

〈論 文〉

Interactive program에 의한 小流域의 流出量 算定
Runoff Estimation for Small Watershed by Interactive Program

安相 鎭*, 金宗 燮**, 金雄 鎔***, 韓良 洙***
AHN Sang Jin KIM Jong Sub KIM Ung Yong and HAN Yang Su

Abstract □ The purpose of this study is to estimate the flood hydrograph and runoff at ungaged small watershed by using interactive program with geomorphologic and climatic data obtained from the topographic maps following the law of stream classification and ordering by Horton and Strahler.

The present model is modified from Allam's interactive program which derives the geomorphologic instantaneous unit hydrograph (GIUH).

This program uses the results of Laplace transformation and convolution integral of probability density function in travel time at each station. This program is used to estimate the time to peak, the flood discharge and the direct runoff at San seong station in Bocheong Stream.

요 지: 본 研究의 目的은 降雨에 따른 河川에서의 直接流出에 대한 解析을 위하여 Horton과 Strahler의 河川分類 및 次數의 法則에 따라 地形圖로부터 얻은 地形學的 資料와 土壤, 水理, 및 氣候學的 資料를 가지고 Interactive Program을 사용하여 未計測小流域의 流出量과 單位圖를 算定하는 것이다.

이 모델은 각 지점의 流下時間을 Laplace 변환과 確率密度函數의 積적된 結果로 이용되었다.

이 Program을 利用하여 錦江水系內의 報靑川 代表流域內의 最上流地點인 山城地點에 대하여 直接流出量과 Peak 時間에 있어서 洪水量을 算定하였다.

I. 序 論

每年 우리나라에서는 各種 降雨와 洪水로 因하여 많은 人命 피해와 재산상의 손실이 반복되고 있다. 自然 河川流域에서 利水및 治水의 목적으로 댐, 堤防, 灌溉用水路, 暗渠 등의 水工構造物이 建設되고 있으며, 이러한 水工構造物의 크기나 工事費는 設計 洪水量의 決定에 따라 커다란 차이를 보이고 있다. 最近에 未計測 流域에서의 流出解析을 위하여 流域의 地形學的 因子를 고려한 確率論의 모델의 開發이 대두됨으로써 降雨-流出 模 型의 媒介變數들 사이에 물리적 特性들이 流出 解析에 중요한 부분을 차지하고 있다.

이들의 研究경향을 보면, 1970년대 말 Rodriguez-Iturbe 와 Valdes⁷⁾는 流域의 水文學의 應答과 地形學的 構造를 결합시키는 시도를 하였으며, 地形學的 因子 및 平均 流速을 고려하여 地形學的 定量分析과 表面流出을 理論적으로 접합시킨 地形學的 瞬間單位圖 (Geomorphologic IUH)를 提案하였다.

또한 Valdes等¹⁰⁾은 地形學的單位圖를 降雨-流出 實驗모델로부터 求한 瞬間單位圖와 比較하였으며, Gupta等⁹⁾은 確率論의 近似方法에 의하여 瞬間單位圖의 매개변수를 流域의 地形學的 因子로 나타내었고, Wang等¹¹⁾은 流域의 平均遲滯時間과 降雨強度와의 關係式을 提案 하였으며, 또한 Cheng⁸⁾은 水路흐름에서 貯溜效果와 平行 移動效果를 一定比로 나타내므로써

*정회원, 忠北大學校 工科大學 土木工學科 教授

**정회원, 忠北大學校 大學院 土木工學科 博士課程 修了

***정회원, 忠北大學校 大學院 土木工學科 卒業

地形學的單位圖를 誘導하였다. Rosso⁹⁾는 地形學的單位圖 理論에 의한 Nash모델의 재현성을 검토함으로써 그 理論의 타당성을 보였다.

한편, 국내에서는 李 等²⁹⁾이 Rodrig uez-Iturbe와 Valdes의 理論에 기초한 地形學的 瞬間單位圖를 이용한 降雨-一流出의 線形 解析을 시도하였고, 徐 等¹⁰⁾은 Cheng모형을 변형시켜 洛東江 水系內에 適用시킨 바 있다.

本 研究에서는 Rodriguez-Iturbe와 Valdes의 地形學的 瞬間單位圖 基本模型을 토대로 Allam¹⁾이 수정하여 開發한 模型을 適用한 것으로서, Philips의 浸透理論 및 Markov의 確率過程을 導入하여 각 상태에서의 Laplace變換과 回旋積分^{1,10)}으로 瞬間單位圖를 誘導하여 有效雨量에 따른 洪水量과 水文曲線을 展開시킨 相互作用 프로그램을 적용시켰다.

이 모형은 降雨-一流出 모의발생에 대한 線形系 理論으로서 그 變換은 線形이라 假定하고^{7,10)} 瞬間單位圖(Instantaneous Unit Hydrograph; IUH)에 대한 流域의 水文學的 應答이 주어질 때, 連續豪雨에서 有效雨量 및 그에 따른 代表流出 水文曲線은 回旋變換을 이용하여 합성시킨 것으로서 최근에 流域地質學을 基礎로 하여 流域의 瞬間單位圖를 算定하는 方法으로 開發하였다.

이러한 理論과 方法을 適用하여 本 研究에서는 地相因子에 의한 瞬間單位圖를 誘導하고 洪水流出量을 豫測할 수 있는 모형을 비교적 小河川 流域인 報靑川 代表流域에 適用시켜 그 結果를 比較, 檢討해 보았다.

