

# 台灣續灌水田灌溉系統之水平衡模式

## A Water Balance Model of Continuous Irrigation System for Paddy Field in Taiwan

農業工程研究中心助理研究員  
中央大學土木工程學系博士候選人

簡傳彬  
Chuan-Pin Chien

中央大學土木工程研究所  
教授

吳瑞賢  
Ray-Shyan Wu

農業工程學研究中心  
副研究員兼秘書

方文村  
Wen-Tsun Fang

### 摘要

台灣地區近年來由於人口不斷的增加，社會經濟環境的改變及工商業的發達，造成工商業及公共給水等標的對淡水資源之需求大幅增加，加上環境保護及生態保育概念興起，使得未來部份的農業用水將被其他標的移用，致產生農業節水灌溉的需求。因此，如何充分掌握及運用水田回歸水以供灌溉及生態等用水為當前之要務。本研究之目的在建構一個配合水稻田生長期間之灌溉特性，並考慮灌溉水深、晒田排水及水平滲漏量等之水田坵塊之水平衡模式，以達到掌握水田回歸水之目標。桃園農田水利會為台灣地區中具有回歸水供給之一灌溉系統，因此本研究選擇桃園農田水利會為範例研究區域。經由本研究所建置之水平衡模式，對桃園地區水田之四種土壤以民國 88 年一期作之氣象資料進行運算，結果顯示砂質壤土之回歸水量為 447.3 公厘，佔出流量之 28%；砂質黏土之回歸水量為 401.5 公厘，佔出流量之 28%；黏質土壤之回歸水量為 490.4 公厘，佔出流量之 35%；輕黏土之回歸水量為 533.5 公厘，佔出流量之 39%。其中之地下回歸水量部份，砂質壤土為 94.2 公厘，佔消耗水量（不含田區逕流量）之 8%；砂質黏土為 95.6 公厘，佔消耗水量之 9%；黏質土壤為 103.9 公厘，佔消耗水量之 10%；輕黏土為 107.6 公厘，佔消耗水量之 11%。

**關鍵詞：**回歸水，水田，水平衡模式。

### ABSTRACT

Due to fast increasing population in Taiwan, the industry and domestic water demand is growing at a fast pace. The existing water resources seem not able to cover

the increasing need. In the future, part of water for agriculture will be transferred to other sectors, and therefore water conservation for agriculture has to be enforced. One of the most effective ways is to use return flow in the farm. The purpose of this study is to construct a water balance model, in which the irrigation characteristics during rice growing, irrigation water depth, and drainage when drying in the sun are taken into account. In Taiwan, the Taoyuan Irrigation Association (TIA) is of an irrigation system with part of water supply from return flow, and it is chosen to be a study example. The soil in this area has four types: sandy loam, sandy clay, clay soil, and light clay. With the climatologic data at TIA at the first rice term in 1999, the water balance model gives the following results. The return flow for sandy loam is 447.3mm, which is 28% of outflow; sandy clay is 401.5mm, 28%; clay soil is 490.4mm, 35%; light clay is 533.5mm, 39%. Among the return flow, those from subsurface for sandy loam is 94.2mm, which occupies 8% of consumption (field runoff is not included); sandy clay is 95.6mm, 9%; clay soil is 103.9mm, 10%; light clay is 107.6mm, 11%.

**Keywords:** Return flow, Paddy field, Water balance model.

## 一、前言

台灣地區之降雨量極為豐沛，年平均降雨量達 2,504 公厘，為世界年平均降雨量（973 公厘）的 2.57 倍，但以每人每年平均分配之降雨量（4,483 立方公尺）而言，僅為世界平均值（33,875 立方公尺）的 0.132 倍（經濟部水資源統一規劃委員會，1991），可見台灣地區可使用之降雨量極為貧乏。再加上近年來由於人口不斷增加，社會經濟環境的改變，工商業的發達，造成工商業及公共給水等標的對淡水資源之需求大幅增加，而環境保護及生態保育概念興起，未來水資源各標的之利用比例將有所調整。台灣地區總用水量，以民國八十年為例，約為 176 億立方公尺，其中農業用水量約為 136 億立方公尺（77%），民生用水約為 25 億立方公尺（14%），工業用水約為 15 億立方公尺（9%）（劉豐壽，1999a）。以民國 100 年為用水基準年（劉豐壽，1999b），配合稻米安全產量、生態環境及水資源永續利用，在年總需水量不超過 200 億立方公尺之標準下，各標的用水應調整為農業用水 130 億立方公尺（65%），民生用水 30 億立方公尺（15%），工業用水 25 億立方

公尺（12.5%）及保育用水 15 億立方公尺（15%），且在農業用水的 130 億立方公尺中有 30 億立方公尺劃為保育及彈性（緊急支援民生及工業用水）需水量。顯示大量的農業用水將被其他標的移用，而產生農業需要節水灌溉。因此，如何充分掌握及運用回歸水以供灌溉及生態等用水為當前之要務。

回歸水利用之記載，最早約於西元 1292 年元朝郭守敬於水利十事中之第六事所述，利用懷、孟、泗、河之漏堰餘水，向東和丹河之餘水會合而行以灌田二千餘頃（石朝雄，1982）。而回歸水之分析則於 1885 年在美國之 Colorado 之 Cache La Poudre 河流域開始；其後 1922 年 Parshall 於 Colorado 之 South Platte 河流域；1931 年 Follansbee 於 North Platte 河流域，以流域或區域進行引用水量、耗水量之量測及回歸水分析（駱安華，1960）；台灣自 1960 年亦開始進行區域回歸水之分析（徐龍淵及徐恭也，1987；農業工程研究中心，1996a）。唯由於回歸水量隨地區、地形、土壤特性及作物生長期間而改變，因此前述之大區域估算，並無法適用於其他之流域。為了解土壤或作物特性對回歸水之影響，有以滲漏儀進行試驗，並依據試

驗資料訂出引用水量與回歸水量之關係曲線者 (Oad 等, 1997; Oad and DiSpigno, 1997), 或以砂箱模型進行試驗者 (吳瑞賢等, 1999; 劉日順, 2001)。唯前述之試驗中, 在滲漏儀部份無法考慮水田蓄水之功能, 而砂箱試驗部份則未考慮作物生長期間之差異性及時間歷線。吳瑞賢及張嘉軒 (1996) 進行水稻田逕流系統之水平衡分析, 則未考慮水稻生長期間之灌溉特性及水平滲漏量。因此本研究配合水稻田生長期間之灌溉特性, 在考慮灌溉水深、晒田排水及水平滲漏量之情形下進行水田坵塊之水平衡分析研究。研究成果除可了解長期回歸水量外, 並可提供回歸水歷線以供回歸水利用之參考。

## 二、理論分析與模式建立

回歸水產生原因可分為：(一)渠道滲漏；(二)渠道退水；(三)水田滲漏；(四)水田排水（換水）；(五)由於超量灌溉或降雨超過田埂出水高度；(六)餘水（包括灌溉餘水、上游回歸水之餘水及降雨逕流）。依其產生回歸水路徑之不同，一般可區分為地表回歸水及地下回歸水，兩者最大的差異在於地表回歸水產生於地表之上，當水田引灌水深高於田埂高度或田埂缺口高度時即會越過田埂或由田埂缺口流出，而灌溉餘水與降雨亦會造成地表回歸水；地下回歸水則產生於地表下，主要是由於水田的滲漏作用所造成。因此對於地下回歸水的估算，可再區分為田區內回歸水及田埂回歸水加以估算。

