

# 水文模式探討畦溝灌溉入滲率之研究

## A study of Intake Rates in Furrow Irrigation Based on Hydrologic Approach Model

董世旻  
臺大農工研究所碩士

劉佳明  
臺大農工系副教授

施嘉昌  
臺大農工系教授

### Abstract

The theoretical analysis of surface irrigation is very complicate, One of the most important factors is the predication of the intake rates; At present, None of the methods for measuring the intake rates could represent the real conditions in the field, like Cylinder, Ponding or Inflow-Outflow method.

Based on Hydrologic Approach Model, a study of intake rates is presented in this paper:

Starting from the following high-degreed correlation equations,

(1) The Advance Equation:  $X = At_x^B$  .....(23)

(2) The Water Stage Equation:  $Y = C(t - t_x)^D$  .....(27)

(3) The Cross-Section Equation:  $V = EH^2$  .....(24)

Simulating the real phenomena of surface irrigation in the field, the paper studies that the surface storage volume of water on the ground is:

$$(V_s)_N = \left(\frac{4}{3E^{1/2}}\right) \left(\frac{C}{A^{D/B}}\right)^{1/2} \left(\frac{1}{\frac{3D}{2B} + 1}\right) \left[X_N^{\left(\frac{3D}{2B} + 1\right)}\right] \dots\dots\dots(28)$$

and the intake depths of water into the soil is deduced:

$$Z_{N+1} = \frac{[Q \Delta t_{N+1} - (\Delta V_s)_{N+1}] - T_{N+1} \left(\sum_{k=1}^N \Delta X_k Z_k\right)}{T_{N+1} \Delta X_1} \dots\dots\dots(31)$$

Then put the sets of data of A, B, C, D, E, into the computer, it can be calculated the intake depths of water conveniently.

The output data have been analyzed by dimensional-analysis and least-square method, An Equation is figured out as follows:

$$\left(\frac{D^5 g}{Q^2}\right) = (0.904) \left(\frac{Q g \sigma n^3}{\rho}\right)^{4.275} \left(\frac{T^5 g^3}{Q}\right)^{0.395} \dots\dots\dots(38)$$

From the discussion of this paper, it found that Hydrologic Approach Method to calculate the intake rates from field experiment data is the most practical and accurate.

## 論 文 摘 要

地表灌溉水流之理論分析，極為複雜。入滲率探討尤為重要，惜目前常用測定入滲率之方法，如圓桶法、水池法及水流法等，皆各有其缺點存在。

本文由水文模式之理論，利用相關性極高之下列公式

$$(1) \text{前進公式} \quad X = At_x^B \dots\dots\dots (23)$$

$$(2) \text{水位上昇公式} \quad Y = C(t - t_x)^D \dots\dots\dots (27)$$

$$(3) \text{溝形断面公式} \quad V = EH^2 \dots\dots\dots (24)$$

模擬田間之實際灌溉現象，先求出水流前進至  $X_N$  時，地表貯蓄之水量為：

$$(V_s)_N = \left(\frac{4}{3E^{1/2}}\right) \left(\frac{C}{A^{D/B}}\right)^{1/2} \left(\frac{1}{\frac{3D}{2B} + 1}\right) \left[X_N^{\left(\frac{3D}{2B} + 1\right)}\right] \dots (28)$$

依質量不減原理，由淨增之灌溉水量  $Q\Delta t_{N+1}$ ，扣除地表淨增之貯蓄水量  $(\Delta V_s)_{N+1}$ ，逐次推出入滲之水深為：

$$Z_{N+1} = \frac{[Q\Delta t_{N+1} - (\Delta V_s)_{N+1}] - T_{N+1} \left(\sum_{k=1}^N \Delta X_k Z_k\right)}{T_{N+1} \Delta X_1} \dots\dots\dots (31)$$

式中  $\Delta X_i = X_{i+1} - X_i$

藉電子計算機之助，分別讀入各組 A, B, C, D, E 之資料，當可迅速求出入滲數據。

由因次分析及最小二乘法繼續分析，得出無因次之入滲函數關係如下：

$$\left(\frac{D^5 g}{Q^2}\right) = (0.904) \left(\frac{Qg\sigma n^3}{\rho}\right)^{1.275} \left(\frac{T^5 g^2}{Q}\right)^{0.395} \dots\dots\dots (38)$$

### 一、緒 論：

地表灌溉水流之現象，極類似水文上之漫地流 (Overland Flow)，是一種非穩定 (Unsteady) 及非均勻 (Nonuniform) 之水流，經多孔性 (Porous) 土壤，受到重力 (Gravitational Force) 及表面張力 (Surface Tension Force) 之共同作用，一面下滲，一面推進。其間可探討之問題，從水流前進，地上水位之變化，土壤入滲之水量，一直到退水結束，均為吾人研究之重點；另如水流速度之分布及灌溉後土壤水分均勻度等情況，也不容忽視。

多年來，許多學者分別就上述問題，作深入之研究，然而由於基本原理不一，加上影響地表灌溉諸因子之錯綜複雜，故所獲之結果也甚紛云。迄目前為止

，尚未有適當之結論，今後竟應從何方着手始為正確，猶屬未知。

由於各派研究理論模式不同，可大別為三類，即：

- (1) 水文模式 (Hydrologic Approach Model)
- (2) 水力模式 (Hydraulic Approach Model)
- (3) 運動水波模式 (Kinematic Wave Model)

水文模式純基於質量不減原理，並利用水流前進曲線公式，以估算水脈之流長。此法萌芽於 1913 年 P. A. Parker<sup>(15)\*</sup> 氏之構想，1938 年 Lewis 及 Milne<sup>(22)</sup> 氏提出質量不減原理之積分方程式後，許多學者皆致力於此式之探討，現已有相當進展，尤其配合田間之實驗觀測，此法頗具良好之效果；其缺點為無法正確指出水脈前進率之變化。

\* 括弧內數字代表參考文獻之號碼。

水力法乃 1959 年 Loo 及 Hansen<sup>(10)</sup> 氏依循流體動力學之途徑，即基於質量不減及動量不減原理，共同解析地表水流之剖面。然由於所解得之偏微分方程式為非線性及非齊次式 (Non-Linear and Non-Homogeneous) 往往需藉某些假設條件以簡化之，故與田間實際現象不盡相同，所幸今日吾人可藉電子計算機之助，迅速求得偏微分方程式之解域，故此法之研究，今後當日趨重要。

運動水波模式，則在 1964 年由 Handerson 及 Wooding<sup>(7)</sup> 氏提出，係假設某一水波運動方程式，配合質量不減原理，替代水力模式中複雜之偏微分方程式，以簡化求解之過程；雖其所得僅為一近似解，然與實際相比，尚不致有太大差異，不失為一可取之研究途徑。

綜合觀之，上述三模式雖理論各異，然各派均假設某些變化因子，具有某種函數關係，從而探討其他影響因子之變化。如灌溉之入滲率 (I) 即常被認為與入滲時間 (t<sub>i</sub>) 有指數之關係存在，即

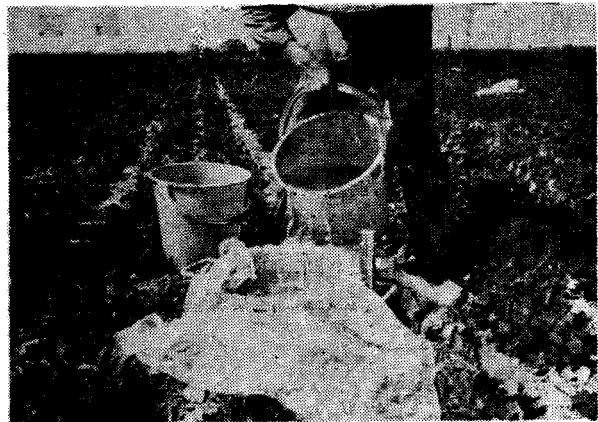
$$I = Ct^n \dots \dots \dots (1)$$

再配合其他假設條件，共同探討地面灌溉之前進曲線。然經多次實驗所示，式(1)之統計結果，其相關係數 (Correlation Coefficient) 並不如下列地表水流前進公式為佳，

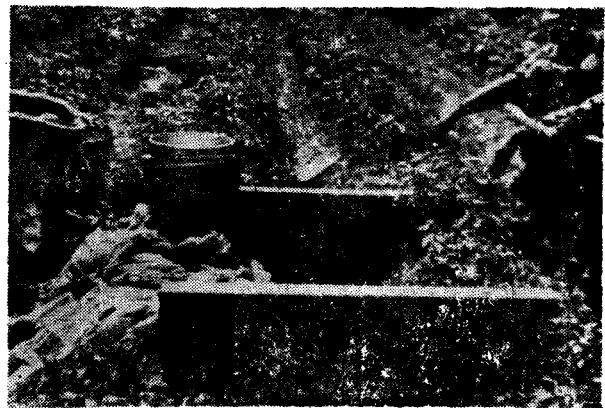
$$L = at^b \dots \dots \dots (2)$$

式中 L 為前進距離，t 為前進時間。式(2)相關係數常可高達 0.99 以上，因此式(1)在使用上，必會產生較大之誤差。

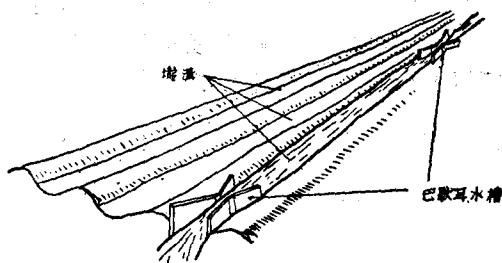
目前常用測定入滲率之方法，如圓桶法 (Cylinder Method)，水池法 (Ponding Method) 及水流法 (Inflow-Outflow Method)，皆各有其缺點存在，一般言之，圓桶法用以觀測埂間灌溉 (border<sup>r</sup> irrigation) 與噴灑灌溉 (Sprinkler irrigation)，如圖一；水池法與水流法則適用於畦溝灌溉 (furrow irrigation)，其觀測分別如圖二及圖三。



