

貯水池入滲補注試驗及模擬

Experiments and Simulations of Infiltration Recharge of a Storage Pond

國立台灣大學農業工程學系所
碩士

林照程
Jau-Chen Lin

私立中國工商專科學校
土木工程科副教授

陳主惠
Chu-Hui Chen

國立台灣大學農業工程研究所教授
暨國立台灣大學水工試驗所研究員

譚義績
Yih-Chi Tan

摘要

本研究之主要目的乃針對貯水池入滲補注地下水的情形做探討。研究之重點分為兩主要部份，第一部份為實驗：(1) 現地實驗；參考前人研究的結果，並配合現場實驗的需求以及實驗過程為考量，本研究自行設計入滲計以量測現場的入滲率。並用桃園地區挑選貯水池進行入滲實驗，實際量測貯水池之入滲率，以提供數值模擬之比較。(2) 實驗室試驗分析；貯水池內取土壤樣本，回實驗室中進行土壤的基本物理性質實驗，所做的實驗包含比重試驗、土壤顆粒試驗、土壤孔隙率試驗、變水頭透水係數試驗，另外進行壓力鍋試驗，以求得土壤毛細張力水頭與土壤含水量之關係曲線。第二部份為數值模擬；採用美國賓州大學 (The Pennsylvania State University) 發展出來的孔隙介質飽和與未飽和水流動之二維有限元素法數值模式 (2D-FEMWATER, Yeh, 1987)，輸入試驗所求得之土壤基本物理性質，同時結合蒐集得到的水文及地質資料，透過模式計算，模擬其入滲率並與現地實驗入滲做比較修正模式內的參數，再針對不同的貯水池，模擬預測貯水池入滲的情況，推估其入滲率。

利用入滲計可簡單、直接量測出貯水池的入滲率，不需要去考量其它因素的影響。而以桃園地區第 1-12 號貯水池為實驗對象，應用入滲計實際量測入滲率。就模擬結果而言，在貯水池下方仍呈現飽和區分離的現象，土層中間有未飽和區出現，隨著飽和區的聯結可促使入滲率變大。

關鍵詞：入滲補注，孔隙介質，入滲計，貯水池，數值模擬。

ABSTRACT

The purpose of the research is to study infiltration recharge of a storage pond. A field experiment using a seepage meter was conducted to measure the infiltration rate to

calibrate the numerical simulation. Series laboratory experiment was conducted to analyze the physical parameters of the field soil samples, such as soil-water characteristic curves, specific gravity, particle size distribution, porosity and saturated hydraulic conductivity. The groundwater flow of the storage pond was simulated by a numerical model, FEMWATER. FEMWATER is a two-dimensional finite element model which suit for simulation of water flow through saturated-unsaturated porous media. A series of simulations was conducted to determine the infiltration rate in the different water depth of the storage pond. The simulation results showed that the lowest hydraulic conductivity soil layer is bottle-neck of the infiltration rate from the storage pond through the soil to the groundwater.

Keywords: Infiltration recharge, Porous media, Seepage meter, Storage pond, Numerical simulation.

一、前言

爲了解決用水量不足的問題，地下水的開發已成爲彌補地面水源不足的主要方向。利用地下水的補注方法，將水蓄存於地層中，以備地面水源不足時抽取地下水來使用。由於桃園地區位於桃園台地上，爲解決農業用水需求而擁有 286 口貯水池塘（桃園大圳七十年記，1994），貯存水量以提供灌溉用水。本研究在貯水池內進行現場入滲實驗，實際量測貯水池之入滲率，並在貯水池內取土壤樣本，進行土壤的物理特性實驗，同時結合蒐集得到的水文及地質資料，透過模式計算模擬入滲結果與現地入滲實驗做比較，並針對不同假設條件下，模擬預測貯水池入滲的情況。

二、文獻回顧

針對貯水池補注至地下水層模擬的補注量與入滲計現場量測入滲量以及毛細張力水頭與含水量之間的關係由此三方面加以討論。

2.1 地下水流入滲模式：

在國外的相關文獻回顧中，Philip (1956)即針對入滲之理論提出推導及探討，並在其研究中，亦提出數值解。Reeder, *et.al.*(1980)根據理查德方程式(Richards Equation)，及水力傳導係數和含水量的不同關係，利用有限差分法(finite dif-

ferent method)求算出含水量和深度分佈情形。

2.2 入滲計的設置：

量測地下水在池中滲透的情形其方法，可概略分爲自動式或手動式兩種方法，以使集水器內外壓能達平衡而進行量測。Lee (1977)利用手動式滲透計，測量地下水滲透速度，並經由入滲計取得地下水滲透之樣本並檢驗分析水質，但需人工潛入水中安裝滲透計。UWM 入滲計 Cherkauer and McBride (1988)可以從水面上，利用托吊方法將它緩緩安置在水底，可以克服波浪、水深、水溫、能見度等問題，且較 Lee 設計之滲透計重、堅固，不易被移動和破壞，但安裝費時，不能在岩石和柔軟沈澱物上使用，只適合於大湖泊使用。

2.3 保水特性曲線：

經文獻調查參考前人研究，建議土壤含水量與毛細壓力水頭的關係函數形式有非常多種，列舉數種如下：

(1) Brooks 和 Corey (1964) 建議的有效飽和度隨土壤毛細張力水頭的變化曲線參數式如下所示：

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{h_b}{h} \right]^{2\lambda}, \quad h < h_b$$

$$\Theta = 1.0, h \geq h_b$$

h : 張力水頭 [L]

Θ : 有效飽和度 [L³/L³]