過去相關研究中對於回歸水之計算，大多採用現地觀測或以記錄資料統計分析，無法對不同之地區或不同之引灌水量進行推估。因此本研究擬就影響回歸水因素之相關性進行探討並建立回歸水推估模式。對於影響回歸水之因素，本研究先從水田水收支平衡原理著手。一般水田水平衡分析之各項機制：如降雨、作物蒸發散、引水灌溉等，繪如圖 1。

在水稻田系統中的水文循環，可以流入量減去流出量等於貯蓄變化量的方程式來表示，一般水平衡方程式如下所示：

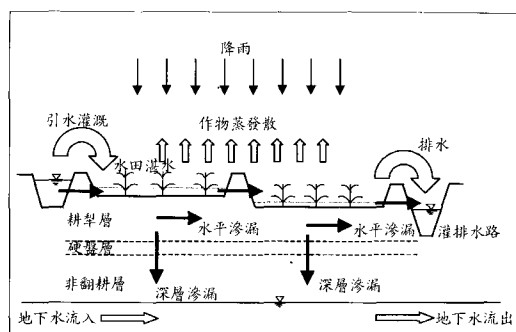


圖 1 水收支平衡示意圖

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

式中  $I$  為流入量，包括降雨量、地表流入量與地下水流入量； $O$  為流出量，包括蒸發散量、地表流出量與地下水流出量； $t$  為時間； $S$  為儲蓄水量。

上式之水平衡方程式涵蓋地面水及地下水系統。當以水稻田為控制體積（硬盤層以上部份）時，則對某一特定時段之水平衡方程式如下所示：

$$P + IN - ET - DF - R - RH = \Delta S, \dots\dots\dots (2)$$

式中  $P$  為降雨量； $IN$  為地表流入量； $ET$  為作物蒸發散量； $DF$  為深層滲漏量； $R$  為地表流出量； $RH$  為水平滲漏量； $\Delta S$  為田間貯蓄變化量，包括田間湛水變化量與土壤水分變化量。

當地表流出量與水平滲漏量合稱為回歸水量  $RT$  時，則此水平衡方程式如下所示：

$$P + IN - ET - DF - RT = \Delta S. \dots\dots\dots (3)$$

一般而言，降雨量及地表流入量可由現場量測獲得，因此以下針對作物蒸發散量、深層入滲量及回歸水量加以探討。

### 2.1 作物蒸發散量

蒸發散量之推求常用公式，包括國際糧農組織(FAO)所推薦的四種方法：Blaney-Criddle 法、輻射 (Radiation) 法、Penman 法及蒸發皿 (Pan Evaporation) 法，以及 Penman-Monteith

法 (Shan and Edling, 2000)、Day-degree 法、Thornthwaite 法、Lowry-Johnson 法、Hargreaves 法、Christiansen 法、Hamon 法等。

根據經濟部水利司 (1995) 對台灣各地區二十年來作物需水量的推估結果顯示，以輻射法與 Penman 法的結果較具一致性及穩定性，適用性較佳。陳清田 (1991) 以 Penman 等七種方法進行作物需水量之研究，以 1989 年嘉義地區為例，各模式之相關係數如表 1 所示；其研究結果顯示 Penman 公式有較高之相關係數，但應用上較為繁雜。張嘉軒(1996)，對蒸發散量之推求，以 Hamon 法所求之值與 A 型蒸發皿之蒸發散量比較後之相關係數 (1989 年月資料) 如表 1 所示。由表中顯示 Hamon 法之相關係數雖較 Penman 公式為低，但因所需資料較少，其實用性較佳，故本文對潛勢蒸發散量 ( $PE_t$ ) 之推估，採用 Hamon (1961) 提出的公式來計算，其方程式如下：

$$PE_t = \frac{0.021T_h^2 e_t}{T_t + 273} ; \dots\dots\dots(4)$$

式中

$$e_t = 33.8639 \left[ (0.00738 T_t + 0.8072)^8 - 0.000019 (1.8T_t + 48) + 0.001316 \right] ; \dots(5)$$

$$, T_t \geq 0$$

$T_h$  為每天日照時數(hours)； $e_t$  為飽和水蒸氣壓 (millibar)； $T_t$  為溫度(°C)。

再由作物耕作型態、種植時間、作物生長階段及生長週期決定作物係數  $K_c$  值，並考慮  $t$  時刻之田區耕犁層土壤含水量  $S(t)$  及田區湛水深  $H(t)$ ，則作物蒸發散量  $ET$  可由(6)式求得：

$$ET(t) = \min \left[ K_c PE_t ; H(t) + S(t) \right] 。 \dots\dots(6)$$

## 2.2 深層滲漏

深層滲漏之推估，首須考慮田區表層土壤之入滲情形。Horton 於 1933 年提出一個由其起

表 1 蒸發散量主要推估方法與 A 型蒸發皿之相關係數

方法	相關係數
Penman*	0.983
Hargreave*	0.943
Jensen-Haise*	0.942
Priestley-Taylor*	0.940
Blaney-Criddle*	0.931
Van Bavel*	0.906
Thornthwaite*	0.807
Hamon**	0.954

備註：\* 資料來源：「嘉義地區作物需水量之研究」(陳清田, 1991)。

\*\* 資料來源：「水田對逕流系統之影響評估」(張嘉軒, 1996)。

始入滲率  $f_0$  開始以指數遞減之表層土壤穩定入滲率  $f_c$  之入滲方程式如下所示 (Chow 等, 1988)：

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} , \dots\dots\dots(7)$$

式中， $k$  為指數遞減係數； $t$  為時間。

唯上式中，由於起始入滲率與田區起始含水量有關，在考慮土壤含水量之情形下，Aron (1992) 採用下式，以計算潛勢入滲率  $f_p$ ：

$$f_p(t) = f_c + (f_0 - f_c) \frac{S_S - S(t)}{S_S} , \dots\dots\dots(8)$$

式中， $S_S$  為飽和土壤含水量。

實際田區表層土壤入滲率，將受限於扣除蒸發散量之田區湛水深及潛勢入滲率，其計算式如下：

$$f(t) = \begin{cases} \min[f_p(t), H(t) - ET(t)] , & \text{當 } H(t) \geq ET(t) \\ 0 & \text{當 } H(t) \leq ET(t) \end{cases} , \dots\dots\dots(9)$$

水稻田之土壤入滲率，土壤之硬盤層可視為一滲漏含水層，假設硬盤層上方為飽和含水層，硬盤層厚度為  $B$ ，水力傳導係數為  $K_v$ ，則在  $x$  點之深層入滲率  $f_D(x)$  可以達西定律

