水文學的 物理的 特性値의 變化에 따른 地下水 水文曲線 分析

忠南大 土木科 金 再 韓

The Analysis of Groundwater Hydrograph According to the Variation of Hydrologic Physical Characteristics

Jae-Han Kim

Department of Civil Engineering, Engineering College, Chungnam National University, Taejeon, Chungnam 300-31 Korea Tel: (042)822-0101 Ext) 2244

Abstract

The groundwater hydrographs due to the recharge of water table aquifer resulting from rainfall are simulated by relating the existing linearized method, which is originally the non-linear equation suggested by Boussinesq, to the basin characteristics. To this end, the recharge curve is assumed as the skewed distribution of sine curve, and the parameters contained in the equation are determined from the geomorphologic and soil maps. The whole drainage area is divided in order to consider the spatial variation of parameters. The obtained parameters are tried for several cases with different values given arbitrarily to study the aspects of hydrographs according to their variation. This procedures are applied to the natural basin of Bocheong watershed(area: 475.5 ㎢) in Korea. As a result, it is shown that considerable uncertainty is expressed for the results obtained with the given values of parameters. Thus, such uncertainty should be precluded to a certain extent by examining and observing the physical characteristics as much as possible for the determination of groundwater flows.

序　　論

降雨로 부터 基底流出量의 增加分을 求하고자 함에 있어서 무엇보다도 地下水흐름이 명백하게 분석되어져야 한다. 그러나 地下水흐름은 地下의 여러가지 水文学的 特性因子들에 의하여 時間的으로나 空間的으로 多變性을 가지기 때문에 이를 정확하게 推定한다는 것은 實際的으로 상당한 어려움을 內包하게 된다. 그러므로 總水文曲線에서 基底流出을 分離시키기 위하여 往往 概略的인 方法들을 利用하고 있으나, 이와 같은 경우에 그들이 內包하고 있는 水文学的 要素들의 物理的 意味가 뚜렷이 把握되기가 어려울 뿐만 아니라 그 結果도 많은 誤差를 유발하게 된다. 따라서 本 研究에서는 可能한 限 水文特性因子들이나 地形學的인 要素들을 直接 고려한 既存 模型들을 적용하여 이 因子들의 時間的 및 空間的 變化가 水文量에 어떠한 影響을 미치는 가를 把握코자 함과 同時에, 이들의 性質을 분석하여 水文觀測資料가 구비되고 있지 않는 未測水流域에서도 降雨로 부터 基底流量의 增加分의 模擬發生시킬 수 있도록 함에 그 目的이 있다.

內容面에서는 實用的인 면을 고려하여 그 解法이 非線形論에 比하여 간편한 線形論에 국한한다. 이를 위하여 地下水의 Boussinesq非線形方程式을 열흐름 또는 擴散方程式의 형으로 線形化하고, 이의 解를 Fourier 級數의 展開方法으로 부터 얻어진 1次元의 線形模型解를 引

用한다. 이 模型들이 지니고 있는 媒介變數들은 地域的으로 상당한 차이점을 나타낼 수 있으므로, 全流域을 여러 개의 小流域으로 분할한 分布模型으로 만든 다음 各 小流域別로 媒介變數들을 결정한다. 이들의 결정은 內容의 簡便性을 위하여 各 小流域別로 等方性(Isotropic) 및 均質性(Homogeneous)의 假定下에 이루어진다(例를 들면,Rorabaugh, 1963; Singh, 1968; Brutsaert and Nieber, 1977).

理論과 適用方法

그림 1과 같은 不透水層上의 河川水路에서 地下水位 h가 거리 x에 따라서 傾斜 $\partial h/\partial x$가 작고 平均水位 $\bar{h}$가 고려될 수 있는 경우에 대해서는 式 (1)과 같은 非被壓帶水層(Unconfined aquifer)의 線形化理論을 적용할 수 있다(例를 들면 Polubarinova - Kochina, 1962; Brutsaert and Ibrahim, 1966; Singh, 1968).

$$\partial h/\partial t = k\bar{h}/f \ \partial^2 h/\partial x^2 \quad \cdots\cdots (1)$$

여기에서 t는 시간, k는 飽和된 흙의 Darcy의 透水係數이며, f는 흙의 排水可能空隙度(Drainable porosity of soil)를 각각 뜻한다.

