

〈論 文〉

側方 流入水를 考慮한 自然 河道의 Muskingum 洪水追跡

A Channel Flood Routing by Muskingum Method Incorporating Lateral Inflows

康 仁 柱** 尹 龍 男*
Kang, Inn Ju Yoon, Yong Nam

Abstract

Three-parameter Muskingum flood routing model which incorporates the inflows alongside the river channel is applied for the Waegwan-Jeukpogyo reach of the Nakdong River using the flood data of 12 selected flood events experienced in this reach.

The flood routing equations for three-parameter model were expressed as a system of finite difference equations and the routing constants were directly computed by matrix inversion method. Then, the three parameters, which consist of the storage constants(K), weighting factor(x), and lateral inflow parameter(α), were determined from the computed routing constants.

The results of the present study showed that the model can predict with a fair accuracy the flood discharges at the downstream end of the reach. The parameters K and x were seen as channel parameters which have close relations with the flood magnitude, whereas the lateral inflow parameter was shown to be strongly governed by the rainfall characteristics of the tributary watersheds contributing to the lateral inflows.

요 지

側方流入水가 考慮되는 3變數 Muskingum河道追跡模型을 洛東江 水系中 倭館에서 赤浦橋區間的의 12個 洪水事象에 대하여 適用하였고, 既存 方法인 2變數 Muskingum方法의 貯溜常數 K와 加重係數 x에 追加된 α 는 側方流入水를 考慮해주는 變數이다.

3變數模型의 追跡方程式은 有限差分方程式으로 表現되며, 追跡常數 決定은 Matrix Inversion에 의하여 直接 計算 可能하며, 이로부터 각 洪水事象의 K x 값을 구할 수 있다. 本研究을 實流域에 適用하여 實測値와 比較하여본 結果 比較的 잘 맞음을 알 수 있었으며, K와 x 값은 河道特性因子로서 洪水規模와 關係되고 側方流入因子 α 는 降雨 特性에 의하여 支配되는 變數로 判斷되었으며 α 값은 側方流入量이 클수록 값이 커지는 性向으로 나타났다.

* 高麗大學校 土木工學科 教授

** 農漁村振興公社

1. 序 論

洪水追跡의 目的은 洪水波에 미치는 貯溜效果를 測定하는 手段이며 洪水波가 下流方向으로 進行함에 따라 그 크기의 時間的 變化를 推定함으로써 河川改修計劃의 樹立 및 각종 水工構造物의 基準水流量을 얻기 위함이다.^{1, 9), 17)}

여기서, 洪水追跡方法은 크게 水理學的 洪水追跡方法과 水文學的 洪水追跡方法으로 나눌 수 있다.^{1, 17)}

水理學的 洪水追跡은 不定流인 洪水流의 連續方程式 및 運動量方程式을 上流端과 下流端에서의 기타 境界條件과 初期條件에 맞추어 數值解를 구하는 것으로서 높은 精度는 기대되나 內部區間(grid)의 時間과 空間에 따른 水位, 粗度, 斷面 등의 變化를 設定하여야 하므로 방대한 資料가 요구되고 計算이 복잡하여 電算時間이 긴 短點이 있다.^{1, 17)}

그러나 水文學的 洪水追跡은 洪水波의 質量保存의 法則인 連續方程式에 基礎를 둔 貯溜方程式을 사용하여 追跡區間을 同質界(lumped system)로 假定하여 追跡하는 것으로서 計算이 간단한 長點이 있다.^{1, 9), 17)}

따라서, 水理學的 洪水追跡을 微視的 追跡이라 한다면 水文學的 洪水追跡은 巨視的 追跡이라 할 수 있다.^{9), 17)}

水文學的 洪水追跡에는 流域追跡(watershed routing), 貯水池追跡(reservoir routing), 河道追跡(channel routing)등으로 크게 나눌 수 있으며, 대표적인 河道洪水追跡 方法에는 Kimura의 貯溜函數法¹⁷⁾(storage function method)과 McCarthy의 Muskingum方法^{11, 9), 16), 17)}을 들 수 있고 그 方法을 간단히 설명하면 다음과 같다.

貯溜函數法은 洪水流의 非線型性을 考慮해주는 方法으로 線型模型보다는 合理的이라고 할 수 있으나 支流 등의 側方流入水를 考慮할 수 없는 短點이 있으며 또한 Muskingum 方法은 McCarthy가 제안한 이래 Chow¹⁾, Wilson²⁾등을

거치면서 線型模型이 完成되었고, Gill²¹⁾, Tung¹⁴⁾ 등은 非線型模型을 提案하였으나 側方流入水를 考慮할 수 없다는 短點은 貯溜函數法의 경우와 마찬가지로이다.

