

山地小流域河川の流出機構에 대하여

Runoff Mechanism of Rivers Located in Small Watersheds in Mountainous Areas

編輯部

筆者; 中嶋善治

翻譯; 李熙榮

本稿는 日本의 農材省 近畿農政局 中嶋善治氏가 우리會員을 위하여 投稿하여 준것을 添言합니다.

I. 머리말

降水의 狀況을 알고 河川流出量을 推定하는 問題는 水工技術者의 꿈이며 예로부터 여러가지 Approach 가 實施되고 있다. 特히 日本에서는 1945年以後의 進展狀況에는 注目할만한것이 있었다.

그러나 이들 研究의 殆半은 洪水流出解析에 關한 것으로 低水解析에 關한 것은 極히 적은 것이다. 이러한것은 低水解析의 思考方式이 洪水流出에도 密接하게 關聯되며 考慮되어야할 問題가 複雜多岐하기 때문이라 생각된다.

이제까지의 低水流出의 解析에 關한 研究에는 菅原氏의 탱크모델法等 實用的으로는 極히 훌륭한 것도 있으나 物理的인 接近法으로서는 石原, 高木, 或은 西原 諸氏의 興味있는 基礎的인 研究가 시작된 程度이다. 이제부터 記述하려고 하는 것은 兵庫縣 淡路島の 北淡路地區의 開發에 關聯하여 이 地方에 所在하는 小河川의 低水 및 洪水時의 總流出量을 推定하는 實用法을 開發하려고 한것으로서 1965年 6月에서 1961年 3月까지의 資料를 基礎로 實用精度를 높이기 위하여 再三 試算을하여 最終的으로 얻은 結果를 나타낸 것이다. 단지 이方法은 實用面에 置重하여 物理的으로 더욱 檢討되어야할 問題가 남아 있다고 하겠다. 이러한일에 대하여는 가까운 將來에 明確하게될 時期가 올것으로 알며 또 確實해지지 않던 안될것이다.

II. 地下水 流出의 性状

一般的으로 地表에 내린 雨水는 그 一部는 나무잎 나무가지등에 依하여 遮斷되어 一部는 直接 또는 間接으로 地表에 到達한다. 地表에 到達한 비물의 一部는 地表의 우묵한곳에 貯溜되고 一部는 地中에 直接 또는 우묵한곳을 通하여 浸透한다(浸透能 f). 浸透能을 上廻한 비물이 表面流出되어 不浸透成비물과 河川降水와 같이 流下하는 것이다.

一般的으로 이것은 中間流出도 包含하여 直接流出 成分으로 되어 把握되고 있다. 가장 近年의 水文學의 常識에 依하면 表面流出成分은 極히적고 直接流出의 大部分은 中間流出이라 생각하고 있으나 여기서는 이에對한 論議는 省略한다.

비물이 地中에 浸透하는 強度 即 浸透能에 對하는 有名한 Horton의 式이 있다.

$$f = fc + (fo - fc)e^{-bt}$$

但 $f : r > f$ 의 降雨開始後 時刻 t 에서의 浸透能 (mm/hr)

$fc : fo$, 最終 및 初期 浸透能(mm/hr)

b : 定數

一般的으로 浸透試驗에서 얻어지는 f 는 상당히 큰 값을 表示하는 것같은데 그런 경우에는 中間流出成分이 되는 것도 包含된다. 또 이식을 얻는 根據에 對하여도 若干의 疑問도 있음으로 全面的으로 이것이 容認이 되지 않거만 實驗的으로는 이 形式의 成立이 認定됨으로 여기서는 一端 이 形式을 概念的으로 利用하기로 한다. 그러면 비물의 土中浸透能에 依해서 얻어진다 하더라도 迅速에 浸入한 비물이 時間的으로나 量的으로 어떠한 配分을 거쳐 地下水를 涵養하느냐에 對하여는 잘 모르지만 다만 말할수 있는 것은 물이 어느層보다 다음 下層에 重力水로서 移動하기 위하여는 위層은 적어도 圃場容水量以上の 含水量狀態가 아니면 안된다. 그래서 처음 降雨開始後 帶水層의 直上層 含水量이 圃場容水量에 達할 때 時間을 t_0 라고 그 以後 地下水의 補給源이 될수있는 強度를 그림-1과 같이 想定하는 것으로 한다. 勿論 Horton의 式이 流域全體에 對하여 成立한다 하더라도 그것은 一種의 加重平均狀態로서 成立할 것이다. 現實의 地下水의 補給形式은 同圖 $a-g-c-d-e$ (d 는 降雨終了時의 點)의 形式으로 이루어진다고 생각하는 편이 좋다고 생각 되지만 取扱을 簡單히 하기 위하여 平均的으로 $a-h-b-d-i-j$ 의 形式이라 假定하는 것으로 하였다. 即 降雨 開始時刻 t

