

多類灌溉型式地下水系統抽水量與補注量之估算

Estimation of Pumpage and Recharge in a Groundwater System Considering Multiple Irrigation Practices

國立台灣大學
土木工程學系
教授

徐 丰 盛*

Nien-Sheng Hsu

經濟部
中央地質調查所
副所長

江 崇 榮

Chung-Jung Chiang

中央研究院
地球科學所
研究員

汪 中 和

Chung-Ho Wang

國立台灣大學
生物環境系統工程學系
教授

劉 振 宇

Chen-Wuing Liu

國立台灣大學
水工試驗所
博士後研究員

劉 宏 仁

Hung-Jen Liu

國立台灣大學
土木工程學系
博士生

黃 建 霖

Chien-Lin Huang

摘 要

本研究之目的為應用地下水歷線及同位素分析法，配合降雨歷線與歷史灌溉抽水變化，估算多類灌溉型式地下水系統多類抽水量與補注量隨時間之分佈；抽水量可分為非灌溉與灌溉兩類用水標的，補注量依其來源則可分為雨水、河水、邊界地下水與地下水灌溉。抽水量為抽水率與抽水天數之乘積；非灌溉抽水率假設全年趨於穩定，而且可由枯水期非灌溉且連續未降雨期間之地下水蓄水量歷線來估算得知；多類灌溉型式下灌溉抽水率之時間分佈可由枯水期灌溉且連續未降雨期間之地下水蓄水量歷線，配合由水利會抽水記錄所萃取出之灌溉抽水變化來估算。本研究將補注量視為流入量與流失量之差值，流入量可由地下水歷線分析估算得知，流失量可由地下水平衡方程式來反推。各種補注源之水量分離則以結合地下水歷線分析結果與同位素質量守恆方程式來完成。本研究將所建立之方法應用於濁水溪沖積扇，結果顯示本研究方法可解決前人地下水歷線分析法與同位素分析法之限制，並有效且合理地估算出各類抽水量與補注量之月分佈。

*通訊作者，國立台灣大學土木工程學系教授，10617 臺北市羅斯福路 4 段 1 號，nsshue@ntu.edu.tw

關鍵詞：地下水歷線，抽水量，同位素，補注量。

ABSTRACT

This study applies groundwater hydrograph and isotope analysis methods along with area rainfall hydrograph and historical irrigation pumpage variations to estimating various pumpage and recharge with time distribution in a groundwater system considering multiple irrigation practices. While the purpose of pumpage include non-irrigation and irrigation uses, and the sources of recharge include rainfall, river, inflow through the boundary, and groundwater irrigation seepage. Pumpage is the product of pumping rate and pumping days. The annual pumping rate of non-irrigation pumping is assumed to be constant and can be estimated as the slope of the groundwater hydrograph during the consecutive non-rainy days within the non-irrigation periods of the dry season. Under multiple irrigation practices, the time distribution of irrigation pumping rate can be estimated by the slope of groundwater hydrograph during the consecutive non-rainy days within the irrigation periods of the dry season as well as the irrigation pumpage variations which is extracted from the pumping records of Irrigation Association. This study regards recharge as the difference between inflow and loss. Inflow can be estimated by groundwater hydrograph analysis; loss, groundwater balance equation; and various sources of recharge, combining the analysis results of groundwater hydrograph and isotope mass balance equation. This study uses Cho-Shui river alluvial fan as study area. Results show that the methodology of this study not only can settle the restrictions of groundwater hydrograph and isotope analysis which were proposed by previous studies, but also can estimate monthly various pumpage and recharge effectively and rationally.

Keywords: Groundwater hydrograph, pumpage, isotope, recharge.

一、前言

台灣中南部灌區之耕作爲多類作物灌溉型式，各灌區耕作之作物與時程不盡相同，各種作物單位面積需水量也不同，耕作作物依照需水量之多寡可分爲稻作與旱作，旱作包括甘蔗、花生、玉米、甘藷、蔬果等等雜作；由於其灌區灌溉用水量且地面水源不足，耕用上可分爲三年二作田、兩期作田、單期作田、輪作田與旱作田，並依水源與水量情況又分爲三年輪灌區、併用灌溉區與一般灌區，稻作耕期約爲四個月，各灌區耕種起始時間稍有不同，一期稻作時間分佈於 1 月至 5 月，二期稻作時間則分佈於 6 月至 10 月，旱作則於全年 12 個月皆有，因此各月灌溉用水

量皆不同；而且其灌區豐水期與枯水期降雨量差異懸殊，造成地面水補注之時間分布不均且各月可取用之水源量多寡也差異極大，地面水源不足時期只好仰賴地下水源；因此由於灌區中多類作物灌溉需水量不同、耕作時間不同且空間分佈不均，而且灌溉用之地面水源量時間與空間分佈也不均，造成地下水抽水之時間與空間分佈極爲不均，此情形致使部分地區產生地層下陷、淹水、地面人工結構物損壞、海水入侵與地下水污染等災害產生；爲了解決此問題，地下水操作之管理即相當重要，而爲了有效且合理地研擬地下水管理策略，就必須要足夠了解多類灌溉型式地下水系統抽水量與補注量隨時間之分佈，並且選擇適合之數值模式作爲評估工具，評估工具之建立

亦有賴於地下水系統之瞭解，而各種抽水源與補注源之水量估算為了解多類灌溉型式地下水系統之必要步驟之一。

傳統上抽水量與補注量估算方法可分為水平衡法、數值模式模擬法與現場調查法，現場調查法之估算成本較大因此較少應用，數值模式模擬前需先行率定模式參數，率定參數時需要設定率定時期合理地抽水量與補注量之空間分布，因此參數率定前也需要進行抽水量與補注量估算，由此可知水平衡法為抽水量與補注量估算中最重要之方法。傳統上地下水平衡分析為依據定性分析所建構出之地下水系統水文循環概念模式，蒐集所有集水區內各水文量之觀測資料，並以質量守恆原理估算各水文量；地下水蓄水量減少之原因為抽水和流失，地下水蓄水量增加之原因為地面水源及地下水源流入，若設地下水系統流入量與流失量之差值為補注量，則地下水平衡質量守恆方程式可表示如式 1 所示：

$$\Delta Q_s = Q_{sf} - Q_{s,1} = Q_r - Q_p = Q_{inf}^{GS} - Q_l - Q_p \quad \dots\dots\dots(1)$$