θ : 含水量 [L³/L³]

θ_r : 殘餘含水量 [L³/L³]

θ_s : 土壤的飽和含水量 [L³/L³]

h_b : 空氣進入飽和土壤的臨界張力水頭 [L] (air-entry pressure)

λ : 曲線參數 [無因次]

(2) van Genuchten(1980)利用無因次飽水度 (Θ) 與張力水頭 h (Θ) 的套配公式;

含水量與張力水頭的關係:

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{1}{1 + |\alpha h|^n} \right]^m$$

$$m = 1 - \frac{1}{n}$$

α 、 m 、 n : 為依土壤性質而定之參數

三、實驗設計

3.1 現地實驗

3.1.1 貯水池入滲

貯水池水位對地下水補注之相關性, 當貯水池水位高於地下水位, 則從貯水池補注入地下水中, 水自貯水池進入地下水層 (圖 3.1)。

本研究基本假設, 是從貯水池補注地下水, 而由貯水池入滲進入地層之總流量即為貯水池對地下水之補注量, 即假設入滲皆可到達地下含水層, 一般而言, 此假設在沒有產生伏流之地下水區及不考慮蒸發散影響皆屬合理, 因此從桃園地區之貯水池中, 挑選一口貯水池進行現地入滲計量測實驗。

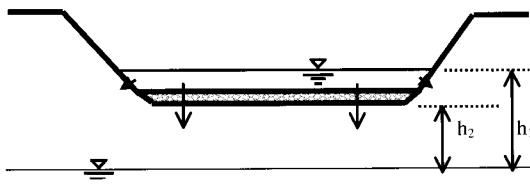


圖 3.1 貯水池流入地下水示意圖
(McDonald, et al., 1988)

3.1.2 入滲計原理

入滲計即利用連通管原理, 使入滲計的水頭與貯水池水頭相同, 而當貯水池入滲至地下水時, 在入滲計所涵蓋的面積內, 其入滲量即等於入滲計內蓄存水的體積改變量, 如此即可推求出貯水池入滲率。

3.1.3 入滲計設計之重要考慮因素

(1) 人力的使用:

由於人力愈來愈缺乏, 設計儀器應朝簡易、省人工之方向考慮, 盡可能使所需之人力作業減少且簡便。

(2) 入滲計內外壓平衡:

入滲計由水面上緩緩放入水中, 在整個安裝過程完成前, 入滲計收集器的內外壓不同, 應設法處理這問題。

(3) 集水袋考量:

集水袋材料的選擇, 避免因材質不佳而使得入滲水無法自由的流通, 或者容易受損壞而導致無法完整的排出入滲水量。

(4) 電力的供給:

設計方向應趨向於低電流、低能量, 以安全為主要考量。

為達到上述入滲計之設置要求, 使得入滲計的操作方便、簡單, 因而參酌前述國外研究入滲計之經驗, 本研究設計入滲計以作為現場求取貯水池入滲量之用, 入滲計之設備(圖 3.2)所示, 其圖 3.2 中由左至右分別為蓄電池、集水袋、入滲計以及浮標, 而入滲計本身之細部設計可參考 (圖 3.3)。

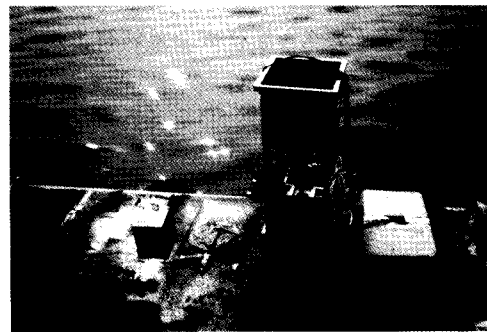


圖 3.2 本研究之入滲計設備圖

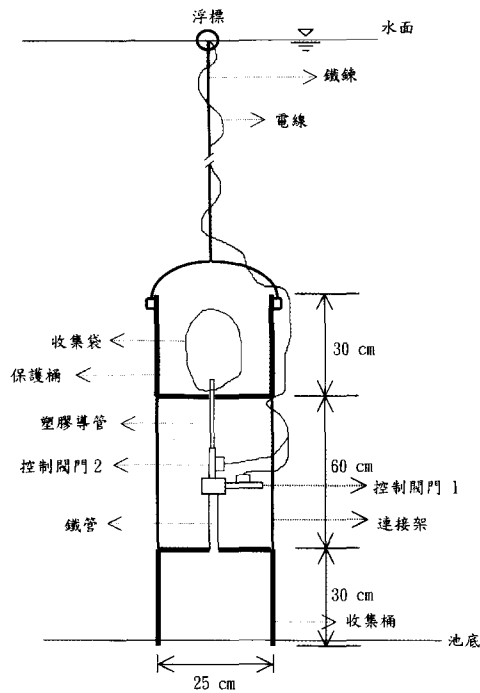


圖 3.3 本研究所設計之入滲計示意圖

3.1.4 安裝與取回

安裝：

- (1) 將入滲計置於水中使入滲計的收集袋與收集桶之間的連接管充滿水。
- (2) 電磁閥通上電流打開控制閥門 1 關閉控制閥門 2，使集水器收集袋內外壓平衡。
- (3) 切斷電流使控制閥門 2 打開，關閉控制閥門 1，使水流在集水袋與收集桶間流通。
- (4) 將電線與鐵鏈置於浮標上，以確認安裝地點，即安裝完成。