本 研究의 目的은 河川幅, 河床狀態 및 粗度 등의 水理的 條件이 未計測되고, 또한 水文資料가 결핍된 小河川 流域에서 地形圖와 氣象資料를 이용하여 流域의 洪水 流出量을 豫測할 수 있는 方法을 提示하는데 있다.

II. 基本理論

1. 流下時間의 概念

地形學的 瞬間單位圖(GIUH)의 確率論的 解析과 流域內에서 任意의 地點에 내린 降雨는 많은 流出經路

를 따라 流域의 出口에 流下하는 時間의 地形學的 瞬間單位圖函數^{7,10)} h(t)는 식(1)과 같이 나타낼 수 있다.

$$h(t) = f_{T_r}(t) = \sum_{s \in S_T} f_{T_s}(t) P(S_T) \quad (1)$$

여기서, T_r : 流域의 出口로 移動하는 時間

$f_{T_r}(t)$: T_r 의 確率密度函數

T_s : 經路 s를 통해서 流下되는 時間

$P(S_T)$: 降雨가 S_T 經路를 따라 通過할 確率

$f_{T_s}(t)$: T_s 의 確率密度函數

S_T : 流出 經路의 總集合

降雨가 떨어지는데 消費되는 時間을 무시한다고 假定하면 特定經路에 대한 移動時間은 이 經路의 河川에서 流量이 移動하는 時間의 總과 같다.

그리고 河川內의 이동시간이 無作爲 獨立變數라고 假定하면 $f_{T_s}(t)$ 는 식(2)와 같이 計算할 수 있다.

$$f_{T_s}(t) = f_{T_{(1)}}(t) * \dots * f_{T_{(n)}}(t) \quad s=1, \dots, S_T \quad (2)$$

여기서, s: 河川次數 i에서 Ω 까지 河川地點의 表面 流出 經路

Ω : 그 流域에서 가장 높은 次數

$f_{T_{(i)}}(t)$: i次數 河川의 移動시간에 대한 確率密度函數

Rodriguez-Iturbe와 Valdes⁸⁾는 P(s)를 식(3)으로 提案하였다.

$$P(s) = \theta_i P_{ij} \dots P_{i\Omega} \quad s=1, \dots, S_T \quad (3)$$

여기서, θ_i : 初期確率으로써 降雨粒子的 遷移過程이 i次河川으로 이동할 確率

P_{ij} : i次 河川에서 j次河川까지 이동할 確率(j > i)

이들 確率은 식(4)와 같이 計算된다.

$$\theta_i =$$

$$\frac{\text{i次 河川으로 直接流入 하는 i次 河川의 流域面積}}{\text{全流域面積}}$$

(4)

$$i=1, \dots, \Omega$$

$$P_{ij} = \frac{j \text{次 河川과 合流하는 } i \text{次 河川의 數}}{i \text{次 河川의 總數}}$$

$$j > i = 1, \dots, \Omega$$

2. 流下時間의 確率分布

Rodriguez-Iturbe 와 Valdes⁸⁾는 河川內 도달시간의 確率密度函數를 식(5)와 같이 提案 했다.

$$f_{T(i)}(t) = \lambda_i e^{-\lambda_i t} \quad (5)$$

여기서, $\lambda_i = V/L_i$

V : 河川의 平均 流出速度

L_i : i次 河川의 平均 길이

指數型 流下時間 分布는 線形貯水池 개념과 같이 各各의 河川을 同等하게 處理 한다.

식(5)와 같이 주어진 指數型 分布는 降雨 사상에서 量의 최표가 되는 水文曲線 結果로 나타난다.

이 문제 해결을 위하여 Rodriguez-Iturbe와 Valdes 는 가장 높은 次數의 河川에 대한 分布는 식(6)과 같이 수정하였다.

$$f_{T(\Omega)}(t) = \lambda_{\Omega}^* t e^{-\lambda_{\Omega}^* t} \quad (6)$$

여기서, $\lambda_{\Omega}^* = 2\lambda_{\Omega}$

이 分布는 線形貯水池 계열에서 가장 높은 次數의 河川을 나타내주는 것과 같다.

3. 有效雨量의 計算

浸透量을 推定하는 方法으로 Philip은 浸透損失을 식(7)과 같이 표현하였다.

$$f_i^*(t) = \frac{1}{2} S_i t^{-1/2} + A_0 \quad (7)$$

여기서, f_i^* : 포텐重 浸透率(토양표면이 포화되었을 때) $[LT^{-1}]$

S_i : 浸透 Sorptivity $[LT^{-1/2}]$

A_0 : 水位 영향에 의해 計算되는 重力 浸透率 $[LT^{-1}]$

Eagleson⁷⁾에 의하여 A_0 와 S_i 는 식(8) 및 식(9)와 같이 計算할 수 있다.

$$A_0 = \frac{1}{2} K(1+S_0) - W \quad (8)$$

$$S_i = 2(1-S_0) [(5nK(1)\psi(1)/\phi(d, S_0))/3m\pi]^{1/2} \quad (9)$$

여기서, $k(1)$: 飽和透수係數 $[LT^{-1}]$

S_0 : 表面 境界條件內의 初期(等價)土壤飽和程度 土壤空隙에서 分離된 濕氣값과 같다. [無次元量]

$\psi(1)$: 土壤의 飽和 行렬포텐重 $[L]$

$\phi(d, S_0)$: 無次元 土壤흡수 擴散 [無次元量]

n : 土壤의 有效 空隙率 [無次元量]

m : 空隙比 [無次元量]

c : 空隙 分離指數 $((2+3m)/m)$ [無次元量]

W : 地下水面 깊이에서 上昇하는 毛管上昇速度 $[LT^{-1}]$

d : 擴散指數 $((1+2m)/m)$ 과 같음 [無次元量]