其中， ΔQ_s 為地下水蓄水變化量(L³)； Q_{sf} 為估算期限內最終地下水蓄水量(L³)； $Q_{s,1}$ 為估算期限內最初地下水蓄水量(L³)； Q_r 為地下水補注量(L³)； Q_p 為地下水抽水量(L³)； Q_{inf}^{GS} 為地下水系統流入量(L³)； Q_l 為地下水流失量(L³)。

在進行台灣中南部地下水區之水平衡分析時，由於民井抽水量大且缺乏實際完整記錄，官方僅記錄得到有水權水井之抽水量，因此實際抽水量未知；而地下水流入量、流失量與補注量也難以實際量測得到，若以經驗公式或統計模式單純推估流入量、流失量與補注量，其誤差太大可能會影響其餘地下水平衡因子之估算合理性。又傳統地下水抽水量無法區分為灌溉與非灌溉兩類抽水量，且地下水補注量並無法區分為雨水、河水、邊界地下水流入與地下水灌溉入滲等補注量，因此若能了解地下水系統之抽水量與補注量歷線，並進而了解抽水量與補注量之來源，對於往後地下水之管理將有更大之貢獻。

應用歷線分析法於地下水抽水量與補注量

估算為近年來水平衡分析法中最為流行且公認為最合理之方法，Wittenberg and Sivapalan (1999) 利用河川流量退水歷線及基流分離方法推估各降雨事件之直接逕流、蒸發散、地下水蓄水量及補注量。Arnold (2000)使用水平衡分析與地下水歷線位移技術來推估美國密西西比河流域之地下水補注與基流量，結果顯示兩種方法之推估結果相近。Healy與Cook (2002)回顧並探討前人應用地下水位波動法於地下水補注量估算之相關研究，並指出前人所提出之地下水歷線分析法有其限制，包括有：由於降雨後補注至深層含水層之過程中傳輸距離長且容易分散，地下水歷線抬升之反應時間較慢且不明顯；還有地下水歷線波動會同時受到補注與流失所影響而無法單純估算出實際補注量。Moon *et al.* (2004)由地下水位歷線與降雨歷線所對應之關係，將地下水位歷線分為五種典型群體，並將此方法運用在不同類型之歷線上，以估算韓國各河川流域之地下水補注量。Lee *et al.* (2008)應用兩種水平衡分析方法來計算清水溪流域之地下水補注量，第一種方法為土壤水分收支平衡法，第二種方法則為河川流量歷線之基流分離法，結果顯示兩種方法所推估出之地下水補注量十分接近。Martínez-Santos and Martínez-Alfaro (2010)應用地下水位波動分析法配合地下水平衡方程式，反推西班牙 Mancha Occidental 地下含水層之抽水量，結果顯示推估結果與實際抽水紀錄相近，而且比出水量(Specific Yield)為影響估算結果之重要因素。綜觀上述研究，可以發現前人僅應用歷線分析法於單純推估地下水抽水量或補注量，其中地下水補注量大多以降雨後河水對於地下水之補注為代表，雨水、邊界地下水流入與地下水灌溉入滲之補注探討較少。江崇榮等(2006)與徐年盛等(2009)分別利用濁水溪沖積扇全區與分區第一含水層之地下水歷線進行分析，其研究將抽水率分為全年穩定抽水率以及穩定加上水稻灌溉抽水率，由兩種抽水率可估算出全年之穩定抽水量和一、二期稻作之抽水量，接著利用全年穩定抽水率估算全年降雨時期之補注量，流失量則由地下水平衡方程式來反推；兩研究由地下水位實際波動情形來估算抽

水量與補注量，可估算出民井與公井之實際抽水量，因此為一相當值得發展之研究方法，但是江崇榮等(2006)無法將邊界地下水補注量給區分出來、兩者皆未考慮地下水灌溉補注量，而且其研究簡化實際灌溉情形而僅針對一種灌溉型式進行研究。徐年盛等(2011)利用屏東平原全區之地下水歷線進行分析，由於其研究區域多類灌溉情勢不明顯，抽水量僅以總量來呈現，補注量則可分為雨水、河水與區外地下水，估算單位時距為年。上述研究方法無法得到抽水量與補注量隨時間之分佈，為了改善地下水歷線分析法之合理性與實用性，其方法還有許多改良與發展空間。

前人於地下水補注源估算之研究方面，Bhattacharya *et al.* (1985)以河水與地下水之氫氧同位素進行分析，以瞭解不同水源間相互轉換之關係。Hendry (1988)利用氫氧同位素配合水文地質結構及地下水流場進行分析，以釐定地下水補注區域及不同補注水源之補注量多寡。何麗如(1989)利用氫氧同位素針對濁水溪沖積扇中北港地區之地下水進行初探，結果顯示未有海水入侵至地下水。Dirican and Ozaydin (2000)分析地下水之氫氧同位素以判定土耳其三個集水區之地下水流向。Weyhenmeyer *et al.* (2002)收集 200 口阿曼聯合大公國濱海地下水井之水樣進行分析，結果顯示地下水來自高海拔之山區降雨。Wang *et al.* (2005)應用氧同位素分析 1999 年集集大地震前後地下水受濁水溪水與邊界地下水補注比例之變化，結果顯示震後河水與淺層地下水間之交換趨於旺盛，而且地震可能讓阻水層破裂而增加透水性，不同含水層間之地下水交換因而加強。江崇榮等(2005)及徐年盛等(2009)利用地下水流線及氧同位素之組成分布來估算濁水溪沖積扇地下水各補注源之比例；江崇榮等(2005)估算得知扇頂之補注量約佔全區之 56.9%，其中河床滲漏補注約佔總量之 34.0%，降雨入滲補注約佔總量之 22.9%；徐年盛等(2009)研究結果則顯示區內補注佔總量之 60.2%，而區外補注則佔總量之 39.79%。Liu *et al.* (2005)針對中國雲南地區西元 2002 與 2003 年雨水、霧滴淺層土壤水與地下水之氫氧同位素組成進行分析。Squeo *et al.* (2006)

使用水文地質與同位素分析評估智利 Quebrada El Romeral 地區沿海非拘限含水層之補注機制，結果顯示乾旱時期之地下水主要由集水區高處水源補充，濕季時期地下水之重要補注來源則為區域性降雨。Song *et al.* (2006)分析西元 2002 至 2003 年中國北京 Huaisha 流域地下水體中之氫氧同位素與水質資料，結果顯示補注主要由地面水源所貢獻，部分則來自於其他區域之地下水流。Lee and Kim (2007)以氫氧同位素分析韓國 North Han 河川流域中，季節性降雨對於地下水之補注貢獻。Bassett *et al.* (2008)結合概念與數值模式於架構美國洛杉磯之地下水文系統，並利用氫氧同位素及基本化學資料，分析上下兩層含水層系統之特徵，以解釋地下水於斷層之流動以及水流之邊界。綜觀上述研究，在利用氫氧同位素估算地下水各補注源比例時，由於質量守恆方程式僅有一條，因此僅能假設補注源為兩項，不盡符合實際情況；為了提高同位素分析法之實用性，其方法還有許多改良空間。

