慣習의으로 日單位를 使用하는 例가 많다.

그래서 本流域에서는 實際로 觀測한 試驗期間(6 個年間)의 流量 Hydrograph와 Hyetograph를 利用하여 出水到達時間(日單位)을 달달이 調查하였다. 그 結果 6個年間 114個의 Hydrograph 中에서 51個가 出水到達時間이 1日間이고 55個가 2日間, 8個가 3日間이었다. 加重平均結果 1.62日로서 이의 1/2인 0.81日 ÷ 1日間을 單位圖 單位時間으로 決定하였다.

나. 基底長의 決定^{(27),(30),(32),(44)}

本流域에서는 有効雨量의 終了時點(여기서는 日

單位)에서 直接流出量의 終了時點(直接流出量이 0이 되는 時點)까지의 日數를 減水日數로 하고 試驗期間에 觀測된 114個 Hydrograph 各各에 對하여 調查分析한 바 加重平均日數가 3.9日間이어서 本流域의 單位圖 基底長을 4日로 決定하였다.

다. 單位圖 算定法의 選定⁽²⁷⁾

本研究에서는 現在 우리나라에서 比較的 널리 汎用되고 있는 Snyder의 相關法⁽²⁴⁾을 適用키로 하였다 周知하고 있는 바와 같이 Snyder 法은 流域이 廣域인 境遇 水文資料속에 內包된 誤差를 最大限 平準化하여 同定化(Identification)를 꾀하는 方法의 하나이다. 이 方法의 基本은 最小自乘法을 바탕으로 한 重相關法, 即 重回歸法으로서 線形聯立方程式으로 表現된다.

(1) 重回歸法(最小自乘法)의 通用方法^{(27),(30),(44)}

(1) 重回歸法의 基本式

어떤 時點(i)의 推定流量 q(i)는 그것보다 며칠前의 降雨에 單位圖의 配分率 α를 곱한 積和로서 아래式과 같은 線形多項式으로 表示할 수 있다.

$$q(i) = \alpha_0 + \alpha_1 \cdot r(i) + \alpha_2 \cdot r(i) + \dots + \alpha_K \cdot r(i-K+1)$$

$$\dots\dots\dots(7)$$

여기서 (qi) : 單位圖에 依하여 算定되는 推定流量(mm/day), α₀ : 基底流量(mm/day), K : 基底長經(day), α₁...α_k : 單位圖 配分率, r(i) : i日째의 有効雨量이다.

다음 實測流量과 推定流量間의 殘差의 二乘和E를 생각하고 이 값의 最少가 되도록 單位圖의 配分率 α₁~α_k를 決定한다. 即 이를 式으로 表示하면 다음과 같다.

$$E = \sum_{i=1}^N (Q(i) - q(i))^2$$

$$= \sum_{i=1}^N \{Q(i) - (\alpha_0 + \alpha_1 \cdot r(i) + \alpha_2 \cdot r(i-1) + \dots + \alpha_k \cdot r(i-K+1))\}^2 \dots\dots\dots(8)$$

$$\frac{\partial E}{\partial \alpha_1} = 2 \sum_{i=1}^N r(i) \{Q(i) - (\alpha_0 + \alpha_1 \cdot r(i) + \dots + \alpha_k \cdot r(i-K+1))\} = 0$$

$$\frac{\partial E}{\partial \alpha_2} = -2 \sum_{i=1}^N r(i-1) \{Q(i) - (\alpha_0 + \alpha_1 \cdot r(i) + \dots + \alpha_k \cdot r(i-K+1))\} = 0 \dots\dots\dots(9)$$

지금 $V_j = \sum_{i=1}^N r(i-a'+1)Q(i)$, $V_{jk} = \sum_{i=1}^N r(i-a'+1)r(i-K+1)$ 라고 하면 다음과 같은 聯立方程式으로 整理될 수 있다.

따라서 Q(i), r(i)를 주어 V_j를 만들고 α_i(i=

1~N)에 對한 것을 上式을 通하여 풀면 單位圖의 $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \dots, \alpha_k$ 가 얻어질 수 있다.

$$\begin{pmatrix} V_{11} & V_{12} & \dots & V_{1k} \\ V_{21} & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ V_{k1} & \dots & \dots & \dots \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \alpha_1 \\ \alpha_2 \\ \vdots \\ \alpha_k \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} V_1 \\ \vdots \\ \vdots \\ V_k \end{pmatrix} \quad (10)$$

라. 單位圖 模型을 誘導하기 爲한 電算作業 및 入力資料

(1) 電算處理 作業順序(Fig. 3 參照)

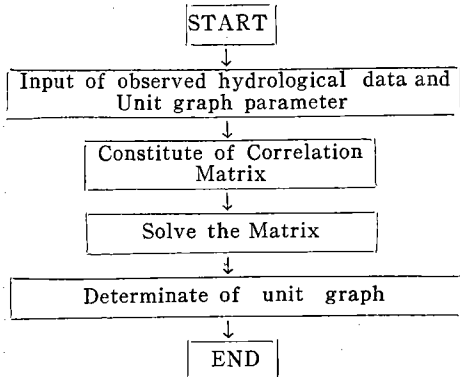


Fig. 3. Flow Chart of Computational Works

(2) 入力資料: 本 研究에서는 流域의 廣域性을 勘案하여 季節的 變化에 따르는 降雨特性의 變化 林相植生の 變化 土壤狀態의 變化等으로 單位圖의 性格도 變化할 것으로 간주하고 이것을 判斷하기 爲하여 標準單位度 以外에도 季節變化에 따르는 乾期 半期 雨期等에 對한 各各의 單位圖를 誘導하고 現實的으로 일마만큼 有意한가를 比較檢討하였다. 여기에 對備하여 電算에 入力할 供試資料도 上述한 4가지 境遇의 單位圖에 對象資料別로 分別 入力키로 한다. 入力資料를 크게 分類하면 (1) 年度數, (2) 月數 (3) Hydrograph數, (4) 基底長款, (5) 單位時間, (6) 實測有劵雨量, (7) 實測流出量數 等으로 이 7가지 資料를 單位圖別(標準, 乾期, 半乾期, 雨期)로 區分하여 入力資料를 表示하면 Table-3과 같다.