이 理論의 基本原理는 1863年에 佛蘭西의 Dupuit에 의하여 처음으로 紹介된 後, 몇몇 硏究者들의 기본가정과 近似解法들로서 지금까지 널리 이용되고 있다. 이 가운데서 Singh (1968)은 여러가지 初期假定値와 近似解들을 論한바 있

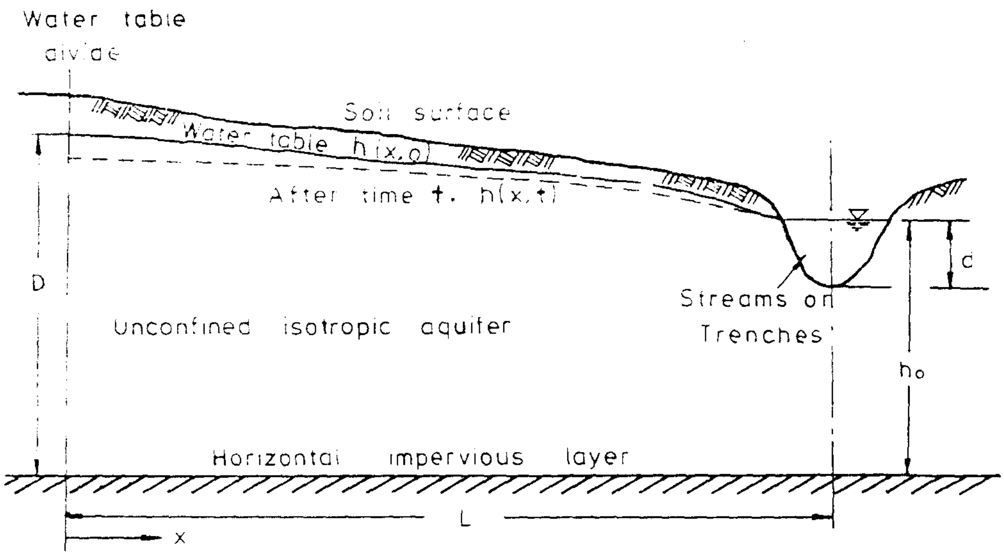

그림 1. 非被壓帶水層의 地下水흐름 槪要圖

으며, 이와 같은 초기가정치들 가운데 水平水位는 自然帶水-河川系에서 발생될 수 없다고 밝힌 바 있다. 따라서 본 硏究에서는 그림 1과 같은 不透水層上의 排水路에서 初期($t=0$)의 地下水位 $h(x, o)$를 Singh이 가정한 바와 같이 $D-(D-h_o)x^2/L^2$의 抛物線으로 가정한다. 여기서 D는 地下水位分水界에서의 水位를 뜻하며, L은 分水界에서 부터 水路幅의 中央까지 거리를 나타낸다. 또한 h_o는 水路에서 不透水層에서 부터 水面까지의 높이를 일컫는다. 이와 같은 경우에 시간 t에 대한 水位 h의 變化率로 주어지는 偏微分方程式의 解를 Fourier 級數로 부터 쉽게 求하여 질 수 있음이 알려져 있고(例를 들면, Brutsaert and Nieber, 1977), 그 결과로서 式 (2)와 같은 河川水路의 단위길이當 側方流入量 q를 얻을 수 있다.

$$q = \frac{4k\bar{h}(D-h_o)}{L} \sum_{n=1,3,\cdots}^{\infty} \frac{4}{(n\pi)^2} \exp\left(-\frac{n^2\pi^2 k\bar{h}t}{4fL^2}\right) \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (2)$$

그림 1에서의 d는 排水路의 水路바닥에서 부터 水面까지의 水深을 뜻하며, 이 d가 水深 h(x, t)에 比하여 상대적으로 상당히 작기 때문에 시간에 따른 d의 變化를 통상 무시하는 傾向이 있으며, 이와 같은 경우에는 時間變化에 관계없이 h_o를 一定한 값으로 看做할 수 있다(例를 들면, Singh, 1968).