本 論文에서는 支流등으로 부터의 側方流入水가 考慮되고 係數(C₁, C₂, C₃) 決定에 있어서 직접 計算이 가능한 O'Donnel^{11), 51)}의 發展된 Muskingum 河道洪水追跡方法을 우리나라의 實流域에 適用하여 그 타당성을 檢討하였으며 이에 추가하여 洪水追跡 관련 媒介變數와 河道特性因子간의 關係를 분석코져 하였다.

또한, 側方流入水를 대표하는 追跡變數(α)는 殘流域에 내리는 降雨의 特性에 支配될 것으로 判斷하여 이들간의 相關關係를 分析하였다. 適用對象의 水系는 水位資料가 비교적 풍부한 洛東江 流域으로 하였으며 適用區間은 倭官에서 赤浦橋까지로 하였다. 이 구간 사이에는 琴湖江, 會川, 黃江 등의 支流가 流入되며 倭官을 上流端으로 赤浦橋를 下流端으로 하여 1981년부터 1988년까지의 水位記錄 중 12개 洪水事象을 선택하여 實測值와 計算值를 비교하였다.

2. 理論的 背景

2.1 Muskingum方法의 發展過程

水文學的 洪水追跡을 위한 基本模型의 基本方程式은^{11, 9), 17)}

$$I - O = \frac{dS}{dt} \quad (1)$$

여기서 I는 流入量, O는 流出量이며

$$S = K[xI + (1-x)O] \quad (2)$$

K는 時間次元을 가지는 貯溜常數이고 x는 加重係數이며 S는 貯溜量이다.

式(2)는 線型模型이며 非線型模型은 아래 式으로 表現 된다.^{21, 10), 11)}

또한,

$$K = \Delta t \frac{d_1 + d_2 d_3}{(1 - d_3)(d_1 + d_2)}$$

$$x = \frac{1}{2} \left[1 - \frac{d_2 + d_1 d_3}{d_1 + d_2 d_3} \right] \quad (16)$$

$$\alpha = \frac{d_1 + d_2 + d_3 - 1}{1 - d_3}$$

만약 側方流入水가 없다고 假定하면 $\alpha = 0$ 이 되며 式(15)의 $\sum d_i = 1$ 이 되고 C_i 값이 된다.

또한 側方流出水가 있는 경우는 값이 (-)가 되며, α 값이 크다는 것은 側方流入水가 많아 流出水文曲線이 커짐을 의미 한다.

2.3 係數 d_i 의 決定

係數 d_i 값 算出은 既往의 流出洪水 資料를 利用하여 Matrix 法에 依하면 式(5)는

$$|O_{j+1}| = |I_j I_j| \quad (17)$$

n 列 3行($n \times 3$)인 長 $|O_{j+1}| = |P|$ 라 두고 轉置(transpose) 後 兩邊에 곱하면

$$|P|^T |O_{j+1}| = |P|^T |P| * |d_i| \quad (18)$$

$|Q| = |P|^T |O_{j+1}|$, $|R| = |P|^T |P|$ 라 두면 $|R|$ 은 3×3 正方形列이 되며

$$|d_i| = |R|^{-1} * |Q| \quad (19)$$

따라서 式(19)에 依하여 係數 d_i 가 決定되며 式(18)을 轉置시켜 兩邊에 곱하므로 最小自乘效果를 얻을 수 있고 $\sum (\hat{O} - O)_{j+1}^2$ 의 값을 最小로 할 수 있다.

2.4 最適追跡期間과 最適變數 決定

追跡期間 Δt 는 流入 및 流出水文曲線에 큰 影響을 미치므로 最適값 Δt 를 求하고자 한다.