圖一 圓桶法測定入滲率



圖二 水池法測定入滲率



圖三 水流法測定入滲率

依臺灣過去之觀測資料，非但三法間彼此誤差過大，即使同一方法應用於同一地區，所測得之入滲值亦有懸殊，可能土層中土質分佈不均所致。是以三法當中，究竟以何者較佳，頗難斷言。

圓桶法操作最簡單（參看圖一），操作時假定為定水頭，事實上水量隨時滲入土中，水頭常有微小變動，尤於加水時水頭變化更大，據以往文獻，此種微小水頭變動似可忽略，然誤差在所不免。

水池法乃以二鐵板橫截畦溝，中間注水以觀測入滲率（參看圖二），以水箱控制其水頭。表面上看來，以此法觀測畦溝入滲率，似較準確，惟觀測時水為靜止狀態，與灌溉時畦溝內流動水流所得之入滲率似有差別，同時水箱控制水頭時，因烈日照曬，供給水量甚不正常，亦可能發生誤差，觀測時鐵板間保持之水深，應接近溝灌之平均水深，否則亦難與實際入滲率相符。

水流法較能符合溝灌時之實際水流狀況（如圖三），可惜臺灣多係輪作田，田面水平無坡度，往往下游量水槽處造成潛流，產生誤差，尤以整段水流淤積不前，情況極為嚴重。如有坡度田區採用此法時，試驗流量亦得與實施灌溉者同，否則亦甚難代表實際之入滲率。

綜合以上三種觀測入滲率之方法，如有坡度田區，以實際灌溉流量採用水流法觀測畦溝入滲率似較可靠，惟須多種重複，可求得較合理之入滲率。在輪作田畦溝入滲率之觀測應採用水池法，惟烈日水箱溫度及水深之控制適當，似可使用。無論採用圓桶法觀測壩間入滲率及水池與水流法於畦溝入滲率，皆為點與線之觀測，未能代表全面之入滲率數據，因此為求得全面入滲率較可靠之數據，本文特用水文模式來探討。茲將各種觀測入滲率方法簡明列如表一比較如下：

入滲率在灌溉分析上既極重要，故本文研究之目的，擬由水文模式之理論，並利用相關性極高之前進

表一 三種入滲率測定法比較表

測定方法 比較項目	圓桶法	水池法	水流法
1. 適用範圍	埂灌及噴灌	溝灌	溝灌
2. 地表狀況	水平	曲面溝形	曲面溝形
3. 水流狀態	靜止	靜止	流動
4. 地面坡度	無坡度較佳	無坡度較佳	有坡度較佳
5. 操作難易	簡單	較繁	較繁
6. 觀測誤差	較少	給水箱蒸氣易受熱膨脹	下游水位易生潛流
7. 統計誤差	點代替面	點代替面	線代替面

公式：

$$X = At^B$$

及水位上升公式：

$$y = Ct^D$$

藉電子計算機之助，模擬田間實際灌溉現象，以測定較佳之入滲率。

## 二、基本理論評估：

當灌溉水流引入田間後，顯然地發現水脈前端接觸土壤，迅速地滲入土層，因後端灌溉水不斷湧入，除滲入土中水分外，水脈始逐漸推進，由於原先乾燥之土壤，現已被水充滿，而漸達飽和，入滲率漸減，地面水位乃因積蓄而上升。若用質量不減原理論述，除蒸發、蒸散甚微，可忽略不計外，則引入田區之總水量必等於地面貯蓄水量及滲入水量之和。茲以數學式逐項討論如下：

$$V_y(t) = \int_0^L y(x, t) dx \dots \dots \dots (3)$$

式(3)乃在 t 時間內，水流前進到 L 距離時，地面貯蓄之水量；式中 y(x, t) 代表時間 t，座標為 x 處之水位，倘吾人令 x 點之入滲水深為 z(x, t)，則土壤中滲入之水量 V<sub>z</sub>(t) 為

$$V_z(t) = \int_0^L z(x, t) dx \dots \dots \dots (4)$$

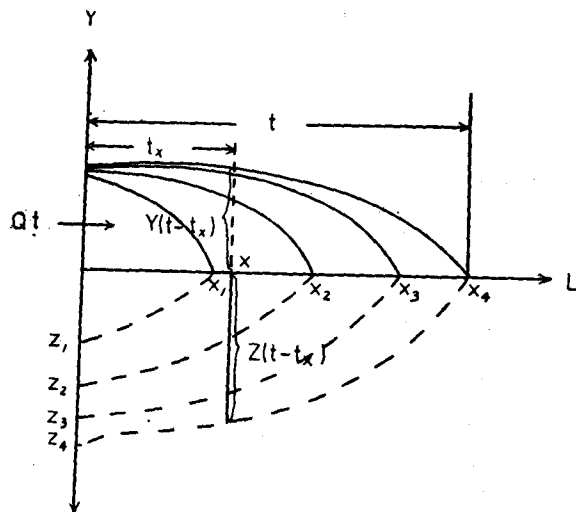
此時復假設貯蓄水位及入滲水深均僅為貯昇與入滲時間之函數，即水流達 x 點之時間為 t<sub>x</sub>，當灌溉時間為 t 時，該點之貯昇與入滲時間應為 (t - t<sub>x</sub>)，即：

$$y(x, t) = y(t - t_x) \dots \dots \dots (5)$$

$$z(x, t) = z(t - t_x) \dots \dots \dots (6)$$

按 Philip<sup>(26)</sup> 氏文章所示，(5)、(6) 式之應用，其前進距離隨時間呈單調增加 (Monotonically Increase) 之函數，亦即在灌溉期間始可適用，斷水後則不符合。此時依質量不減原理，可表明如下：

$$Qt = \int_0^L y(t - t_x) dx + \int_0^L z(t - t_x) dx \dots \dots (7)$$



圖四 水文模式示意圖

其示意圖如圖四：

由式(7)及圖四探討，將發現影響地表灌溉之三主要函數為：

- (1) 前進函數  $x(t)$
- (2) 地表貯留水深函數  $y(t)$
- (3) 入滲函數  $z(t)$

依質量不減原理，三函數中，若已知其二，則另一函數之變化應可求得。本文之研究，即依此構想，藉預測前進函數及地表貯留水深函數，從而推出入滲函數之變化。由於此法之推求，符合田間實際灌溉情形，因此，所推算之入滲水深應更接近真值，足以取代目前入滲率測定之方法。

### 三、文獻探討：

多年來水文漸進派學者，嘗試以質量不減原理，及不同之數學工具，探討地表灌溉水流之複雜現象。1932年左右 Israelson<sup>(19)</sup> 氏首先提出前進函數具有對數之關係存在。1938年 Lewis 及 Milne<sup>(22)</sup> 提出了質量不減原理之積分方程式，但一直無法求解；迄 1964年 Philip 及 Farrell<sup>(26)</sup> 氏利用 Laplace Transforms 技巧，求出式(7)之若干解析解 (Analytical Solution)。1965年 Smerdon<sup>(29)</sup> 氏利用此解，繪出線規圖 (Nomograph)，以便灌溉設計之用。1946年 Hall<sup>(17)</sup> 氏，1961年 Davis<sup>(13)</sup> 氏，利用定差分 (Finite Difference) 之技巧來解式(7)。1965年 Fok 及 Bishop<sup>(16)</sup> 氏利用田間實驗觀測之前進曲線，求解式(7)。1968年 Hart<sup>(18)</sup> 等人用

電子計算機求出式(7)之數值解 (Numerical Solution)。茲按時間順序，分別介紹其解法於後：

(一) Hall<sup>(17)</sup> 氏依定差分之解法

$$\Delta x_1 = \frac{Q_0 \Delta t}{b(ky_1 + cd_0 + e)} \dots\dots\dots(8)$$

$$\Delta x_i = \frac{\frac{Q_0}{b} \Delta t - (a_i \Delta x_1 + a_{i-1} \Delta x_2 + \dots + a_2 \Delta x_{i-2})}{ky_1 + cd_0 + e} \dots\dots\dots(9)$$

$$a_i = \frac{y_i - y_{i-2}}{2} \dots\dots\dots(10)$$

式中  $Q_0$  灌溉流量，

$b$  田區寬度

$\Delta x_i$  在等時間  $\Delta t$  下第  $i$  個增加前進距離 (Increment Advance)

$y_1, y_2, \dots, y_i$  在時間  $\Delta t, 2\Delta t, \dots, i\Delta t$  下之最大入滲水深 (Maximum Infiltration Depths)

$d_0$  係由曼寧氏公式 (Manning's Formula) 計算之正常水深 (Normal Depth)

$a_i$  平均入滲水深

$k$  係入滲曲線前端之形狀修正係數 (Shape factor) 且  $\frac{1}{2} < k < 1$ ，

$c$  為水流前進曲線前端拋物線之修正係數，且  $\frac{1}{2} < c < 1$ ，

$e$  則由於田區表面高低不平所造成滯蓄水量之修正係數 (Puddle Factor)