回收：

- (1) 將電流回復，關閉控制閥門 2、打開控制閥門 1，將入滲計取回。
- (2) 取出並檢查收集袋是否有破損。
- (3) 量測收集袋內水體積的改變量。

3.1.5 貯水池滲漏量計算

將現場入滲計所測得之資料代入公式：

$$f = \frac{\Delta V}{a \cdot t} \dots\dots\dots (3.1)$$

f ：單位時間之入滲率〔L/T〕

ΔV ：體積改變量〔L³〕

a ：收集桶之面積〔L²〕

t ：量測時間〔T〕

3.2 入滲計現場實驗結果與討論

利用圖 3.3 所示之入滲計進行現場入滲量量測實驗。規劃從桃園地區之貯水池中挑選一口貯水池進行實驗，並依據入滲計安裝與回收方法完成操作手續，並將所得之結果代入 (3.1) 式，推算出貯水池之入滲率。

選擇桃園貯水池第 1-12 號，進行入滲實驗，由貯水池岸邊向內每隔五公尺挑取一點量測入滲率；每點量測三次，共挑取三點 (a、b、c)，各點的位置如圖 3.4 所示。實驗結果如表 3.1。由現場量測結果可知，第 1-12 號貯水池之平均入滲速率約 $4.6 \times 10^{-6} \text{m/s}$ ，由量測結果可知，貯水池底部透水性不佳，故能有效貯存水量。

3.3 實驗室試驗

實驗室分析的主要目的是將現場所採得之土樣，於實驗室內進行試驗，藉以瞭解現場的土壤物理特性，包括土壤比重試驗、土壤粒徑試驗、孔隙率試驗、變水頭試驗、土壤保水曲線試驗。

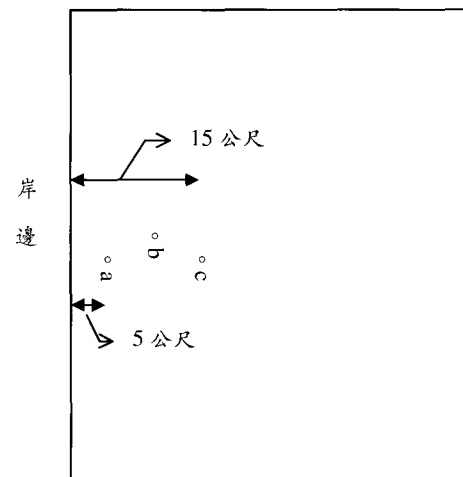


圖 3.4 入滲計量測點位置示意圖

表 3.1 貯水池 1—12 號入滲觀測結果

第一點 (a) :

收集桶面積 625 cm²

入滲時間	收集袋內水體積		體積改變量	入滲率
	起始	完成		
s	cm ³	cm ³	cm ³	cm/s
261000	4000	3190	810	4.96×10 ⁻⁶
257400	4000	3270	630	4.53×10 ⁻⁶
342000	4000	2960	1040	4.87×10 ⁻⁶
			平均入滲率	4.79×10 ⁻⁶

第二點 (b) :

收集桶面積 625 cm²

入滲時間	收集袋內水體積		體積改變量	入滲率
	起始	完成		
s	cm ³	cm ³	cm ³	cm/s
257400	4000	3340	660	4.10×10 ⁻⁶
262800	4000	3290	710	4.32×10 ⁻⁶
264600	4000	3270	730	4.41×10 ⁻⁶
			平均入滲率	4.28×10 ⁻⁶

第三點 (c) :

收集桶面積 625 cm²

入滲時間	收集袋內水體積		體積改變量	入滲率
	起始	完成		
s	cm ³	cm ³	cm ³	cm/s
261000	4000	3190	810	4.96×10 ⁻⁶
257400	4000	3270	730	4.53×10 ⁻⁶
342000	4000	2960	1040	4.87×10 ⁻⁶
			平均入滲率	4.76×10 ⁻⁶

四、二維未飽和土壤理論方程式

4.1 未飽和土壤水份流動特性

水份在不飽和土壤中，受到低於大氣壓之壓力，即為負壓水頭，而此時水頭之梯度同樣可以成為土壤中水分的移動力，而在不飽和土層中，部份孔隙為空氣所佔據，而使土壤橫切面可供傳導部份相對地減少。並由於吸力的發生，首先是孔隙排空水份，此時水份僅在較小孔隙間流

動，水流之路徑曲度 (tortuosity) 增加，使水份的傳輸更為困難。

4.2 數值模式說明

本研究採用美國賓州大學 (The Pennsylvania State University) 發展出之孔隙介質飽和與未飽和水流動之二維有限元素法數值模式 (2D-FEMWATER—A Finite Element Model of WATER flow through saturate-unsaturated porous media) (Yeh,1987)，應用於桃園地區貯水池對地下水補注量的模擬。

4.2.1 地下水流動控制方程式

2D-FEMWATER 之控制方程式乃基於質量守恆 (水平衡) 及動量平衡 (達西定理)，並且考量水流在土壤飽和與未飽和的情況而推導出來。

控制方程式：

$$F \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla [k(\nabla h + \nabla z)] + q \dots\dots\dots (4.1)$$

F : 儲水係數 (storage coefficient) [1/L]

$$F = \alpha \frac{\theta}{n_e} + \beta \theta + \frac{d\theta}{dh}$$

t : 時間 (time) [T]

q : 內部的源、匯 (sources/sinks) [1/T]

z : 重力水頭 (gravity head) [L]

θ : 體積含水量 (water content) [L³/L³]

n_e : 有效孔隙率 (effective porosity) [L³/L³]

α : 修正介質壓縮係數 [1/L]
(modified compressibility of the media)

β : 修正水壓縮係數 [1/L]
(modified compressibility of water)