Table-3 電算入力資料 總括表 (Table-3 참조)

Ⅲ. 結果 및 考察

1. 基礎資料 分析

本 試驗流域에 對한 6個年間 (1966~1917)의 諸 水文資料中 (1) 日別面積雨量算定, (2) 年度別 Rating Curve, (3) 日別流量算定, (4) 日別流出量換算, (5) 長期流出 Hydrograph(實測分), (6) 長期 Hyetograph (實測分), (7) 有劵雨量(損失雨量)算定(實測分) 等에 對하여 整理分析 處理하였다.

2. 有劵雨量(損失雨量) 推定結果

가. 實測損失雨量算定 結果 및 考察

上記 Ⅲ-1項 (7)에서 算定한 實測一連降雨量에 對한 114個(延降雨個數 817個)의 損失雨量의 값을 流出水文曲線 上昇 直前의 初期基底流量(q_b)의 規模別(Case 1. $q_b : 0.0 \sim 0.3\text{mm}$, Case 2. $q_b : 0.3 \sim 0.6\text{mm}$, Case 3. $q_b : 0.6 \sim 0.9\text{mm}$, Case 4. $q_b : 0.9 \sim 3.0\text{mm}$)로 區別하고 이 값을 다시 Fig. 4, 5에서 表示한 바와 같이 相異한 5個의 圖型으로 分別하여 座標上에 plot 하였다.

그 結果 從來方法인 Fig. 4를 보면 114個의 값이 分散되어 있음을 알 수 있다. 이것은 곧 累加雨量 ~ 累加損失雨量 關係가 極히 非線形的인 性格을 지니고 있음을 말해 준다. 다시 말하면 降雨와 有劵雨量 關係는 流域의 乾濕狀態, 降雨 pattern 等의 影響을 大端히 敏感하게 받기 때문에 이와 같은 諸要素를 無視한 從來方法의 中央通過曲線 하나만을 降雨~損失雨量 關係 극선으로 精度 높게 期待한다는 것은 極히 어려운 일이다.

이에 反하여 本法인 Fig. 5를 보면 q_b 值가 적은 것은 적은대로 座標上端 (損失雨量이 큰 部位)쪽에 散在해 있고 反面 q_b 值가 큰 것은 큰 것 대로 損失雨量이 적은 下部쪽으로 散在해 있다. 그리하여 顯著하게 段階的으로 같은 圖型끼리 群集의 行列을 이루고 있음을 볼 수 있다. 이것은 곧 從來方法인 Fig. 4에서 亂雜하게 分散한 하나 하나의 값이 그

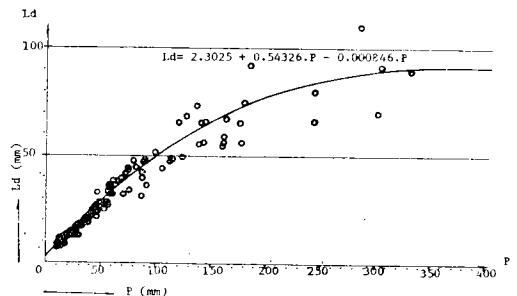


Fig. 4. Relation between precipitation (P) and water losses (L_d) by the Conventional method