本研究目的為應用地下水歷線與同位素分析法，估算多類灌溉型式地下水系統中兩類抽水量與各類補注量隨時間之分佈，研究中特別考量多類作物之灌溉水入滲及邊界地下水流入對於地下水系統之補注影響，以供未來進行抽水量與補注量之空間分布及地下水數值模式參數率定之用。

二、方法建立

2.1 研究流程

本研究流程主要分為六大部分，如圖 1 所示。在第一部分中，研究工作為計算地下水蓄水量歷線，方法為利用各觀測井之 Voronoi Diagram、地下水位與蓄水係數(或比出水量)來求得。在第二部分中，研究工作為估算地下水月抽水量；流程為利用枯水期之退水線斜率配合農田水利會抽水記錄，估算旬非灌溉與灌溉抽水率，接著將抽水率配合抽水天數來估算地下水月非灌溉與灌溉之抽水量。在第三部分中，研究工作為估算雨水及河水之月入滲總量、邊界地下水月

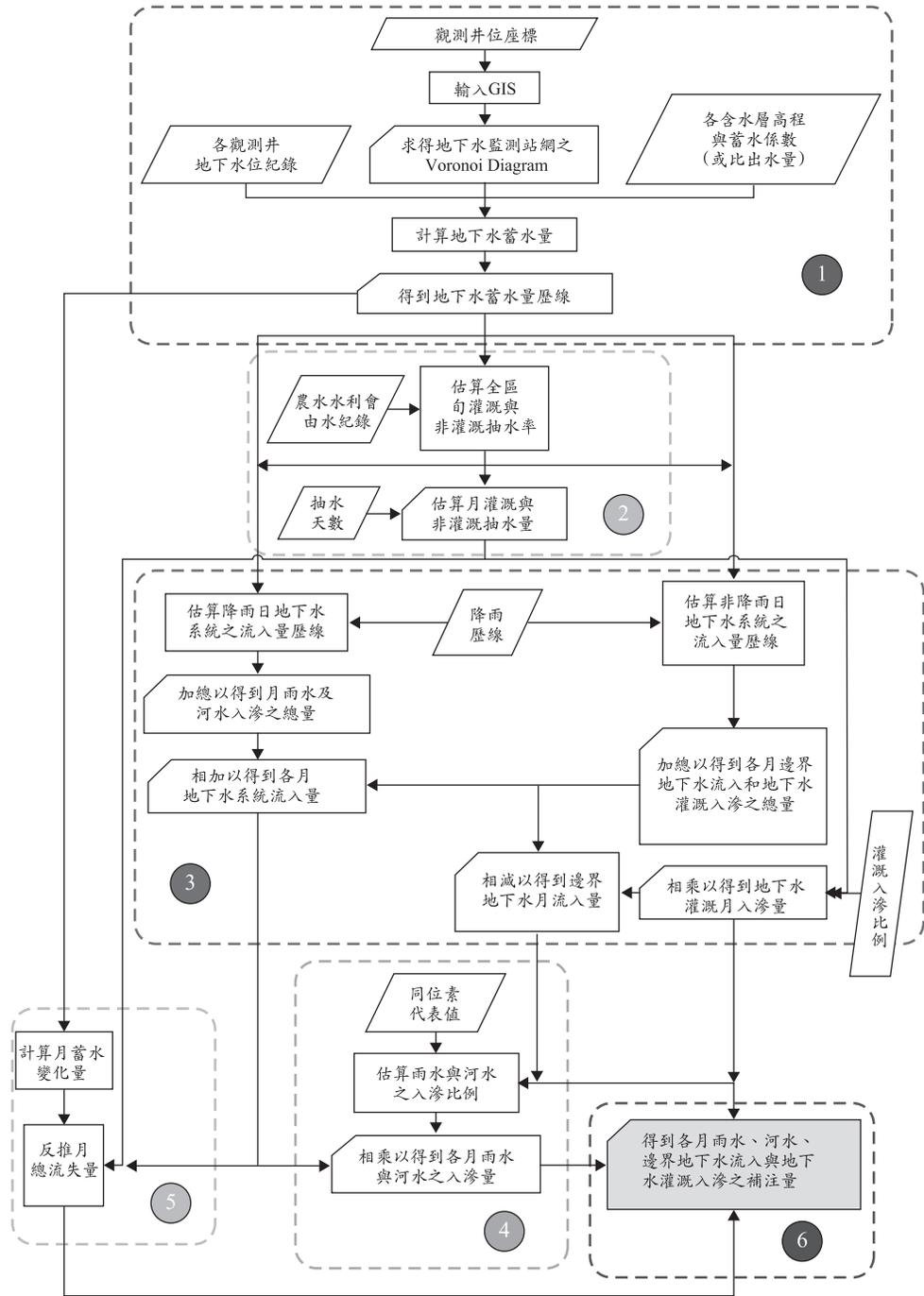


圖1 研究方法流程圖

流入量與地下水灌溉月入滲量：流程為首先利用抽水率配合地下水蓄水量歷線來估算降雨日與非降雨日地下水系統之流入量歷線，降雨日之流

入量歷線代表為雨水及河水之入滲總量歷線，非降雨日之流入量代表為邊界地下水流入量和地下水灌溉入滲量之總和；接著利用灌溉入滲比例

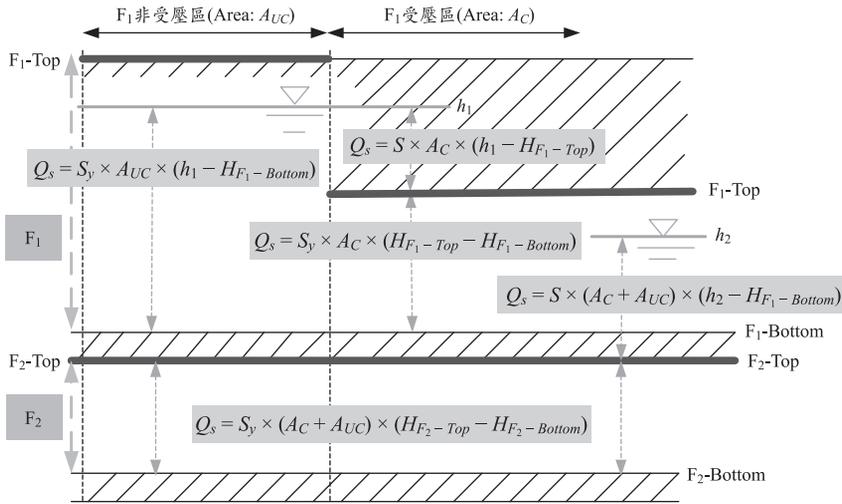


圖2 地下水蓄水量計算示意圖

估算地下水灌溉入滲量，非降雨日之流入量減去地下水灌溉入滲量來得到邊界地下水流入量。在第四部分中，研究工作為估算各月雨水與河水入滲量，方法為利用同位素質量守恆分析配合邊界地下水流入量及地下水灌溉入滲量來估算。在第五部分中，研究工作為反推地下水系統月流失量，流程為計算地下水月蓄水變化量後，配合已知之總抽水量和總流入量，並利用地下水平衡方程式來反推。在第六部分中，研究工作為估算地下水系統各類型之月補注量，方法為利用前項部分已估算得知之雨水入滲量、河水入滲量、邊界地下水流入量與地下水灌溉入滲量，減去各類流入水源所對應之流失量來估算得知。

2.2 地下水蓄水量歷線之計算

本研究地下水蓄水量代表為地下水系統中各含水層實際之總含水量，集合各日所計算出之地下水蓄水量即可得到研究年限內之地下水蓄水量歷線；在日地下水蓄水量計算方面，以兩層含水層所組成之地下水系統為範例，如圖 2 所示，第一含水層之蓄水量計算分為兩種情況，一種為該地下水水位所控制之範圍為非受壓含水層，則其實際蓄水量為比出水量(S_y)、水深($h_I - H_{F1-Bottom}$)和 Voronoi Diagram 控制面積(A_{UC})之乘積。而若該地下水水位所控制之範圍為受壓含水層，則要視

水位位於含水層頂(H_{F1-Top})之阻水層上方或下方來分開計算，若水位位於阻水層上方($h_I > H_{F1-Top}$)，則其上方之蓄水量為受到壓力擠出所引致，計算方式為蓄水係數(S)、水深($h_I - H_{F1-Top}$)和 Voronoi Diagram 控制面積(A_C)之乘積；若水位位於阻水層下方($h_I < H_{F1-Top}$)，則其儲蓄水量之物理機制為重力，計算方式為比出水量(S_y)、水深($h_I - H_{F1-Bottom}$)和 Voronoi Diagram 控制面積(A_C)之乘積。第二含水層以下，蓄水量之計算方式與第一受壓含水層相同。