4.3 相對傳導率 (Relative permeability) 分析

在不飽和土壤中，孔隙中存有空氣，使土壤的飽和度降低，流體僅能在較小的孔隙中流動，由於流動斷面積減少，相對的增加水流的路徑曲

度，流體流動較為困難，因此水力傳導係數減小，相對傳導率隨之減小。所以未飽和水力傳導係數與飽和度有關。

相對傳導率 K_r 定義為 K_e 與 K 之比值；

K_r : 介於 0 與 1 之間，而 K_e 與飽和度 (saturated degree)

有關，即

$$K_e = f(\Theta)$$

且 Θ 介於 1 與 0 之間，當 $\theta = \theta_r$; 則 $\Theta = 0$

而當 $\theta = \theta_s$; 則 $\Theta = 1$;

$$K_r = \frac{K_e}{K}$$

K_e : 未飽和時之水力傳導係數 [L/T]

K : 飽和時之水力傳導係數 [L/T]

而 van Genuchten (1980) ; 利用土壤飽和度 (Θ)、土壤含水量 (θ) 以及壓力水頭 (h) 三者間的相互關係推導出未飽和水力傳導係數與壓力水頭的關係；

$$K_r(h) = \frac{\left\{1 - (\alpha h)^{n-1} [1 + (\alpha h)^n]^m\right\}^2}{[1 + (\alpha h)^n]^{n/2}}$$

因此本研究採用 van Genuchten(1980)所建議的飽和度與土壤毛細張力水頭的參數方程式，並與實驗數據做參數檢定，繪出最小誤差的迴歸曲線。所求的最佳 α 值為 $0.006 \text{ (cm}^{-1}\text{)}$ ， n 值為 1.511， m 值為 0.338，如圖 4.1 所示。

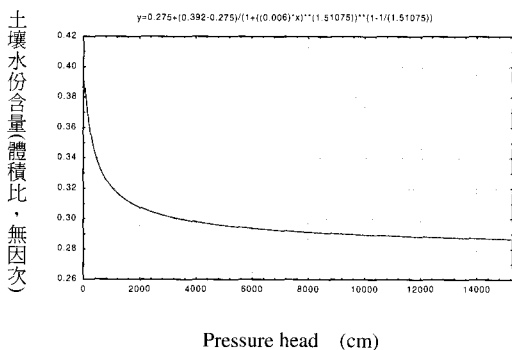


圖 4.1 均質粘土保水曲線

五、模式模擬

5.1 模擬區域

在模式中，模擬貯水池對地下水補注的情況，挑選貯水池第 1-12 號為模擬對象，其為一矩形貯水池長 100 公尺，寬 91 公尺，並考量其對稱性；將貯水池由中央分成兩半，選取貯水池之右半邊 50 公尺，與其右側寬 91 公尺的範圍為模擬區域。就蒐集得到文獻的水文地質柱狀圖資料 (台灣省水利局, 1996)，在桃園地區地表至地表下 3 至 5 公尺皆為透水性不佳之黏土層所覆蓋，再往下 20 公尺左右為透水性較佳之礫石及粗砂所組成；而在此區域內地下水位大約在地表下 20 至 40 公尺之間，在假設貯水池入滲量即為地下水補注量，選定模擬區域為地表下 25 公尺，而在此區地下水模擬為非拘限含水層，因此將模擬區域劃分為二層，上層為透水性不佳之黏土層；厚度為 5 公尺，下層為透水性較佳之礫石及粗砂層；厚度為 20 公尺。

5.2 邊界條件

由圖 5.1；在池塘貯水的情況下；池底之邊界條件為定水頭邊界 (Dirichlet boundary)。在地表面上不考量其它補注源以及忽略蒸發散等因素 (不包含貯水池下方)；即在 Y 軸方向為不透水邊界。即在對稱情況下；圖 5.1 之左邊，在 X 軸方向為不透水邊界。右邊界為模擬區域離補注區最遠處，在不影響水流模擬下，定為變數邊界 (Variable boundary)，即流至此邊界的水流能自由的流出模擬區域，由模式自動調整邊界條件。而在模擬區域之底部；定為定水頭邊界 (Dirichlet boundary)，假設在地下水位面。

5.3 網格劃分

在模擬區域內，進行有限元素法劃分格網的工作。格網劃分必需考慮所使用之數值方法的穩定性、合理性、精確度及地質地形變化等因素。本研究元素分割之形狀為矩形，在 Y 軸上；每隔 1 公尺定一結點，而在 X 軸上；從 0 到 42 公尺每隔 3 公尺定一結點，從 42 公尺至 60 公尺每隔 2 公尺定一結點，而自 60 公尺以後每隔 3