Table-3. Total input data for Computer programming

	Standard Unit Hydrograph	Dry Season Unit Hydrograph	Semi-Dry Season Unit Hydrograph	Rainy Season Unit Hydrograph
Numbers of year	6 years(1966~1971)	6 years(1966~1971)	6 years(1966~1971)	6 years(1966~1971)
Monthly	Jan~Dec : 12 Months	Jan. Feb. Mar. } Oct. Nov. Dec. } 6 Months	Apr. May. June 3 Months	Jul. Aug. Sep. 3 Months
Hydrograph (Number)	No. 1 ~ $\Sigma 114$ 4No.11	No. 1 : 14 No. 63 : 11	No. 4 : 15 No. 67 : 11	No. 13 : 7 No. 73 : 11
		" 2 : 17 " 64 : 18	" 5 : 4 " 68 : 6	" 14 : 9 " 74 : 13
		" 3 : 19 " 65 : 13	" 6 : 6 " 69 : 9	" 15 : 13 " 75 : 23
		" 21 : 18 " 66 : 23	" 7 : 6 " 70 : 5	" 16 : 8 " 76 : 7
		" 22 : 12 " 79 : 35	" 8 : 7 " 71 : 19	" 17 : 6 " 77 : 15
		" 23 : 16 " 80 : 19	" 9 : 6 " 72 : 20	" 18 : 5 " 78 : 10
		" 24 : 10 " 81 : 19	" 10 : 8 " 84 : 14	" 19 : 5 " 88 : 9
		" 25 : 11 " 82 : 22	" 11 : 21 " 85 : 15	" 20 : 24 " 89 : 20
		" 26 : 10 " 83 : 14	" 12 : 12 " 86 : 15	" 32 : 12 " 90 : 12
		" 27 : 15 " 94 : 15	" 28 : 12 " 87 : 8	" 33 : 14 " 91 : 14
		" 36 : 7 " 95 : 29	" 29 : 8 " 102 : 18	" 34 : 16 " 92 : 9
		" 37 : 12 " 96 : 16	" 30 : 11 " 103 : 14	" 35 : 19 " 93 : 31
		" 38 : 16 " 97 : 20	" 31 : 12 " 104 : 9	" 51 : 11 " 106 : 13
		" 39 : 15 " 98 : 8	" 43 : 9 " 105 : 16	" 52 : 14 " 107 : 10
		" 40 : 16 " 99 : 9	" 44 : 10	" 53 : 5 " 108 : 18
" 41 : 7 " 100 : 8	" 45 : 10 $\Sigma 35 : 380$	" 54 : 9 " 109 : 12		
" 42 : 11 " 101 : 13	" 46 : 5 —	" 55 : 7 " 110 : 16		
" 60 : 6 " 113 : 7	" 47 : 9 —	" 56 : 6 " 111 : 18		
" 61 : 16 " 114 : 12	" 48 : 7 —	" 57 : 15 " 112 : 10		
" 62 : 10 $\Sigma 39 : 564$	" 49 : 13 —	" 58 : 8 —		
	" 50 : 10 —	" 59 : 9 $\Sigma 40 : 493$		
Base time K	4 days	4 days	4 days	4 days
Unit hour	1 days	1 days	1 days	1 days
Effective Rainfall $r(i)$	817 days	303 days	213 days	301 days
Observed Runoff $Q(i)$	1442 days	569 days	380 days	493 days

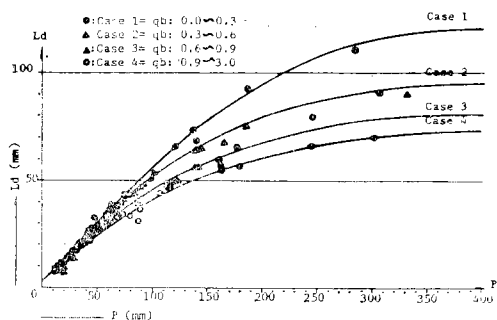


Fig. 5. Relation between precipitation (p) and water losses (L_d) by q_b Index method

나름대로 降雨의 履歷을 안고 各各의 時點에서 固着하고 있음을 알 수 있다. 이와 같이 流域의 乾濕條件을 考慮했을 때는 降雨~流出關係를 어느 程度까지는 線型性 相關關係로 解析할 수 있고 따라서 推定코져 하는 損失雨量(有効雨量) 및 流出量의 精度도 比較의 높게 上向시킬 것으로 期待된다.

나. 有効雨量 推定 Model 誘導^{28), 30)}

(1) 從來方法에 依한 有効雨量(損失雨量) 推定 Model

前述(Ⅱ節 6項(2)) 한 바와 같이 流域의 乾濕條件을 전혀 無視한 從來方法(累加雨量~累加損失雨量曲線法)을 다음 表에 提示하는 電算 program(二

次回歸方程式: 2式, 3式, 4式, 5式, 6式을 바탕으로 하여 組立 作成된 것임)에 의하여 有効雨量(損失雨量) Model을 誘導한 結果는 다음과 같다.

$$L_d = 2.3025 + 0.548293 \cdot p - 0.000864 \cdot p^2 \dots (11)$$

(2) 本法(q_b 指標法)^{20), 200)}에 의한 有効雨量(損失雨量)推定 Model

Case 1: (q_b : 0.0~0.3mm)

$$L_d = 0.643243 + 0.640197 \cdot p - 0.000855 \cdot p^2 \dots (12)$$

Case 2: (q_b : 0.3~0.6mm)

$$L_d = 2.675893 + 0.559415 \cdot p - 0.000848 \cdot p^2 \dots (13)$$

Case 3: (q_b : 0.6~0.9mm)

$$L_d = 2.761663 + 0.495437 \cdot p - 0.000801 \cdot p^2 \dots (14)$$

Case 4: (q_b : 0.9~3.0mm)

$$L_d = 5.873843 + 0.453145 \cdot p - 0.000813 \cdot p^2 \dots (15)$$

上記 各式에서

L_d : 推定코져 하는 損失雨量(mm) 即 損失雨量을 알면 有効雨量은 그 反對量이니가 곧 알 수 있다. (累加雨量-累加損失雨量=有効雨量) 但, 이 Model에서의 L_d 는 直接流出量의 損失雨量(mm)이다.

p : 累加雨量(mm) 但, 長期流出에서의 累加雨量이란 一連降水量을 말한다.

q_b : 降雨前의 初期基底流出量, 即 水文曲線(discharge hydrograph) 上昇直前의 地表水流出量 이 q_b 가 流域의 乾濕度를 實質的으로 表現할 수 있는 綜合的인 指標가 될 수 있다.

Case 1, Case 2, Case 3, Case 4: 初期 基底流量이 時時로 變動되었을때 그의 振幅을 考慮하여 4 step으로 q_b 를 區分한 경우 이렇게 區分하므로써 推定精度가 向上된다.