(二) Philip 及 Farrell<sup>(26)</sup> 氏文中，提出下列四種不同之入滲函數，利用 Laplace Transformation 探討 Lewis 及 Milne 方程式：

$$1. y = b(1 - e^{-rt}) \dots\dots\dots(11)$$

$$2. y = at + b(1 - e^{-rt}) \text{ (Kostiakov and Lewis Type)} \dots\dots\dots(12)$$

$$3. y = kt^a \text{ (Horton Type)} \dots\dots\dots(13)$$

$$4. y = st^{1/2} + At \text{ (Philip Type)} \dots\dots\dots(14)$$

今選最常用之入滲公式， $y = kt^a$ ，列其結果：

當  $t$  較小時，其解為：

$$\frac{x}{c} = \frac{t}{c} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{[-\frac{k}{c} \Gamma(1+a)t^a]^n}{\Gamma(2+na)} \dots\dots\dots(15)$$

$$c = \frac{\int_0^x z ds}{x} \dots\dots\dots(16)$$

式中  $z$  代表時間  $t$  之地表  $x=s$  處水深，  
 $C$  代表地表水流之平均水深，

$\Gamma(w)$  代表  $w$  之 Gamma 函數。

雖然式(15)具絕對收斂性 (Absolute Convergence)，但當  $t$  較大時，其收斂却不够快，因此 Philip 及 Farrell 氏又提出  $t$  較大時，其近似漸近解 (Approximate Asymptotic Expansion) 為：

$$\frac{x}{q} = -\frac{t}{c} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\left[-\frac{k}{c} \Gamma(1+\alpha)t^\alpha\right]^n}{\Gamma(2-n\alpha)} \dots (17)$$

(16) Fok 及 Bishop<sup>(16)</sup> 則假設入滲函數為  $Z_m = kt^a$ ，利用田間試驗觀測之前進函數公式為  $x=ft^h$ ，共同探討 Lewis 及 Milne 方程式，最後導出之流長公式為：

$$X = \frac{Qt}{W \left[ \frac{D_0}{(1+h)} + \frac{Kft^{(a+1)}}{(a+1)(a+2)} \right]} \dots (18)$$

式中  $X$  表前進流長

$Q$  表灌溉流量

$W$  表田區寬度

$D_0$  表田首之水深

$F$  表 Kiefer 氏校正係數，其數學式如下：

$$F = h(a+2) \left[ \frac{1}{h} - \frac{(a+1)}{(h+1)} + \frac{(a+1)(a)}{2!(h+2)} - + \dots \right] \dots (19)$$

本校施嘉昌<sup>(17)</sup> 教授又假設入滲函數為  $Z_m = kt^a + c$ ，導出流長公式為：

$$X = \frac{Qt}{W \left( \frac{D_0}{1+h} + \frac{Kft^{a+1}}{(a+1)(a+2)} + \frac{ct}{1+h} \right)} \dots (20)$$

最近 Hart<sup>(18)</sup> 等人探討地表平均貯留水深前進現象之影響，假設入滲函數  $Z=kt^a$ ，用數值分析法，求解 Lewis 及 Milne 方程式：

當  $t$  較小時，其近似解為

$$X = t \left( 1 - \frac{t^a}{a+1} \right) \dots (21)$$

當  $t$  較大時，其解為

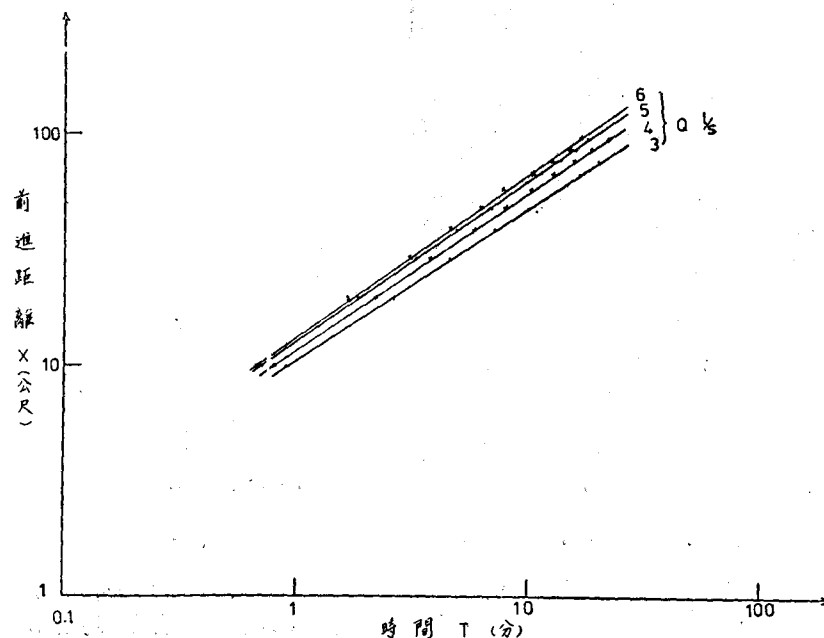
$$X = \frac{\text{Sin } \pi a}{\pi a(1-a)} t^{(1-a)} \dots (22)$$

Hart 並將式(22)之漸近解描繪成無因次前進圖形 (Dimensionless Advance Curves) 以增強了解。

#### 四、試驗安排及各種函數之測定

##### (一) 前進函數測定

本試驗選擇嘉南農田水利會新港旱作灌溉試區，甘藷種植區試做，試驗時甘藷約已生長三個月，甘藷藤滿佈畦溝，為使水流順利，試驗前先行翻藤。畦溝寬 110 公分，田區長 120 公尺，共做四種不同之流量，即  $Q=3l/s, 4l/s, 5l/s, 6l/s$ ；按以往灌溉試驗經驗，水流到達某距離後即行斷水，餘水流達田區末



圖五 灌溉前進函數圖

端，可得最均勻之灌溉，因此每種流量分別三種斷水處理，即 80%，90%，及 100%，換言之，水流達 96，108 及 120 公尺時停水，試驗何者最為合理。每

種處理有三重複，即試驗區共有 36 溝，每種流量灌溉九溝，以九溝之平均前進觀測值，作為該流量之前進記錄，如表二：

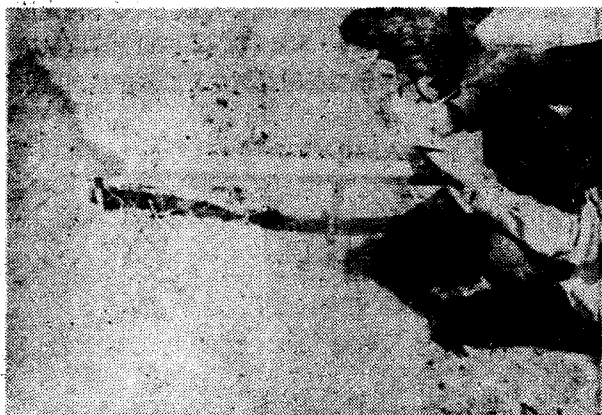
表二 四種不同流量之九溝平均前進記錄

流量 (l/s)	前進時間 t (分鐘)	前 進 距 離 X (公尺)											
		10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120
3		0.89	2.55	4.53	6.99	9.76	13.11	16.32	19.17	21.50	23.72	26.15	29.19
4		0.78	2.15	3.63	5.64	7.67	9.99	12.47	14.15	17.93	21.61	24.17	26.31
5		0.70	1.71	2.91	4.66	6.13	8.59	11.09	13.40	15.55	17.12	20.36	23.52
6		0.68	1.65	3.03	4.71	6.21	7.46	10.20	12.20	14.47	16.34	19.33	22.04

若以前進距離 X 為縱軸，前進時間 t 為橫軸，繪於對數紙上呈直線關係，如圖五，故可假設水流前進函數呈指數關係，即

$$X = At^B \dots\dots\dots(23)$$

並利用最小二乘法，分別以表二之前進記錄作迴歸分析，求出本試驗之前進函數如表三；發現式(23)之相關係數可高達 0.99 以上，尚可資應用。下列表三中之 A, B 值，即為讀入電子計算機之前進資料。



圖六 測定溝形斷面及水位圖

表三 前進函數迴歸分析表

前進 迴 歸 係 數	X = At <sup>B</sup>		相關係數
	A	B	
3 l/s	10.765	0.673	0.997
4 l/s	12.310	0.705	0.994
5 l/s	13.555	0.695	0.996
6 l/s	13.587	0.711	0.990

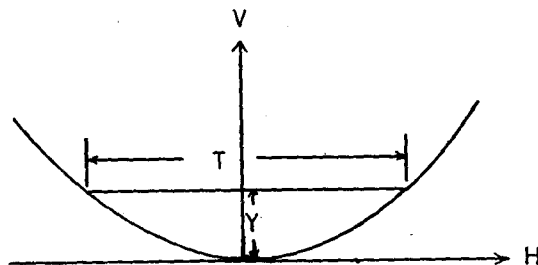
(二) 溝形斷面測定

為探討溝形斷面之變化，本試驗先在每溝中選定三固定斷面，10<sup>m</sup>，40<sup>m</sup>，及 70<sup>m</sup>。打樁於各該畦頂，樁上置水平尺一，調整兩樁高度水平，並使兩樁之縱切面與水流方向垂直。然後在兩樁間每 10 公分處，量測水平尺至溝形斷面間之垂直深度，如圖六所示。