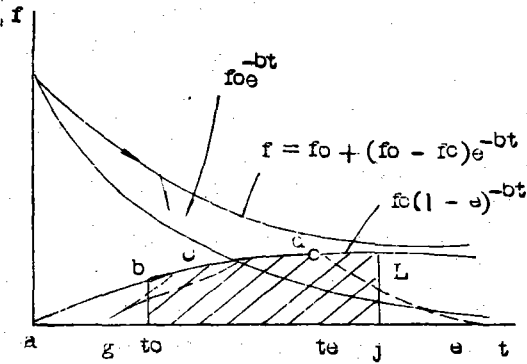


그림 - 1

그림-1

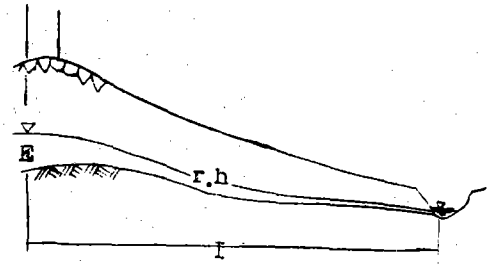


그림 - 2

그림-2

에 있어 地下水 補給能 f_g 로하여 다음식을 假定한다.

$$\left. \begin{aligned} f_g &= 0 : t < t_0 \\ f_g &= fc(1 - e^{-bt}) : t_0 \leq t \leq t_f \end{aligned} \right\} \dots\dots(2)$$

一般 帶水層에서 河川으로 流出하는 地下水 流出量 q 는 그림-2의 model 를 생각하면

$$\begin{aligned} q &= KhBI \\ &= MSBI \dots\dots\dots(3) \end{aligned}$$

但 h : 地下水 流의 水深

B : 流域의 平均나비

K : 流路의 透水係數

I : 動水勾配

이것을 貯溜量 S 에 比例하는 모양으로 表現하였다. 但 이 방법에서는 I 에 큰 變化가 없다고 하였다.

連續式은 말할것도 없이 다음式으로 表示된다.

$$ds/dt = f_g - q \dots\dots\dots(4)$$

지금 q 를 m^3/s , f_g 를 mm/hr 의 單位로 하여 流域面積을 AKm^2 로 하면 (3)(4)式에서

$$\begin{aligned} 1/M \frac{dq}{dt} &= f_g - q \\ f_g &= Af_g/3.6 \dots\dots\dots(5) \end{aligned}$$

특히 비율의 補給 $f_g = 0$ 이면 위식은

$$q = q_0 e^{-Mt} \dots\dots\dots(6)$$

但 q_0 는 $t=0$ 일 때 값이다.

f_g 가 (2)式에서 주어지는 것으로 하고 初期條件 $t=t_0$ 에서 $q = q_0 e^{-Mt_0}$ 를 사용하면 (5)式은 다음과 같이 된다.

(q_0 는 降雨開始時의 地下水 流量)

$$q = fc[1 - e^{-M(t-t_0)}] - \frac{M}{b-M} e^{-bt_0} [e^{-M(t-t_0)} - e^{-b(t-t_0)}] + q_0 e^{-Mt} \dots\dots\dots(7)$$

따라서 降雨開始時의 地下水 流量 q_0 와 降雨終了後의 地下水 流量 q_f 와의 差 即 地下水 流量의 增加量 Δq_0 는

$$\begin{aligned} \Delta q_0 &= q_f - q_0 \\ &= fc[1 - e^{-M(t_f-t_0)}] - \frac{M}{b-M} e^{-bt_0} [e^{-M(t_f-t_0)} - e^{-b(t_f-t_0)}] + q_0 e^{-Mt_f} - q_0 e^{-Mt_0} \dots\dots\dots(8) \end{aligned}$$

비가 오지 않은 것으로 하고 t_f 時刻의 地下水 流量과의 差 Δq_f 를 取하면 위式 右邊 第2項은 없어져 조금 簡單히 되지만 어느것이나 q 는 (A/3.6) fc 를 上廻하지 않고 t_0 과 q_0 와의 依存關係를 考慮하면 Δq_0 는 q_0 가 적은 어느範圍까지는 q_0 가 클수록 크고 그 範圍를 넘으면 q_0 가 클수록 적어지는 것으로 推測된다.