各回歸係數: 上記 11式~15式까지의 各 回歸係數는 本試驗流域에서 實測된 6年間(1966~1971)의 114個의 一連累加降水量 對 流出量 關係에서 算出

한 實測 有効雨量(損失雨量)을 電算 Program에 入力하므로써 얻은 값이다. 但, 電算 Program 및 電算機種은 Modified Apple II + Computer이다. (全南大學校 農大 農工學科 專用), 그리고, 各 回歸係數를 小數點 6位까지 表示한 것은 計算된 값이 大體로 그程度 算出되었기 때문이다.

다. 有効雨量(損失雨量) Model에 의한 推定 및 考察

라. 有効雨量(損失雨量) Model에 의한 推定 및 考察

(1) 結果

Table-4. Estimated comparison between conventional method and q_b index method

Method	Number of Data	Correlation Coefficient (R)	Contribution ratio (R ²)	Estimated accuracy Relative error
Conventional method	114	0.86	0.73	0.12
q_b index method	114	0.99	0.93	0.06
Effect	—	0.10	0.15	0.06

(2) 考察

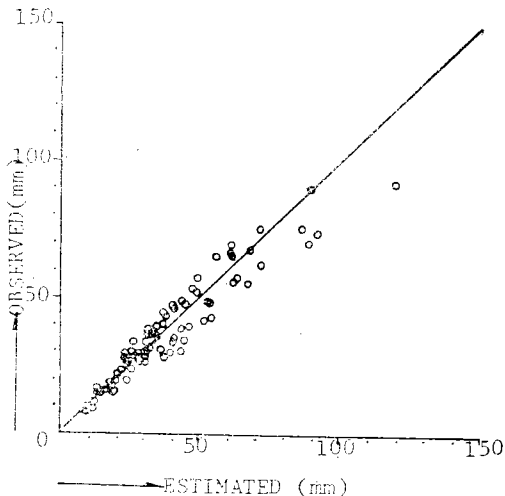
上記 Model (從來法: 11式, 本法: 12~15式)을 利用하여 本試驗流域의 114個 一連降雨(1966~1971) 即 降雨延日數(817日間)를 對象으로 各 降雨마다 有効雨量을 推定하고 各各의 推定值와의 相對誤差를 算定한 結果 Table-5, 6과 같이 從來法에 比하여 本法에 依한 推定精度가 比較의 良好함을 알 수 있다. 그리고 本 法을 適用하므로써 本來의 降雨~有効雨量關係의 非線形性을 多少나마 線形的인 相關

Table-5. Estimated comparison between conventional method and q_b index method in various cases

Term		Number of Data (N)	Conventional method			q_b index method		
Case	q_b (mm)		Correlation Coefficient (R)	Contribution ratio	Estimated accuracy Relative error	Correlation Coefficient (R)	Contribution ratio	Estimated accuracy Relative error
1	0.0~0.3	31	0.82	0.67	0.09	0.99	0.98	0.02
2	0.3~0.6	45	0.90	0.81	0.15	0.99	0.98	0.06
3	0.6~0.9	16	0.89	0.79	0.14	0.99	0.98	0.09
4	0.9~3.0	22	0.83	0.68	0.18	0.99	0.98	0.05

關係로 誘導 接近시킬 수 있음을 確認할 수 있었다. 특히 Table-5에서 提示하고 있는 바와 같이 從來法에 比하여 本法은 推定誤差를 6% 減少시킬 수 있고 相關係數 및 決定係數도 多少 向上 시킬 수 있었다 그리고 Fig. 6에서 볼 수 있는 바와 같이 圖示上의 檢定에서도 從來法에 比하여 本法은 114個의 推定

(從來法)



(本 法)

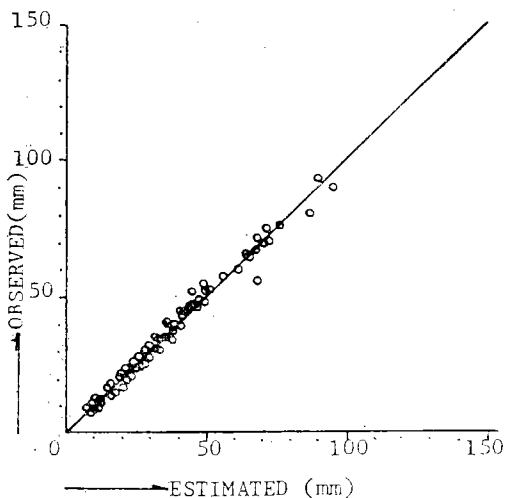


Fig. 6. Comparison between observed value and estimated value in the effective rainfall

값이 檢定線(45°線)에 均等하게 接近해 있고 分散狀態가 散漫치 않음을 視眼으로 判定할 수 있다.

3. 單位圖 模型에 依한 長期流出 推定 結果

가. 電算處理에 依한 單位圖 模型誘導

上記(II. 7. 項(2)에서 提示한 重回歸法을 基本式(7式, 8式, 9式, 10式)으로 하고 入力資料(Table-3)에 依據 4가지 單位圖(乾期, 半乾期, 雨期, 標準)에 對한 電算 Program을 作成하여 Fig. 3의 作業順序대로 入力한 結果는 다음 Table-7과 같다. 그리고 Table의 右側下端에 表示되고 있는 4가지 單位圖 結果值에서 日別配分率(X_1, X_2, X_3, X_4) 값을 Fig. 7, 8과 같이 橫軸인 基底長經 4日에 對하여 縱軸으로 配分率을 曲線 Graph로서 圖示하여 4個 單位圖 基本模型을 作成하였다.