式(14)을 變形시키면

$$O_j = d_1 I_{j-M} + d_2 I_j + d_3 O_{j-M} \quad (20)$$

여기서, M 은 Δt 의 變數($M=1, 2, 3, \dots, n$ hr)이며 $M > 1$ 이다.

$$O_{j-1} = d_1 I_{j-M-1} + d_2 I_{j-1} + d_3 O_{j-M-1}$$

$$O_j = d_1 I_{j-M} + d_2 I_j + d_3 O_{j-M} \quad (21)$$

$$O_{j+1} = d_1 I_{j-M+1} + d_2 I_{j+1} + d_3 O_{j-M+1}$$

式(20), (21)를 다시 정리하면

$$O_{j-M} = d_1 I_{j-2M} + d_2 I_{j-M} + d_3 O_{j-2M}$$

$$O_j = d_1 I_{j-M} + d_2 I_j + d_3 O_{j-M} \quad (22)$$

$$O_{j+M} = d_1 I_j + d_2 I_{j+M} + d_3 O_j$$

基本資料 時間間隔 (Basic Data Interval : BDI)은 1 時間 間隔으로 定하고 各 洪水事象의 I/O 資料 群을 利用하여 BDI $M=1, 2, \dots, n$ 까지 變化시키면서 計算한 뒤 最適 M 을 決定하며, 이에 相應하는 最適變數 d_i , x , K 를 決定한다.

이때 洪水追跡 結果에 對한 適合度檢定은 RMS 偏差(root-mean-square deviation)와 R^2 값에 의하며 RMS값이 最小가 되고 R^2 값이 最大가 될때 最適값이 된다.⁵⁾

$$RMS = \frac{1}{n} \sqrt{\sum_{i=1}^n (\hat{O} - O)_i^2}, i=1, 2, 3, \dots, n \quad (23)$$

$$VAR = \sigma^2 = (O_i - O_{mean})^{2n} \quad (24)$$

$$R^2 = 1 - \frac{(RMS)^2}{VAR} \quad (25)$$

여기서, \hat{O}_i 는 計算된 流出量이고 O_i 와 O_{mean} 은 觀測된 流出量 및 平均값이며 또한 VAR은 算術平均값 周圍의 分散이다. 위에서 紹介한 3 變數 模型은 2變數模型과 比較하여 3가지 利點이 있다. 즉, 첫째 어떤 條件에서나 側方流入水가 考慮되며, 둘째 係數 d_i 가 直接 計算되며, 셋째 BDI를 1時間으로 하여 M 을 變化시키면서 全體 資料를 利用하므로 資料의 損失이 없다.

3. 三變數 Muskingum 方法의 實 流域適用

3.1 使用 資料

本 研究에서 適用河川의 選定은 洛東江流域으

表 3.1 採擇된 洪水事象

洪水事象	尖頭洪水量(cms)		遲滯時間 (hrs)	洪水期間	備考
	倭館	赤浦橋			
1	856	1218	23	'81.7.1-7.6	
2	851	1312	25	9.23-9.28	
3	1568	1541	18	'83.6.20-6.25	
4	1168	1503	19	7.15-7.19	
5	4122	4460	21	7.22-7.25	
6	1162	1551	16	8.29-9.1	
7	9998	7948	20	'84.9.3-9.7	
8	3598	3368	20	'85.7.12-7.15	
9	721	1046	20	9.7-9.10	
10	6041	6178	22	9.16-9.23	
11	1181	1691	17	'86.7.17-7.19	
12	2355	2221	20	8.14-8.17	

로 하였으며, 倭館을 上流端으로 赤浦橋를 下流端으로 하였고, 區間사이에 支流 流入은 琴湖江, 會川, 黃江 등이 있으며, 두 地點間 距離는 약 72.2km이고 流域面積은 5,375.2km²이다.

적용될 洪水事象은 BDI를 1時間 間隔으로 하여, 12個 同日同時 事象을 採擇하였고 表 3.1과 같다.

3.2 既存方法인 2 變數模型과의

表 3.1에서 側方流入量이 비교적 적은 洪水事象3으로 2變數模型 中 Gill²의 最小自乘法과 3變數模型을 적용해 본 결과 表 3.2와 그림 3.1과 같이 나타났다.

이때 時間間隔 Δt는 12時間으로 하였다. 表 3.2에서 Q_p값은 2變數模型이 기록치에 더 접근되나 RMS값으로 計算結果를 판단해보면 3變數模型이 잘 fitting 되었음을 보여준다.

따라서, 대부분의 自然河道는 側方流入水가 있기때문에 3變數模型이 우수하다고 할 수 있다.

3.3 資料群의 分類와 最適時間間隔 分布

12個 洪水事象의 資料群別 分類에는 여러가지 方法이 있겠으나 本 研究에서는 上流端인 倭館 地點의 尖頭洪水量 크기 順에 의하여 교대로 A,

B群으로 나누었으며, 이는 模型評價에서 適合度 檢定을 하기 위함이다.