以上은 f_g 를 (2)式의 形으로 想定한것으로의 論義이지만 이것을 어느정도 變形하여도 거이 同形의 結果가 어더지는 것은 말할 것도 없다.

III 高水 流出時의 有效雨量

一般的으로 高水 流出時의 有效雨量의 算定에 있어서는 基底流量을 單純한 水平分離를 하는 方法이 取하여진다. 그러나 이것으로는 地下水 流出을 無視한 것으로 되어 地下水 流出의 論義가 되지 않는다. 그래서 지금 地下水 流出을 前述의 모양으로 想定하였을 때에는 直接流出量에 對한 有效雨量을 $r > f$ 로 하여 把握된다. 現實은 $r > f$ 의 비도 있어 正確한 論義는 아니지만 한 降雨가 恒常 $r < f$ 라 想定하고 한 降雨에 對한 總有效雨量 Rc 를 求하면

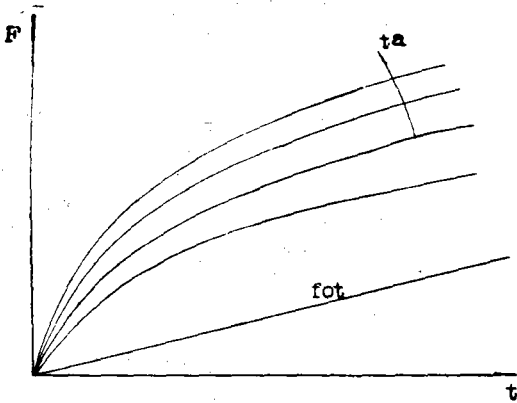


그림 - 3

그림-3

$$Rc = \Sigma R - F$$

$$F = \int_0^{t_0} fct dt = f_b \cdot t_0 + \frac{f_0 - f_c}{b} e^{-bt} \dots \dots \dots (9)$$

이것은 f_0 또는 無降雨, 日數 t_0 를 Parameter 로 하여 그림-3 과 같이 表示될 것이다. 또 이것에 依한 f_c , 따라서 地下水의 最大流量도 推定될 것이다.

이와같은 表現을 얻기 위하여는 精度가 높은 많은 數의 Data 가 必要하다는 것은 말할 여지도 없다. 그러면 嚴密한 論議를 하면 f_0 는 前期 無降雨日數 t_0 와 密接한 關係를 갖는것은 말할것도 없지만 사실은 前의 비에 依하여 어느 程度 地表土가 濕하여 있는가에 依하여 틀려 結局 相當한 期間의 降水, 無降水의 history 가 問題가 된다. 그래서 지금 이야기를 簡單히 하여 一般的으로 降雨繼續時間이 길수록 總雨量은 클것이다.

또 비의 history 따라서 降雨前의 地温狀態는 그때의 地下流量과 密接한 關係가 있을 것으로 생각된다. 이와같은 思考方式이 成立된다면 總雨量과 損失雨量과의 사이에 前期 地下水 流量 q 를 Parameter 로 하여 그림-4의 關係가 成立될 것이다.

생각하기에는 그림-3에서 rough 하지만 實用的으로는 이 方法이 便利할지도 모른다.

IV. 北淡路地區(日本國) 山地小流域河川の流出解析

淡路島는 韓國과 비슷하여 그 年雨量은 1,200 mm 前後라는 寡雨地帶이고 또한 이地形은 比較的 急峻하고 相當容量의 Dam의 Pocket 가 적기 때문에 全島에 걸쳐 23,000 個라 하는 小貯溜池가 散在하고 있다. 이 傾向은 特히 北淡路地區(日本國)에 甚하다. 이와