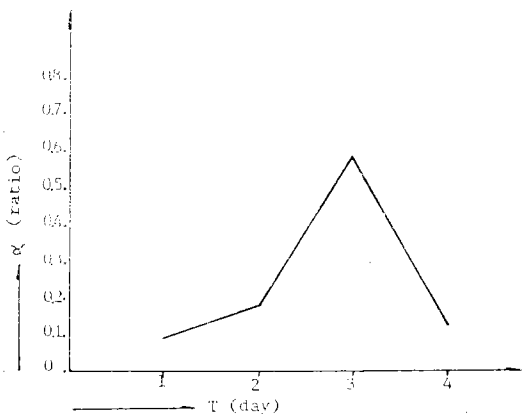


Fig. 7. Standard Unit Hydrograph

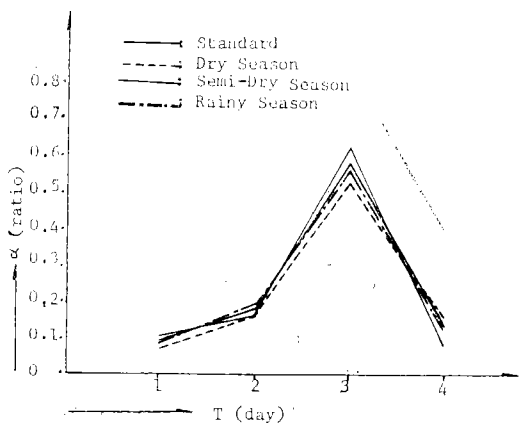


Fig. 8. Comparison of Unit Hydrograph for 4-Season respectively

Table-6. Computer program and Unit hydrograph model by this program

```

$ CONTROL USLINIT
C NO 1
  DIMENSION Q(8)
  DIMENSION D(2000, 2)
  DIMENSION R(8)
  DIMENSION V(4, 5)
  DATA V1, V2, V3, V4/4*0, 0/
  DATA R,Q/16*0, 0/
  DATA V/20*0, 0/
  DATA D/4000*0, 0/
  IH=1
72 READ(5, 10, END=150) (R(I),Q(I),I=1, 8)
10 FORMAT(8(F4, 2, F5, 3))
  IP=1
11 IF(R(IP),
  EQ,99, 99) GO TO 72
  IF(IP,GT,8) GO TO 72
  D(IH+3, 1)=R(IP)
  D(IH, 2)=Q(IP)
  IH=IH+1
  IP=IP+1
  GO TO 11
150 DO 22 I=1, IH-1
  JR=I+3
  V1=V1+D(I+3, 1)*D(I, 2)
  IA=JR-1
  IB=JR-2
  IC=JR-3
  V2=V2+D(IA, 1)*D(I, 2)
  V3=V3+D(IB, 1)*D(I, 2)
  V4=V4+D(IC, 1)*D(I, 2)
  V(1, 1)=V(1, 1)+D(I+3, 1)*D(I+3, 1)
  V(1, 2)=V(1, 2)+D(I+3, 1)*D(IA, 1)
  V(1, 3)=V(1, 3)+D(I+3, 1)*D(IB, 1)
  V(1, 4)=V(1, 4)+D(I+3, 1)*D(IC, 1)
22 CONTINUE
  WRITE(6, 500) IH-1
500 FORMAT (1 HO, 1 CX, "N=", F6, 0)
  V(2, 1)=V(1, 2)
  V(2, 2)=V(1, 1)
  V(2, 3)=V(1, 2)
  V(2, 4)=V(1, 3)
  V(3, 1)=V(1, 3)
  V(3, 2)=V(2, 3)
  V(3, 3)=V(1, 1)
  V(3, 4)=V(1, 2)
  V(4, 1)=V(1, 4)
  V(4, 2)=V(2, 4)
  V(4, 3)=V(3, 4)
  V(4, 4)=V(1, 1)
  V(1, 5)=V1
  V(2, 5)=V2
  V(3, 5)=V3
  V(4, 5)=V4
  DO 40 K=1, 4
  P=U(K,K)
  DO 41 JP=K, 5
  V(K, JP)=V(K, JP)/P
41 CONTINUE
  DO 20 IP=1, 4
  IF(IP-K) 21, 20, 21
21 AIK=V(IP,K)
  DO 30 JJ=K, 5
  V(IP, JJ)=V(IP, JJ)-AIK*V(K, JJ)
30 CONTINUE
20 CONTINUE
40 CONTINUE
  WRITE(6, 1000) (IK, V(IK, 5), IK=1, 4)
1000 FORMAT_(1 HO, 1 OX, "X (" , I2, " )
  STOP
  END
PROGRAM UNIT MAIN' COMPILED
**** GLOBAL STATISTICS ****
**** NO ERRORS, NO WARNINGS ****
TOTAL COMPILATION TIME 0 : 00 : 02
TOTAL ELAPSED TIME 0 : 00 : 30
END OF COMPILE
END OF PREPARE
N=569,
X(1)= , 07532184
X(2)= , 16128403
X(3)= , 52462685
X(4)= , 16721934
N=380
X(1)= , 10915001
X(2)= , 16537184
X(3)= , 62725830
X(4)= , 09392044
N=493,
X(1)= , 09572314
X(2)= , 19616458
X(3)= , 56497943
X(4)= , 14032403
N=1442,
X(1)= , 09743750
X(2)= , 18467522
X(3)= , 57490814
X(4)= , 13327962