土壤의 吸水擴散 $\phi(d, S_0)$ 는 식(10)와 같이 計算된 다.

$$\phi(d, S_0) = (1-S_0)^d \left[\left(\frac{1}{d+5/3} + \sum_{n=1}^d \frac{1}{d+(5/3-n)} \right) \left(\frac{d}{n} \right)^n \frac{S_0}{1-S_0} \right] \quad (10)$$

式(17)는 정수 d에서만 適用한다.

d의 연속값에 대하여 유사한 $\phi(d, S_0)$ 는 補插法에 의하여 얻을 수 있다. 地下水面으로부터 精確한 毛管 上昇速度는 식(11)으로 計算할 수 있다.

$$W = K(1)B \left[\frac{\psi(1)}{Z} \right]^{mc} \quad (11)$$

여기서, Z : 地下水面까지 깊이(m)

B : $1+3/2(mc-1)$

土壤行렬 포텐셜 $\psi(1)$ 은 Carman[1987]⁹⁾에 의하여 식(12)과 같이 計算했다.

$$\psi(1) = \frac{\sigma_w}{\gamma_w} \left(\frac{n}{K(1)F} \right)^{1/2} \quad (12)$$

여기서, F : 空隙形狀 係數 $(1010.66+0.55/m+0.14/m^2)$

σ_w : 空隙水の 表面張力 (dyne/cm)

γ_w : 空隙水の 比力 (dyne/cm)

σ_w 와 γ_w 값을 代入하면 식(12)는 식(13)과 같이 簡略化된다.

$$\psi(1) = 1290(n/K(1)F)^{1/2} \text{ (cm)} \quad (13)$$

4. 土壤水分

土壤水分은 無作爲 時間變數와 空間變數이며, 土壤의 水分貯藏은 地表面을 통하여 흐르고 再貯藏되는 過程의 無作爲性에 起因된다. 空間平均값은 다음과 같이 提案하였다.

初期의 토양수분 정도는 降雨의 중단, 산발적인 豪雨에 의해 浸透되는 물의 양, 산발적인 豪雨期間 동안에 再流出되는 물의 양에 지배된다.

初期 土壤水分 (θ_0)을 算定하기 위하여 Eagleson³⁾은 完전한 물收支 均衡문제의 해결 방안을 提案하였다.

Disz-Granados⁴⁾ 등은 Eagleson³⁾에 의해 開發된 物理的 基礎를 둔 浸透와 再流出모델들을 利用하였다.

이는 세계의 적절한 獨立無作爲 氣候變化의 指數分布式, 土壤水分 分布를 모의발생시키기 위해 降雨強度(I), 持續期間(t_c) 및 豪雨사이의 시간(t_0) 등을 利用해서 개발된 것이다.

初期土壤 分布狀態($S_0 = \theta_0/n$)의 程度에 대한 確率密度函數는 β 分布⁵⁾로 適合化 시켰으며, 또한 이 分布는 두개의 變數인 氣候因子 및 土壤特性에 대한 函數關係로는 식(14)과 같이 표현된다. 이 分布에서 豫測되는 값 S_0 는 다음과 같다.

$$\bar{S}_0 = 0.276m_r/m_b + 0.02628 \ln [m_r / (1 - M + MK_0)e_p] + 0.3767 (\psi(1)/n/m_b K(1)m)^{1/6} - 0.15 \quad (14)$$

여기서, e_p : 平均 포텐重 蒸發率 [LT^{-1}]

m_r : 平均降雨 持續期間 [T]

m_b : 平均豪雨期間 [T]

m_i : 平均降雨強度 [LT^{-1}]

M : 植生密度 [無次元量]

K_0 : 포텐重 蒸發率과 土壤表面 蒸發의 比[無次元量]

식(14)의 單位는 cm/hr가 된다.

5. 有效降雨強度

降雨強度 $I(t)$ 는 그림1에서 보여주는 바와 같이 豪雨初期의 포텐重 浸透率 $f^*(t)$ 은 항상 降雨強度를 超過한다.

表面土壤水分은 그 값이 식(15)에 의하여 구한 飽和된 값보다 작은 값으로 조절한다.

$$f_i(t) = I(t), \quad f_i(t) < f^*(t) \quad (15)$$

土壤의 일정한 크기에 침투되는 水分은 時間이 增加할수록 減少한다.

浸透率이 降雨強度보다 작을때 有效雨量이 발생한다. 浸透過程에 대한 平衡形態는 그림2와 같이 오른 쪽으로 시간 t_0 에 의해 浸透曲線이 변화된다.

시간 t_0 에서 두개의 條件을 사용한다.

첫째 條件은 初期降雨로부터 t_0 까지 浸透된 流量값이 (또는 t_0 로부터 이동된 곡선)이다. 이것은 시간 t_0 까지 降雨量과 같다.