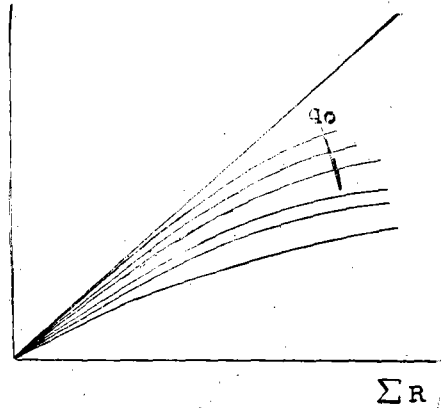


그림 - 4

그림-4

같은 事情은 이 地區의 水利調査가 어렵다는 이야기로서 우리가 入手한 同地區 小河川群의 流量資料中 充分한 解析對象이 된것은 1965年 6月末日 以降의 것으로 그以前의 것은 精度한 點에서 相當한 問題가 있어 어디까지나 參考程度의 것이었다. 또 이信賴할수 있는 Data도 貯溜池의 存在나, 河川表流水의 取入等 때문에 人爲的 操作이 充分이 包含되어 理解하기 어려운點도 적지않게 보인다. 그러나 調査에 依하면 1965年 6月下旬에는 거이 全流域內 貯溜池는 滿水狀態에 있었다는 것과 6~8月에는 相當한 비가 많았다는 것등 有力한 資料로서 解析했다. 단 9月 以後에서는 秋雨 前線豪雨以外는 큰降水가 없고 또 秋雨 前線時의 流量이 缺測되어 있는 것은 애석했다. 또한 別添資料로서 具體的으로 計算數值를 添付하였었다.

(1) 低減曲線

流量記錄을 半對數 方眼紙에 옮겨보면 直接流出終了後의 流量低減部는 直線狀으로 되고 (6)式이 成立되는 것을 알려준다. 이式의 定數 M 는 本來流域內 地下水 保溜量의 變化에 따라 若干變化하는 性質이 있지만 實用的으로는 세河川 다같이 다음 값이 採用될것 같다.

$$M = 0.116 : q \leq 0.006 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$$

$$M = 0.031 : q \geq 0.006 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$$

더욱 $M = 0.031$ 은 6月以前의 流量資料도 參照하여 定했다.

(2) 地下水 流出增加量

一降雨에 依한 地下水 流出增加量 Δq_0 는 Horton type의 浸透能을 想定하면 (8)式으로 表示되지만 이것은 t_0, t_f, q_0 에 依存한다. 이것들은 降雨의 history를 追跡하면 求하여지지만 相當한 試算과 物理的인