最適分析 時間間隔은 BDI를 1時間 間隔으로 하여 式 (22)의 M을 1부터 n까지 (n=1, 2,

表 3.2 2變數模型과 3變數模型의 比較

	流出水文曲線			備考
	記錄值	適用值		
		2變數	3變數	
Q _p (cms)	1528.0	1490.1	1382.5	
d ₁		0.995	0.854	
d ₂		-0.077	-0.050	
d ₃		0.082	0.199	
K(hr)		14.088	15.720	
α		-	0.003	
RMS(cms)		106.059	98.491	

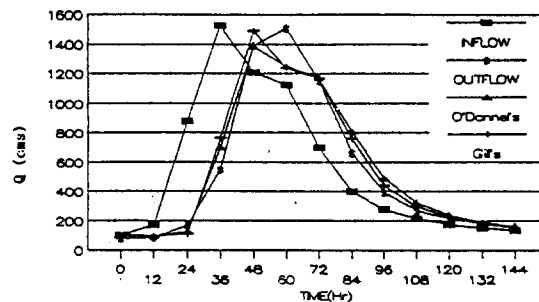


그림 3.1 2 變數模型과 3 變數模型의 比較

3,.....n) fitting한 결과, RMS가 가장 작은 값이 最適 M이 되며, 各 洪水事象에 대한 最適分析時間 間隔 M과 RMS값을 表 3.3에 수록하였다.

洪水事象別 最適 M을 사용하여 式(19)에 의해 계산된 di로 式 (16)에 의해 계산된 各 洪水事象에 대한 變數값과 R²값은 表 3.4, 3.5와 같다. 表 3.6과 그림 3.2, 3.3, 3.4는 洪水事象 8, 10, 12의 最適 M값과 最適(M-10)時間 및 最適(M+10)時間에 따른 fitting 정도를 보여 준다. 즉, M

表 3.5 B群 洪水事象에 대한 變數값과 R²값

洪水事象	K(hr)	x	α	R ²	備考
2	17.7500	0.4278	0.4518	0.979	
5	30.3806	0.1399	0.6798	0.986	
6	12.4958	0.4241	0.3730	0.969	
7	29.0149	0.0857	0.1645	0.986	
11	16.7018	0.2170	0.7313	0.977	
12	21.5302	0.2423	0.4145	0.972	

表 3.4 A群 洪水事象에 대한 變數값과 R²값

洪水事象	K(hr)	x	α	R ²	備考
1	21.7959	0.2594	0.4506	0.988	
3	14.7648	0.4460	0.1036	0.979	
4	12.1962	0.2858	0.3460	0.890	
8	26.0154	0.1101	0.3981	0.990	
9	16.0707	0.2637	0.5586	0.973	
10	30.1493	0.0401	0.8298	0.975	

表 3.3 最適分析時間 間隔 M과 RMS

洪水事象	群	最適分析時間 M(hr)	RMS (cms)	次善分析時間 間隔의 RMS(cms)	備考
1	A	19	41.6	41.8	
2	B	25	60.7	61.3	
3	A	17	70.6	71.0	
4	A	17	137.5	138.1	
5	B	19	112.6	113.3	
6	B	14	62.2	62.3	
7	B	12	260.9	261.0	
8	A	13	74.0	75.7	
9	A	20	35.5	35.6	
10	A	24	301.6	302.3	
11	B	17	67.3	69.4	
12	A	15	115.6	116.9	

表 3.6 最適(M-10), M 및 (M+10)일때의 洪水事象 別 RMS

洪水事象	RMS(cms)		
	最適(M-10)	最適	最適(M+10)
8	131.7	74.0	256.8
10	372.0	301.6	515.6
12	191.4	115.6	301.0

값을 變化시키면서 fitting을 할때 그 變化樣相을 보여 주고 있다.

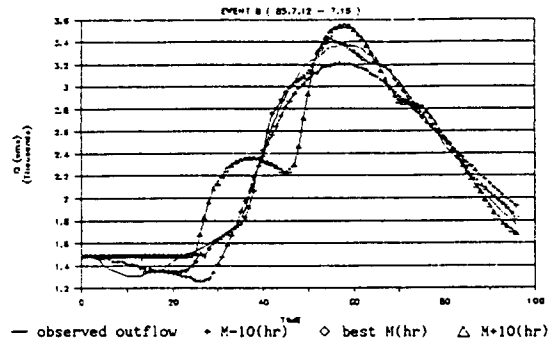


그림 3.2 最適分析時間別 洪水追跡 結果(洪水事象8)