Voronoi Diagram 是由蘇俄數學家 Voronoi (1907)提出，其方法廣泛應用於地球科學領域，可通用於分析多維之空間資料分布以供進行特性分區，各分區中任一點之特性以距離最近之資料點來代表，可表示如式 2 所示：

$$V(p_i) = \{p | d(p, p_i) \leq d(p, p_j), j \neq i\} \dots\dots\dots (2)$$

其中， $V(p_i)$ 為 p_i 資料點所控制之空間； d 為距離； p 為空間中任一點。

地下水歷線分析法為以質量守恆原理來估算地下水系統之收支平衡，其分析之控制體積適用於團塊系統(lump system)，因此本研究以全區地下水系統之蓄水量歷線來進行抽水量與補注量估算。

2.3 地下水系統兩類抽水量之估算

地下水歷線分析法之主要概念為應用降雨與地下水蓄水量歷線間之對應關係來估算抽水量與補注量。本研究針對沖積扇地形中，末端為封閉、開端透水性佳且地下水流入量豐富、兩側以河川為邊界與多類灌溉型式主要集中於扇央與扇尾之地下水系統為研析區域，此種地下水區枯水期非降雨期間邊界地下水之水力坡降大多為地下水流失所造成，可合理地假設枯水期非降雨期間邊界地下水流入量等於流失量，因此枯水期未降雨期間地下水蓄水量歷線之退水線斜率即代表實際之抽水率。其原因敘述如下：枯水期之地下水歷線主要受到抽水、邊界地下水流入與流失三項因素而影響其波動情形，抽水與流失所造成之水力坡降傳遞至開端邊界時會引致邊界地下水補注至地下水系統中；多類灌溉型式之抽水位置大多集中於扇央及扇尾區，而且大量抽水於深層含水層，抽水位置與開端邊界間距離遠且阻水層繁雜，因此地下水位下降之波動容易受到阻礙而難以上傳至邊界；地下水流失之主要原因為河床出滲，其發生位置較靠近開端邊界且位於淺層含水層，因此其所引致之地下水位波動，傳遞至開端邊界之過程中阻礙較少；而且邊界流入之地下水可源源不斷地由山區補注進來，因此枯水期非降雨期間邊界地下水流入量等於流失量，地下水退水線斜率即為實際之抽水率。

多類灌溉型式下地下水系統之抽水水源由枯水期地下水蓄水量歷線之退水型態，大略可分為非灌溉與灌溉抽水水源，非灌溉抽水水源為民生、工業、養殖與畜牧用水，其全年抽水率較為穩定、較不隨時間而變；而灌溉抽水率則會依灌溉面積、耕種階段與降雨分布而有所不同。因此月總抽水量就等於月非灌溉抽水量加上月灌溉抽水量，可表示如式 3 所示：

$$Q_p(i) = Q_{p,L}(i) + Q_{p,A}(i) \dots\dots\dots(3)$$

其中， $Q_p(i)$ 為第 i 月總抽水量(L^3)； $Q_{p,L}(i)$ 為第 i 月非灌溉抽水量(L^3)； $Q_{p,A}(i)$ 為第 i 月灌溉抽水量(L^3)。