이것은 식(16)로 표현할 수 있다.

$$\int_0^{t_0} I(t)dt = \int_0^{t_0} f^*(t)dt \quad (16)$$

식(16)은 식(17)로 變形시킬 수 있다.

$$\int_0^{t_0} I(t)dt = S_0 t_*^{1/2} + A_0 t_* \quad (17)$$

여기서 $t_* : t_0 - t_c$

두번째 條件은 時間 t_0 에서 浸透率이 降雨強度와 같아지는 條件 즉, 식(18)로 된다.

$$I(t_0) = \frac{1}{2} S_0^{-1/2} + A_0 \quad (18)$$

식(17)에서 t_* 는 식(19)로 變形된다.

$$t_* = \frac{S_0^2}{4(I(t_0) - A_0)^2} \quad (19)$$

식(19)을 이용하여 식(17)을 다음과 같이 변형시킬 수 있다.

$$\int_0^{t_0} I(t)dt = \frac{S_0^2}{2(I(t_0) - A_0)} \left(1 + \frac{A_0}{2(I(t_0) - A_0)} \right) \quad (20)$$

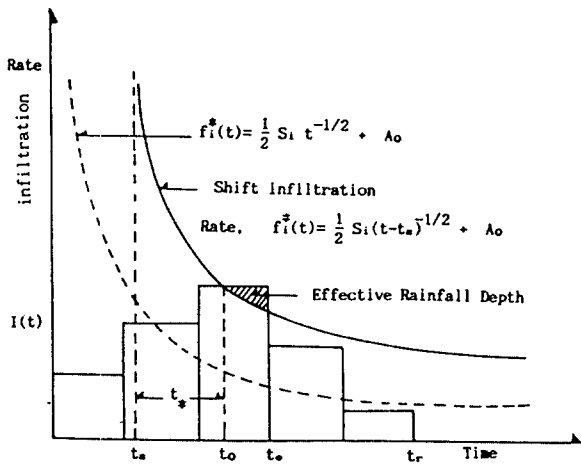


Fig.1 Time shift of the infiltration rate

試行錯誤法에 의해 식(20)에서 時間 t_0 는 計算할 수 있다. 따라서 식(19)에서 t_s 도 計算된다.

有效降雨強度는 上記 結果에 의해 다음과 같이 된다.

$$I_s(t)=0 \quad t < t_s \quad (21)$$

$$I_s(t)=I(t)-\frac{1}{2}S_i(t-t_s)^{-1/2}+A_0 \quad t_s < t < t_r \quad (22)$$

여기서, t_s 는 그림1에서 보여주는 有效雨量的 中止時間이다.

有效雨量的 持續時間(t_m)는 t_r-t_s 와 같다.

7. 山地流域

일반적으로 河川流域은 산지지형이다. 地表水 흐름 狀態는 여기서는 산지에서 發生하는 것으로 취급하였다.

山地地域에서는 갈라진 틈을 통하여 물이 浸透되는 것이 存在한다. 그러나 Philip 공식에서는 이러한 形態의 浸透過程을 적용시킬 수 없으므로, 山地流域의 流出係數가 가정된다.

산지는 降雨로 인해 沖積層內的 水深(water depth)를 변하게 되며 水深은 식(23)로 計算된다.

$$Md(t)=\alpha \frac{A_m}{A_s} I(t) \quad (23)$$

α : 山地地域의 流出係數[無次元量]

A_m : 流域의 山地面積[L]

A_s : 流域의 沖積層面積[L²]

沖積層 流域에서의 總水深 $\Pi(t)$ 는 流出發生에서 山岳의 形態에 따라 식(24)과 같이 計算된다.

$$\Pi(t)=I(t)(1+\alpha \frac{A_m}{A_s}) \quad (24)$$

有效雨量($\Pi_s(t)$)는 水深으로부터 沖積層 面積에서 浸透損失을 뺀 것과 같다.

식(24)는 地表위를 흐르는 흐름형태의 移動時間이 작거나 무시된다는 假定하에서 成立된다. 그러나, $I(t)$ 와 $M_s(t)$ 사이의 遲滯時間은 고려되어야 한다.

8. 流量 水文曲線의 計算

地形學的 瞬間單位圖와 有效雨량을 計算하기 위해서 表面流出流量은 回線 變換에 의해 식(25) 같이 計算된다.

$$Q(t)=A_n \int_0^t I_s(\tau) h(t-\tau) d\tau \quad (25)$$

여기서, $Q(t)$: 시간 t 에서 表面 流出量

τ : 降雨持續期間 보다 작은 任意的 時間

$I_s(\tau)$: 時間에서의 有效降雨 強度

$h(t-\tau)$: 시간 $t-\tau$ 에서 GIUH 종거

A_n : Ω 河川의 面積

그러나 山地流域에 대해서는 沖積層 面積 A_s 및 有效雨量 $\Pi_s(t)$ 를 각각 A_n 및 $I_s(t)$ 로 바꾸어 사용되어야 한다.

식(25)의 解析的인 풀이는 Laplace變換方法을 이용하여 가능하게 하며, 이 방법은 等分布降雨強度라고 假定할 때만 가능하다. 數值的인 해석은 식(26)과 같다.

$$Q_j=A_n \sum_{i=1}^j I_i h_{j-i} \Delta t \quad j=1,2, \dots \quad (26)$$

여기서, Δt 는 GIUH 및 雨量柱狀圖를 分離하기 위하여 利用되는 時間增分이다. 이 提案된 모델에서 降雨強度의 非均一性이 考慮되며 식(26)은 流量 水文曲

線 계산에 利用될 수 있다.

III. Interactive Program의 電算알고리즘

1. 알고리즘

基本理論에서 주어진 資料들을 가지고 Interactive Program에 의해 流量 水文曲線의 計算을 위한 電算 알고리즘은 그림 2와 같이 構成하였다.