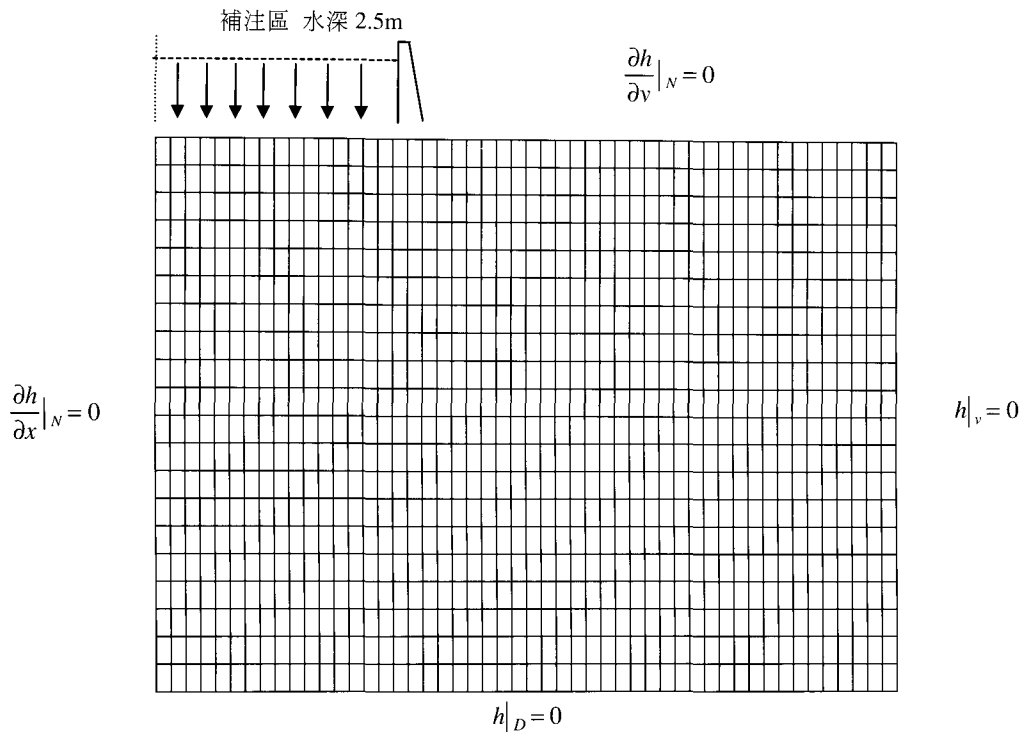


圖 5.1 FEMWATER 模式之網格示意圖

公尺定一結點，因此將整個區域分成 1250 個元素、1326 個結點，其型示如圖 5.1 所示。

5.4 數值模擬

綜合上述條件，以及蒐集到的資料和實驗所得之現地土壤物理特性，代入模式模擬，本研究是模擬貯水池在長時間的補注下，即假設為定流量，將其模擬分為下列各項：

1. 水力傳導係數與入滲率之間的影響。
2. 二層土壤水力傳導係數之關係與飽和區的範圍。
3. 貯水池深度與入滲率之間的影響。

對於上述模擬，假設模擬狀況：

- (1) 同一層土壤均質、等向性，貯水池平均水深 2.5 公尺，第一層自地表向下 5 公尺，為透水性不佳的黏土層，第二層自地表下 5 公尺至 25 公尺，為透水性佳的礫石層。假設在長期補注的情況下；水力傳導係數與

入滲率之間的關係做比較。固定第二層(礫石層)的水力傳導係數，改變第一層的水力傳導係數，模擬其入滲率的改變。

- (2) 與上 1. 假設條件相同，固定第二層的水力傳導係數為 3 m/day，而改變第一層水力傳導係數，比較水力傳導係數不同時；在模擬區域內的飽和與未飽和區之範圍，以及在模擬區域內的水流狀況。假設上下二層為相同土壤條件下，即第二層水力傳導係數為 3 m/day。若上下二層不同的地質條件下，第二層水力傳導係數依序為 3×10^{-2} m/day、 4.5×10^{-3} m/day 與 3×10^{-3} m/day。
- (3) 利用現場入滲計之實驗值，修正模式之參數；使數值模擬之入滲率與實際狀況相符合，而後改變貯水池水深，模擬其入滲率的變化。

5.5 模擬結果：

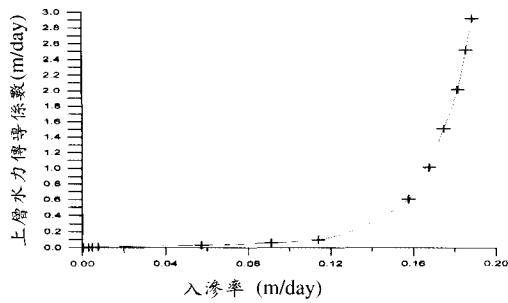


圖 5.2 上層水力傳導係數與入滲率之關係
(固定第二層水力傳導係數為 3 m/day)

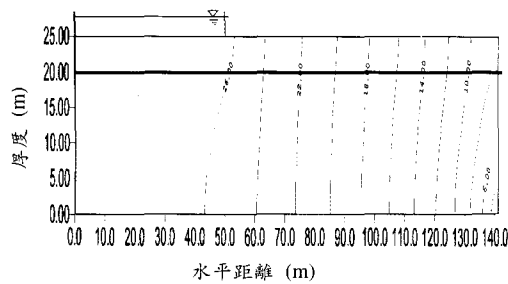


圖 5.3 等水頭分佈圖 (m)；上層水力傳導係數 3 m/day (固定第二層水力傳導係數 3 m/day)

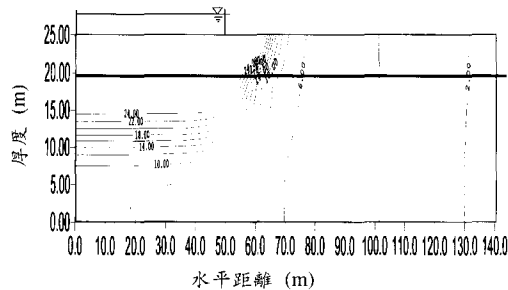


圖 5.4 等水頭分佈圖；上層水力傳導係數 3×10^{-2} m/day (固定第二層水力傳導係數 3 m/day)