F - R Curve

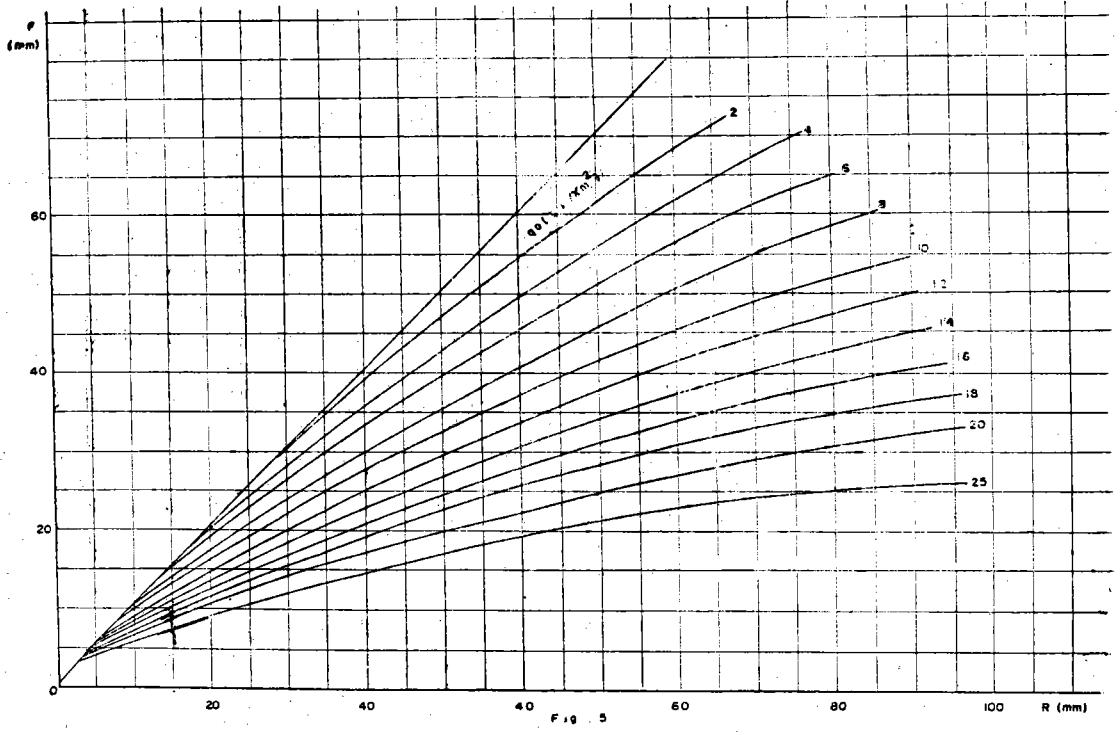


그림 5

R - q Curve

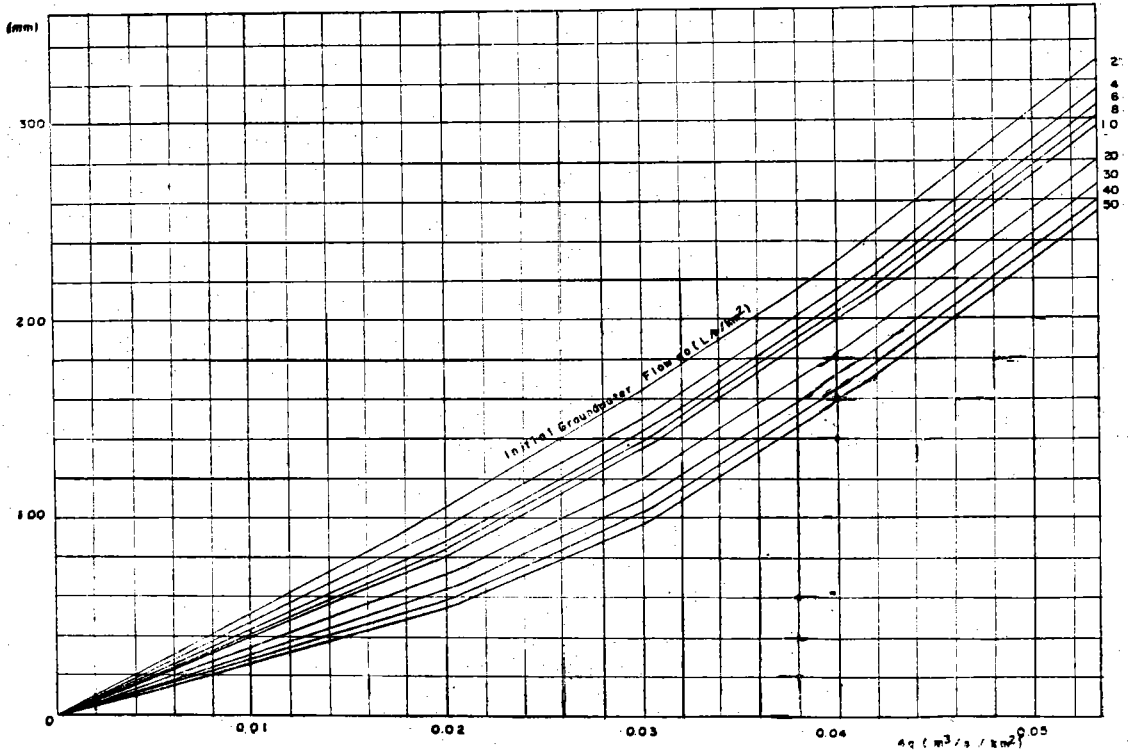