(Darcy's law) 加以計算：

$$f_D(x) = K_v \frac{h_{h0} - h_h(x)}{B}, \dots\dots\dots(10)$$

式中， $h_{h0}$  為硬盤層上方之水頭高， $h_h(x)$  為硬盤層下方  $x$  點之水頭高。假設田區之水頭為均勻分布，則田區之最大深層入滲率  $f_{Dmax}$  可以下式表之：

$$f_{Dmax} = K_v \frac{h_{h0} - h_{hd}}{B}; \dots\dots\dots(11)$$

式中， $h_{hd}$  為硬盤層下方之水頭高。

唯上式中，由於假設田區上方為飽和之情況，唯考慮田區上方未飽和之情況下，參考吳瑞賢與張嘉軒(1996)對深層入滲量之修正式，則深層入滲率  $f_d(t)$  可採用下式加以計算：

$$f_d(t) = f_{Dmax} \frac{S(t)}{S_s} \circ \dots\dots\dots(12)$$

唯因田區之含水量在枯萎點  $S_w$  以下，田區水量將無法產生入滲，因此本研究將(12)式修正如下：

$$f_d(t) = f_{Dmax} \frac{S(t) - S_w}{S_s - S_w} \circ \dots\dots\dots(13)$$

而田區下一時刻之土壤含水量  $S(t + \Delta t)$ ，其計算式如下：

$$S(t + \Delta t) = S(t) + (f(t) - f_d(t))\Delta t \circ \dots\dots\dots(14)$$

## 2.3 回歸水量

回歸水量包括田埂水平滲流量、田區內水平滲漏量及田區逕流量。分述如下：

### 2.3.1 田埂水平滲流量

假設田埂具有水平之底部、整個田埂具有相同之水力傳導係數  $K_1$  及水流為不可壓縮流時之一維水平流動，依據達西定律，則田埂單位寬度之水平滲流量  $q_1$  為：

$$q_1 = -K_1 h_1 \frac{dh_1}{dx}, \dots\dots\dots(15)$$

式中， $h_1$  為田埂之水頭高。

由田埂之連續方程式，並以  $n_e$  及  $R$  分別表示有效孔隙率及田埂上方之補助量，則：

$$\frac{\partial}{\partial x}[-Kh \frac{\partial h}{\partial x}] = n_e \frac{\partial h}{\partial t} - R \circ \dots\dots\dots(16)$$

在穩定且田埂上方無降雨，下方無滲漏水之情況下，式(16)之右邊為零，即

$$\frac{d}{dx}[-K_1 h_1 \frac{dh_1}{dx}] = 0 \circ \dots\dots\dots(17)$$

積分得

$$h_1^2 = ax + b \circ \dots\dots\dots(18)$$

$a, b$  為常數，係由邊界條件決定。當田埂高度為  $L$  時，有兩個邊界條件：

當  $x = 0$  時， $h_1 = h_0$ ；

當  $x = L$  時， $h_1 = h_L$ 。

利用邊界條件(1)可以得到  $b = h_0^2$ 。將式(18)微分可得

$$a = 2h_1 \frac{dh_1}{dx}, \dots\dots\dots(19)$$

由式(14)可改寫為

$$h_1 \frac{dh_1}{dx} = -\frac{q_1}{K_1} \circ \dots\dots\dots(20)$$

將上述結果代入式(18)則可得

$$h_1^2 = h_0^2 - \frac{2q_1 x}{K_1} \circ \dots\dots\dots(21)$$

採用非拘限流之 Dupuit's assumption，即假設田埂水流之自由曲面的曲度很小，因此流線在所有斷面均是水平；以及水力梯度與自由面坡度相同，且不隨深度而變。

$$h_L^2 = h_0^2 - \frac{2q_1 L}{K_1}; \dots\dots\dots(22)$$

亦即田埂單位寬度之滲流量為

$$q_1 = \frac{K_1}{2L}(h_0^2 - h_L^2) \quad \text{.....(23)}$$

### 2.3.2 田區內水平滲漏量

穩定情況下田埂下側之滲漏行為屬二維問題。一般而言在考慮二維情況，並假設土壤具均質且均向之傳導係數，其控制方程式如下：

$$\frac{\partial^2 h_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h_2}{\partial z^2} = n_e \frac{\partial h_2}{\partial t} \quad \text{.....(24)}$$

式中， $h_2$  為田區之水頭高。

在田埂下方，由於田埂垂直滲漏量遠低於水平滲漏量，因此田區之單位寬度水平滲漏量  $q_2$  可以下式表之：

$$q_2 = -K_2 b \frac{\partial h_2}{\partial x} \quad \text{.....(25)}$$

式中， $b$  為耕犁層之厚度。

由於上式中，假設田區為飽和之情況，當考慮田區未飽和時，參考 Irmay 公式將式(25)之飽和導水係數加以修正 (Todd, 1980)：

$$q_2 = -K_2 \left[ \frac{S_s - S(t)}{1 - S(t)} \right]^3 b \frac{\partial h_2}{\partial x} \quad \text{.....(26)}$$

### 2.3.3 田區逕流量

田區逕流量即地表回歸水量，包括雨水產生的回歸水及灌溉水流失產生的回歸水（即田埂缺口或溢流者）。本研究對於田區逕流量，以堰流公式加以計算。將水田視為一蓄水庫，故可以水文系統貯蓄量改變之觀念，再配合堰流公式，而得到入出流量演算關係式，用以計算由於雨水或灌溉水所產生的地表回歸水量。

假定田區為一蓄水庫，則灌溉或降雨後田區之蓄水量由於水深增加之蓄水改變量可以下式表示 (Bedient and Huber, 1992)：

$$dV = A_r(H)dH \quad \text{.....(27)}$$

式中， $V$  為蓄水量； $H$  為蓄水深度（水田湛水深）； $A_r(H)$  為水深  $H$  時之田區面積。

假設田區之出流量，在高於田埂缺口高度，而未達田埂高度時，田區逕流量為流經田埂缺口之溢流量，使用能量方程式，則田區出流量可以下式表示 (Graf, 1998)：

$$Q = L_D C_D \frac{2}{3} \sqrt{2g} \left[ \left( H_c + \frac{U_1^2}{2g} \right)^{3/2} - \left( \frac{U_1^2}{2g} \right)^{3/2} \right] \quad \text{.....(28)}$$

式中  $Q$  為出流量； $L_D$  為田埂缺口寬度； $H_c$  為田埂缺口上水頭； $C_D$  為無因次流量係數； $U_1$  為接近流速； $g$  為重力加速度。

當田區之接近流速甚小時，則式(28)之動能 (kinetic energy) 項  $U_1^2/2g$ ，可予忽略，因此(28)可改寫為：

$$Q = L_D C_D \frac{2}{3} \sqrt{2g} H_c^{3/2} \quad \text{.....(29)}$$

令

$$C_w = C_D \frac{2}{3} \sqrt{2g} \quad \text{.....(30)}$$

則

$$Q = C_w L_D H_c^{3/2} \quad \text{.....(31)}$$

若  $H_c$  繼續升高，使得田區水深超過田埂高度，地表逕流水量  $Q_{out}$  為田埂缺口逕流量與田埂逕流量的總和，田埂逕流量  $Q_b$  之計算式如下：

$$Q_b = C_{wb} L_{Db} H_b^{3/2} \quad \text{.....(32)}$$

式中  $L_{Db}$  為田區之寬度； $H_b$  為田埂頂端上的水頭。

由連續方程式知

$$\frac{dV}{dt} = Q_{in}(t) - Q_{out}(H) \quad \text{.....(33)}$$

式中  $Q_{in}$  為入流量。

式 (27) 代入式 (33)，得

$$\frac{dH}{dt} = \frac{Q_{in}(t) - Q_{out}(H)}{A_r(H)} \quad (34)$$

採用二階 Runge-Kutta (R-K) method 進行求解 (Bedient and Huber, 1992)，其計算方式在當時間為  $t_n$  時，相對應之  $H$  為  $H_n$ ，此時田區面積為  $A_r(H_n)$ ；以及當時間為  $t_{n+1}$  時，相對應之  $H$  為  $H_{n+1}$ 。可以下式計算  $\Delta H_1$  及  $\Delta H_2$ ：

$$\Delta H_1 = \frac{Q_{in}(t_n) - Q_{out}(H_n)}{A_r(H_n)} \Delta t \quad (35)$$

$$\Delta H_2 = \frac{Q_{in}(t_n + \Delta t) - Q_{out}(H_n + \Delta H_1)}{A_r(H_n + \Delta H_1)} \Delta t \quad (35)$$