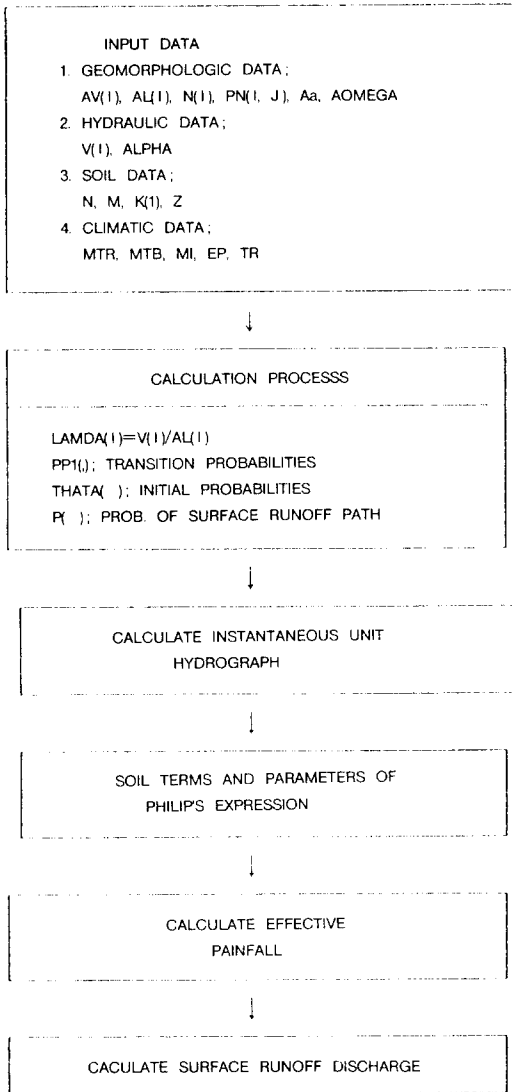


Fig.2 The formulation of computational algorithms for runoff estimation

IV. 資料 分析

1. 對象流域

본 研究의 對象流域은 IHP 代表試驗流域인 錦江水系의 報靑川 流域을 대상으로 選定하였고 對象流域에는 自記雨量觀測所 12個, 自記水位標地點 5個가 있고 流域圖는 그림 3와 같다. 본 研究의 Interactive Program 은 5次河川 이하의 小河川流域에만 적용되는 것이므로 對象流域은 報靑川流域中에 가장 上流 水位標地點인 山城(No.5)을 채택하였다. 본 研究에 適用한 資料는 單位圖에 큰 影響을 미치는 地形學的 資料와 土壤資料 그리고 水理學的 資料 및 氣候學的 資料를 구분하여 分析을 하였다.

채택된 流域은 報靑川 流域에 있어서 5個의 自記水位 觀測所가 위치한 地點중 가장 上流地點인 山城地點을 流出口로 하여 流域을 다시 分割하였으며, 분할된 지역의 流域面積은 53.7km²이었다. 또한 選定된 流域에 대한 本流의 河川延長은 15.73km이고, 平均河川 傾斜는 0.0095이다.

Fig.3 Rainfall and stage observation station for Bocheong Stream

2. 地形學的 資料 및 土壤資料

流域의 地相因子는 1:50,000地形圖를 이용하여 Horton과 Strahler의 河川分類 및 次數法則에 따라 河川을 分類하였고 次數別 河川數와 河川傾斜를 구하고 流域의 總面積과 각 次數別 流域面積, 河川길이는 求積器 및 求長器로 구하였으며, 그 결과는 표1과 같다.

土壤資料는 國際水文開發計劃(IHP) 代表流域 調查報告書(1983)의 土壤圖 와美國 土壤 保存局(U. S. Soil Coservation Service; SCS)¹⁰⁾의 土壤의 種類와 植生の 被覆, 土壤利用狀態를 定量的으로 표시하는 方法을 이용하여 沖積層 面積을 구하였고 有效空隙과 透水係數는 土壤의 種類別 대표값을 구하였으며, 그 결과는 Table2과 같다.

3. 水理學的 資料 및 氣候學的 資料

水理學的 資料로써는 流速과 流出係數를 사용하였으며, 未計測 河川의 流速은 식(13)에 의해 구한 각

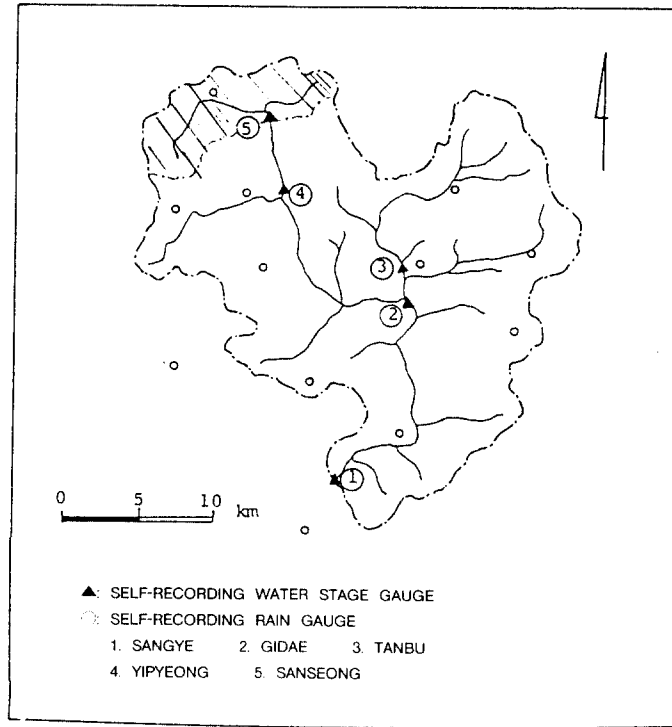


Fig. 3 Rainfall and stage observation station for Bocheong Stream

Table 1 Geomorphologic data for each stream order

factor st.	stream order	number of stream	mean stream length(km)	mean stream slope(m / m)	mean area (km ²)	total area (km ²)	main stream length(km)
san seong	1	53	0.752	0.0789	0.512	53.703	15.73
	2	12	1.319	0.0240	0.944		
	3	4	2.294	0.0076	1.332		
	4	1	6.451	0.0047	4.912		

Table 2 Soil data of San Seong station

factor station	porosity of the soil		saturated effective hydraulic conductivity(cm/sec)	depth to the groundwater table(m)	alluvium area(km ²)
	n	m			
san seong	0.37	0.6024	0.056	2.77	13.919

次數別 河川流速은 표3과 같다.