```

나. 單位圖 模型에 對한 考察

上記 4個의 單位圖를 보면 알 수 있는 바와 같이 4個 共히 短期洪水流出 單位圖에 比하여 波形的 曲線傾斜가 極히 單調롭고 peak가 모두 3日제에서 形成되고 있으며 有効雨量의 流出配分率도 peak가 되는 3日제가 全配分率(100%)의 52~62%를 占有하고 있다. 말하자면 本 試驗流域의 單位圖는 中央突起型이 아닌 後方突起型으로서 大流域에서 으레히 볼 수 있는 出水遲滯型的 標準的인 形狀이다. 그리고 4개 共히 同樣形狀을 나타내고 있다. 이것은 春夏秋冬 季節의 變化에 따라 流域의 林相狀態가 變化하더라도 有効雨量 分離時 流域의 乾濕條件만 잘 考慮해 준다면 流出Model인 單位圖 自體에 미치는 林相Factor의 影響은 그다지 크지 않음을 말해주고 있다. 따라서 本 流域의 경우는 標準單位圖 하나만으로서도 流出 Model로서 使用할 수 있다는 것이 된다. 물론 이것은 어디까지나 本 試驗流域에 限한 것이고 一般的인 判斷으로서는 앞으로 우리나라 各 水系別 各 流域을 對象으로 檢證한 後라야만 알 수 있을 것이다. 但, 83年度 實施한 漢江水系 忠州地點의 경우도 大體的으로 標準單位圖 하나만으로 可能하였다.

다. 單位圖 模型에 依한 流出量 推定 結果

各 單位圖 模型에 依한 流出量 推定은 이번 研究에서 새롭게 開發한 電算 Program에 依하여 6個年間 日別로 繼續하여 推定하였다. 其中 標準單位圖를 利用했을 경우는 6個年間 114個 Hydrograph에

對한 1442日間을 日別로 推定하고 實測值와 相互 比較되도록 出力시켰다. 그리고 各 期別 單位圖를 利用했을 경우는 該當月에 限하여 日別로 推定하였다 即 乾期는 6個年間 每年 1月, 2月, 3月, 10月, 11月, 12月에 對하여 延 36個月間, 半乾期는 4月, 5月, 6月, 延 18個月間, 雨期는 7月, 8月, 9月, 延 18個月에 對하여 各各 日別로 推定하고 實測值와 比較하였다.

그 結果를 總括하면 Table-12, Table-13과 같다. 그리고 總括表에는 參考的으로 梶山式에 依한 月別推定量도 算定하여 各各의 Hydrograph 該當 期間(日數 만큼) 換算하여 對照하였다. 그리고 Table-12, Table-13에서의 相對誤差는 各 期別的 總合值에 對한 것이 아니고 個個의 Hydrograph에 對한 個個의 實測值와 推定值와의 差를 實測值로서 なる 값이다. 그리고 梶山式的 月別 受水量의 f 값은 中間값인 1.0을 適合值로 擇一하여 計算하였다. 但, 梶山式的 값에서 誤差가 100% 以上 초과한 것은 本法와 的 比較分析에서 除外시켰다.

라. 流量 推定 結果에 對한 考察

單位圖 Model에 依하여 6個年間 日別로 推定한 結果에 對하여 概觀하면 單位圖 自體에서 推定한 流出量 誤差는 不過 5~6%에 지나지 않으며 主로 有効雨量 推定時의 誤差(平均 6%)가 그대로 移越해온 것으로 判明된다. 그러므로 長期間用 單位圖 模型의 有意水準은 比較的 높게 評價될 수 있다. 特히 다음에 提示하는 Fig. 9, 10에서의 日別 推定

Table-7. Estimated results of long-term runoff by the Unit Hydrograph (results Compared with Observed Values) When estimated by the Standard Unit Hydrograph

Term	Average	Season			Kazyama fomula
		Dry Season	Semi-dry Season	Rainy Season	
Number of Hydrograph	114	39	35	40	Monthly
Gross days	1442	569	380	493	Monthly
Average days in a Hydrograph	12.6	14.5	10.8	10.8	12.5
Reative error (%)	12%	16%	12%	8%	37%

Table-8. Results compared with observed values when estimated by the Unit-Hydrograph each needed season only

Method	Relative error	Seasons			Remark
		Dry season	Semi-dry season	Rainy season	
Unit-Hydrograph	14%	10%	7%		
Kazyama's fomula	43%	30%	38%		

流出量과 實測流出量과의 比較圖를 살펴보면 그렇게 無理하지 않고 實測值(實線)에 따르고 있음을 볼 수 있다.

그러나 長期流出解析에 있어서 單位圖法의 問題點은 周知하고 있는 바와 같이 單位圖法 導入以前의 先行作業의 하나인 水文資料分析中 有効雨量 推定의 複雜性이다. 말하자면 洪水流出解析은 推定期間이 不過 4~5日 以內이기 때문에 必要로 하는 有効雨量 推定도 簡單하지만 長期間 流出解析에서는 對象期間이 길고 그 期間에 있어서의 有効雨量 分離作業은 莫大한 努力이 必要하다. 그리고 또 하나의 문제는 우리나라와 같이 雨量觀測도 없는 流域이 많을 경우 그 流域에서의 流出量(長期) 推定을 할려면 本法를 使用할 수 없다는 點이다. 아뭏든 本法의 有用性의 確固한 檢定은 앞으로 계속 실시 됨으로써 結論을 얻을 수 있을 것이다.