本研究抽水量之估算流程如圖 3 所示。在月

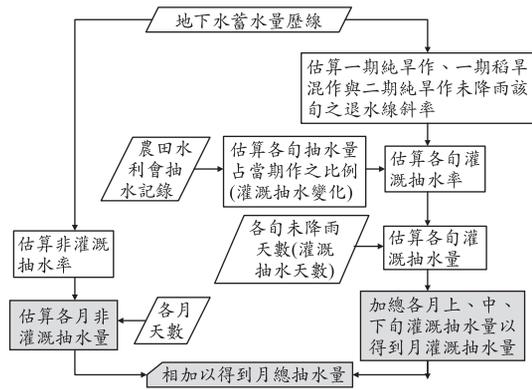


圖 3 月非灌溉與灌溉抽水量估算流程

非灌溉抽水量方面，本研究將抽水記錄中抽水量最少該旬之地下水退水線斜率視為非灌溉抽水率(S_L , $L^3/日$)，而由於非灌溉之抽水行為較不隨時間而變化，不管天氣或氣候如何皆大致呈現穩定抽水，因此月非灌溉抽水量為非灌溉抽水率與月天數之乘積，可表示如式 4 所示。

$$Q_{p,L}(i) = S_L \times D(i) \dots\dots\dots(4)$$

其中， S_L 為非灌溉抽水率($L^3/日$)； $D(i)$ 為第 i 月天數(日)。

而在月灌溉抽水量方面，農田水利會於西元 2002 年後針對純旱作與稻旱混作期間之灌溉抽水量與面積進行記錄，由農田水利會抽水記錄中可以得知各旬間之灌溉抽水變化；由於同一地下水系統中非農田水利會與農田水利會之抽水並位於同一集水區，因此本研究假設非農田水利會灌區受到相同降雨歷線影響下，各旬間抽水量變化趨勢、各期作面積增減趨勢、純旱作和稻旱混作時間與農田水利會灌區相似。本研究整理複雜之多類灌溉型態，依耕種時間與作物類型將期作分為一期純旱作、一期稻旱混作、二期稻旱混作與二期純旱作；由於稻作與旱作單位種植面積灌溉所需之抽水量不同，而且期作中各時段之灌溉抽水量會受到降雨之時間與空間分布及種植面積所影響，因此要將四者分開來估算抽水量，可表示如式 5 所示：

$$Q_{p,A}(i) = Q_{WDA1}(i) + Q_{WDA2}(i) + Q_{DA1}(i) + Q_{DA2}(i) \dots\dots\dots(5)$$

其中， $Q_{WDA1}(i)$ 為第 i 月一期稻早混作抽水量 (L^3)； $Q_{WDA2}(i)$ 為第 i 月二期稻早混作抽水量 (L^3)； $Q_{DA1}(i)$ 為第 i 月一期純早作抽水量 (L^3)； $Q_{DA2}(i)$ 為第 i 月二期純早作抽水量 (L^3)。

一期純早作、一期稻早混作及二期純早作主要位於枯水期，因此可以完全未降雨該旬之退水線斜率和抽水天數來估算該旬之灌溉抽水量，接著以該旬之灌溉抽水量和農田水利會抽水記錄來反推該期作各月之灌溉抽水量，可表示如式 6 至式 8 所示。

$$Q_{WDA1}(i) = \sum_{j=3(i-1)+1}^{j=3(i-1)+3} |S_{WDA1,n} - S_L| \times D_{WDA1,n} \times \frac{1}{I_{WDA1,n}} \times I_{WDA1}(j) \quad \dots\dots\dots(6)$$

$$Q_{DA1}(i) = \sum_{j=3(i-1)+1}^{j=3(i-1)+3} |S_{DA1,n} - S_L| \times D_{DA1,n} \times \frac{1}{I_{DA1,n}} \times I_{DA1}(j) \quad \dots\dots\dots(7)$$

$$Q_{DA2}(i) = \sum_{j=3(i-1)+1}^{j=3(i-1)+3} |S_{DA2,n} - S_L| \times D_{DA2,n} \times \frac{1}{I_{DA2,n}} \times I_{DA2}(j) \quad \dots\dots\dots(8)$$

其中， $Q_{WDA1}(i)$ 、 $Q_{DA1}(i)$ 與 $Q_{DA2}(i)$ 分別為第 i 月一

期稻早混作、一期純早作與二期純早作之抽水量 (L^3)； $S_{WDA1,n}$ 、 $S_{DA1,n}$ 與 S_{DA2} 分別為一期稻早混作、一期純早作與二期純早作未降雨該旬之抽水率 ($L^3/日$)； $D_{WDA1,n}$ 、 $D_{DA1,n}$ 與 $D_{DA2,n}$ 分別為一期稻早混作、一期純早作與二期純早作未降雨該旬之抽水天數(日)； $I_{WDA1,n}$ 、 $I_{DA1,n}$ 與 $I_{DA2,n}$ 分別為一期稻早混作、一期純早作與二期純早作未降雨該旬抽水量占全期之比例； $I_{WDA1}(j)$ 、 $I_{DA1}(j)$ 與 $I_{DA2}(j)$ 分別為第 j 旬一期稻早混作、一期純早作與二期純早作抽水量占全期之比例； $I_{WDA1,n}$ 、 $I_{WDA1}(j)$ 、 $I_{DA1,n}$ 、 $I_{DA1}(j)$ 、 $I_{DA2,n}$ 與 $I_{DA2}(j)$ 皆由農田水利會抽水記錄估算得知。

二期稻早混作由於位於豐水期，難有整旬未降雨之情形，而且地下水歷線於豐水期幾乎皆持續上升，因此難以利用地下水歷線直接來估算灌溉抽水率；為了解決此問題，本研究假設一期(位於枯水期)與二期(位於豐水期)灌溉期間，稻作與旱作分別之單位面積、單位抽水日之抽水量相似，而且旱作單位面積、單位抽水日之抽水量約為稻作之二分之一，並利用一期稻早混作單位面積、單位抽水日之抽水量配合二期稻早混作之面積、抽水天數，以及農田水利會抽水記錄所估算出之抽水比例來反推二期稻早混作各月之抽水量，可表示如式 9 所示。

$$Q_{WDA2}(i) = \sum_{j=3(i-1)+1}^{j=3(i-1)+3} \left(\sum_{i=1}^{12} Q_{WDA1}(i) \right) \times \frac{D_{WDA2}}{D_{WDA1}} \times \frac{A_{WA2} + A_{DA2}/2}{A_{WA1} + A_{DA1}/2} \times I_{WDA2}(j) \quad \dots\dots\dots(9)$$

其中， $Q_{WDA2}(i)$ 為第 i 月二期稻早混作抽水量 (L^3)； D_{WDA2} 為二期稻早混作抽水天數(日)； D_{WDA1} 為一期稻早混作抽水天數(日)； A_{WA1} 為一期灌溉期間之稻作面積 (L^2)； A_{DA1} 為一期灌溉期間之旱作面積 (L^2)； $I_{WDA2}(j)$ 為農田水利會抽水記錄中，第 j 旬二期稻早混作抽水量占全期之比例。