而當時間由  $t_n$  增加至  $t_{n+1}$  時，水位之變化量為  $\Delta H_1$  及  $\Delta H_2$  之平均值，如下式：

$$\Delta H = \frac{\Delta H_1 + \Delta H_2}{2} \quad (37)$$

亦即當時間為  $t_{n+1}$  時，相對應之  $H$  為  $H_{n+1}$ ，以下式加以計算：

$$H_{n+1} = H_n + \Delta H \quad (38)$$

### 三、模式驗證

本研究採用砂箱模型 (方文村與簡傳彬, 1999) 之土壤性質進行水平衡分析，並與砂箱模型及 ModFlow 數值模式之結果進行驗證。方文村與簡傳彬 (1999) 以砂箱模型試驗及數值模式進行水稻田入滲之分析，該研究之水稻田砂箱模型試驗之進行是利用長 600 公分，高 150 公分，寬 150 公分之砂箱模型，模型之製作係由厚 0.8 公分之壓克力板及厚 0.1 公分之鐵板組合而成。模型內之土層共分為三大部分，由上至下分別模擬泥濘層 (40 公分)、硬盤層 (20 公分) 及非翻耕層 (30 公分)。此外整個砂箱模型為模擬實際田區之地表高差，特將左側至右側共三個田區 (以堆土模擬田埂分隔田區) 調整成高度相差 22.5 公分，以成 3.75% 之坡度，這樣的坡度造成土壤水分流動時，左側可視為上游側，而右側可視為下游側。模型下方分為 8

表 2 水平衡分析參數表

項目	數值	項目	數值
田埂高度(cm)	30	穩定入滲率 (cm/day)	1.5
田埂寬度(cm)	30	最大入滲率 (cm/day)	15
田埂缺口高度(cm)	30	田埂滲透係數 (cm/day)	5
田埂缺口寬度(cm)	0	田埂下方滲透係數 (cm/day)	5
堰流係數(田埂缺口)	1.4	田區寬度(m)	1.5
堰流係數(田埂)	1.4	田區長度(m)	1.7
起始含水量	0.45	滲流寬度(m)	3
飽和含水量	0.45	溢流寬度(m)	1.5
枯萎點	0.15	耕犁層厚度(cm)	40
起始湛水深(cm)	6	牛踏層厚度(cm)	20

區，可量測 8 區不同位置之垂直入滲量，左右兩側之 12 層蓄水箱可量測水平滲流量，並裝備一抽水機循環提供實驗之水源。該研究之數值模式採用美國地質調查所(USGS, United States Geological Survey)於 1988 年所發展之 ModFlow 模式，該模式為三維有限差分法地下水流模式，於時間上可模擬穩定或非穩定狀態；於空間垂直方向上可模擬自由含水層或受壓含水層。

水平衡模式之輸入資料如表 2 所示，驗證結果如圖 2 至圖 4 所示。由圖 2 顯示水平衡分析之水平滲流量在前 24 小時之結果與砂箱試驗結果非常接近，唯在 24 至 60 小時之資料顯示水平衡分析結果略高於砂箱試驗結果，而 60 小時之後則略低於砂箱試驗結果。垂直滲流量之分析結果如圖 3 所示，顯示水平衡模式之結果在 24 至 72 小時之結果與砂箱試驗結果非常接近，唯在前 24 小時之資料顯示水平衡分析略低於砂箱試驗結果。總滲流量之分析結果顯示水平衡模式之結果在 12 至 72 小時之結果與砂箱試驗結果非常接近，唯在前 12 小時之資料顯示水平衡分析略低於砂箱試驗結果。整體而言，在滲流量之分析結果顯示，除水平滲流量在 48 至 72 小時與砂箱試驗結果之差異較 ModFlow

## 四、模式應用

### 4.1 研究地區概述

本研究以桃園農田水利會桃園大圳灌區為範例研究區域，茲就桃園大圳灌區地理位置及各項氣候、地形、土質、供水情形等基本資料敘述如下（桃園農田水利研究發展基金會，2000）：

桃園大圳灌區位於台灣西北部，涵蓋桃園縣(包括八德市、桃園市、蘆竹鄉、大園鄉、中壢市、新屋鄉、觀音鄉、楊梅鎮等)及新竹縣(包括湖口鄉及新豐鄉)，東傍桃園縣龜山鄉，西至新竹縣新豐鄉，南以桃園大圳幹線為界與石門大圳灌區相鄰，北濱台灣海峽。

灌區全區位處桃園台地，海拔高度最高約為 100 公尺，地形上大致為南高北低，呈臺階狀，由東南向西北傾斜，以 1/100~1/200 之坡度成放射狀向台灣海峽傾斜。農地面積共約 23,860 公頃，灌區內的土壤質地主要由輕黏土、黏質壤土、砂質黏土、砂質壤土等組成，其中 19.5%的農地土壤為輕黏土、41.1%為黏質壤土、16.5%為砂質黏土、22.9%為砂質壤土。灌區之氣候屬亞熱帶氣候，全年均適宜生長，年平均溫度為 21℃，夏季長而溫度高，平均夏季溫度為 27℃，冬季短而溫度略低，平均冬季溫度為 15℃。在雨量部份，灌區年降雨量平均約為 1,900 公厘，其中最少年雨量為 1,081 公厘（1980 年），最多年雨量為 3,129 公厘（1947 年），62%雨量分佈於 3 月~8 月雨季，另 38%雨量分佈於少雨季節。本研究選取桃園農田水利會灌區內平均坡度為 1/100、田區寬度為 25 公尺及田區長度 100 公尺之水田坵塊，進行民國 88 年第一期作之水平衡分析。於 88 年二月十八日進行第一次整田及浸田、二月廿四日進行第二次浸田、二月廿六日進行第二次整田並於三月一日插秧。