式 (2)에서의 媒介變數들은 流域의 水文學的 特性因子들에 의하여 결정되어지는 것으로서 時間的으로나 空間的으로 상당한 可變性을 갖기 때문에 實際的으로 이의 정확한 推定은 많은 어려움을 內包하게 된다. 여기서 h_o/D는 排水路의 塹壕(Entrenchment) 정도를 나타내는 初期條件으로서 時間別 流量變化에 상당한 影響을 주는 要因으로 알려져 있다. 또한 平均水位 $\bar{h}$를 여러가지로 가정할 수 있겠으나(例를 들면, Dumm, 1954; Singh, 1968; Brutsaert and Nieber, 1977), Singh은 $\bar{h} = h_o + b(D-h_o)$로 나타냄으로써 이 b가 적절하게 취하여진다면 近似한 $\bar{h}$를 얻을 수 있다고 하였다.

이와 같은 見地에서 Brutsaert와 Nieber(1977)는 上記 불확실한 要因들의 값을 결정코자 基底流出의 減水量資料들을 利用한 圖式的 새로운 技法을 提示하였다. 그 결과로서 地下水減水曲線解析을 위하여

線形模型의 適用可能性을 排除하지는 않았다. 따라서 本 硏究에서는 硏究目的의 趣旨에 符合코자 線形化된 Boussinesq 方程式의 解인 式 (2)를 引用키로 한다.

流域을 여러개의 小流域으로 區分하였을 때, 임의 小流域에 대한 L을 求하기 위하여 Brutsaert 와 Nieber 가 提示한 式 (3)의 方法을 적용키로 한다.

$$L_e = \phi_e a_e / (2 \ell_e) \quad \cdots\cdots (3)$$

여기서 a는 排水面積, ℓ / a는 排水路密度, ϕ는 帶水層下에 놓여 있는 地下水가 河川水에 寄與하는 面積을 流域面積과의 比로서 나타낸 係數이며, ℓ은 모든 支流나 本流의 小流域別 총거리를 뜻한다. 또한 添字 e는 분할된 임의의 e번째 小流域을 뜻한다.

無降雨時 地下水만에 의하여 시간에 따라서 河川에 式 (2)와 같은流量이 流入되고 있을 때에 降雨에 의한 地下流入量(Groundwater recharge)이 地下水位에 발생된다면 그림 1의 h(x, t)가 瞬間的으로 上昇하게 되며, 이로 因한 基底流量의 증가분이 고려되어져야 한다. 이를 위하여 Singh(1968)은 流入水文曲線을 正弦曲線(Sine curve)으로 가정하여 式 (4)와 같이 近似化하였다.

$$R(x, t) = R_p \sin(\pi t / T), \quad 0 \leq t \leq T \quad \cdots\cdots (4)$$

式 (4)의 右便項의 R_p 는 流入水文曲線의 最大縱距值를 뜻하고, T는 이 曲線의 基底時間을 나타낸다. 따라서 그는 式 (4)를 利用하여 複合水文曲線의 基本式을 非同次偏微分方程式으로 만든 後 式 (5)와 式(6)과 같은 時間別 基底流量의 無次元增分值($\triangle \gamma$)를 算定하였다. 式 (5)와 式 (6)에서 $\tau = KDt/(fL^2)$인 無次元化된 時間이다.

$\tau \leq \tau_T$ 일 때,

$$\triangle \gamma = \frac{2}{\pi} \beta \tau_T P \sum_{n=1,3,\cdots}^{\infty} \frac{e^{-\frac{n^2 \pi^2}{4} \tau P} - \cos\left(\frac{\pi \tau}{\tau_T}\right) + \frac{n^2 \pi}{4} \tau_T P \sin\left(\frac{\pi \tau}{\tau_T}\right)}{1 + \left(\frac{n^2 \pi \tau_T P}{4}\right)^2} \quad (5)$$

$\tau \geq \tau_T$ 일 때,

$$\triangle \gamma = \frac{2}{\pi} \beta \tau_T P \sum_{n=1,3,\cdots}^{\infty} \frac{e^{-\frac{n^2 \pi^2}{4} \tau P} \left(1 + e^{\frac{n^2 \pi^2}{4} \tau_T P}\right)}{1 + \left(\frac{n^2 \pi \tau_T P}{4}\right)^2} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots (6)$$

여기서 P는 $\bar{h}/D$, β는 $R/K(L/D)^2$, τ_T는 $KDT/(fL^2)$인 無次元值를 각각 뜻한다.