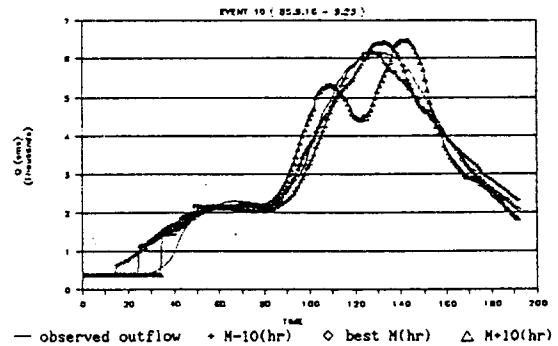


그림 3.3 最適分析時間別 洪水追跡 結果(洪水事象10)

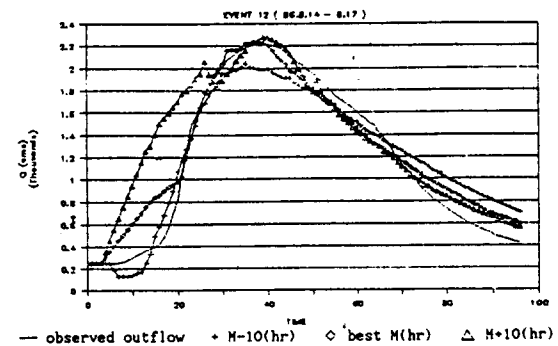


그림 3.4 最適分析時間別 洪水追跡 結果(洪水事象12)

한편, 表 3.7과 그림 3.5를 보면 倭館地點에서의 水位標 零點標高 EL. 18.991m를 감안하여 無堤部인 右岸標高 EL. 24.555m 보다 큰 境遇인 最高洪水水位가 EL. 5.564m 以上이면 K값은 20 時間 以上이 되고 x값은 K값의 크기에 따라서 相對的으로 작아짐을 알 수 있다.

따라서, 表 3.7의 결과로부터 K와 x값은 水位가 變化하는데 따른 河道特性에 의하여 變化하는 값을 알 수 있다.^{6,9)}

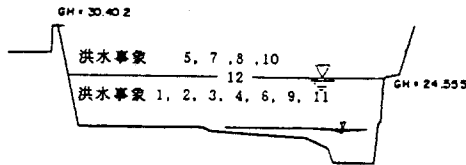


그림 3.5 倭館 水位標地點의 洪水水位와 K,

3.4 模型의 適用

A, B群의 平均 遲滯時間(lag time)은 A群이 18.3時間이고 B群이 17時間이며 平均 M값은 A群이 18時間, B群이 17時間으로 平均 遲滯時間과 거의 같게 나타났다.

또한, 模型의 檢定은 表 3.4와 表 3.5에 收錄된 各 資料群의 平均값으로 계산하였으며 表 3.8과 같다.

이때, 適合度檢定은 赤浦橋地點 流出水文曲線의 記錄値와 計算値에 대한 分散 즉, VAR과 RMS 偏差에 의한 R² 값은 式(25)으로 하였다.

3.5 模型의 評價

模型의 評價는 表 3.8에 收錄된 A群과 B群의 平均값 [M, K, x]을 서로 교체하여 적용하였고, 模型檢定은 各 群의 平均값으로 하여 檢定하였다. 이때 側方流入因子 α 값은 各 洪水事象의 값으로 赤浦橋地點에 적용 계산해 본 결과 表 3.9, 表 3.10과 같다.

또한, 各 洪水事象에 대하여 各 資料群의 分割檢定테스트한 결과를 觀測 尖頭洪水量과 비교해 본 결과, B 資料群을 평가한 값에 絶對値를 취하

表 3.7 最高水位別 K, x값

洪水事象	群	最高水位(m)		變 數		備 考
		倭 館	赤 浦 橋	K	x	
1	A	3.64	4.00	21.80	0.26	
2	B	3.63	4.10	17.75	0.43	
3	A	4.73	4.43	14.76	0.45	
4	A	4.18	4.35	12.20	0.29	
5	B	6.85	8.28	30.38	0.14	
6	B	4.17	4.45	12.50	0.42	
7	B	9.30	10.75	29.01	0.09	
8	A	6.52	7.17	26.02	0.11	
9	A	3.36	3.80	16.07	0.26	
10	A	7.84	9.66	30.15	0.04	
11	B	4.20	4.73	16.70	0.22	
12	B	5.56	5.65	21.53	0.24	

表 3.8 A, B群의 平均값

群	M(hr)	K(hr)	x	平均 R ²	備 考
A	18	20.1654	0.2342	0.9658	
B	17	21.3122	0.2561	0.9782	

여 平均한 값은 513m³/sec(12.23%) 및 2時間 이며, A 資料 群을 평가한 값에 絶對値를 취하여 平均한 값은 555m³/sec(14.95%) 및 2時間이다.