### 4.2 模式流程

水田之水平衡分析，其計算流程如圖 5 所示。其步驟分述如下：

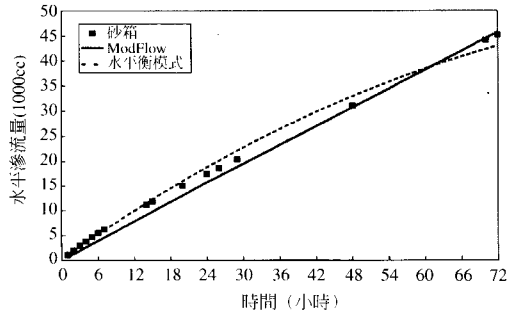


圖 2 砂箱試驗、數值模式及水平衡模式之水平滲流量歷線圖

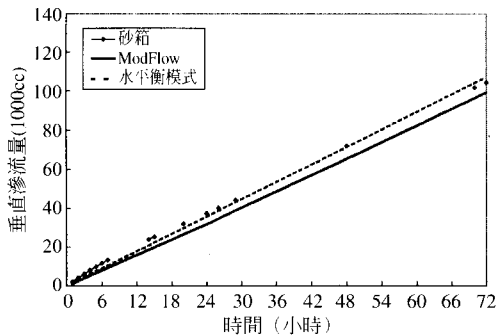


圖 3 砂箱試驗、數值模式及水平衡模式之垂直滲流量歷線圖

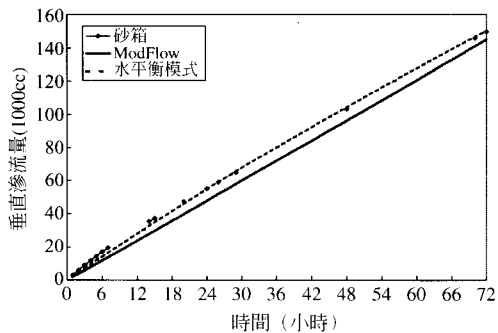


圖 4 砂箱試驗、數值模式及水平衡模式之總滲流量歷線圖

模式略高外，其餘在總滲流量及垂直滲流量之結果均較 ModFlow 模式為佳。



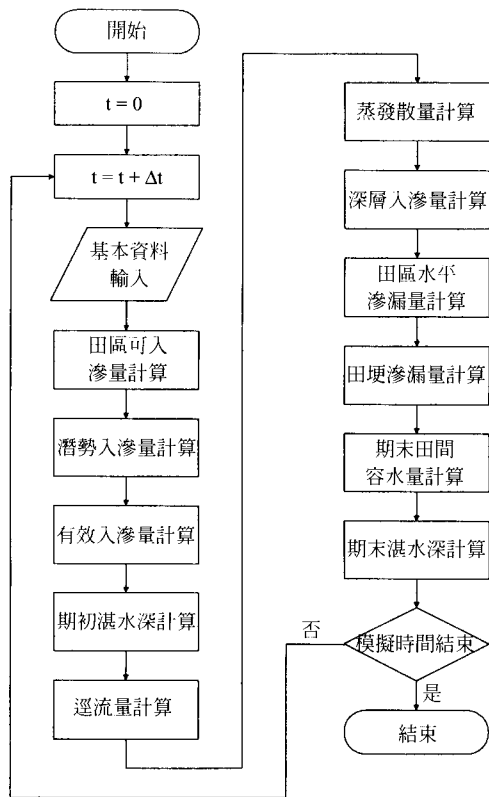


圖 5 水田坵塊水平衡分析流程圖

(1)基本資料輸入

基本資料包括田區基本性質（如田區長度、寬度等）、入流量資料及氣象資料。

(2)入滲量之計算

入滲量之計算包括田區可入滲量、潛勢入滲量、深層入滲量、田區水平滲漏量及田埂滲漏量等。

(3)逕流量計算

依據田區湛水深、田埂缺口高度及田埂高度以式(31)及(32)進行逕流量之計算。

(4)蒸發散量計算

依據氣象資料及作物生育期進行作物蒸發散量計算。

(5)田間含水量計算

當水田湛水深為零時，由於蒸發散量等消耗水量將使得田區土壤含水量減少，因此將計

算田間含水量，並依據田間含水量修正導水係數。

(6)湛水深計算

依據期初湛水深、入滲量、逕流量、入流量及蒸發散量計算期末湛水深。

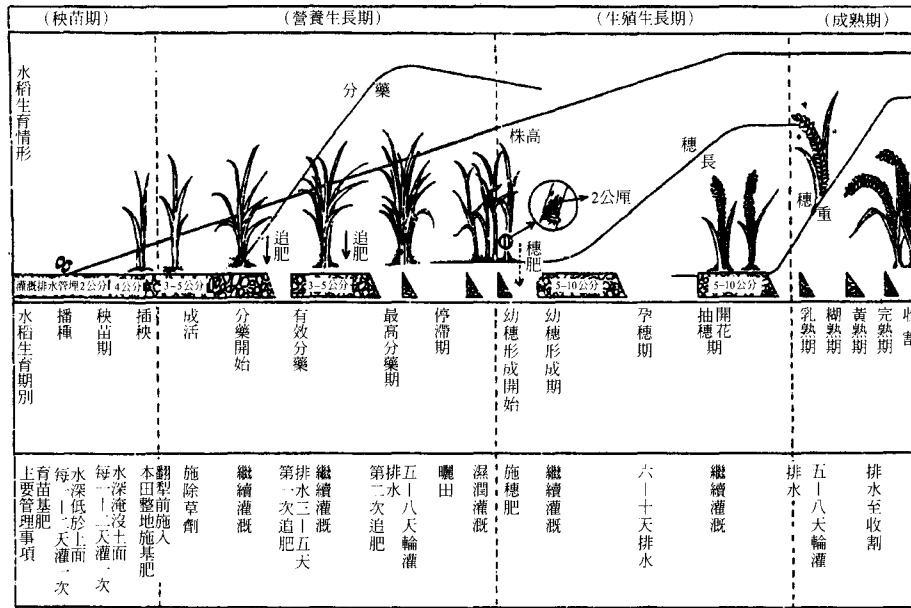
在蒸發散量及田區引用水量對回歸水之影響，以小時為計算單元 ( $\Delta t$ ) 進行 72 小時之分析。在水田坵塊長期水平衡分析，則以日為計算單元 ( $\Delta t$ ) 進行一期作之分析。

4.3 氣象資料與灌溉日程

本研究之氣象資料使用行政院農業委員會桃園區農業改良場之觀測資料，包含氣溫、平均風速、日照輻射、蒸發量與不同深度之土壤溫度等。將氣溫資料，配合日照時數，由 Hamon 法算出潛勢蒸發散量；水田之用水分為秧田、浸田、整田及本田四個時期。由於目前秧苗公司的設立，一般農田之秧田用水減少，因此本研究僅針對浸田、整田及本田用水進行分析。桃園地區第一期作水稻播種時間為二月一日至二月廿五日；浸田用水期間為二月廿六日至三月廿二日；整田用水期間為二月廿八日至三月廿四日；本田灌溉期間為三月一日至七月廿三日。前述之日程為桃園農田水利會之灌溉計畫時程，包括農民耕作之錯開日期。本研究之坵塊以三月一日為插秧日，二月下旬為浸整田期間，三月一日至七月十日為本田期間。作物生長期間配合施肥及晒田而進行排水，排水日程為三月廿一日至廿五日、四月十三日至十四日、四月廿五日至廿九日、五月十一日至十六日、六月二日至四日及六月廿九日起排水至收割。

4.4 田埂缺口高度之決定

田埂高度使水田具有蓄水效果，田埂高度愈高，則其蓄水能力愈大，但如田埂過高，因蓄水太深，反而影響作物之生長。但蓄水之實際高度，並不是由田埂高度所決定，而取決於埂上溢水口之高度。因此溢水口之高度即為田埂之缺口高度。田埂缺口高度受稻作生長高



資料來源：李源泉與李蕙瑩，2000。

圖 6 水稻栽培管理

度、稻作需水情形及排水之需要等因素之限制，不能為求蓄水能力之增加，而漫加提高。稻作之高度隨生長時期而增高，稻作之需水量亦隨其生長時期而變。故田埂缺口高度亦應隨稻作生長時期而加以調整，以達稻作良好生長之需水深。本研究參考「水田種水政策之相關策略—水稻深水栽培技術之研究」（李源泉與李蕙瑩，2000）之灌溉水深範圍如圖 6 中所述，將田埂缺口高度隨生長時期而作調整。主要之缺口高度為三月一日至三月廿日為 5 公分，三月廿六日至六月廿八日為 8 公分。排水期間無湛水深。插秧時之湛水深保持在 0.5 公分~1 公分。