將以上觀測值經統計方法迴歸分析後，發現溝形斷面可以拋物線代表之，即

$$V = EH^2 \dots\dots\dots(24)$$

上式符號 V, H 如圖七所示，E 為統計係數，以控制拋物線之弧度。



圖七 拋物線溝形斷面示意圖

由圖七，可知當水深為 y 時，其水面寬 T 為：

$$T = 2\left(\frac{y}{E}\right)^{1/2} \dots\dots\dots(25)$$

斷面積 A 為：

$$A = \frac{2}{3} T \cdot y \dots\dots\dots(26)$$

本試驗 E 值，經統計分析，其變化值在 0.022 至 0.026 之間，取其平均值 E=0.024 作為讀入電子計算機以控制溝形斷面變化之資料。

三) 水位函數測定

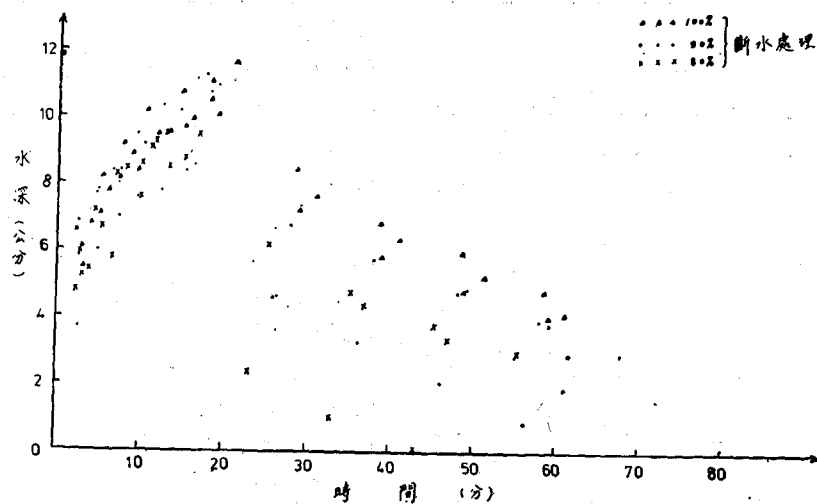
與退水期間，以鈎尺觀測畦溝中央水位之變化，如圖六所示。

為探討地表水位之變化，同樣於測定溝形斷面地點，即 10<sup>m</sup>，40<sup>m</sup> 及 70<sup>m</sup> 處打樁，在灌溉水流前進

今取其原始資料中，流量  $Q=3l/s$ ，在 10<sup>m</sup> 處之九溝水位變化記錄如表四。

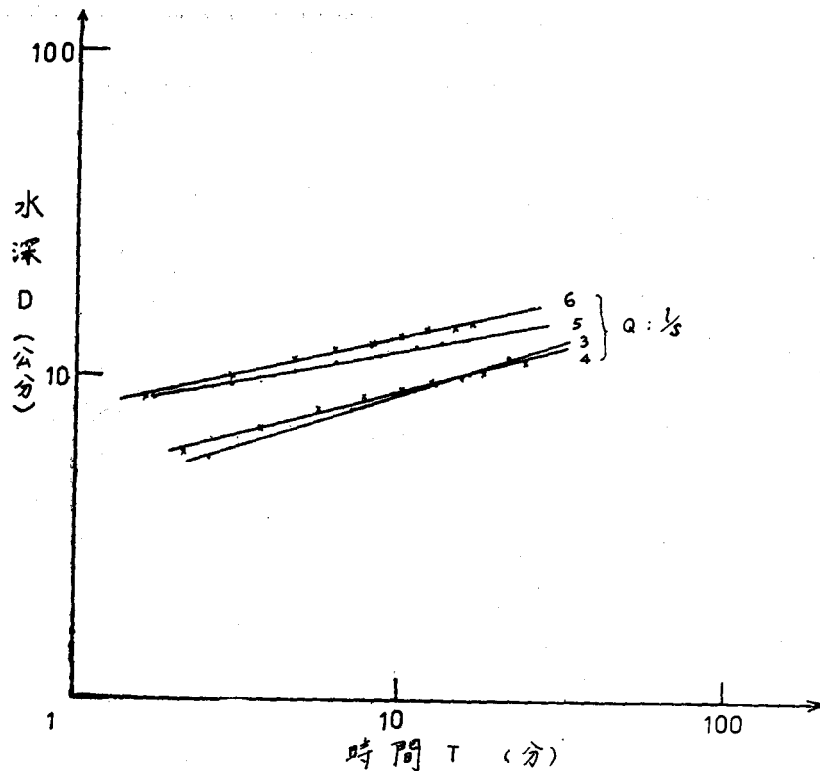
表四  $Q=3l/s$  時，10<sup>m</sup> 處水深與時間原始記錄表

溝號	項目	前進水流流達距離 (m)							斷水	斷水後每隔 10 分觀測				斷水處理
		20	30	40	50	60	70	80		10分	20分	30分	40分	
1	時間 (分)	2.45	4.37	6.92	9.17	12.12	1.5		15.83	25.93	35.84	45.83	55.83	90%
	水深 (cm)	3.7	6.0	7.1	7.6	7.8	8.4		8.6	4.7	3.3	2.1	0.9	
2	t	2.43	4.20	6.35	9.20	12.27	16.20		17.40	27.40	37.40	47.4	57.40	
	y	6.9	7.7	8.4	9.5	10.4	11.2		11.3	6.8	5.8	4.8	4.0	
3	t	2.42	4.54	7.25	10.08	14.25	17.92		18.83	28.83	38.83	48.83	58.83	
	y	5.8	7.8	8.4	9.2	10.2	10.8		11.0	7.4	5.9	4.9	3.9	
4	t	2.25	4.00	6.08	8.75	11.83	14.92	10.08		28.08	30.08	48.08	58.08	
	y	6.6	6.8	7.8	8.9	9.5	9.7	10.6		8.5	6.9	6.0	4.9	
5	t	2.80	5.20	7.70	10.37	14.6	18.1	20.75		30.75	40.75	50.75	6.75	
	y	6.1	8.2	9.2	10.2	10.8	11.1	11.7		7.7	6.4	5.3	4.2	
6	t	2.92	5.00	7.25	9.67	13.0	15.75	18.75		28.75	38.75	48.75	58.75	
	y	5.5	7.1	8.2	8.4	9.6	10.0	18.1		7.3	5.9	4.8	4.1	
7	t	2.60	4.40	6.87	9.77	11.5			12.77	22.77	32.77	42.77	52.77	
	y	6.0	7.2	8.3	8.6	9.3			9.5	2.4	1.0	0.5	0	
8	t	2.87	5.17	8.00	11.1				16.7	26.7	36.7	46.7	56.7	
	y	5.2	6.7	8.5	9.1				9.5	6.8	4.4	3.4	2.5	
9	t	2.25	3.83	6.50	9.75	13.15			15.00	25.00	35.00	45.00	55.00	
	y	4.8	5.4	5.8	7.6	8.5			8.8	6.2	4.8	3.8	3.0	
平均時間 t (分)		2.55	4.53	6.99	9.76	12.84	16.32	19.19	$y=4.260t^{0.816}$					
平均水深 y (cm)		5.62	6.99	7.97	8.79	9.51	10.20	10.80	相關係數 $r=0.9985$					



圖八  $Q=3l/s$ , 10<sup>m</sup> 處，九溝水位變化圖





圖九 灌溉水位上昇函數圖

復以表四中水深  $y$  為縱軸，灌溉時間  $t$  為橫軸，繪如圖八。

分析圖八，發現灌溉水位之上昇，各溝均呈同一趨勢，且其水深變化值不大；故再取表四中九溝之平均水位資料，繪於對數座標紙上，如圖九，其關係呈一直線，故可假設灌溉時水位上昇函數亦呈指數關係：如下式(27)

$$y = c(t - t_x)^D \dots \dots \dots (27)$$

經迴歸分析後，求出其水位上昇函數，如表五，其相關係數也高達 0.99。故表五中之 C、D 值，則為讀入電子計算機之水位資料。

表五 水位函數迴歸分析表

灌溉流量	水位函數迴歸係數	$Y = C(t - t_x)^D$		相關係數
		C	D	
3 l/s		4.260	0.316	0.9985
4 l/s		4.765	0.280	0.9976
5 l/s		7.980	0.180	0.9934
6 l/s		7.692	0.236	0.9941

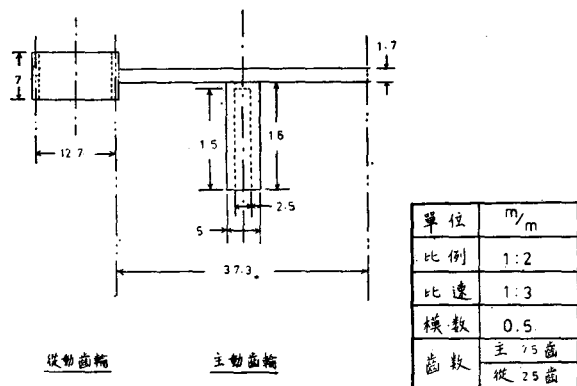
上述水位函數之測定係以人工觀測，費工而不精確，所觀測水位係片斷 (Discrete)，而非連續 (Continuous)，故不為一般人所採用；經加研究，實可以儀器自動記錄之；查目前所用之自記水位計，約分兩種，一為給水路中量水所用，每日旋轉一周；一為地下水井觀測所用，七日旋轉一周；兩者皆不適宜觀測田間灌溉水位變化。蓋一次灌溉時間僅 20~30 分鐘，加上退水時間，全部至多也不過 2~3 小時，如用七日一轉之水位計，根本無法記錄此短暫時間之變化，若以日轉一周之水位計，雖可勉強記錄，但由於比例過小，其水位變化，仍不顯著。

最佳之法，為重新設計自記水位計內部之時鐘，使其 2~3 小時旋轉一周，設由專家設計，費用必大，為考慮經濟實用之原則，嘗利用日轉一周之自記水位計，換裝一套齒輪設備，其設計圖見圖十，既未破壞原先儀器之結構，又可達到水位計每 2~3 小時自轉一周之目的，符合灌溉觀測水位變化之用，其全部改裝費用，平均一臺約 200 元左右，倘大批製造，則其成本將更為降低。