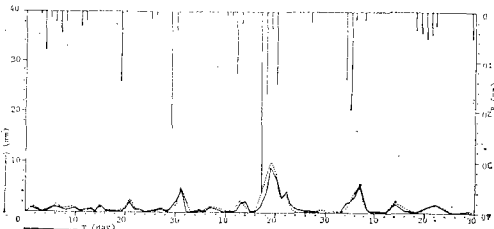


Fig. 9. Estimated Run off Hydrograph for Dry Season Using the standard Unit Hydrograph (— : observed) (··· : estimated)

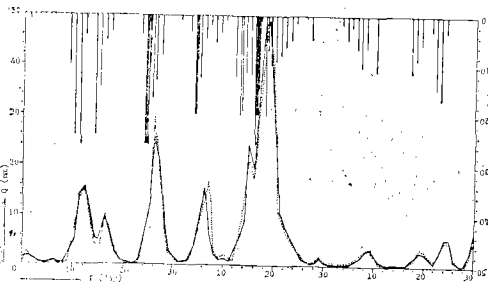


Fig. 10. Estimated Runoff Hydrograph for Rainy Season Using the Rainy Season Unit Hydrograph (— : observed) (··· : estimated)

IV. 要約 및 結論

本 研究는 農業用水開發試驗研究事業의 一環으로

實施되고 있는 長期流出解析에 關한 研究로서 只今까지 우리나라에서는 洪水流出解析에서만 거의 專用해 오다 싶이 使用하고 있는 單位圖法을 長期流出解析에 導入하고 檢討한 것이다.

試驗流域은 우리나라 主要河川의 하나인 蟾津江水系, 本流에 位置하는 鴨綠流域을 對象으로 하였다.

먼저 單位圖分析에서는 先行作業으로 分析되는 有効雨量分析에 關하여 檢討하였고 여기서는 有効雨量과 表裏一體의 關係가 있는 流域의 乾濕條件의 不考慮點에 着眼하여 一連降雨에 對한 Hydrograph의 上昇前의 初期基底流出量 q_b 를 流域의 乾濕條件의 指標로서 採擇함과 同時에 이 q_b 가 累加雨量(P) ~ 累加損失雨量 (L_d)의 相關關係의 第3의 Parameter로서 제 구실을 할 수 있는 基本式(2式)을 設定하고 이것을 바탕으로 하여 有効雨量(損失雨量)의 推定 Model을 電算 Program化하여 q_b 를 規模別로 誘導하였다. 그리하여 이 Model을 利用하여 試驗流域의 6個年間(1966~1971) 114個(延日數 1442日間)의 實測 Hydrograph에 對한 有効雨量(延降雨日數 817日間)을 推定하였다. 同時에 推定 Model의 有効性도 Table-5, 6, Fig. 6과 같이 點檢하였다.

다음은 推定한 有効雨量 R (損失雨量 L_d)과 實測된 流出量 Q_d 를 利用하여 重回歸法(最小自乘法)에 依據 4가지 模型(標準模型, 乾期模型, 半乾期模型, 雨期模型)의 基本配分率(即, 單位圖)을 電算處理로서 誘導하였다. (Table-7參照), 이때 入力한 電算 Program의 主要資料는 Table-3과 같고 誘導한 單位圖 模型을 利用하여 6個年間(1966~1971) 流出量을 새로 개발한 電算 Program에 依하여 推定하였다한 限, 本單位圖의 有意性의 檢定은 Table-12, 13과 같이 推定流出量과 實測流出量의 相對誤差를 點檢하므로써 確認될 수 있었다. 即, 本單位圖에 依하여 推定한 結果를 概觀하면 單位圖 自體에서 推定한 流出量 誤差는 5~6%에 不過하며 나머지 6% 誤差는 主로 有効雨量分離時 發生한 것이 그대로 移越된 것으로 判明되었다. 그러므로 本 試驗에서 誘導한 單位圖 模型은 적어도 鴨綠流域에 限하여서만은 極히 良好한 것으로 評價할 수 있다. 그리고 本 試驗流域의 경우는 구태여 季節單位圖를 別途로 使用할 必要性은 없는 것으로 思料된다.