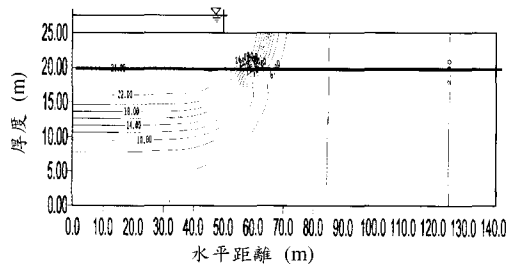


圖 5.5 等水頭分佈圖；上層水力傳導係數 4.5×10^{-2} m/day (固定第二層水力傳導係數 3 m/day)

(1) 由圖 5.2 中，固定第二層水力傳導係數；而改變第一層的水力傳導係數，模擬貯水池入滲率與水力傳導係數間的關係，在水力傳導係數介於 $3 \times 10^{-5} \sim 0.1$ m/day 時，入滲率亦隨之改變由 5.7×10^{-5} 至 0.114 m/day，其兩者間以正比的關係存在，這是由於第一層與第二層的水力傳導係數兩者相差較大，則由較小的第一層控制著入滲率，但是當水力傳導係數介於 0.1~2.8 m/day 時；與第二層水力傳導係數接近，入滲率變化由 0.114 至 0.189 m/day；其入滲率的變化量相對的變小，入滲情況不再只受制於第一層土壤，亦需考量第二層土壤的影響。

(2) 圖 5.3 至圖 5.6 為不同的第一層水力傳導係數的等水頭線分佈圖。圖 5.3 假設上下二層為相同的土壤，模擬區域內其等水頭線分佈較為分散，在整個模擬區內水力梯度較小且變化不大，沒有區域發生局部變化的情形，而圖 5.4 為上下二層不相同水力傳導係數下，其等水頭線的在貯水池周圍有集中分佈的現象，且水平方向的水力梯度又比在垂直方向大，但隨著遠離貯水池其水力梯度有逐漸變緩，而在水平距離 70 m 以後，只有水平方向存在著水力梯度，而垂直方向已趨近於零。而圖 5.5、圖 5.6 亦是相同。但隨著第一層水力傳導係數變小如圖 5.3 至 5.6；則水流傳輸至第二層更為困難，水力梯度變化愈是明顯，等水頭線分佈往貯水池集中。

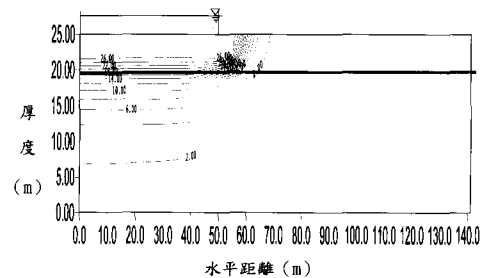


圖 5.6 等水頭分佈圖；上層水力傳導係數 3×10^{-3} m/day (固定第二層水力傳導係數 3 m/day)

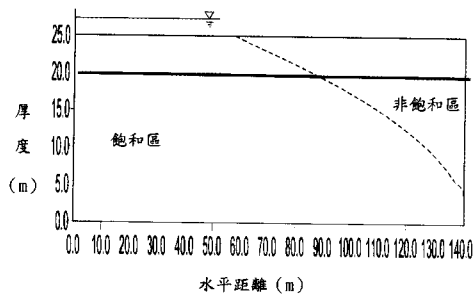


圖 5.7 土層飽和區分佈圖；上層水力傳導係數 3 m/day (固定第二層水力傳導係數 3 m/day)

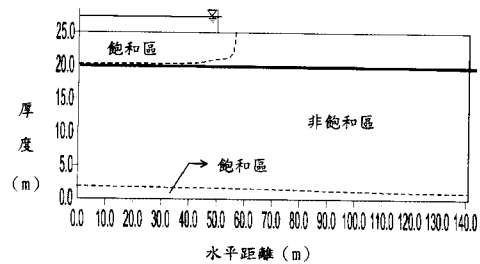


圖 5.10 土層飽和區分佈圖；上層水力傳導係數 3×10^{-3} m/day (固定第二層水力傳導係數 3 m/day)

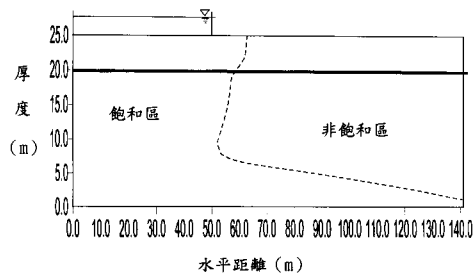


圖 5.8 土層飽和區分佈圖；上層水力傳導係數 3×10^{-2} m/day (固定第二層水力傳導係數 3 m/day)

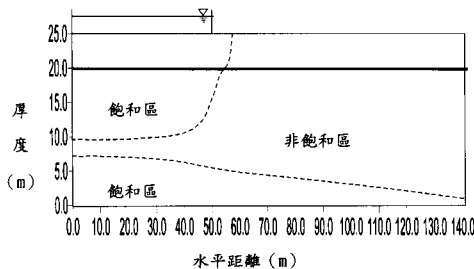


圖 5.9 土層飽和區分佈圖；上層水力傳導係數 4.5×10^{-3} m/day (固定第二層水力傳導係數 3 m/day)

力傳導係數變小時，土壤飽和的範圍也隨之縮小如圖 5.8，此時飽和區仍從貯水池底部連接至地下水位；但是當水力傳導係數約為 4.5×10^{-3} m/day 時，如圖 5.9；貯水池補注所造成的飽和區有非飽和區出現，飽和區不連續有分離的現象出現。水力傳導係數再減小，則飽和區的範圍僅限於貯水池下周圍的第一層土壤，以及靠近地下位的區域，飽和區分離的情況愈是明顯，如圖 5.10 所示。其主要原因為第一層的水力傳導係數的變小使得水流通過第一層流速變慢，而到達第二層後水的流速加快，而在上下流速不同下，上層的水尚未補充至下層；而使得土層中有非飽和的情況發生，而隨著上層補充速度與向下速度差距愈大，則土層中的非飽和區漸漸的變大。