그림 6

圖 1 降雨量 Q と Δq との関係

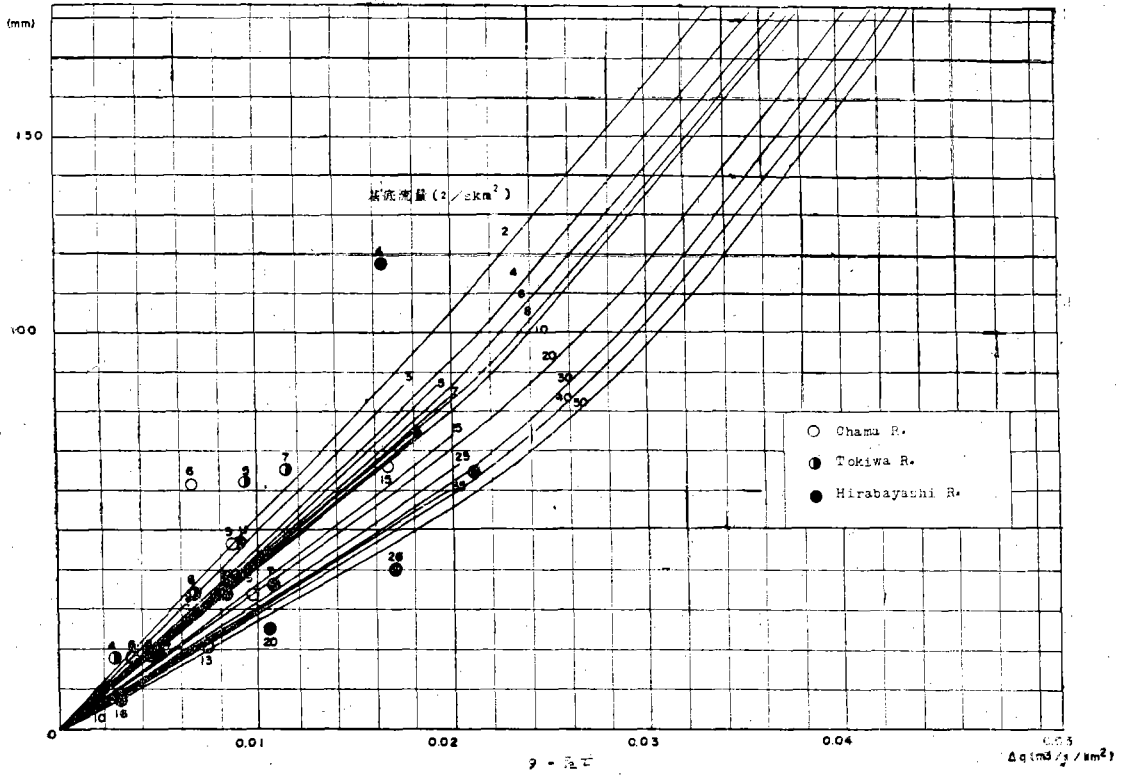


그림 7

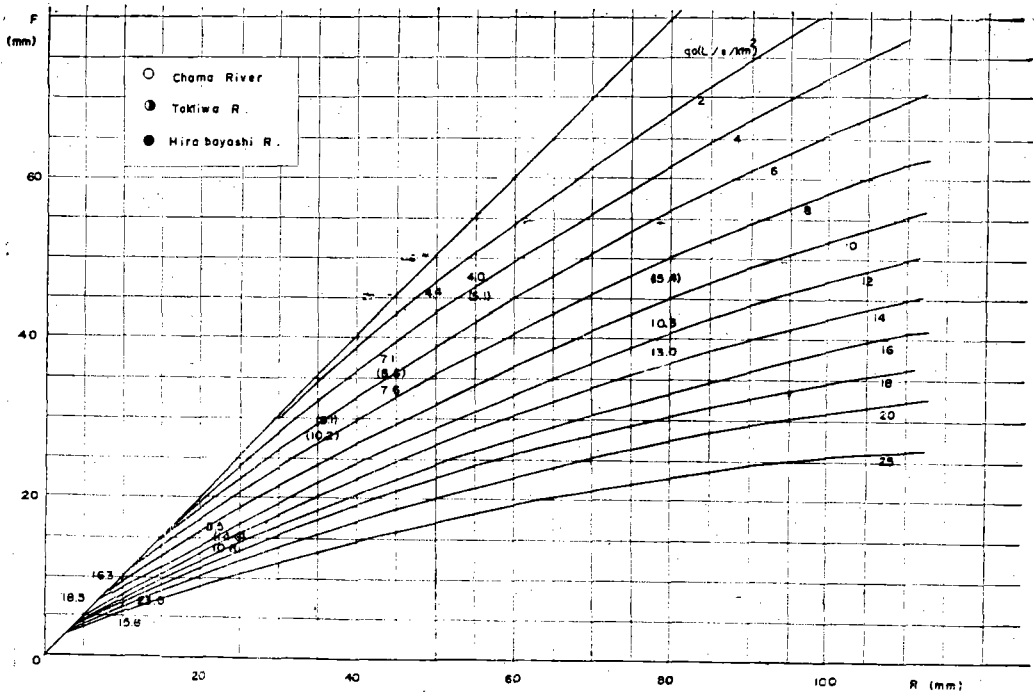


그림 8