本 研究에서도 地下流入量에 의한 基底流量의 增分值를 求하기 위하여 上記 式들을 그대로 引用한다. 여기서 式 (4)의 관계를 降雨가 全流域에 等分布로 발생할 경우에 地下流入强度는 Singh(1968)이 假定한 바와 같이 帶水層幅의 임의거리 (Aquifer strip, x) 에 따라서는 無變化하며, 다만 時間 t 에 따라서만 변한다고 가정한다. 따라서 全 L 上에 等分布的으로 1時間當 1 ㎝의 浸透量에 의한 地下流入量이 發生되었다면 式 (4)로 부터 基底時間 T까지 R (x, t) 를 積分한 값

이 0.01 fL ㎥/hr이 되어야 한다(例를 들면, Dooge, 1973). 그러므로 임의 x點上에서의 最大縱距値 R_p는 式 (7)과 같은 관계를 가진다.

$$R_p = \frac{\pi}{200\,T}\ (m/hr) \qquad \cdots\cdots (7)$$

여기서 D 以外의 모든 媒介變數들의 값이 주어진다면 上記 關係들로 부터 式 (8)과 같은 最終式을 얻을 수 있다.

$$F(D) = KD^2/(fL)\int_0^\infty \triangle\gamma\, d\tau$$

$$= \frac{K}{100 f^2}\frac{D}{L}P\sum_{n=1,3,\cdots}^{\infty}\frac{\frac{1}{2}\left(\frac{\pi}{200\beta fD}\right)^2 P + \frac{8}{n^2\pi^2 P}}{1+\left(\frac{n^2\pi^2 P}{800\beta Df}\right)^2}$$

$$= 0.01fL \qquad \cdots\cdots (8)$$

實河川流域에 適用例

本 硏究方法의 適用 例로서 選定된 流域은 錦江水系內 支流인 報靑川流域(面積: 475.5 ㎢)을 對象으로 하였으며, 이 流域은 國際水文開發計劃(IHP)事業의 一環으로 代表流域의 水文資料를 위하여 水文量을 觀測하고 調査開發코자 현재 대표유역으로 지정된 곳이다. 본 대표유역의 現況은 그림 2와 表 1에 提示한 바와 같다. 그림 2에서

英文小文字로 表記된 小流域은 支流의 影響을 無視하고 主流의 水路를 따라 河川의 側方向으로 直接 地下水흐름이 流入된다고 가정한 곳이다.

表 1에서 提示된 流域特性値는 1／50,000 地形圖와 IHP報告書에서의 土壤圖(1983)을 이용하여 얻어진 것이다.