(4) 圖 5.11 至圖 5.14 為不同的第一層水力傳導係數下流線分佈圖，由圖 5.7 與圖 5.10 對照；在貯水池下方皆已達飽和，因此水流主要往非飽和區流動，因此由圖 5.11 中；可看出水平方向較垂直方向的流速大。但是隨著水力傳導係數的減小；如圖 5.12、圖 5.13 以及圖 5.14 所示；在貯水池下方部份區域仍未達飽和狀況，則水流方向以垂直方向為其主要流向，往未飽和區流動，而其它區域由於總水頭的關係仍以水平方向為主，流向由左向右。

(3) 圖 5.7 至圖 5.10 為不同的第一層水力傳導係數下；飽和區與未飽和區的範圍。當上下二層為均質、等向的相同土壤，其飽和區的範圍最大如圖 5.7 所示，當第一層水

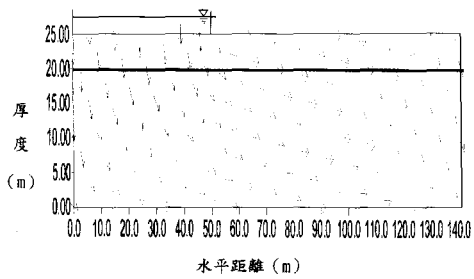


圖 5.11 流線分佈圖；上層水力傳導係數 3 m/day
(固定第二層水力傳導係數 3 m/day, 箭頭
大小代表相對流速)

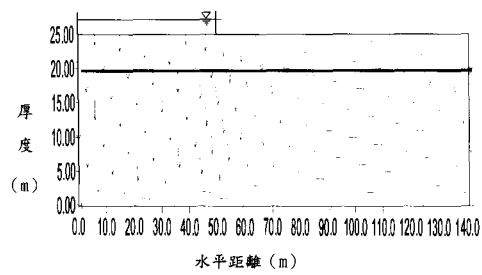


圖 5.12 流線分佈圖；上層水力傳導係數 3×10^{-2}
m/day (固定第二層水力傳導係數 3
m/day, 箭頭大小代表相對流速)

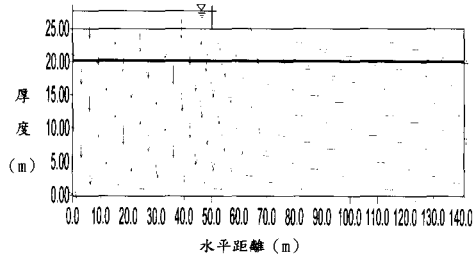


圖 5.13 流線分佈圖；上層水力傳導係數 4.5×10^{-3}
m/day (固定第二層水力傳導係數 3
m/day, 箭頭大小代表相對流速)

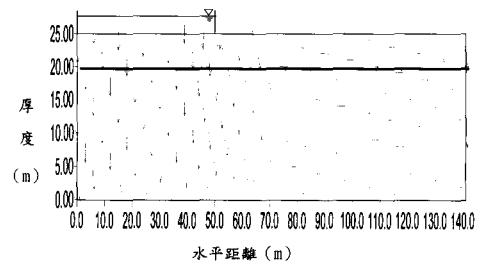


圖 5.14 流線分佈圖；上層水力傳導係數 3×10^{-3}
m/day (固定第二層水力傳導係數 3
m/day, 箭頭大小代表相對流速)

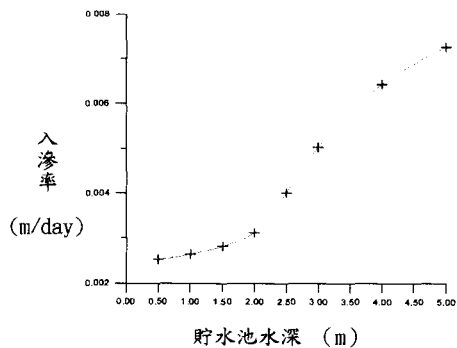


圖 5.15 貯水池不同水深與入滲率之關係圖 (水力
傳導係數上層 4.5×10^{-3} m/day；下層
3m/day)

(5) 圖 5.15 為不同水深與入滲率的關係；藉由在現地實驗所得之入滲率，在不改變第二層水力傳導係數下，利用圖 5.2 所表示的水力傳導係數與入滲率的關係圖，對照求得第一層模擬所需之水力傳導係數為 4.5×10^{-3} m/day；而第二層水力傳導係數為 3 m/day，而後改變貯水池的水深從 0.5 公尺至 5 公尺等不同深度，並模擬求出貯水池不同水深的入滲情況，其結果如圖 5.15 所示。由圖 5.9 中可知，水力傳導係數第一層 4.5×10^{-3} m/day、第二層 3 m/day，貯水池水深約在 2.5 公尺時，在第二層土壤中飽和區有分離的現象，因此在相同的水力傳導係數下，以水深 2.5 公尺為界，水

深小於 2.5 公尺則貯水池下方有飽和區分離；而水深大於 2.5 公尺則屬飽和聯結，所以從圖 5.15 中可以發現在飽和區分離下水深與入滲的變化量較小，而在飽和區聯結後水深與入滲的變化量有著明顯的改變，這是由於在聯結下水力傳係數最大而達到飽和水力傳導係數，則達西速度較大。