參 考 文 獻

- 1) Amoroch. T. and CT. orlob : Nonlinear Anaysis of Hydrologic Systems WRC contrib. No.40 Unit Cal(1961)
- 2) BARNES. B.S. (1940) DISCUSSION of An-lysis of Runoff
- 3) Bernard, M.M. : An Approach to Determi-nate Streamflow. Trans. ASCE, Vol.100, p. 347 (1953)
- 4) Bidwell, V.J. : Regression Analysis of Non-linear Catchment WRR Vol. T. pp.1118~ 1126 (1971)
- 5) Characteristics, Trans Arans ASCE, Vol.105 P.106 6) Collins. W.T. : Runoff Distribution on Graphs from precipitation Occuring in more than One Time. Vnit Trans ASCE, Vol.100, pp.347~395 (1935)
- 7) Diskin, M.H. : A Laplace Transform Proof of the Theorem of Moments for the Instan-taneous Unit Hydrograph WRR, Vol.3, No. 2, pp.385~388 (1967)
- 8) Dooge, J.C.I. : A general theory of the Unit hydrograph. J. Geophys, Res 64(1) pp.241~ 256 (1959)
- 9) Eagleson, P.S. et al : Computation of Opti-mun Realizable Unit Hydrographs, Water Resour. Res. Vol.2, pp.755~764 (1966)
- 10) Edson. C.G. : Parameters for Relating Unit Hydrographs to Watershed Characteristics. Trans. Am. Geophys Vnion, Vol.32, pp.591 ~596 (1951)
- 11) Hino, M. Sukigara, T. and Kikwa, H., Non-linear Run off Kernels of Hydrologic System Proc. 1st Us-Japan Seminar in Hy-drology pp.102~115 (1971)
- 12) Hydrologic Annual Report in KOREA (1966 ~1972). Minstry of Construction.
- 13) Levi. E. and R. VaJdes : A Method for Direct Analysis of Hydrographs Jour of Hydrology. pp.182~190 (1964)
- 14) LINSLEY, R.N. and ACKERMANN, W.C. (1942) : A Method of Predicting the Runoff from Rainfall Trans ASCE Vol.107, pp.825 ~835
- 15) M.J.D. Powell : An efficient method for finding the minimum of several variables without caculating derivative Computer juurnal Vol.7, pp.155~162 (1964)
- 16) Nash, J.E. : The form of the instantaneous unit hydrograph. C.R. et Rapports Assn Internat, Hydrol IUGG. (1957)
- 17) O'Donnell, T : Instantanous Unit Hydrog-raph Derivation by Harmonic Analysis. IASH, Pnb. 51. pp.546~557 (1960)
- 18) Paynter, H.M. : Method and Results from MIT Studies in Unsteady Flow. jour. BSCE Vol.39, pp.120~165 (1952)
- 19) R. C. Ward : Principles of Hydrology. Mcgraw-Hill, B.C. pp.144~145 (1967)
- 20) R. E. Horton : Discussion on distribution of intense rain fall. Trans. ASCE, Vol. 85 (19 33)
- 21) R. K. Linsley, M.A. Koher I.L. H. Paulhus : Applied Hydrology, Mc Graw Hill Co Inc. Ny (1949)
- 22) R. K. Linsley j, M.A. kohler, joseph L. H. Paulhus: Hydrology for Engineers, Mc Graw-Hill Book Company. pp.113~116 (1958)
- 23) Sherman, L.K. : Stream flow from Rain fall by Unit graph method. Eng : News Record, Vol.108, pp.501~505 (1932)
- 24) Snyder, FF. : Synthetic Unit Hydrographs. Trans. AGU. Vol.19, (1938)
- 25) THIESSEN, A.H. : Precipitation Averages for Large, Monthly Weather Review. 39, pp.1082~1084
- 26) Zoch. R.T. : On the Relation between Rain-fall and Stream Flow, Monthly Weather Review. Vol.65, No.4, pp.135~147 (1937)
- 27) 嚴柄鉉, 小林 滿 : 韓國河川の長期的低水流況に關する研究(第1報 農業土木學會 京都支部 研究發表會, 講演要旨集 II-15 pp.80~81 (19 78)
- 28) 嚴柄鉉, 小林慎太郎, 丸山利輔 : 降雨前の低水 流量を指標とした 有効雨量分離 : 農土論集91 (1981).
- 29) 嚴柄鉉, 丸山利輔 : 水收支法による錦江(韓國)

- 流域の季別蒸發散量の推定：農土論集 88. pp.8
～14 (1980)
- 30) 殿柄鉉, 韓國錦江流域における 流域蒸發散量と
有効雨量並びに單位圖法による 長期間流出解析
(學位論文)
- 31) 韓國水系別水文調查報告書：韓國農水産部 農業
振興公社 調査設計部(1972).
- 32) 角尾 陸：山地小流域河川の低水解析 (2) 京都
大學防災研究年報 10B pp.147～154 (1967)
- 33) 池田三郎他：河川流量豫測への GMDHの應用,
システム制御に おけるモデルとシミュレーション
シンポジウム, 日本自動制御協會, pp.～62
(1974)
- 34) 石原藤次郎, 金丸昭治：降雨條件の變動による
單位圖の變化について, 土木學會誌論文集 32.
pp.50～56 (1956).
- 35) 上賀茂試驗地概要：京都大學農學部 付屬演習林
編, 上賀茂試驗地概要(1977)
- 36) 金子 良, 丸山利輔：鹿島南部地域における水収
支と地下水, 農土論集 12. pp.31～36 (1965)
- 37) 小林慎太郎, 丸山利輔：Powellの共役方向法に
よるタンクモデル定數の探索, 農土論 65. pp.42
～47(1976)
- 38) 白石美彦, 大西亮一, 伊藤喜一：重回歸式によ
る非線形降雨流出の 解析法—重回歸式による水
系解析方法, 農土論集, 63. pp.43～49
- 39) 菅原正己：流出解析法水文學講座 7 (1972)
- 40) 高棹琢馬, 池淵周一：長期間流出機構の情報理
論的研究, 京都大學防災研究年報 12B, pp. 273
～293 (1969)
- 41) 高瀬惠次, 丸山利輔：水收支法による 季別蒸發
散量の推定農土論集 76. pp.1～6 (1978)
- 42) 立神弘洋：木曾川洪水の水文學的研究, 京都大
學學位論文(1954)
- 43) 中安末藏：本邦河川洪水の Unit Graph につい
て(建設省直轄工事第7回 研究報告) pp.33～
346(1956)
- 44) 丸山利輔, 富士岡義一：重みつき最小二乗法に
よる單位圖決定の基本的考え方とその 方法—統
計的 單位圖法による低水流出解析, 農土論集
43pp.33～45 (1973)
- 45) 四ヶ所四男美, 田中宏平, 戸原義男：非線形シ
ステムモデルによる 流出解析, 農土論集 50 pp
20～23(1974)
- 46) 福間 順, 田中雅史, 鳥井清司：GMDH (發見的
自己組織化法)の概要と適用例, 農業土木學會誌
Vol.45(8) pp.15～21