#### 4.5 灌溉期間用水量之變化

灌溉期間用水量並非固定，而係因不同期間而有所調整；一般而言，水稻田之浸田及整田用水採取固定之數值，而本田用水則隨水稻生長時間之變化而有所變動；茲分述如下：

(1) 浸田及整田用水：依據桃園農田水利會水稻田間需水量之設計簡表（農業工程研究中心，1996），水田之浸田及整田用水量共 180 公

厘，其中除砂質壤土於整田時一次供給外；其餘三種土壤分三次供給，分別為第一次浸田供給 100 公厘，第二次浸田供給 50 公厘，最後於秧苗移植時供給 30 公厘。

(2) 本田用水：桃園地區目前採用輪灌，自插秧後一個月內之期距為 3 天，其後之期距為 6 天。本研究假設水田灌溉以充分利用降雨量為要務，當降雨量充足時，適時減少灌溉，唯排水及晒田後，依據灌溉排水管理之原則給予繼續灌溉（陳買，1977）。自插秧後一個月內之一次本田灌溉水深分別為輕黏土 2.16 公分、黏質土壤 2.28 公分、砂質黏土 2.43 公分及砂質壤土 3.03 公分。自插秧後 31 天起之一次本田灌溉水深分別為輕黏土 3.60 公分、黏質土壤 3.84 公分、砂質黏土 4.02 公分及砂質壤土 5.04 公分。

## 五、結果與討論

桃園地區水田土壤依桃園農田水利會之灌溉計畫，區分為砂質壤土、砂質黏土、黏質土壤及輕黏土四種（農業工程研究中心，1996b）；本研究分別就此四種土壤依前述之灌溉水量及

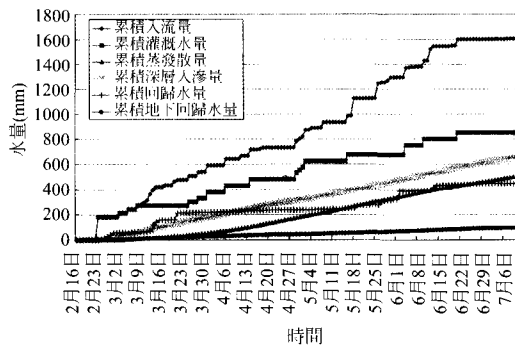


圖 7 民國 88 年一期作砂質壤土水量歷線圖

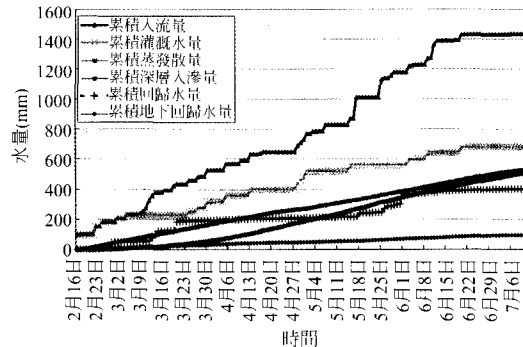


圖 9 民國 88 年一期作砂質粘土水量歷線圖

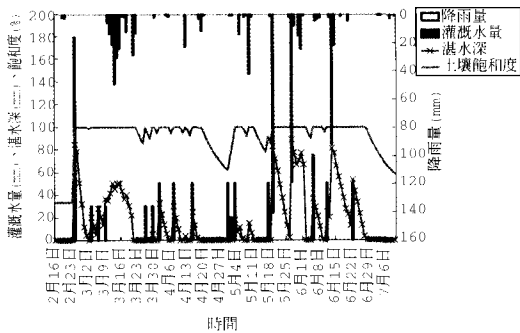


圖 8 民國 88 年一期作砂質壤土灌溉水量、滲水深、飽和度及降雨量歷線圖

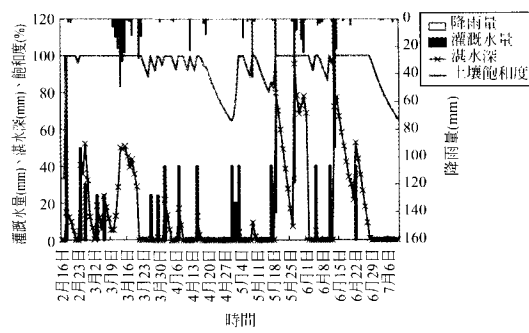


圖 10 民國 88 年一期作砂質粘土灌溉水量、滲水深、飽和度及降雨量歷線圖

日程分別進行分析，其結果分述如下：

砂質壤土之水田水平衡分析結果如圖 7 及圖 8 所示。由圖 7 顯示田區總入流量為 1605.4 公厘、灌溉水量為 849.9 公厘，作物蒸發散量、深層滲漏量及地下回歸水量分別為 502.8、651.5 及 94.2 公厘，亦即田間需水量（作物蒸發散量、深層滲漏量及地下回歸水量之總和）為 1248.5 公厘，此與桃園農田水利會田間需水量設計簡表之砂質壤土整田及本田合計水深 1239 公厘相當。經計算在 88 年一期作期間之降雨量（755.5 公厘）中，有效雨量為 398.6 公厘。而田間總流出量（作物蒸發散量、深層滲漏量及回歸水量之總和）為 1601.6 公厘，入流量與出流量之差共 3.8 公厘為田間土壤儲蓄變化量。

圖 9 及圖 10 為砂質粘土之水田水平衡分析結果。由圖 9 顯示田區總入流量為 1434.5 公厘、灌溉水量為 679.0 公厘，作物蒸發散量、深層滲

漏量及地下回歸水量分別為 502.8、525.1 及 95.6 公厘，亦即田間需水量為 1123.5 公厘，此與桃園農田水利會田間需水量設計簡表之砂質壤土整田及本田合計水深 1026 公厘約增加 97.5 公厘。期作期間之有效雨量為 444.5 公厘。而田間總流出量為 1429.4 公厘，入流量與出流量之差共 5.1 公厘為田間土壤儲蓄變化量。

圖 11 及圖 12 為黏質土壤之水田水平衡分析結果。由圖 11 顯示田區總入流量為 1421.5 公厘、灌溉水量為 666.0 公厘，作物蒸發散量、深層滲漏量及地下回歸水量分別為 502.8、423.5 及 103.9 公厘，亦即田間需水量為 1030.2 公厘，此與桃園農田水利會田間需水量設計簡表之砂質壤土整田及本田合計水深 984 公厘約增加 46.2 公厘。期作期間之有效雨量為 364.2 公厘。而田間總流出量為 1416.7 公厘，入流量與出流量之差共 4.8 公厘為田間土壤儲蓄變化量。