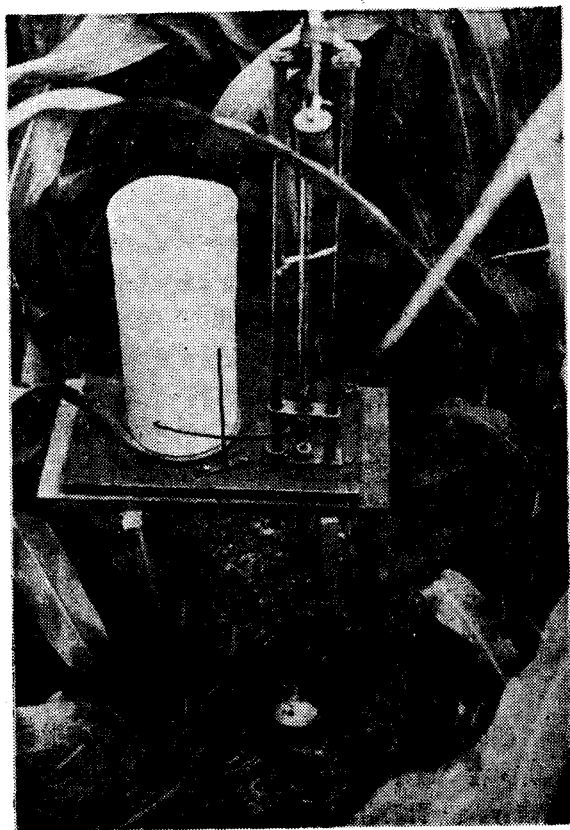
若於流長 100m 之田區，改裝五臺，則每隔 20m 處之水流前進，水位，及退水等變化曲線，皆可自動

記錄，一目了然，如圖十一所示。如用作一般量水位之用，仍可換回原有齒輪，即可恢復日轉一周之功能，允稱經濟簡便。

此外，目前試驗站之自記水位計均為浮桶上頂式，即利用水之浮力，使上端鐵桿帶動描繪指針，而自動記錄水位變化，但鐵桿與固定環之接觸為面之摩擦，阻力甚大，須待水位上昇 4~5cm 高度後，浮桶方被推動，操作上極不靈敏，使所繪水位圖形產生極大

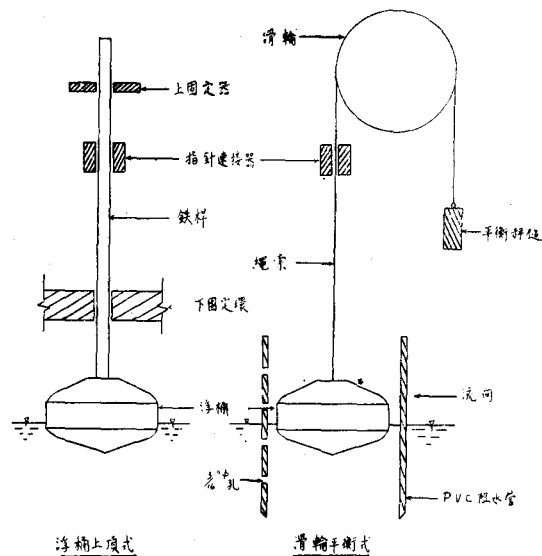


圖十 變速齒輪設計圖



圖十一 改裝後自記水位計於田間操作情形

之誤差。經多次試驗修正，改用滑輪平衡式浮桶，可免除上項缺點。因滑輪轉動係針點 (Needle Point) 摩擦，阻力甚小；水一接觸，浮桶速即上昇，且帶動描針，自動記錄，故操作之靈敏度，較舊有方式大為提高。茲以圖十二比較之：



圖十二 新舊浮桶操作原理比較圖

### 五、入滲水深之理論推演：

依照四節中假設，前進函數為：

$$X = At^B \dots\dots\dots (23)$$

水位上昇函數為：

$$y = Ct^D \dots\dots\dots (27)$$

斷面公式為：

$$T = 2\left(\frac{y}{E}\right)^{1/2} \dots\dots\dots (25)$$

將 A、B、C、D、E 各組資料，讀入電子計算機後，首先可計算地表貯蓄之水量，再依照質量不減原理，由灌溉水量扣除地表貯蓄水量，即求出入滲之水量，從而推算入滲之水深，茲分別將此計算理論推演如下：

#### (一) 地表貯蓄水量之計算

由前進與上昇兩公式中消去 t，得

$$y = \left[ \frac{C^B}{A^D} X^D \right]^{1/B}$$

設前進水流在 T 時間到達  $X_N$  時，則地表之貯蓄水量  $(V_s)_N$  為：

$$(V_s)_N = \frac{2}{3} \int_0^{X_N} T y dx$$

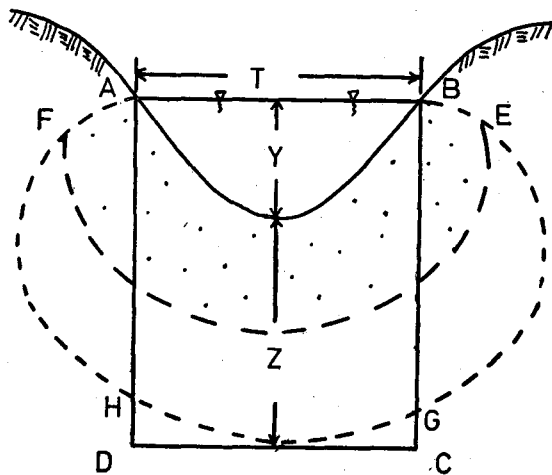
$$\begin{aligned}
&= \frac{2}{3} \int_0^{x_N} 2 \left( \frac{1}{E} \right)^{1/2} y^{3/2} dx \\
&= \frac{4}{3E^{1/2}} \int_0^{x_N} \left[ \frac{C}{A^{D/B}} X^{D/B} \right]^{3/2} dx \\
&= \left( \frac{4}{3E^{1/2}} \right) \left( \frac{C}{A^{D/B}} \right)^{3/2} \int_0^{x_N} X^{3D/2B} dx \\
&= \left( \frac{4}{3E^{1/2}} \right) \left( \frac{C}{A^{D/B}} \right)^{3/2} \left( \frac{1}{\frac{3D}{2B} + 1} \right) \\
&\quad [X_N^{(\frac{3D}{2B} + 1)}] \dots \dots \dots (28)
\end{aligned}$$

(二) 滲入水深之計算

在推演此計算過程前，先作下列各條件之假設：

- ① 田首灌溉流量為定值，即  $\frac{\partial Q}{\partial t} = 0$
- ② 橫斷面之變化係均勻者，即  $\frac{\partial A}{\partial X} = 0$
- ③ 土壤為均質分佈 (Homogeneous)。
- ④ 入滲水深僅係時間之函數， $z(x, t) = z(t - t_x)$ ，亦即各點之入滲為灌溉水流達該點以後開始計算。
- ⑤ 入滲水深之平均寬為自由水面寬  $T$ 。
- ⑥ 入滲為單向度之垂直下滲。

一般言之，畦溝之入滲應是二向度曲線<sup>(5)</sup>，類似橢圓形狀，如圖十三中 AFHGEB 區域所示，今假設成單向度垂直入滲，如圖中 ADCB 區域，似與上述論說不符。惟細察二向度之入滲，其潤濕程度不一，上層近水區域 (AFEB) 之土壤水分較高，下層區



圖十三 假設入滲曲線與實際入滲曲線示意圖

域 (FHGE) 土壤水分較低，但本節之假設，係認畦上下層土壤水分一致者，如以區域 ADCB 與區域 AFHGEB 兩者相較，其總入滲水量出入不大，且能簡化計算過程，故此種假設堪稱合理。

(1) 當時間由  $t_0$  增至  $t_1$ ，在  $\Delta t_1$  內，水流由  $x_0$  前進到  $x_1$ ，增加  $\Delta x_1$  距離，水位由  $y_0$  提高至  $y_1$ 。由水深  $y_1$ ，可計算水面寬  $T_1$ ，即

$$T_1 = 2 \left( \frac{y_1}{E} \right)^{1/2}$$

且由(28)式，地面平均貯留水量  $(V_s)_1$  為：

$$(V_s)_1 = \left( \frac{4}{3E^{1/2}} \right) \left( \frac{C}{A^{D/B}} \right)^{3/2} \left( \frac{1}{\frac{3D}{2B} + 1} \right)$$

$$[X_1^{(\frac{3D}{2B} + 1)}]$$

故在  $\Delta t_1$  內，淨增加之地面貯留水量  $(\Delta V_s)_1$  為：

$$(\Delta V_s)_1 = (V_s)_1 - (V_s)_0 \quad \text{且} \quad (V_s)_0 = 0$$

依照質量不減原理，可求出平均入滲水量  $(\Delta V_z)_1$ ，即

$$(\Delta V_z)_1 = Q \cdot \Delta t - (\Delta V_s)_1$$

按照第④及第⑤條之假設，入滲水量即可表示為：

$$(\Delta V_z)_1 = T_1 \cdot \Delta X_1 \cdot \Delta Z_1$$

故可解出在  $\Delta t_1$  內，入滲之水深  $Z_1$  為

$$Z_1 = \frac{Q \Delta t_1 - (\Delta V_s)_1}{T_1 \Delta X_1} \dots \dots \dots (29)$$

真正之入滲深度本應再由  $Z_1$  值及孔隙比 (Void ratio) 求得。

(2) 同理，續求時間由  $t_1$  增加至  $t_2$ ，在  $\Delta t_2$  內，水流由  $x_1$  進至  $x_2$  處，增加  $\Delta x_2$  之距離，水位復由  $y_1$  提高至  $y_2$ ，然後推求出  $T_2$  及  $(\Delta V_s)_2$ ，應用質量不減原理，算出平均入滲水量  $(\Delta V_z)_2$ ，此時再利用第④條假設，即  $\Delta t_2$  時間， $\Delta x_2$  處之平均入滲水深，為  $\Delta t_1$  時間內  $\Delta x_1$  處之平均入滲水深  $Z_1$ ，惟其平均入滲寬度已改變為  $T_2$ ；至於  $\Delta x_1$  處之新增加之入滲水深，可設為  $Z_2$ ，應用下式，即可計算  $Z_2$  之值：

$$\begin{aligned}
Q \Delta t_2 - (\Delta V_s)_2 &= (\Delta V_z)_2 = T_2 (\Delta X_1 \cdot Z_2 \\
&+ \Delta X_2 \cdot Z_1) \quad \text{或可寫為：} \\
Z_2 &= \frac{[Q \Delta t_2 - (\Delta V_s)_2] - T_2 \Delta X_2 Z_1}{T_2 \Delta X_1} \dots \dots (30)
\end{aligned}$$