그러므로 本 研究의 결과로 보아 B 資料群 보다는 A 資料群을 사용하여 檢定값의 分割標本테스트 값이 약간 더 나은 결과를 얻을 수 있음을 알 수 있다.

그림 3.6, 3.7, 3.8, 3.9는 各 資料群 평가 결과에서 R² 값이 가장 큰 境遇와 가장 작은 境遇에 대한 fitting 정도를 보여주고 있다.

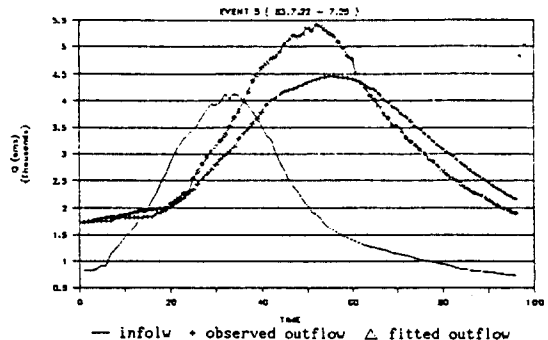


그림 3.6 洪水事象 5(A群K, x使用, R²=0.746)

表 3.9 A群 檢定값의 分割標本테스트
($K_A=20.1645$, $x_A=0.2342$, $M_A=18$ 時間)

洪水 事象	R ²		赤浦橋 尖頭誤差(K_A, x_A 使用)			觀測尖頭 洪水量(cms)
	K_A, x_A 使用	K_i, x_i 使用	誤差(cms)	百分率(%)	時間(hr)	
(a) 檢定(calibration) (A群)						
1	0.988	0.988	-58	-4.76	-7	1218
3	0.889	0.979	-220	-14.28	1	1541
4	0.735	0.890	-223	-14.84	2	1503
8	0.876	0.990	523	15.53	-3	3368
9	0.945	0.973	-57	-5.45	0	1046
10	0.785	0.975	2217	35.89	-4	6178
平均	0.870					
(b) 評價(evaluation) (B群)						
2	0.947	-	-194	-14.79	0	1312
5	0.746	-	950	21.30	-4	4460
6	0.789	-	-148	-9.54	4	1551
7	0.797	-	1635	20.57	-2	7948
11	0.940	-	-22	-1.30	3	1691
12	0.957	-	130	5.85	-1	2221
絶對值 의平均	0.863		513	12.23	2	

表 3.10 B群 檢定값의 分割標本테스트
($K_B=21.3122$, $x_B=0.2561$, $M_B=17$ 時間)

洪水 事象	R ²		赤浦橋 尖頭誤差(K_B, x_B 使用)			觀測尖頭 洪水量(cms)
	K_B, x_B 使用	K_i, x_i 使用	誤差(cms)	百分率(%)	時間(hr)	
(a) 檢定(evaluation) (A群)						
1	0.988	-	-51	-4.19	0	1218
2	0.880	-	-233	-15.12	-1	1541
4	0.710	-	-215	-14.30	1	1503
8	0.872	-	446	13.24	-4	3368
9	0.931	-	-53	-5.07	0	1046
10	0.784	-	2332	37.75	-3	6178
絶對值 의平均	0.861		555	14.95	2	
(b) 檢定(calibration) (B群)						
2	0.946	0.979	-183	-13.95	0	1312
5	0.756	0.986	1021	22.89	-4	4460
6	0.768	0.969	-166	-10.70	4	1551
7	0.807	0.986	1727	21.73	2	7948
11	0.926	0.977	-18	-1.06	3	1691
12	0.963	0.927	88	3.96	-2	2221
平均	0.861					

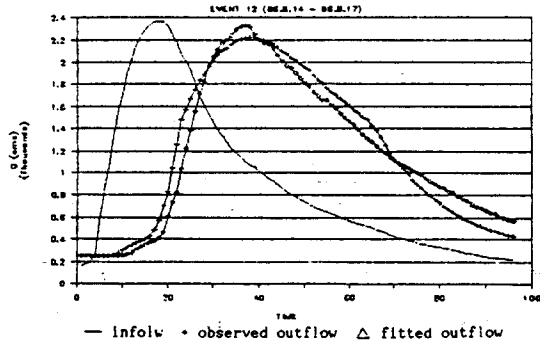


그림 3.7 洪水事象 12(A群K, x使用, $R^2=0.957$)