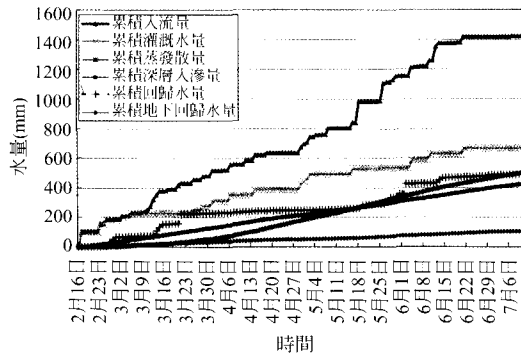


圖 11 民國 88 年一期作粘質土壤水量歷線圖

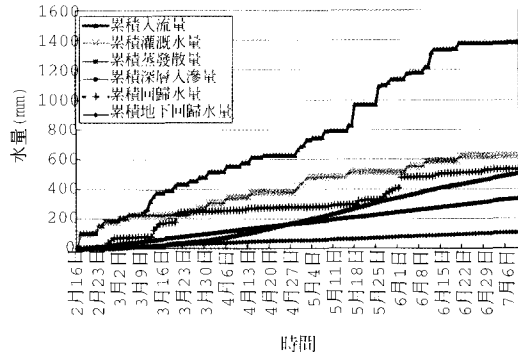


圖 13 民國 88 年一期作輕粘土水量歷線圖

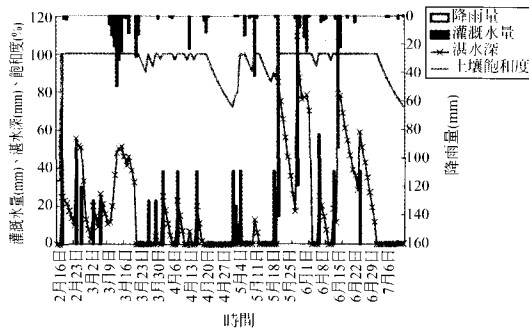


圖 12 民國 88 年一期作粘質土壤灌溉水量、潛水深、飽和度及降雨量歷線圖

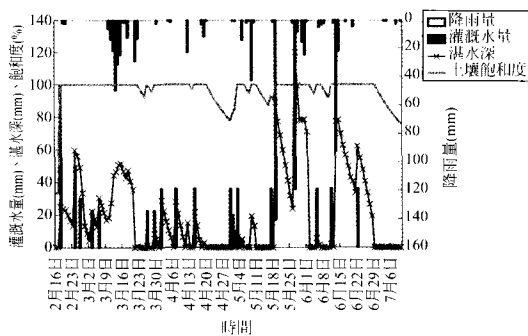


圖 14 民國 88 年一期作輕粘土灌溉水量、潛水深、飽和度及降雨量歷線圖

圖 13 及圖 14 為輕黏土之水田水平衡分析結果。由圖 13 顯示田區總入流量為 1379.9 公厘、灌溉水量為 624.4 公厘，作物蒸發散量、深層滲漏量及地下回歸水量分別為 502.8、333.0 及 107.6 公厘，亦即田間需水量為 943.4 公厘，此與桃園農田水利會田間需水量設計簡表之砂質壤土整田及本田合計水深 936 公厘約增加 7.4 公厘。在期作期間之有效雨量為 318.9 公厘。而田間總流出量為 1369.3 公厘，入流量與出流量之差共 10.6 公厘為田間土壤儲蓄變化量。

由圖 8、10、12 及 14 顯示除四月廿五日至廿九日晒田、五月十一日至十六日及六月廿九日起排水至收割等三次之排水造成田區土壤飽和度降低至 85% 以下外，其餘時間之飽和度均維持在 90% 以上；潛水深則顯示插秧後至第一次施肥（3 月 21 日）前之水稻成活期，水田潛水

深均維持 3 至 5 公分之潛水深。

由表 3 顯示，對桃園地區水田之四種土壤以民國 88 年一期作之氣象資料進行運算，結果顯示砂質壤土之地下回歸水量為 94.2 公厘，佔消耗水量（不含田區逕流量）之 8%；砂質黏土之地下回歸水量為 95.6 公厘，佔消耗水量之 9%；黏質土壤之地下回歸水量為 103.9 公厘，佔消耗水量之 10%；輕黏土之地下回歸水量為 107.6 公厘，佔消耗水量之 11%。在田區回歸水量部份，砂質壤土為 447.3 公厘，佔出流量之 28%；砂質黏土為 401.5 公厘，佔出流量之 28%；黏質土壤為 490.4 公厘，佔出流量之 35%；輕黏土為 533.5 公厘，佔出流量之 39%。

桃園田區之有效雨量，由於受到降雨前之土壤潛水深之影響，不同土壤其潛水深將有所不同，以 88 年一期作為例，依據前述之插秧及灌

表 3 水平衡分析表

土壤質地	灌溉水量 (mm)	有效雨量 (mm)	蒸發散量 (mm)	深層入滲量 (mm)	回歸水量 (mm)	地下回歸水量 (mm)
砂質壤土	849.9	398.6	502.8	651.5	447.3	94.2
砂質黏土	679.0	444.5	502.8	525.1	401.5	95.6
黏質土壤	666.0	364.2	502.8	423.5	490.4	103.9
輕黏土	624.4	318.9	502.8	333.0	533.5	107.6
水量比重 (含逕流量)						
砂質壤土	-	-	31%	41%	28%	-
砂質黏土	-	-	35%	37%	28%	-
黏質土壤	-	-	35%	30%	35%	-
輕黏土	-	-	37%	24%	39%	-
水量比重 (不含逕流量)						
砂質壤土	-	-	40%	52%	-	8%
砂質黏土	-	-	45%	47%	-	9%
黏質土壤	-	-	49%	41%	-	10%
輕黏土	-	-	53%	35%	-	11%

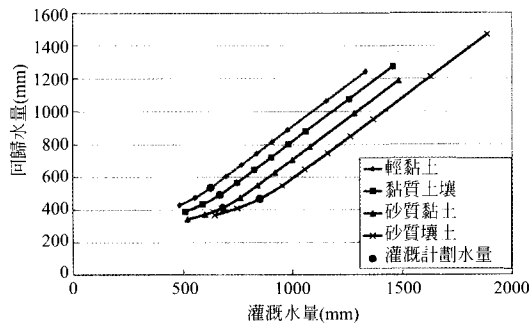


圖 15 灌溉水量與回歸水量關係圖

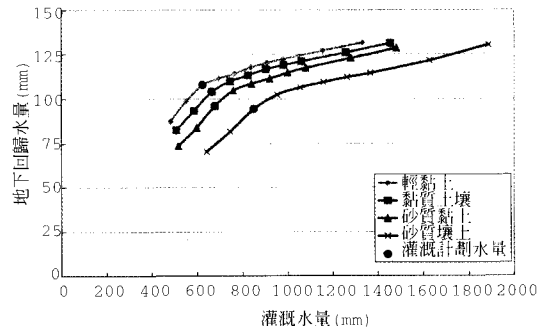


圖 16 灌溉水量與地下回歸水量關係圖

溉日程，水平衡之分析結果（如表 3），顯示有效雨量自 318.9 至 444.5 公厘之間，佔總降雨量 755.5 公厘的 42.2%至 58.8%之間。

由圖 8、10、12 及 14 顯示在水稻成活期間，田間湛水深維持 3 至 5 公分之情況。由於水稻成活期間如缺水將嚴重影響水稻之生長，因此在水稻成活期間之水量一般均須良好之控制。成活期後由於水稻具較佳之耐旱及耐水性（可有較大之湛水深），因此本研究在不考慮加高田埂及田埂缺口高度之情形下，將三月廿六日起之灌溉用水予以增減，以了解由於不同灌溉用水之供給條件