(3) 同理繼續推求至一般式，即由時間  $t_N$  增至  $t_{N+1}$ ，在  $\Delta t_{N+1}$  內，水流前進至  $\Delta x_{N+1}$ ，水位新增至  $y_{N+1}$ ，此時計算出  $T_{N+1}$  及地面平均貯留水量  $(V_s)_{N+1}$ ，依質量不減原理，

$$Q\Delta t_{N+1} - (\Delta V_s)_{N+1} = T_{N+1}(\Delta X_1 Z_{N+1} + \Delta X_2 Z_N + \dots + \Delta X_{N+1} Z_1)$$

$$= T_{N+1}(\Delta X_1 Z_{N+1} + \sum_{k=1}^N \Delta X_k Z_k)$$

或可寫為：

$$Z_{N+1} = \frac{[Q\Delta t_{N+1} - (\Delta V_s)_{N+1}] - T_{N+1}(\sum_{k=1}^N \Delta X_k Z_k)}{T_{N+1} \Delta X_1} \dots \dots \dots (31)$$

式中  $\begin{cases} i = N+2-K \\ (\Delta V_s)_{N+1} = (V_s)_{N+1} - (V_s)_N \end{cases}$

由上述整個理論之推演，化式(29)及(31)之一般式為電子計算機程式，且配合第四節中讀入之 A, B, C, D, E 各組資料值，當可迅速準確地算出灌溉開始後，在不同之  $\Delta t_1, \Delta t_2, \dots, \Delta t_{N+1}$  時間內，其相對之入滲水深  $\Delta Z_1, \Delta Z_2, \dots, \Delta Z_N$ 。

有關本段計算之流程圖，列於附錄(-)。所計算出之結果，列於附錄(口)。

### 六、探討與結論

#### (一)入滲水深之分析

目前探討入滲水深之公式，大別為下列三類：

- ① Kostiakov 及 Lewis 型式  $D = at + b(1 - e^{-rt})$
- ② Philip 型式  $D = st^{1/2} + At$
- ③ Horton 型式  $D = kt^\alpha$

就計算言，上三式中以 Kostiakov 及 Lewis 公式最為複雜難求，Horton 公式較簡易，Philip 公式則介乎其間。

以特性言之，Kostiakov 及 Lewis 公式適合於均勻之土壤，Horton 公式適合於短時間之入滲情況，Philip 公式則適合於初期入滲大，長期入滲後漸趨於固定常數之土壤。

由於本試驗灌溉時間不長，平均皆在 20 分鐘左右，故採用 Horton 公式為代表，即：

$$D = kt^\alpha$$

依照附錄(口)中之計算資料，以入滲時間 (t) 及累積入滲水深 (AD)，迴歸分析後，求出 K,  $\alpha$  值如下表七

表六 入滲函數迴歸分析表

	Q=3 l/s	Q=4 l/s	Q=5 l/s	Q=6 l/s
D=Kt <sup>α</sup>	K=9.038	K=12.942	K=16.440	K=16.170
	α=0.417	α=0.377	α=0.402	α=0.384
	r=0.9979	r=0.9978	r=0.9981	r=0.9982

由上表中發現其相關係數平均高達 0.9980，顯示本法計算之入滲結果甚佳。

#### (二)各種方法測定入滲水深之比較

本次試驗期間，也嘗用水池法及圓桶法，之資觀察比較其值，計得圓桶法 6 次，水池法 3 次，為便於比較所測出入滲水深之變化，將各方法均化為 Horton 型式如下表七

表七 三種方法入滲公式之比較表

	圓桶法	水池法	水文模式計算
D=Kt <sup>α</sup>	D=27.730t <sup>0.185</sup>		
	D=10.515t <sup>0.359</sup>	D=19.912t <sup>0.317</sup>	Q=3l/s; D=9.038t <sup>0.417</sup>
	D=27.920t <sup>0.281</sup>		
	D=19.783t <sup>0.284</sup>	D=14.725t <sup>0.350</sup>	Q=4l/s; D=12.942t <sup>0.377</sup>
	D=28.287t <sup>0.289</sup>	D=18.50t <sup>0.342</sup>	Q=5l/s; D=16.440t <sup>0.402</sup>
	D=23.818t <sup>0.202</sup>		Q=6l/s; D=16.170t <sup>0.384</sup>
平均	D=23.009t <sup>0.266</sup>	D=17.729t <sup>0.386</sup>	D=13.648t <sup>0.395</sup>

由表七，K,  $\alpha$  值顯示：

圓桶法之測定，因試驗地點不同，其變化頗大， $10.5 < K < 28.3, 0.185 < \alpha < 0.353$

水池法則變化較小

$14.7 < K < 19.9, 0.317 < \alpha < 0.350$

水文模式法，則因流量不同而異

$9.04 < K < 16.4, 0.377 < \alpha < 0.417$

以平均值言，圓桶法與水池法之 K 值較高，而  $\alpha$  值較低，但水文模式法則 K 值較低， $\alpha$  值則反之。究其原因，恐即因水流狀況不同所致。蓋圓桶法與水池法皆係靜止水流且未能分別灌溉流量大小而應影響其入滲率，圓桶法與水池法所測得之入滲率僅以數點結果代表全面，而水文模式法為流動水流且以全灌溉面積中所求得者。故可得結論如下：

#### 結論一：

在灌溉期間，水係流動，則入滲之特性即符合於水文模式計算所得，即初期入滲率小，而後期入滲較大；至於斷水以後之入滲特性，可能適合水池法或圓桶法所測得者，即初期入滲較大，而後期之入滲量反之。由以上資料比較顯示，水文模式法所求得之入滲水深較圓桶法與水池法測得者為優，已可定論。

**結論二：**

由於本法所用之資料，同一流量係取九溝之平均觀測值，且其計算過程確能模擬整個田間之入滲現象，故其結果遠較圓桶法、或水池法所測定之入滲為佳。此點在表四中入滲公式之相關係數皆在 0.99 以上，可得明證。

**(三) 平均入滲水深之計算**

由附錄之入滲資料，可繼續推求整個流長之平均入滲水深如下。

當時間由  $t_N$  增至  $t_{N+1}$ ，在  $\Delta t_{N+1}$  內水流由  $X_N$  進至  $X_{N+1}$  處，增加  $\Delta X_{N+1}$  距離，此時入滲水深由  $AZ_N$  累積到  $AZ_{N+1}$ ，如附錄(二)所示，因此再依式(32)可計算整個流長之平均累積入滲水深：

$$\overline{AZ}_{N+1} = \frac{(\Delta X_1 \cdot AZ_{N+1} + \Delta X_2 \cdot AZ_N + \dots + \Delta X_{N+1} \cdot AZ_1)}{(\Delta X_1 + \Delta X_2 + \dots + \Delta X_{N+1})}$$

$$= \frac{\sum_{i=1}^{N+1} \Delta X_i \cdot AZ_i}{\sum_{i=1}^{N+1} \Delta X_i} \dots \dots \dots (32)$$

式中  $\begin{cases} \Delta X_i = X_i - X_{i-1} \\ j = N+2-i \end{cases}$

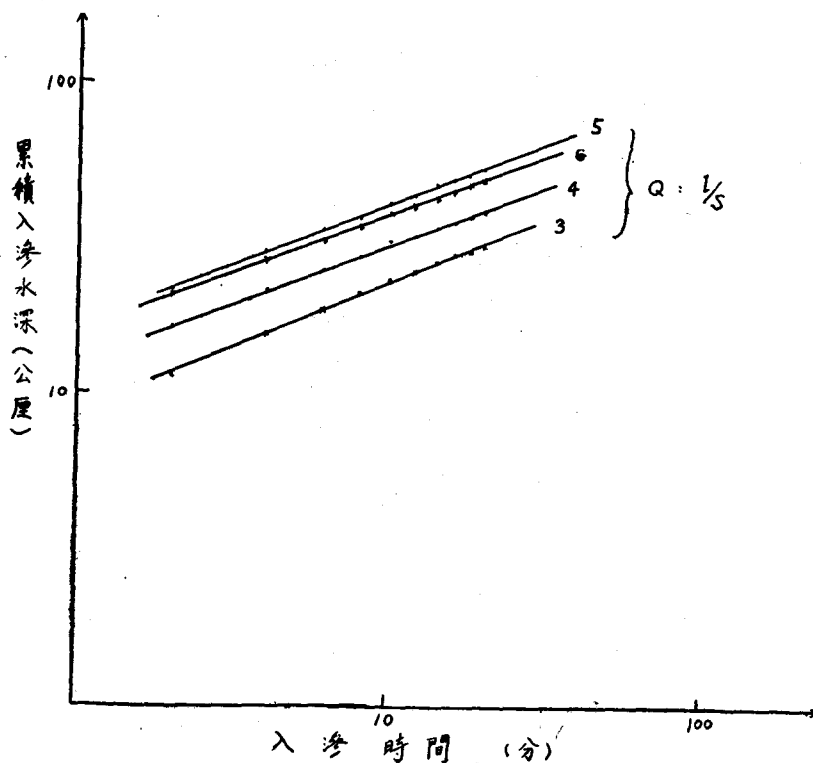
其計算結果如表八所示：

表八 平均累積入滲水深計算表  
單位：mm

入滲時間 \ 流量	3 l/s	4 l/s	5 l/s	6 l/s
2 分	11.640	16.340	21.250	20.580
4 分	14.607	19.916	26.142	25.094
6 分	16.493	21.410	28.784	27.475
8 分	17.391	22.949	30.557	29.039
10 分	18.201	23.865	31.874	30.188
12 分	18.590	24.576	32.911	31.089
14 分	19.070	25.152	33.746	31.814