六、結論及建議

結論：

實驗及設計入滲計部份：

1. 入滲計是應用貯水池的上下壓力不同造成水流的流動，而使得入滲計上收集袋內的水量改變，則可以算出貯水池的入滲率。應用入滲計可以直接量測入滲率，不似水平衡模式需要的參數較多，使得不確定性因而增高，採用入滲計實際量測是一簡單、直接的方法可以估算入滲率。
2. 依據現場入滲計之量測實驗結果，桃園第 1-12 號貯水池的平均入滲速率約為 4×10^{-3} m/day。就現場量測貯水池的結果而言其補注量不高，由於貯水池入滲量十分小，貯水功能甚佳。
3. 入滲計在設計時，應對整個儀器的重心加以考慮，以免在安裝過程中，因儀器重心過高而容易傾倒，使實驗失敗率增高。

模擬部份：

1. 利用現地實驗的入滲率修正模式，模擬結果顯示在貯水池下方的土層中仍有飽和區分離狀態，雖可利用增加貯水池水位的方法使貯水池下方的土層達到飽和以增加入滲率，但從模擬結果中得知，雖貯水池的水位增加至 5 公尺，時由模擬結果得知，入滲率約為 7.5×10^{-3} m/day，仍然不符合補注池設立標準，在此地質條件下，只適合做為貯水池。
2. 入滲率的主要控制原因在於地層中水力傳導係數較小的土層，主導著入滲率大小，此時補注區下方的水流方向以垂直向下為

主，但是當地質中各土層的水力傳導係數，相差不大造成土層中飽和區的擴大，使得補注區下方的水平方向流速變大，則水力傳導係數的改變對入滲率的變化量影響變小。簡言之水力傳導係數與入滲率間的關係會受飽和區大小的影響，而改變水流方向，由本來的垂直方向轉變為以水平方向為主時，其入滲率的變化量因而減小。

3. 貯水池的水位對入滲率雖能造成影響，但要達到補注池的標準，仍需取決於土層中較小的水力傳導係數，因此在選擇補注池的位置時土壤的水力傳導係數至少需要大於 2 m/day，且補注池水位要達到 3 公尺以上，則可為作補注池。
4. 當上下二層土質的水力傳導係數的比值由 100 變為 1000 倍時，在貯水池下方的土層飽和區的情形，漸漸隨著第二層水力傳導係數的減小，貯水池下方與地下水水位面間的飽和沉狀，由原本飽和區連續轉變為不連續，飽和區上下分離的現象愈來愈顯注。

建議：

實驗部份：

1. 應用入滲計於貯水池內量測入滲率的實驗，並觀測貯水池水位變化。目前在現場實驗中未能考量實驗期間水位變化與入滲率間的關係，而為進一步了解水位與入滲率間的變化情況，可對入滲計進行改良，在入滲計上裝置自計式流量計，記錄入滲計的流量變化情況，並配合在貯水池內安裝壓力式水位計，觀測貯水池水位變化，並與入滲計所測得之值做一比較，以了解實驗其間水位變化與入滲率的情形。
2. 不考量人力搬運與安裝上的因素，可將入滲計底部的收集桶部份放大，增加入滲計的覆蓋面積，使入滲的體積變大，以增加實驗的精度。

模擬部份：

1. 在模擬過程中，假若資料充足有土壤之壓

密係數，則可考量土壤的壓密性，因在不同的水深下，土壤受壓情況不同，則其水力傳導係數可能會因水壓而改變，隨之其入滲率當隨著改變，而其模擬水位與入滲率關係因而不同。

2. 在模式中只模擬以地表及地下水水位為上下兩邊界的入滲情形，並探討上層貯水池的補注現象，目前還未能考量地層中有地下水流動的情形以及地表蒸發，對研究區域入滲的影響。

七、謝誌

本研究得以順利完成，需感謝財團法人桃園農田水利研究發展基金會，提供資料及協助實驗，才得以順利解決實驗期間所面對的困難。

八、參考文獻

- 台灣省水利局：“台灣現有地下水觀測及地盤下陷監測資料之整理與分析報告，第四期：台北盆地，桃園台地，蘭陽平原”，1996。
- 台灣省桃園農田水利會：“桃園大圳七十年記”，1994。
- Brooks, R. H. and Corey, A. T.: “Hydraulic Properties of Porous Media”, Colorado State Uni. Hydrology Paper No. 3, p.27, 1964.
- Cherkauer, D. A. and McBride, M.: “A remotely operated seepage meter for use in large lakes and rivers”, Ground Water, 26(2), p.165-171,

- 1988.
- Lee, D. R.:” A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries”, Department of Earth Sciences, University of Waterloo, p.140-147, 1977.
- M. TH. Van Genuchten ,” A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils”, Soil Sci. Soc. Am. J., 44, p.892-898, 1980.
- Philip, J. R.: “The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution” ,Soil Sci.,83, 345-357, 1956.
- Reeder, J. W., Freyberg, D.L., Franzini, J. and Remson ,I. ,”Infiltration under rapidly varying surface water depths”, Water Resour. Res., 16(1), p.97-104, 1980.
- Yeh G. T., “2D-FMWATER-A Finite Element Model of WATER flow through saturate-unsaturated porous media.” The Hydraulic Laboratory of the US Army Engineer Waterways Experiment Station, 1987.

收稿日期：民國 87 年 8 月 1 日

修正日期：民國 87 年 9 月 24 日

接受日期：民國 87 年 10 月 27 日