下，灌溉水量與回歸水及地下回歸水之關係，運算結果如圖 15 及 16 所示。以輕黏土為例，當灌溉用水由計畫灌溉水量（624.4 公厘）增加至 695.2 公厘（約增加 11%）時，其回歸水將由 533.5 公厘增加至 602.9 公厘，亦即增加之灌溉用水中有 98%轉換成回歸水；唯如灌溉用水繼續增加，由圖 15 顯示增加之灌溉用水將全部轉換成回歸水，亦即當田區之灌溉供水量大於計畫之用水量 11%以上時，將使得回歸水大幅提升。在地下回歸水部份，由圖 16 顯示，當灌溉用水超過計畫灌溉水量的 11%時，由於灌溉用水之增加，所增

加之地下回歸水量僅為灌溉水量之 2%至 5%。

## 六、結論與建議

本文對回歸水量的計算，依回歸水產生之路徑，區分為地表回歸水及地下回歸水，兩者最大的差異在於地表回歸水產生於地表之上，當水田湛水深高於田埂高度或田埂缺口高度時即會越過田埂或由田埂缺口流出，亦可稱為田區逕流量；地下回歸水則是產生於地表下，主要是由於水田的滲漏作用所造成。因此對於地下回歸水的估算，本研究再區分為田區內回歸水及田埂回歸水加以估算。

經選取桃園農田水利會灌區內，田區寬度為 25 公尺及田區長度 100 公尺之水田坵塊進行民國 88 年一期作之水平衡分析，結果顯示砂質壤土之回歸水量為 447.3 公厘，佔出流量之 28%；砂質黏土之回歸水量為 401.5 公厘，佔出流量之 28%；黏質土壤之回歸水量為 490.4 公厘，佔出流量之 35%；輕黏土之回歸水量為 533.5 公厘，佔出流量之 39%。其中地下回歸水量部份，砂質壤土為 94.2 公厘，佔消耗水量（不含田區逕流量）之 8%；砂質黏土為 95.6 公厘，佔消耗水量之 9%；黏質土壤為 103.9 公厘，佔消耗水量之 10%；輕黏土為 107.6 公厘，佔消耗水量之 11%。

桃園田區之有效雨量，由於受到降雨前之土壤湛水深之影響，不同土壤之有效雨量深將有所不同，以 88 年一期作為例，顯示有效雨量自 318.9 至 444.5 公厘之間，佔總降雨量 755.5 公厘的 42.2%至 58.8%之間。

本研究在不考慮加高田埂及田埂缺口高度之情形下，將 3 月 26 日起之灌溉用水予以增減，以了解由於不同灌溉用水供給之條件下回歸水及地下回歸水之關係。結果顯示當灌溉用水量超過計畫灌溉水量的 11%時，增加之灌溉用水將全部轉換成回歸水，亦即當田區之灌溉供水量大於計畫之用水量時，將使得回歸水大幅提升。在地下回歸水部份，當灌溉用水超過計畫灌溉水量的 11%時，由於灌溉用水之增加，所增加之地下回歸水量僅為灌溉水量之 2%至 5%。

本研究目前僅進行水田單一坵塊之回歸水

分析；由於灌溉系統內水旱田混作情形相當普遍，此外不同氣候、田埂種類、田埂高度及地表坡度的條件下，水田回歸水量之變化情形相當複雜，因此建議未來應加以深入探討。

## 參考文獻

1. 石朝雄，「中國的水利發展」，中央文物供應社，1982。
2. 方文村、簡傳彬，「休耕水稻田補注地下水之研究」，行政院農業委員會，1999。
3. 甘俊二、陳清田、陳焜耀，「台灣地區作物需水量推估模式之合適性研究」，農業工程學報，第 42 卷，第 2 期，1996。
4. 李源泉、李蕙瑩，「水田種水政策之相關策略—水稻深水栽培技術之研究」，曹公農業水利研究發展基金會，2000。
5. 吳瑞賢、林癸妙、李俊福，「水田回歸水之研究」，農業工程學報，第 45 卷，第 1 期，72-82 頁，1999。
6. 吳瑞賢、張嘉軒，「水田對逕流系統之影響評估」，農業工程學報，第 42 卷，第 4 期，55-66 頁，1996。
7. 徐龍淵、徐恭也，「迴歸水利用現況及加強方法」，農田水利 34 卷，第 8 期，10-12 頁，1987。
8. 張嘉軒，「水田對逕流系統之影響評估」，中央大學土木工程學系碩士論文，1996。
9. 桃園農田水利研究發展基金會，「桃園農田水利會新屋地區特定灌區之回歸水量量測及模式分析」期中報告，2000。
10. 陳買，「水稻栽培灌溉排水管理」，台灣省農田水利協進會，1977。
11. 陳清田，「嘉義地區作物需水量之研究」，農業工程學報，第 37 卷，第 1 期，82-109 頁，1991。
12. 農業工程研究中心，「石岡壩南幹渠道可再利用迴歸水源調查」，1996a。
13. 農業工程研究中心，「石門水庫最合理灌溉需水量研究(II)」，1996b。
14. 經濟部水利司，「研擬合理農業灌溉用水標

- 準(I)」，1995。
15. 經濟部水資源統一規劃委員會，「台灣乾旱週期之研究」，1991。
  16. 駱安華，「迴歸水之計算和運用」，台灣水利，第8卷，第2期，47-56頁，1960。
  17. 劉日順，「水田灌溉後可再利用回歸水推估模式之研究」，中原大學土木工程學系碩士論文，2001。
  18. 劉豐壽，「枯水期農業用水移用及補償之研究」，台灣農業與水利發展研究論壇 I－農業水資源，73-85頁，1999a。
  19. 劉豐壽，「水田補注地下水功能之探討」，台灣農業與水利發展研究論壇 I－農業水資源，397-411頁，1999b。
  20. Bedient, P. B. and W. C. Huber, Hydrology and Floodplain Analysis, Addison-Wesley Publishing Company, New York, USA, 1992.
  21. Chow, V. T., D. R. Maidment and L. W. Mays, Applied Hydrology, McGraw-Hill Book Company, New York, USA, 1988.
  22. Graf, W. H., Fluvial Hydraulics, John Wiley & Sons Ltd, Chichester, England, 1998.
  23. Hamon, W.R., "Estimating potential evapotranspiration," Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Hydraulics Division 87 (HY3), pp.107-120, 1961.
  24. Shah, S. B. and R. J. Edling, "Daily evapotranspiration prediction from Louisiana flooded rice field," ASCE, Journal of irrigation and drainage Engineering, pp. 8-13, Vol.126, No. 1, 2000.
  25. Todd, D. V., Groundwater Hydrology, John Wiley & Sons Ltd, New York, USA, 1980.
  26. Oad, R., K. Lusk and T. Podmore, "Consumptive use and return flows in urban lawn water use," ASCE, Journal of Irrigation and Drainage Engineering, pp. 62-69, Vol.123, No. 1, 1997.
  27. Oad, R. and M. DiSpigno, "Water rights to return flow from urban landscape irrigation," ASCE, Journal of Irrigation and Drainage Engineering, pp. 293-299, Vol.123, No. 4, 1997.

收稿日期：民國 90 年 8 月 1 日

修正日期：民國 90 年 11 月 2 日

接受日期：民國 90 年 11 月 20 日