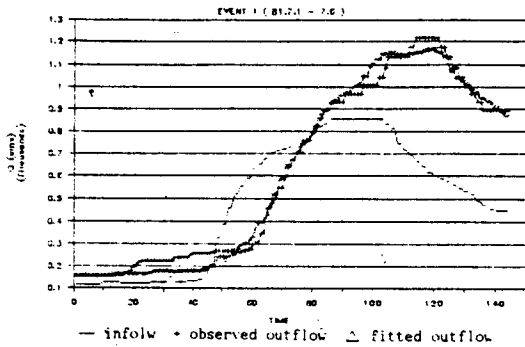


그림 3.8 洪水事象 1(B群K, x使用, $R^2=0.988$)

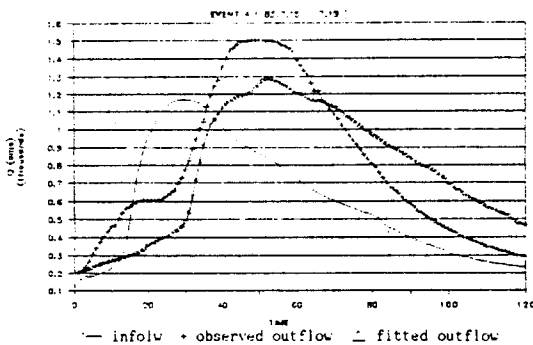


그림 3.9 洪水事象 4(B群K, x使用, $R^2=0.710$)

3.6 側方流入量과 側方流入因子와의 關係

各 洪水事象에 대하여 貯流量을 殘流域面積 5375.2km²으로 나누어서 구한 側方流入量(P_L)과 側方流入 因子(α) 값은 표 3.11에 수록하였으며, 그 相關圖는 그림 3.10과 같이 나타났다.

따라서, α 값은 대체로 側方流入量이 클수록 커지는 性向을 보여주고 있다.

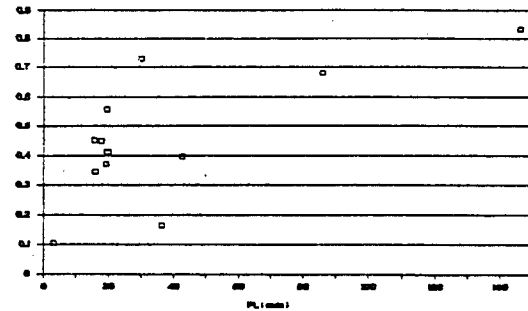


그림 3.10 α 와 側方流入量의 相關圖

4. 結 論

本 研究에서는 3 變數 Muskingum 洪水追跡方法을 사용하여 洛東江의 倭館 水位標 地點을 上流端으로 하고 赤浦橋 水位標 地點을 下流端으로 하는 河道區間에 대해 洪水追跡을 수행해 보았으며 다음과 같은 結論을 얻었다.

1. 河道區間으로의 流入 水文曲線과 側方流入이 고려되는 流出 水文曲線의 時間別 流量資料만을 사용하여 追跡常數 d_1, d_2, d_3 를 Matrix Inversion 에 의해 直接 구할 수 있으며 이로부터 常數 K, x, α 값을 구할 수 있었다.
2. 最適分析 時間間隔 M 값을 사용하여 洪水追跡을 하더라도 追跡期間 동안의 全資料의 이용이 가능하므로 資料의 損失이 없었다.
3. 既存 方法인 2 變數模型과 3 變數模型을 實流域에 적용 比較해 본 결과, 大部分의 自然河道는 側方流入水로 인하여 側方流入量을 考慮해주는 3 變數模型이 優秀하다고 할 수 있다.
4. 洪水波에 미치는 河道의 特性變數인 K 와 x 값은 洪水의 규모에 關係가 있는 것으로 나타났다. 즉, 洪水位가 높아져서 高수부지에 이르면 K 값은 커지나 x 값은 減少하는 것으로 나타났다으며 洪水位가 낮아지면 반대되는 性向을