山地地形의 流出係數는 IHP代表流域 研究調查 報告書(1983)¹⁰에 있는 AMC별 流出水의 값을 사용하였다.

AMC별 流出數는 SCS 基準으로 삼고 있는 先行土壤函數條件(Antecedent Soil Moisture Condition)의 結果로 나타타며, 표4와 같다. 氣候學的 資料로는 降雨

와 年平均日蒸發量이 사용되었으며, 표5에 整理하였다.

4. Philip's의 매개변수 및 土壤因子

유효우량을 계산하기 위한 토양인자의 값들을 기본 이론 (15), (16), (17)식 으로부터 얻어진 매개변수 및

Table 3 Characteristics of the selected rainfall-runoff events

staiton	rainfall duration date	rainfall intensity (hr)	velocity of each stream (mm/hr)	order			
				1	2	3	4
san seong	1990.06.19 05:00-23:00	18	5.32	1.398	1.094	0.860	0.553
	1990.07.14 06:00-22:00	15	5.19	1.398	1.094	0.860	0.553
	1990.08.20-1990.08.21 15:00-13:00	22	6.32	1.398	1.094	0.860	0.553
	1990.08.31-1990.09.01 16:00-10:30	18	2.85	1.398	1.094	0.860	0.553

Table 4 Runoff number CN at each AMC condition at San-seong

condition	AMC-I	AMC-II	AMC-III
CN	48.1	68.1	84.1

Table 5 Annual evaporation at San-Seong station

(Unit: cm)

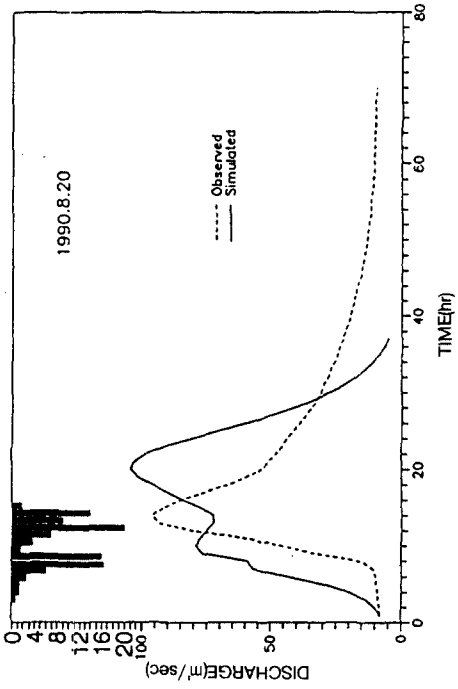
year	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	Average(cm/hr)
evaporation	6.391	9.510	9.491	9.088	9.367	11.130	7.909	6.135	0.0098

Table 6 Soil terms and parameters of Philip's infiltration produce

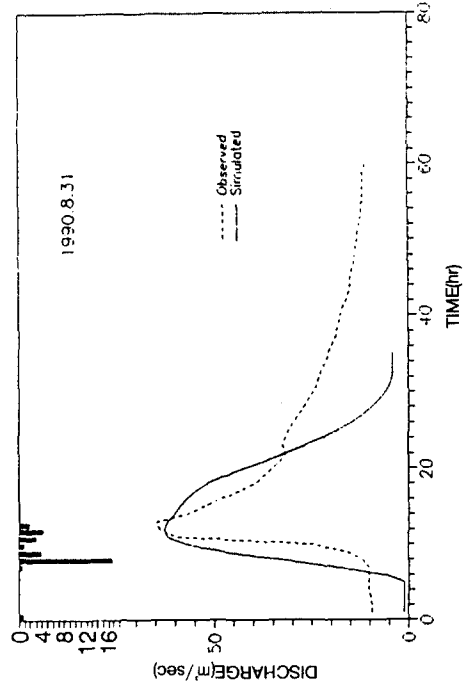
event	90, 6, 19	90, 7, 14	90, 8, 20	90, 8, 31
$\phi_1(d, S_0)$	0.25	0.21	0.20	0.20
$S_1(\text{cm}/\text{sec}^2)$	0.0918	0.2712	0.3103	0.2809
A_0	0.0005	0.2028	0.0430	0.0280
c	6.32	6.32	6.32	6.32
d	3.66	3.66	3.66	3.66
$W(\text{cm}/\text{sec})$	0.131E-05	0.316E-07	0.2709E-08	0.3161E-07
S_0	0.28	0.21	0.08	0.07
$\phi_0(\text{cm})$	45.09	5.8	4.71	5.84

Table 7 Mean rainfall and rainfall intensity for each the storm event

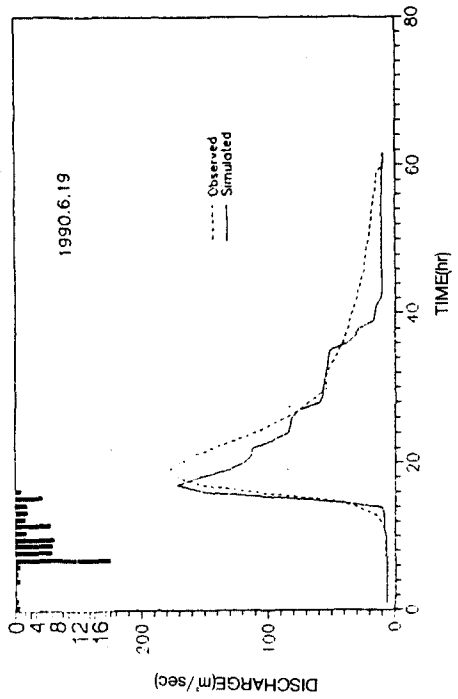
date	mean rainfall intensity(mm/hr)	rainfall(mm)
90.6.19.05:00-23:00	5.32	65.17
7.14.06:00-22:00	5.19	70.4
8.20.15:00-21.13:00	6.32	139.4
8.31.16:00-9.1.10:00	2.85	37.8