2.4 地下水系統流入量之估算

以各日起始地下水蓄水量為基準，將抽水率所代表之斜線延伸，一日後之蓄水量為抽水後之模擬蓄水量，若實際蓄水量高於模擬蓄水量，則

代表地下水系統當日實際流入量大於流失量(補注量大於 0)；若實際蓄水量低於模擬蓄水量，則代表地下水系統當日實際流失量大於流入量(補注量小於 0)。因此本研究假設各日流入量為以當日地下水蓄水量為基準，延伸抽水率斜線後取蓄水量歷線至延長線之垂直距離來估算。

抽水率分為非灌溉與灌溉抽水率，降雨日由於不需抽水灌溉，因此降雨日之抽水率等於非灌溉抽水率；非降雨日由於非灌溉與灌溉皆抽水，因此其抽水率為非灌溉加上灌溉抽水率；非灌溉抽水率全年穩定，灌溉抽水率則等於灌溉抽水量

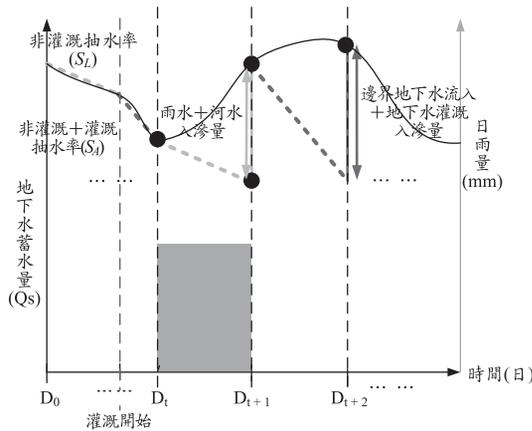


圖 4 降雨與非降雨日地下水系統流入量之估算方式

(可由 2.3 節所估算出來)除以灌溉天數，判斷是否因降雨而不灌溉抽水以一門檻值來決定。本研究雨量歷線以全區之徐昇氏平均雨量法來求得，以避免降雨空間分布不均造成估算結果不合理之情形。

多類灌溉型式下地下水系統流入來源可分為雨水、河水、邊界地下水流入與灌溉水，其中灌溉水由雨水、河水和地下水所組成，因此經過推導後可將地下水系統流入來源分為雨水、河水、邊界地下水流入和地下水灌溉入滲。由此可知，地下水系統月流入量等於月總入滲量(各月雨水、河水與地下水灌溉入滲量之總和)加上邊界地下水月流入量，而由非灌溉和灌溉抽水率吾人可估算出降雨日和非降雨日之入滲量與邊界地下水流入量，可表示如式 10 所示：

$$Q_{inflow}^{GS}(i) = Q_{infiltr}(i) + Q_{inflow}^B(i) = Q_R(i) + Q_{N.R.}(i) \quad (10)$$

其中， $Q_{inflow}^{GS}(i)$ 為第 i 月地下水系統流入量(L^3)； $Q_{infiltr}(i)$ 為第 i 月之總入滲量(L^3)； $Q_R(i)$ 為第 i 月降雨日之地下水系統流入量(L^3)； $Q_{N.R.}(i)$ 為第 i 月非降雨日之地下水系統流入量(L^3)；降雨日地下水系統之流入來源主要為雨水及河水，非降雨日則主要為邊界地下水流入及地下水灌溉入滲，如圖 4 所示，其原理則詳述於 2.4.1 節和 2.4.2 節。

2.4.1 降雨日地下水系統流入量之估算

降雨日由於灌溉不抽水，因此無地下水灌溉入滲；而由於一般多類灌溉型式之地下水系統，地面至第一非受壓含水層之距離相當近(一般約為 15 至 25 m)且滲透性佳(水力傳導係數一般約為 0.20 至 0.35 m/min)，假設地面至第一含水層為均質，將地面至第一含水層之距離除以水力傳導係數，可以得知區內地面水入滲至第一含水層之時間不到一日；而由於區外地面至區內含水層之距離較長(一般約 70 m 以上)，降雨後地下水蓄水量歷線抬升之反應時間遠不如區內地面水，因此降雨日邊界之水力坡降不大，由此可知降雨日邊界地下水流入量相對於地面水入滲量來說不大；降雨日之地面水入滲包括有雨水和河水，所以本研究將降雨日之地下水流入量視為雨水及河水入滲量之總和，可表示如式 11 及式 12 所示：

$$Q_R(i) = Q_{i,rain}(i) + Q_{i,river}(i) \quad (11)$$

$$Q_R(i) = \sum_{t=D_s(i)}^{D_f(i)} [Q_s(t) - (Q_s(t-1) - S_L)] \times \theta_t(t) \quad (12)$$

$$\begin{cases} \theta_t(t) = 1, & \text{if } Q_s(t) - (Q_s(t-1) - S_L) > 0 \text{ and } (P(t) > P_t) \\ \theta_t(t) = 0, & \text{else} \end{cases}$$

其中， $Q_{i,rain}(i)$ 為第 i 月之雨水入滲量(L^3)； $Q_{i,river}(i)$ 為第 i 月之河水入滲量(L^3)； $D_s(i)$ 為第 i 月之起始日； $D_f(i)$ 為第 i 月之結束日； $Q_s(t)$ 為第 t 日之地下水蓄水量(L^3)； $\theta_t(t)$ 為第 t 日之兩向變數； $P(t)$ 為第 t 日之降雨量(mm)； P_t 為產生地面水入滲之降雨量門檻值(mm)，其值與判斷是否因降雨而灌溉不抽水之門檻值相同。

2.4.2 非降雨日地下水系統流入量之估算

非降雨日之地下水系統由於未受降雨觸發，因此雨水及河水入滲較少，再加上非降雨日之灌溉水源主要以地下水抽水為主，所以非降雨日利用非灌溉加上灌溉抽水率所估算出來之流入量等於邊界地下水流入量加上地下水灌溉入滲量，可表示如式 13 及式 14 所示：

$$Q_{N.R.}(i) = Q_{inflow}^B(i) + Q_{i,gw}^A(i) \quad (13)$$

$$Q_{N.R.}(i) = \sum_{t=D_i(i)}^{D_i(i)} [Q_s(t) - (Q_s(t-1) - S_p(t))] \times \theta_2(t)$$

$$\begin{cases} \theta_2(t) = 1, & \text{if } Q_s(t) - (Q_s(t-1) - S_p(t)) > 0 \text{ and } (P(t) < P_r) \\ \theta_2(t) = 0, & \text{else} \end{cases}$$