表 3.11 流出 容積, 側方流入量 및 α 값

洪水 事象	群	流量(1000m ³)			側方流入量 (P _l)(mm)	α	備考
		倭 館	赤 浦 橋	貯 溜 量			
1	A	273743.9	369597.6	95853.6	17.833	0.451	
2	B	236253.6	319453.3	83199.6	15.478	0.452	
3	A	275666.4	291542.4	15876.0	2.954	0.104	
4	A	263372.3	349394.5	86002.2	16.004	0.346	
5	B	716036.5	1178744.0	462707.5	86.082	0.680	
6	B	284896.8	388288.8	103392.0	19.235	0.373	
7	B	1840860.0	2036318.0	195458.4	36.363	0.165	
8	A	595404.3	823503.5	228099.2	42.435	0.398	
9	A	189734.4	294663.6	104929.2	19.521	0.559	
10	A	1265217.7	2051702.0	786485.1	146.317	0.830	
11	B	243111.6	404225.9	161114.3	29.974	0.731	
12	B	336088.8	441831.7	105742.9	19.672	0.415	

- 나타내었다.
5. 實際 河道區間에 대한 洪水資料를 사용하여 3 變數 Muskingum 方法으로 洪水追跡하여 常數 K, x 및 M의 代表值를 결정하였으며, 임의의 流入 水文曲線에 대한 河道區間 末端部의 流出 水文曲線을 側方流入水까지 고려하여 豫測 할 수 있다.
 6. 側方流入 因子 α 값을 究明하기 위해 殘流域 으로 부터의 降雨와 聯關시켜 研究해 본 결과, 좋은 成果를 얻지 못하였으나 α 값은 대체로 側方流入量이 클수록 커지는 性向으로 나타났다. 즉, α 는 殘流域에 내리는 降雨量의 크기와 降雨의 時間的 및 空間的 分布特性에 의해 지배되는 因子일 것으로 판단된다.
 7. 本 研究를 더욱 발전시켜 側方流入因子의 推定이 가능하다면 電算網 등을 이용하여 各 雨量觀測所의 時間別 雨量값을 즉시 獲得하여 洪水크기의 實時間豫測(real time forecasting)으로 豫警報도 가능할 것이다.

參考文獻

2. Gill, M.A. *Flood routing by the Muskingum method*, Journal of Hydrology Vol.36, 1978, pp.353-363.
3. Goring, A.D. *Flood routing by a linear systems analysis technique*, Journal of Hydrology Vol.69, 1984, pp.59-76.
4. ODonnel, T. *A direct three-parameter Muskingum procedure incorporating lateral inflow*, Hydrological Science, Vol.30, No.4, 1985, pp.479-496.
5. ODonnel, T., Pearson, C.P. and Woods, R.A. *Improved fitting for three parameter Muskingum procedure*, ASCE, Vol.114, No.5, 1988, pp.516-528.
6. Ponce, V.M. and Yevjevich, V. *Muskingum-Cunge method with variable parameters*, ASCE, Vol.104, No. HY12, 1978, pp.1663-1667.
7. Ponce, V.M. *Simplified Muskingum routing equation*, ASCE, Vol.105, No. HY1, 1979, pp.85-91.
8. Ponce, V.M. and Theurer, F.D. *Accuracy criterion in diffusion routing*, ASCE, Vol.108, No. HY6, 1982, pp.747-757.
9. Shaw, E.M. *Hydrology in practice*, Van Nostrand Reinhold CO, 1983, pp.407-423.
10. Singh, V.P. and Scarlotos, P.D. *Analysis of nonlinear Muskingum flood routing*, ASCE, Vol.311, No. HY1, 1987, pp.61-77.
1. Chow, V.T., Maidment, D. and Mays, L. *Applied Hydrology*, McGraw Hill, 1988, pp.78-80, pp.243-304.

11. Stephenson, D. *Direct optimization of Muskingum routing coefficients*, Journal of Hydrology, No.41, 1979, pp.161-165.
12. Strupczewski, W. and Kundzewicz, Z. *Translatory characteristics of the Muskingum method of flood routing*, Journal of Hydrology, No.48, 1980, pp.363-383.
13. Strupczewski, W. and Kundzewicz, Z. *Muskingum method revisited*, Journal of Hydrology, No.48, 1980, pp.363-369.
14. Tung, Y.K. *Flood routing by nonlinear Muskingum method*, ASCE, Vol.111, No. HY12, 1985, pp.1447-1460.
15. Weinmann, P.E. and Laurenson, E.M. *Approximate flood routing method*, ASCE, Vol.105, No. HY12, 1979, pp.1521-1536.
16. Viessman, W., Jr., Knapp, J.W., Lewis, G.L. and Harbaugh, T.L. *Introduction to Hydrology*, CROWHAPPER and ROW, 1977, pp.232-247.
17. 尹龍男, “工業 水文學”, 清文閣, 1986.