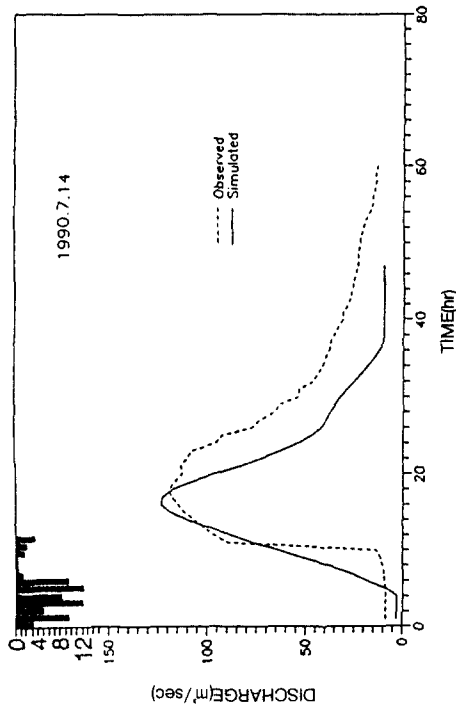
(c) Comparison of simulated and observed hydrograph at 20, Aug.90



(d) Comparison of simulated and observed hydrograph at 31, Aug.90



(a) Comparison of simulated and observed hydrograph at 19, Jun.90



(b) Comparison of simulated and observed hydrograph at 14, July.90

Fig.4 Simulated and observed hydrographs for San-seong station in Bocheong Stream Watershed.

인자들은 표6과 같다.

V. 適用 및 結果

1. 對象流域의 適用

본 研究에서는 水文曲線의 모의발생이론을 바탕으로 開發된 Interactive Program³⁾에 대하여 報靑川 流域의 資料를 利用하여 適用해 보았다.

對象流域의 流出資料는 實測된 1983-1991년(9년간)의 Rating-Curve에 의한 流出자료를 사용하였다.

본 研究에서 Interactive Program에 이용된 降雨사상은 강우-유출관계가 명백하고 비교적 最近인 1990년도 豪雨중 4개를 채택하여 使用하였으며, 채택된 降雨의 特性은 표7과 같다.

본 對象流域인 報靑川 流域은 集水地域이 70%이상 山地로 덮인 山地地域이며, 流出係數 α 는 國際水文 開發計劃(IHP) 研究報告書(1983)의 資料와 SCS方法의 植生被覆의 種類 및 土壤의 水文學的 條件으로부터 0.68의 값을 취하였다.

Interactive program의해 4개의 豪雨資料를 利用하여 계산한 降雨事象別 模擬 水文曲線과 實測水文曲線을 비교한 結果는 그림4(a, b, c, d)와 같다.

2. 結果의 檢討

Interactive Program에 適用시킨 結果에 대한 尖頭流量(Q_p) 및 尖頭流量 發生時間(T_p) 사이의 平均誤차를 分析한 값은 표 8과 같다. 표 8에서 보면 침두유량과 尖頭流量 發生時間사이의 平均誤차는 표 8에서 5.1% 및 12.6%로 나타났다.

尖頭時間(T_p)에서는 模擬發生値와 觀測値 사이에

대략 1-2 時間의 時間이 遲滯된 樣相을 나타내 주었다. 이 時間遲滯는 報靑川 流域의 空間降雨分布의 變化에 그 原因이 있으며, 이 地域에서의 流出은 大개 高地帶에서부터 시작되므로 降雨事象이 이 流域全體에 等分布로 된다고 假定한 Philip의 浸透理論과 實測値와의 차이에서 本 流域의 地表面流出과의 移動時間에 대한 差異 때문으로 생각된다.

표8에서 제시한 바와 같이 平均 流出速度로부터 구하여진 尖頭流量은 實測値와 模擬發生 分析値의 誤차들이 報靑川 山城地點에서는 '90.6.9일 降雨는 3.98%, '90.7.14일 降雨는 3.38%, 그리고 '90.8.31일 降雨는 4.52%로 나타나 5% 이내의 結果를 나타내었으나 '90.8.20일 降雨事象에 대해서는 8.43%의 誤차를 나타내었다. 이는 降雨強度의 不均等性 및 透水係數 K의 變化에 따른 영향으로 판단된다.

K의 이러한 큰 변화에 의해 水文曲線 模擬發生에 대한 豫測값은 土壤資料의 不足으로 인해서 一般化시킬 수 없었다. 이 問題點은 K와 여러개의 氣候因素과의 經驗的인 關係를 比較하여 計算할 수 있을 것으로 생각된다. 반면에 尖頭時間에서는 12.6%로서 比較的 큰 誤차를 보인 것은 8月 20日 降雨에 기인된 것으로 思料된다.