.....(14)

其中， $Q_{inflow}^B(i)$ 為第 i 月邊界地下水流入量(L³)； $Q_{i, gw}^A(i)$ 為第 i 月地下水灌溉入滲量(L³)； $S_p(t)$ 為第 t 日之總抽水率(非灌溉加上灌溉抽水率，L³/日)； $\theta_2(t)$ 為第 t 日之兩向變數。

由於灌溉水入滲於固定灌區且土壤性質未改變下具有恆定特性，地下水灌溉月入滲量可以地下水灌溉月抽水量乘上灌溉入滲比例來求得，可表示如式 15 所示：

$$Q_{i, gw}^A(i) = Q_{p.A}(i) \times R_I \text{(15)}$$

其中， R_I 為灌區之灌溉水入滲比例。由此可求得各月之地下水灌溉入滲量，接著將各月非降雨日之流入量減掉地下水灌溉入滲量，即可求得各月邊界地下水流入量。

2.5 雨水與河水入滲量之估算

無論是地下水、雨水、河水、海水之基本組成皆為氧化氫(H₂O)，氫與氧在自然界中包含多種同位素，經過水文循環與混合交換後會使得不同地方的水有些微不同之組成差異。氫氧同位素隨著雨水、河水、邊界地下水或漫地流形式流入至地下水系統後，會隨著地下水流傳輸至各地下水含水層中，接著再以伏流水出滲至河川或是人工抽水方式離開地下水含水層，因此藉由氫氧同位素之時間與空間分布情形，吾人即可判定出地下水系統各水源流入所佔之比例。

汪中和等(1996)及江崇榮與汪中和(2002)指出氫與氧同位素用於釐定地下水系統流入來源時其結果相符，因此本研究僅應用氧同位素以釐定研析區域地下水系統流入來源之比例。降雨日地下水系統流入之來源主要為雨水及河水，兩種水源之水量分離有賴於氧同位素分析。本研究收集地下水、雨水與河水之氧同位素資料，並利用質量守恆方程式配合 2.4.2 節所估算出之邊界地

下水流入量與地下水灌溉入滲量以進行分析，即可得知地下水系統流入中多少比例來自雨水、河水、邊界地下水流入與地下水灌溉。

在同位素分析化學中，採用海水所含同位素比例做為參考值，分析水樣中同位素比例與海水中同位素比例之差異，即可計算出氧同位素差異比($\delta^{18}O$)，可表示如式 16 所示：

$$\delta^{18}O = \frac{(^{18}O/^{16}O) - (^{18}O/^{16}O)_{SMOW}}{(^{18}O/^{16}O)_{SMOW}} \times 1000 \text{ (16)}$$

其中， $SMOW$ 為標準平均海水(Standard Mean Ocean Water)。同位素差異比之單位為千分比，以顯示不同來源的水所含氧同位素之微量差異。

本研究設定雨水中所含之同位素差異比為 $\delta_{rain}(i)$ ，河水中所含之同位素差異比為 $\delta_{river}(i)$ ，邊界地下水流入中所含之同位素差異比為 δ_{gw}^B ，區內地下水中所含之同位素差異比為 δ_{gw} ，同樣依據江崇榮等(2005)之研究結果，假設地下水之氧同位素無季節性變化、雨水及河水之氧同位素會隨豐枯水期而變化，而且地下水系統之流入量、流失量及抽水量不足以影響地下水平均氧同位素組成，來推導同位素質量守恆方程式即可得到地下水系統各流入來源所佔之比例，四者依據質量守恆應滿足：

$$\delta_{gw} = \delta_{rain}(i) \left[\frac{Q_{i, rain}(i)}{Q_{inflow}^{GS}(i)} \right] + \delta_{river}(i) \left[\frac{Q_{i, river}(i)}{Q_{inflow}^{GS}(i)} \right]$$

$$+ \delta_{gw}^B \left[\frac{Q_{inflow}^B(i)}{Q_{inflow}^{GS}(i)} \right] + \delta_{gw} \left[\frac{Q_{i, gw}^A(i)}{Q_{inflow}^{GS}(i)} \right]$$

..... (17)

其中， $Q_{i, rain}(i)$ 為第 i 月之雨水入滲量(L³)； $Q_{i, river}(i)$ 為第 i 月之河水入滲量(L³)； $Q_{inflow}^{GS}(i)$ 可由 2.4 節之估算結果來求得；邊界地下水流入量($Q_{inflow}^B(i)$) 及地下水灌溉入滲量($Q_{i, gw}^A(i)$) 可由 2.4.2 節之方法來估算得知，因此邊界地下水流入比例和地下水灌溉入滲比例即可得知，若令 $\frac{Q_{inflow}^B(i)}{Q_{inflow}^{GS}(i)} = B(i)$ 、

$\frac{Q_{i, gw}^A(i)}{Q_{inflow}^{GS}(i)} = A(i)$ 、 $\frac{Q_{i, rain}(i)}{Q_{inflow}^{GS}(i)} = X(i)$ ，則式 17 可改寫如下：

$$\delta_{gw} = \delta_{rain}(i)X(i) + \delta_{river}(i)[1 - X(i) - B(i) - A(i)] + \delta_{gw}^B B(i) + \delta_{gw}^A A(i) \dots\dots\dots(18)$$

其中, $X(i)$ 為第 i 月雨水入滲比例, $1-X(i)-A(i)-B(i)$ 為第 i 月河水入滲比例, $B(i)$ 為第 i 月邊界地下水流入比例, $A(i)$ 為第 i 月地下水灌溉入滲比例。 $\delta_{rain}(i)$ 、 $\delta_{river}(i)$ 、 δ_{gw} 與 δ_{gw}^B 皆事先由實驗室分析水樣得知, 因此雨水入滲比例 $X(i)$ 為唯一之未知數, 求解此質量守恆方程式即可得知地下水系統各流入來源比例。