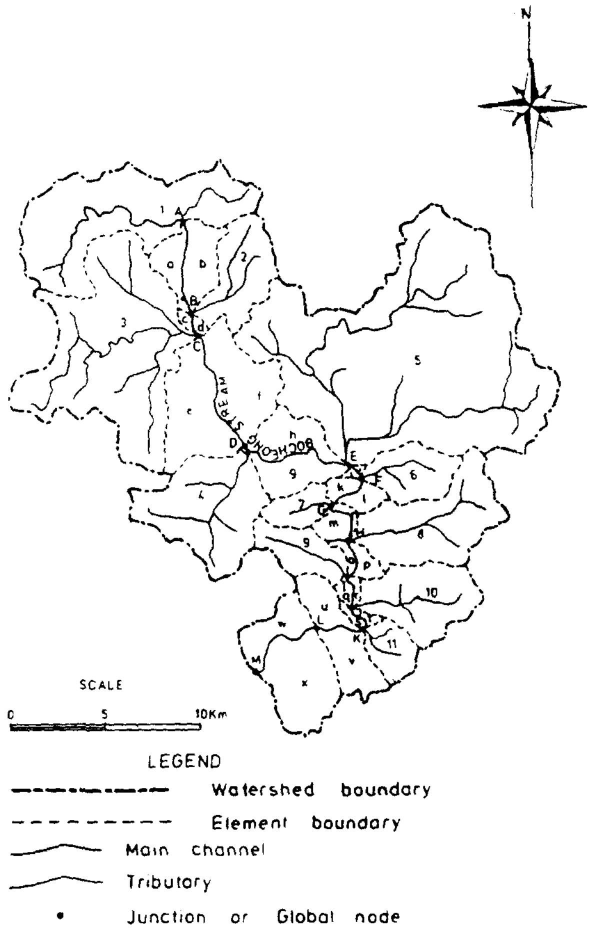

그림 2　報青川流域 現況과 分割된 小流域

本 研究의 方法論에 의한 地下水흐름을 결정하기 위하여는 이에 必要한 流域內 測定된 水文學的 特性因子들이 存在하여야 하나 현재로서

는 거의 全無한 實情이므로 IHP報告書(建設部, 1983 ~ 1986)에서 可能한 限 이에 관한 情報를 얻고자 하였으며, 그렇지 못한 경우에는 지금까지 소개된 經驗的인 近似値를 이용하였다. 經驗的인 近似値로서는 地下水흐름의 推定을 위한 ϕ가 이에 該當된다.

Chorley (1978)는 降雨가 발생된 以後의 時間別 地表水흐름 및 地下의 깊이별 흐름이 河川에 寄與하는 流量을 소개한 바 있다. 그 결과로서 實際 河川水의 尖頭流量 및 시간별 유량의 대부분은 地表下 1 m 以內의 地下地表水가 절대적으로 支配하고 있음을 나타내었다. 勿論 이는 流域에 따라서 다른 현상을 나타낼 수 있겠으나, Chorley의 上記 內容은 實際的으로 地下地表水 가운데 基底流出에 기여하는 地下水흐름은 浸透된 小量의 地下流入量에 의하여 이루어지고 있음을 뜻한다. 또한 例로서 Whipkey와 Kirkby(1978)는 降雨發生 長時間 以後의 基底流量은 경우에 따라서 確認할 수 없는 地下水흐름, 卽 地下地表水흐름만에 의하여 공급될 수도 있다고 소개한 바 있다. 또한 이의 例로서 Brutsaert와 Nieber(1977)는 그들의 硏究에 적용한 바 있는 美國 New York 州 Finger Lakes 地域에서의 渴水期동안에는 이 ϕ가 기껏해야 0.1로 봐 줄 수 있으며, 이는 渴水期 동안에 帶水層內의 地下水가 河川에 寄與하는 帶水層下 面積은 河川에 隣接한 곳에 不過하다는 것을 의미하게 된다고 밝힌 바 있다. 以上의 결과들을 綜合해 보면, 實際的으로 降雨發生 長時間後의 기저유량은 全流域의 地表

表 1 報青川 小流域別 流域現況과 媒介變數値

小流域	流域面積 a, ㎢	主流 및 支流의 총길이 ℓ, ㎞	帶水層幅 L, m	* 排水可能空隙度 f	* 透水係數 K, m/hr	토양의 種類
1	45.4	58.0	39.11	0.16	1.25	자갈이 지배적인 경작지
2	16.0	19.9	40.18	〃	〃	〃
3	63.3	77.3	40.95	〃	〃	〃
4	29.0	46.6	31.17	〃	〃	〃
5	131.0	120.8	54.22	〃	〃	〃
6	11.2	12.5	44.65	0.28	0.50	중간형의 모래
7	6.3	6.6	47.68	0.16	1.25	자갈이 지배적인 경작지
8	26.9	28.6	47.06	〃	〃	〃
9	8.9	10.0	44.60	0.28	0.50	중간형의 모래
10	19.5	20.5	47.63	0.16	1.25	자갈이 지배적인 경작지
11	6.9	7.0	50.00	〃	〃	〃
a, b	12.3	15.7	39.27	0.23	0.10	가는 모래
c, d	1.3	1.2	52.08	〃	〃	〃
e, f	32.7	35.8	45.66	〃	〃	〃
g, h	15.5	20.0	38.80	〃	〃	〃
i, j	0.6	1.0	31.00	〃	〃	〃
k, l	4.3	4.9	43.78	〃	1.88	거친 모래
m, n	3.6	4.3	41.98	〃	〃	〃
o, p	3.1	4.0	39.25	〃	〃	〃
q, r	1.7	1.5	58.00	〃	〃	〃
s, t	1.5	1.8	42.86	〃	0.10	가는 모래
u, v	13.1	22.8	28.90	〃	〃	〃
w, x	21.4	33.5	31.93	〃	〃	〃

註) *項은 Todd(1978)의 著書를 이용하여 얻어진 것이다.