3. 考 察

上記 結果에서 알 수 있듯이 水文曲線上에서 一般的으로 基底流出과 直接流出을 分離하는데 가장 많이 使用하고 있는 水平直線分離法을 使用하지 않더라도 Philips 理論으로서 豫測된 尖頭流量을 얻을 수 있으므로, 이 結果는 流出豫測面에서 상당히 發展된 것으

Table 8 Comparison of observed and simulated values to peak discharge and peak time

date	observed values		simulated values		simulated errors	
	Q_p^* (m^3/sec)	T_p^* (hr)	Q_p (m^3/sec)	T_p (hr)	$\frac{Q_p^* - Q_p}{Q_p^*} \times 100$	$\frac{T_p^* - T_p}{T_p^*} \times 100$
90.6.09	179.73	19	172.58	18	3.978	5.556
90.7.14	119.70	22	123.75	20	3.383	9.091
90.8.20	96.10	16	104.20	22	8.429	27.273
90.8.31	64.31	13	61.89	12	4.508	8.333
average	—	—	—	—	5.1	12.6

로 判斷된다.

尖頭時間의 誤差를 줄이는 問題는 앞으로 尖頭流量의 算定에 큰 影響을 주는 土壤資料 및 水文資料들을 더 精確하게 分析하여 相關性을 論하는 關係式이 開發되어야 된다고 思料된다.

VI. 結 論

본 研究는 降雨에 따른 河川에서의 直接流出에 대한 解析을 위하여 地形學的의 因子 및 Philip의 浸透理論을 기초로한 Interactive Program에 의하여 錦江水系內의 報靑川 IHP 代表流域中 最上流域인 山城地點 (No.5)에 대하여 適用시켜 分析하였으며 結果는 다음과 같다.

1. 본 模型을 實測資料가 있는 報靑川 流域에 適用한 結果 Philip의 浸透率 變化는 公극율(n), 투수계수(K(i)) 값에 敏感한 反應을 보이나, 公극비(m) 및 지하수위(Z) 값에는 敏感하지 않음을 알 수 있었다.
2. 본 模擬發生 模型을 實際河川에 適用시켜 본 結果 模擬發生 水文曲線과 實測水文曲線과 거의 近似하게 나타났으며, 小河川 流域에서 適用 可能性을 確認할 수 있었다.
3. 洪水時까지의 到達時間을 본 模型에 의해 計算하여 實測値와 比較해본 結果 尖頭流量은 實測値에 比較的 一致하였으나, 尖頭後 水文曲線 樣相은 實測水文曲線에 비해 急速히 減少함은 알 수 있었다. 이는 본 研究의 一般化를 위해서는 流域의 투수계수 및 空隙率의 正確한 算定이 이루어질때 더욱 正確한 結果가 나올 것으로 기대된다.
4. 이상의 結果에서 본 模型은 未計測地域이나 水文資料가 빈약한 小流域에서 水工構造物設計에 必要한 流出量을 算定하는데 有用할 것으로 판단된다.

참고문헌

1. Allam, M.N. & Balkhair, K.S. (1987) "Case Study Evaluation of the Geomorphologic Instantaneous Unit Hydrograph", Water Resources Vol.1, 267-291.
2. Charles, T.H., (1971) "Statistical Methods in

- Hydrology", Iowa St. Univ. 97-125.
3. Cheng, B.L., (1982) "A Study of Geomorphologic Instantaneous Unit Hydrophaph, Ph.D. Thesis, Illinois University.
4. Diaz-Granados, M., Bras, R.L. and Valdes, J.B. (1983) "A Derived Flood Frequency Distribution based on the Geomorphologic IUH and the Den sity Function of Rainfall Excess", TR No.292, Department of Civil Engineering, MIT. cambridge, Mass., USA.
5. Eagleson, P.S. (1978) "Climate, Soil and Vegetation, 3. A Simplified Model of Soil Moisture Movement in the Liquid Phase", Water Resources Research, Vol.14, 722-730.
6. Gupta, V.K., & Waymire, E., & Wang, C.T. (1980) "resentation of an Instantaneous Unit Hydrograph from Geomorphology", Water Resources Research Vol.855-862.
7. Rodriguez-Iturbe, I. and Valdes, J.B., (1979) "The Geometrophological Structure of Hydrological Response", Water Resource Research, Vol.13 1409-1420.
8. Rodriguez-Iturbe, I. & Valdes, J.b., (1979) "Geomorphological Structure of Hydrological Response" Water Resources Research, Vol.15, 1409-1420.
9. Rosso, R., (1984) "Nash Model Relation to Horton Order Ratios", Water Resour. Res., Vol.20(7), 914-920.
10. Valdes, J.B., Y.fiallo & I.Rodriguez-Iturbe, (1979) "A Rainfall-runoff Analysis of the Geomorpologic IUH", Water resource Res., Vol.15(6), 1421-1434.
11. Wang, C.T., V.K. Gupta & E.Waymire, (1981) "A Geomorphologic Synthesis of Nonlinearity in Surface Runoff", Water Resour. Res., Vol17(3), 545-554.
12. 金雄鎔, (1989) "小流域에서의 洪水量 算定", 忠北大學校 大學院 工學碩士學位論文.
13. 建設部(1980-1991) "國際水文開發計劃(IHP)研究報告書"
14. 徐承德, 千萬福 (1990) "地形因子에 의한 瞬間單位圖 誘導와 流出量 豫測", 韓國農工學會誌, 第32卷, 第3號, pp. 87-101.
15. 李元煥, 李정식, 金再韓, (1987) "地形學的 瞬間單位圖에 의한 尖頭流出의 降雨-流出 線形解析", 大韓土木學會 論文集, 第7卷, 第1號, pp.55-64.
16. 尹龍男(1988) "工業水文學", 靑文閣. pp.116-141, 224-225.