**(四) 入滲水深與流量關係之探討**

若將表六中不同流量之入滲公式，皆描繪於對數座標紙上，可得圖十四：

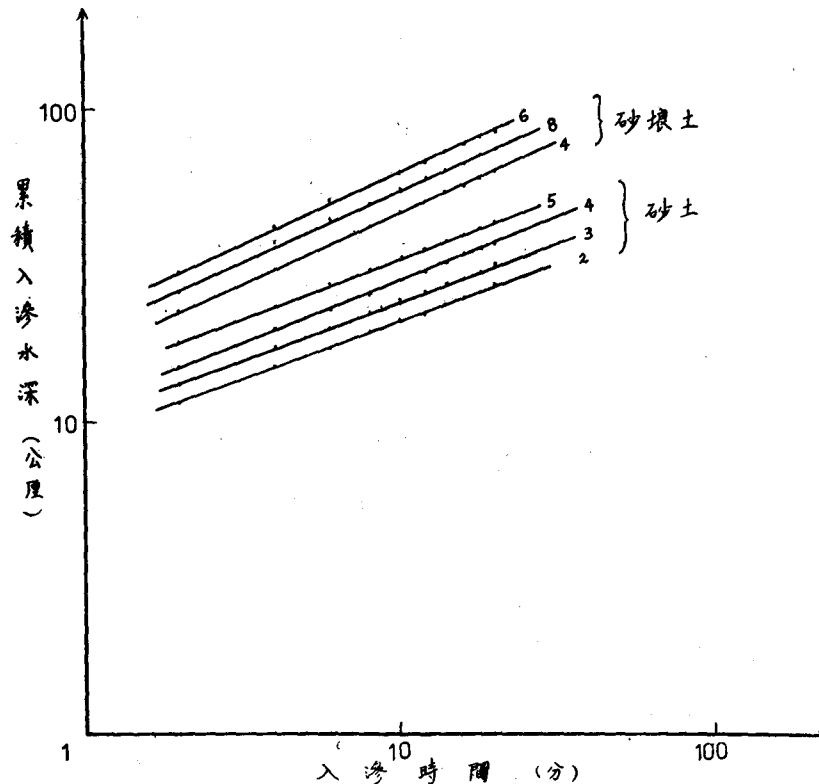


圖十四 流量與入滲水深關係圖

分析上圖，流量由 3l/s 增大至 5l/s 時，其入滲曲線逐次升高，但流量續增到 6l/s 時，入滲曲線反略為降低，究其原因，可能因水量供給速度較滲入速度為快，且部分土壤間之空氣為水封閉無法外逸，而阻止入滲之速度所致。亦可顯示，砂土溝灌流量約以 6l/s 為其上限。因此是否土壤之入滲現象，在某一定

範圍內會隨着灌溉流量增大而提高，且俱有上、下極限 (Upper & Lower Limit) 一事，頗具意味。

為深入探討此問題，嘗以 2l/s 至 8l/s 試驗資料，土質為砂壤土及砂土，同樣用水文模式推算入滲水深，結果顯示依然有此現象，如圖十五所示，故可得結論如下：



圖十五 不同土壤之流量—入滲關係圖

### 結論三：

灌溉流量增大時，入滲會逐漸增加，雖有其上限，但却無下限之存在。且其上限亦非定值，乃隨土壤不同而異。在試驗資料中顯示：砂土之上限可能介於 5l/s 至 6l/s 之間，砂壤土之上限則介於 7l/s 與 8 l/s 之間，至於他種土壤之上限究竟多少？則尚有待日後之研究。

### (五) 入滲因子之因次分析 (Dimensional Analysis)

影響入滲現象之因子甚多，今以函數表示如下：

$$D=f(Q, T, n, s, g, \theta, \sigma, \rho) \dots\dots(33)$$

式中 D: 表累積入滲水深，單位為 (L)

- Q: 表灌溉流量，單位為 (L<sup>3</sup>/T)
- T: 表灌溉時間，單位為 (T)
- n: 表土壤縱率，單位為 (T/L<sup>1/3</sup>)
- s: 表田面坡度，單位為 (L/L)
- g: 表重力加速度，單位為 (L/T<sup>2</sup>)
- $\theta$ : 表土壤含水量，單位為 (M/M)
- $\sigma$ : 表表面張力，單位為 (M/T<sup>2</sup>)
- $\rho$ : 表密度，單位為 (M/L<sup>3</sup>)

惟本次試驗係：

- ① 輪作田，田面幾無坡度， $S=0$ ，故影響入滲不顯著。
- ② 試驗田區土壤為砂壤土，其土壤縱率 n 可謂相同。

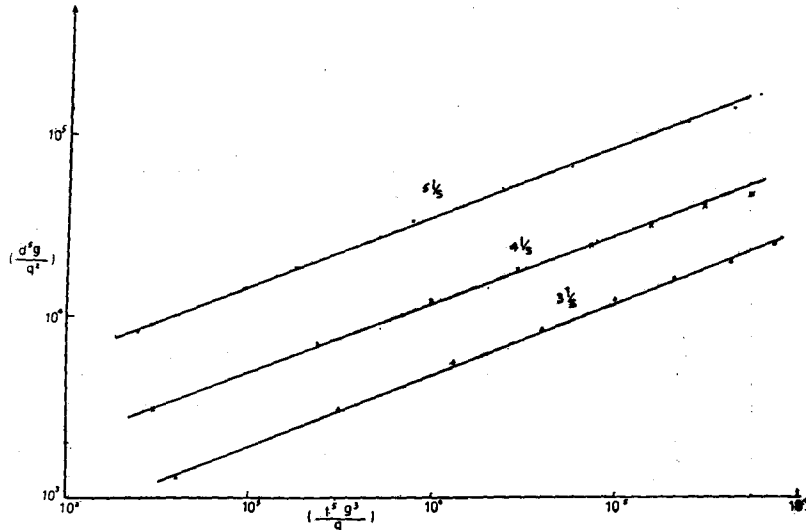
③ 整個灌溉期間，此地區之土壤水分變化不大，則  $\theta$  為定值，

今欲找尋入滲水深  $D$  與入滲時間  $T$  之無因次關係，又可假設：

④  $\sigma, \rho$  皆為定值，則

$$\left(\frac{D^5 g}{Q^2}\right) = f\left(\frac{T^5 g^3}{Q}\right) \dots\dots\dots (34)$$

今依本試驗之結果，以  $\left(\frac{D^5 g}{Q^2}\right)$  為縱軸， $\left(\frac{T^5 g^3}{Q}\right)$  為橫軸，描繪於全對數紙上均呈直線，如圖十六所示。



圖十六 入滲水深之無因次曲線圖

故可找出其間之關係為：

$$\left(\frac{D^5 g}{Q^2}\right) = M \left(\frac{T^5 g^3}{Q}\right)^N \dots\dots\dots (36)$$

上圖資料，經迴歸統計如表九：

表九 無因次入滲函數之迴歸統計

Q (l/s)	M	N	相關係數 r
3	77.654	0.413	0.9977
4	356.600	0.376	0.9979
5	862.980	0.397	0.9984

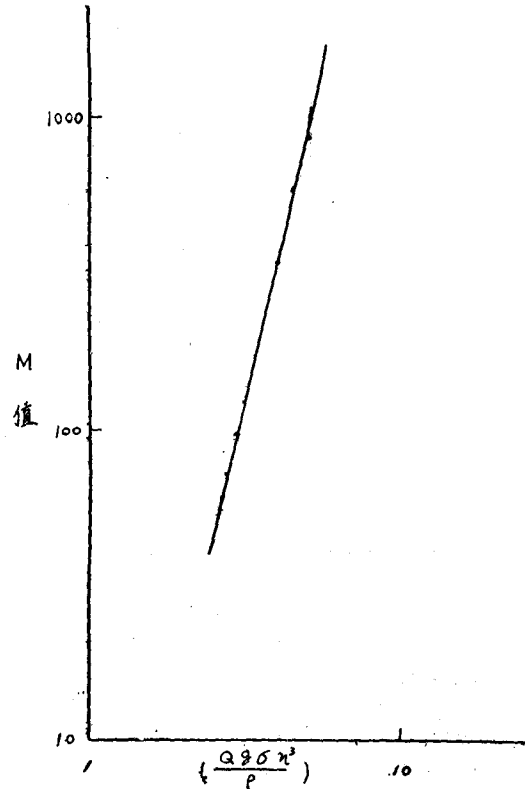
由表九及圖十六顯示：式(36)之  $N$  值變化甚微，幾可視為常數，故取其平均值  $N=0.395$ 。即

$$\left(\frac{D^5 g}{Q^2}\right) = M \left(\frac{T^5 g^3}{Q}\right)^{0.395} \dots\dots\dots (37)$$

由圖十六中又知， $M$  值變化似受流量  $Q$  之影響，或

$$M = f\left(\frac{Q g \sigma n^3}{\rho}\right)$$

故再以  $M$  作縱軸， $\left(\frac{Q g \sigma n^3}{\rho}\right)$  為橫軸繪於對數紙上，如圖十七，



圖十七 M值與流量之無因次關係圖

亦成極佳之直線，其相關係數  $r=0.9997$ ，故可假設為：

$$M=0.904 \left( \frac{Qg\sigma n^3}{\rho} \right)^{4.275} \dots\dots\dots(38)$$

**結論四：**

由式(37)及(38)，此次試驗資料經因次分析後，可得(39)式之函數關係為：

$$\left( \frac{D^5 g}{Q^2} \right) = (0.904) \left( \frac{Qg\sigma n^3}{\rho} \right)^{4.275} \left( \frac{T^5 g^3}{Q} \right)^{0.395} \dots\dots\dots(38)$$

總結上述，水文模式法，在理論上與實際上，皆較其他方法測定入滲為佳，實可取代目前各種入滲率之測定法也。

**七、參考資料：**

(1) 施嘉昌 「由滲入因素來導演地表灌溉之流長公式」 臺灣水利 16 卷 1 期 57 年 3 月 pp. 14~24.