下에 浸透된 量들 가운데 몇 %로 看做하여야 되는지는 相當히 不確實한 決定事項들 中의 하나라고 할 수 있으며, 이 값들은 時間的 및 地域的으로 特異性을 갖게 된다. 따라서 본 연구에서는 Brutsaert 와 Nieber 에 의하여 試圖된 바 있는 経驗的인 數値인 $\phi = 0.1$을 引用하였다.

試行錯誤的으로 주어지는 媒介變數値는 P와 β로서, 여러 경우의 P와 β 및 上記 $\phi = 0.1$의 값들로 부터 式 (8)을 이용하여 求한 D 값들의 內譯을 나타낸 것이 表 2와 같다. 表 2에서 제시된 바와 같이 相異한 P와 β값들의 각 경우에 대하여 D는 同一한 값으로 나타났다. 여기서 式 (8)의 解를 얻기 위하여 Newton-Raphson 方法을 使用하였으며, 初期值 D = 9 m를 入力시켰을 때 모든 경우에 대하여 反復回數 10回 以內에서 收斂하였다.

끝으로, 獲得된 媒介變數들의 變化性이 地下水흐름樣相에 미치는 程度를 例示하기 위하여 그 例로서 小流域 1에 적용시킨 결과를 나타낸 것이 그림 3과 같다.

表 2　水文特性値變化에 따른 D値　$P = 0.1 \sim 0.9$; $\beta = 0.01 \sim 10$

小流域	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
D, m	5.11	5.39	5.60	3.24	9.81	89.17	7.59	7.39	88.97	7.57	8.35
小流域	a, b	c, d	e, f	g, h	i, j	k, l	m, n	o, p	q, r	s, t	u, v	w, x
D, m	191.15	336.20	258.42	186.60	119.12	12.64	11.62	10.16	22.18	227.70	103.53	126.37

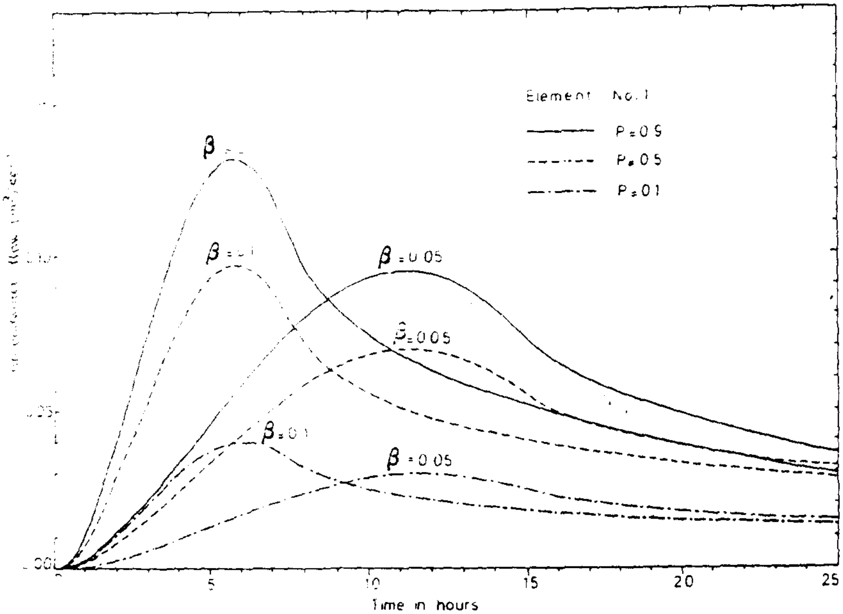

그림 3　水文特性値變化에　따른　時間別　基底流量　增加分（小流域　1）

맺　는　말

非被壓帶水層의 Boussinesq 非線形方程式의 線形化 既存理論으로 부터 이의 媒介變數値들을 變化시키면서 降雨의 地下浸透量에 의한 基底流出의 增加分이 어떻게 나타나는 가를 實河川流域에 適用하여 알아 보았다. 對象流域으로서는 錦江水系内 報靑川流域으로서 앞 章의 결과들로 부터 다음과 같은 事項들이 把握될 수 있었다.