(2) 施嘉昌 「烏山頭蓄水庫灌溉系統間灌溉方法試驗之研究分析報告」 農復會、農工系、嘉南水利會 58 年 3 月

(3) 施嘉昌 「輪作田畦灌溉方法試驗資料之研究分析報告」 國科會、農復會、農工系、嘉南水利會 61 年 12 月

(4) 徐玉標、吳銘塘 「土壤入滲率之測定」 科學農業 16 卷 1, 2 期 57 年 1 月 pp. 57~62.

(5) 林俊男、施嘉昌 「灌溉澆灌入滲率之研究」 農工學報 17 卷 3, 4 期 60 年 11 月 pp. 29~44.

(6) 董世旻 「地表灌溉數學模型之探討」 水利 17 期 61 年 11 月 pp. 66~74.

(7) 董世旻 「灌溉水流之理論模型——運動水波法之探討」 農工學報 18 卷 4 期 61 年 12 月 pp. 67~70.

(8) Brakensiek D. L. "Hydrodynamics of overland Flow and Nonprismatic channels" Trans. ASAE, 1966, Vol 9, pp. 119~122.

(9) Childs E. C. "The physical Basis of soil water phenomena" 1969.

(10) Chen. C. L. and Hansen. V. E. "Theory and Characteristics of Overland Flow" Trans. ASAE, 1966, Vol 9, pp. 20~26.

(11) Chen C. L. "Techniques of Border Irrigation By Hydrologic Method of Routing" Utah State University, 1965.

(12) Chow V. T. "Advances in Hydrosience" Vol. 5, 1969. pp. 215~296. "Theory of Infiltration" J. R. philip.

(13) Davis J. R. "Estimating Rate of Advance

for Irrigation Furrows" Trans. ASAE, 1961. Vol. 4, pp. 52~54, 57.

(14) Davis J. R. and Fry A. W. "Measurement of Infiltration Rates in Irrigated Furrow" Trans. ASAE, 1963.

(15) Fok Y. S. "Analysis of Overland Flow on a porous Bed with Applications To the Design of Surface Irrigation Systems" Utah State University 1964.

(16) Fok Y. S. and Bishop A. A. "Analysis of water Advance for Irrigation Furrows" J. of Irrig-Drain. Division. ASCE. Vol. 91, No. IRI. 1965, pp. 99~116.

(17) Hall W. A. "Estimating Irrigation Border Flow" Agricultural Engineering Vol. 37 1956, pp. 263~265.

(18) Hart. W. E. et. al. "Surface Irrigation Hydraulics and Kinematics" J. of Irrig-Drain. Division ASCE. Vol. 64, No. IR4, 1968, pp. 419~440.

(19) Israelson O. W. "Irrigation principles and practices" 1962.

(20) Kincaid D. C. et al "Hydrodynamics of Border Irrigation Advance" Trans. ASAE. 1972, pp. 674~680.

(21) Kruger W. E. and Bassett D. L. "Unsteady Flow of water Over a porous Bed a porous Bed Having Constant Infiltration" Trans. ASAE. 1965. pp. 60~62.

(22) Lewis, M. R. and W. E. Milne "Analysis of Border Irrigation" Agricultural Engineering 19, 1938, pp. 267~272.

(23) Lal, R. and pandya A. C. "Volume Balance Method For Computing Infiltration Rates in Surface Irrigation" Trans. ASAE. 1972, pp. 69~72.

(24) Langford K. J. and Turner A. K. "An Experimental study of the Application of Kinematic Wave Theory To Overland Flow" J. Hydrol. 18, 1973, pp. 125~145.

(25) Morgali J. R. and Linsley R. K. "Computer Analysis of Overland Flow" J. of Hydraulics Division, ASCE, Vol 91, No. Hy3. 1965, pp. 81~100.

(26) Philip J. R. and Farrell D. A. "General Solution of the Infiltration-Advance problem

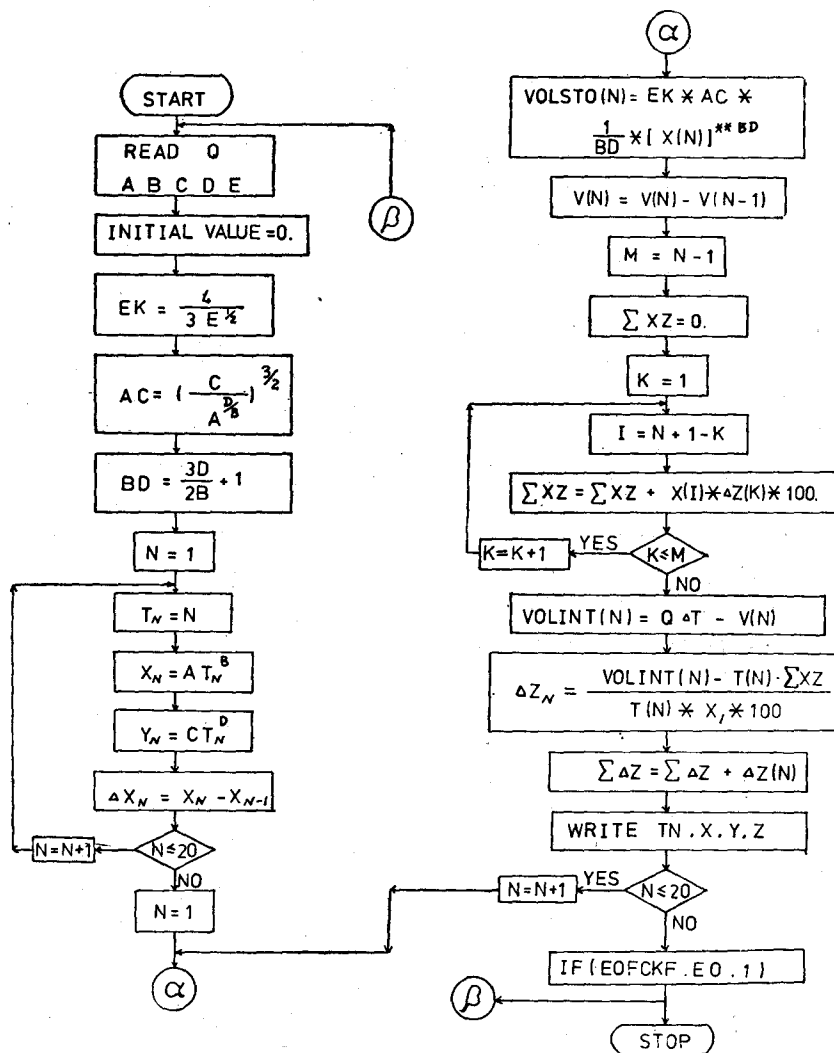


- in Irrigation Hydraulics" J. of Geophysical Research. Vol. 69, No. 4, 1964, pp. 621~631.
- (2) Shih. C. C. "The Influence of Intake Function on the Mathematic Model of the Water Advance Function for Surface Irrigation" 1966. Utah State University.
- (3) Shull H. "A By-PASS Furrow Infiltrometer" Trans. ASAE, 1961, Vol. 4, pp. 15~17.
- (4) Smerdon E. T. and Glass. L. J. "Surface Irrigation Water-Distribution Efficiency Related to the Soil Infiltration" Trans ASAE 1965, pp. 76~78, 82.
- (5) Vaziri C. M. and Wu. I. P. "Volume Balance Analysis To Determine Water Infiltration

- tion and Efficiency in Hawaiian Sugarcane Furrows" Hawaiian Planters' Record. Vol. 58, No. 20, 1972, pp. 283~292.
- (6) Wu I. P. "Overland Flow Hydrograph Analysis to Determine Infiltration Function" Trans. ASAE, Vol. 14, No. 2, 1971, pp. 294~300.
- (7) Wilke. O. and Smerdo. E. T. "A Solution to the Irrigation Advance Problem" J. of Irrig-Drain. Division. ASCE, Vol. 91, No IR3, 1965, pp. 23~34.

### 八、附 錄

附錄(一) 水文模式法計算流程圖



附錄(二) 水文模式法計算之結果

流量 Q(l/s)	時間 t (分)	前進距離 X (m)	地表水深 Y (cm)	瞬時入滲水深 Z (mm)	累積入滲水深 AZ (mm)
3	2	17.164	5.303	11.64	11.64
	4	27.365	6.602	4.73	16.37
	6	35.951	7.504	3.13	19.50
	8	43.631	8.218	2.39	21.89
	10	50.701	8.819	1.96	23.85
	12	57.320	9.342	1.68	25.53
	14	63.586	9.808	1.47	27.00
	16	69.564	10.231	1.31	28.31
4	2	20.067	5.786	16.34	16.34
	4	32.712	7.025	5.83	22.17
	6	43.537	7.869	3.76	25.93
	8	53.326	8.530	2.85	28.78
	10	62.411	9.080	2.32	31.10
	12	70.971	9.555	1.97	33.07
	14	79.119	9.977	1.72	34.79
	16	86.929	10.357	1.53	36.32
5	2	21.944	9.040	21.25	21.25
	4	35.525	10.242	7.92	29.17
	6	47.088	11.017	5.22	34.39
	8	57.510	11.503	4.01	38.40
	10	67.158	12.078	3.31	41.71
	12	76.231	12.481	2.84	44.55
	14	84.851	12.832	2.50	47.00
	16	93.103	13.145	2.24	49.24
6	2	22.241	9.059	20.58	20.58
	4	36.407	10.669	7.39	27.97
	6	48.572	11.740	4.79	32.76
	8	59.596	12.565	3.63	36.39
	10	69.843	13.245	2.97	39.36
	12		13.827	2.52	41.88
	14	88.720	14.339	2.21	44.09
	16	97.556	14.798	1.97	46.06