表 1 에서 나타난 바와 같이, 帶水層幅 L의 길이는 $\phi = 0.1$의 경우에 대하여 各 所有域別로 流域面積의 크기에 無關하게 約 30 ～50 m의 값으로 주어졌으며, 이와 같은 결과로 부터 이 水系가 대체로 安

定되어 있다고 판단될 수 있다. 그러나 表 2에서 나타난 結果들에 의할 때, D의 값은 上記 L과 透水係數 K의 값에 따라 상당한 차이를 나타내고 있으나, P와 β의 값들의 變化에 관계없이 一定한 값으로 나타났다. 또한 그림 3에서 提示된 바와 같이 P와 β에 따라 水文曲線의 尖頭値의 發生時間 및 그 크기 뿐만 아니라 減水曲線上의 기울기도 각각 顯著한 樣相을 나타내고 있다는 事實을 알 수 있다. 그러나 同一한 β値에 대하여는 P값들에 無關하게 尖頭流量의 發生時間은 거의 같은 현상을 나타내었다.

以上의 結果들을 綜合해 보면, 地下流入量에 의한 기저유출은 水文特性因子들의 變化에 따라 상당한 敏感性을 나타내고 있음을 알 수 있다. 특히 D의 값은 前述한 바와 같이 地下水흐름의 推定을 위한 初期値에 관계된다는 點을 勘案할 때, 이 D의 算定에 直接的인 影響을 주는 L과 K가 앞으로 可能한 限 정확하게 결정될 수 있도록 對象流域內 信憑性있는 關聯資料들이 얻어져야 하겠다. 또한 降雨發生 長時間 以後의 기저유출 산정방법은 본 연구의 對象 밖이므로 渴水期동안에 기저유량에 절대적 影響을 미치는 損失量, 即 蒸發散 等이 고려되지 않았으나, 앞으로 이의 硏究가 後續的으로 이루어져야 할 것이다.

끝으로, 上記 媒介變數들에 대한 流域內 近似한 資料들이 實測値와 地形圖 및 토양도 등으로 부터 入手될 수 있다면, 본 연구방법으로 부터 假想的인 地下流入量에 대한 기저유출을 模擬發生시킬 수 있을 것이다.

參 考 文 獻

建設部, 國際 水文開發計劃 (IHP) 代表流域研究調査報告書, 1983 ~ 1986.

Brutsaert, W. and H. A. Ibrahim, " On the first and second linearization of the Boussinesq equation", Geophys. J. Roy. Astron, Soc., 11, 549 ~ 554, 1966.

Brutsaert, W. and J. L. Nieber, "Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau," Water Resour. Res., 13 (3), 637 ~ 643, 1977.

Chorley, R. J., "The hillslope hydrological cycle," In Hillslope hydrology (M. J. Kirkby, ed.), Wiley, New York, 1~42, 1978.

Dooge, J. C. I., Linear Theory of Hydrologic Systems, U. S. Dep. Agr. Tech. Bull., 1468, 1973.

Dumm, L. D., "Drain-Spacing Formula," Agricultural Engineering, ASAE, 35, 726 ~ 730, 1954.

Polubarinova- Kochina, P. Ya., Theory of Groundwater Movement, translated from Russian by R. J.M. DeWiest, Princeton University Press, Princeton, N. J., 1962.

Rorabaugh, M. I., " Estimating changes in bank storage and ground - water contribution to streamflow," World Meteorological Organization and I.A.S.H., General Assembly of Berkeley of I. U. G. G., Publ. 63, 432 ~ 441, 1963.

Singh, K. P., " Some factors affecting base flow, " Water Resour. Res., 4 (5), 985 ~ 999, 1968.

Todd, D. K., Groundwater Hydrology, 2nd ed., Wiley, New York, 121 ~ 144, 1978.

Whipkey, R. Z. and M. J. Kirby, " Flow within the soil," In Hillslope Hydrology (M. J. Kirkby, ed.), Wiley, New York, 121 ~ 144, 1978.