最後本研究透過全區之地下水歷線分析可得到全區地下水系統月流入量, 地下水系統月流入量乘以氧同位素分析所得雨水與河水之入滲比例, 即可求得雨水與河水對於區內地下水系統之月入滲量, 可表示如式 19 及式 20 所示:

$$Q_{i,rain}(i) = Q_{inflow}^{GS}(i)X(i) \dots\dots\dots(19)$$

$$Q_{i,river}(i) = Q_{inflow}^{GS}(i)(1 - X(i) - B(i) - A(i)) \dots\dots(20)$$

本研究方法中河水入滲至地下水系統有兩種方式, 一種為河水直接於行水區以河床入滲之形式至地下含水層, 本研究定義為河床入滲; 另一種則為灌溉系統引河水至灌區後, 藉由滲漏之方式至地下含水層, 本研究定義為河水引灌入滲, 河水引灌主要由擁有水權之農田水利會來統籌操控, 因此河水引灌月入滲量為農田水利會月河水引灌量扣除輸送損失量後再乘上灌溉入滲比例來求得, 而月河床入滲量則為月河水入滲量減去河水引灌月入滲量, 可表示如式 21 與式 22 所示。

$$Q_{i,river}^A(i) = Q_{irriga}^{river}(i) \cdot (1 - R_l) \cdot R_l \dots\dots\dots(21)$$

$$Q_{i,river}^{bed}(i) = Q_{i,river}(i) - Q_{i,river}^A(i) \dots\dots\dots(22)$$

其中, $Q_{i,river}^A(i)$ 為第 i 月河水引灌入滲量(L^3); $Q_{irriga}^{river}(i)$ 為第 i 月河水引灌量(L^3); R_l 為河水引灌損失率(%); $Q_{i,river}^{bed}(i)$ 為第 i 月河床入滲量(L^3)。

2.6 地下水系統流失量與總補注量之估算

由於地下水蓄水變化量、總抽水量、總入滲

量、邊界地下水流入量與流失量間需滿足質量守恆, 因此地下水系統月流失量等於月總入滲量加上邊界地下水月流入量減去月抽水量和月蓄水變化量, 可表示如式 23 所示:

$$Q_l(i) = Q_{infiltr}(i) + Q_{inflow}^B(i) - Q_p(i) - \Delta Q_s(i) \dots\dots\dots(23)$$

其中, $Q_l(i)$ 為第 i 月地下水流失量(L^3); $\Delta Q_s(i)$ 為第 i 月地下水蓄水變化量(L^3)。

總入滲量、邊界地下水流入量與流失量為地下水系統天然進出之水文量, 其間具有一定之物理關係, 因此若將月總入滲量加上邊界地下水月流入量後與月流失量相減, 則可得到一水文量為月總補注量, 可表示如式 24 所示:

$$Q_r(i) = Q_{infiltr}(i) + Q_{inflow}^B(i) - Q_l(i) \dots\dots\dots(24)$$

其中, $Q_r(i)$ 為第 i 月地下水總補注量(L^3)。

2.7 地下水系統各類補注量之估算

本研究估算結果未來要應用於率定地下水數值模式之參數及抽水量與補注量之空間分佈, 模式中流失量並無特別分出以當作模式輸入, 而是以補注量之形式來當作模式輸入, 因此本研究補注量估算之最終目的為求得地下水系統各類型之補注量。由於入滲量與邊界地下水流入量進入至地下水系統後, 即融合為一體而呈現團塊系統, 因此流失時地下水系統各類補注來源之流失量比例與流入量比例相同, 即:

$$\begin{bmatrix} Q_{r,rain}(i) \\ Q_{r,river}^A(i) \\ Q_{r,river}^{bed}(i) \\ Q_{r,gw}^B(i) \\ Q_{r,gw}^A(i) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Q_{i,rain}(i) \\ Q_{i,river}^A(i) \\ Q_{i,river}^{bed}(i) \\ Q_{inflow}^B(i) \\ Q_{i,gw}^A(i) \end{bmatrix} - Q_l(i) \cdot \begin{bmatrix} Q_{i,rain}(i) \\ Q_{i,river}^{bed}(i) \\ Q_{inflow}^B(i) \\ Q_{i,gw}^A(i) \end{bmatrix} \cdot \frac{1}{Q_{inflow}^{GS}(i)} \dots\dots\dots(25)$$

其中, $Q_{r,rain}(i)$ 為第 i 月雨水補注量(L^3); $Q_{r,river}(i)$ 為第 i 月河水補注量(L^3); $Q_{r,river}^A(i)$ 為第 i 月河水引灌補注量(L^3); $Q_{r,river}^{bed}(i)$ 為第 i 月河床補注量(L^3); $Q_{r,gw}^B(i)$ 為第 i 月邊界地下水補注量(L^3); $Q_{r,gw}^A(i)$ 為第 i 月地下水灌溉補注量(L^3)。

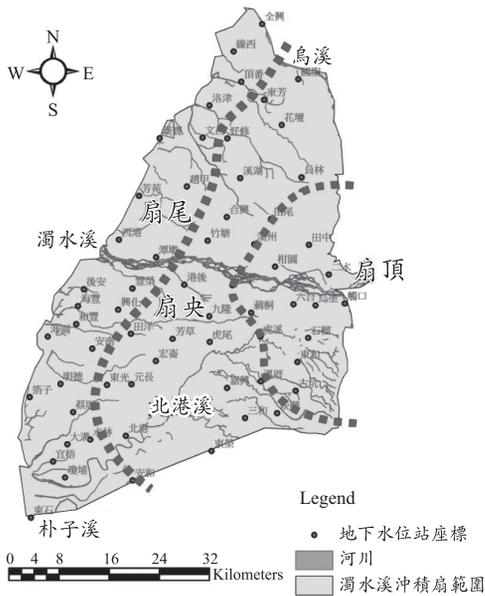


圖 5 濁水溪沖積扇地下水區範圍圖

三、方法應用

3.1 區域概述

濁水溪沖積扇以二水附近之鼻子頭為扇軸向海岸延伸，其半徑約 40 公里，北至烏溪南側，南至朴子溪北側，整體沖積扇面積約為 2562 平方公里。其地下水區兼具沖積扇及三角洲環境特性，沈積物主要源自上游濁水溪集水區；其中辮狀河道沈積之礫石和粗中砂層以及濱岸沈積之細砂層構成本區之含水層，區流、沿岸沼澤或淺海環境沈積之泥層為主要之阻水層。根據地形、地質及地層材料，濁水溪沖積扇可略分為扇頂區、扇央區以及扇尾區，如圖 5 所示；扇頂區包括員林、溪州、西螺、虎溪、溫厝連線以東，各含水層間無明顯之阻水層存在，露佈於地表之區域即為主要之地下水補注區，雨水、河水及灌溉水可直接入滲補注至地下水，再分別流入下游扇央及扇尾區之各含水層；扇央區位於自由含水層區域以西，至好修、趙甲、潭墘、田洋、北港連線以東，阻水層覆於含水層之上，地面水無法直接補注至各含水層，各含水層間有明顯之阻水層存在；扇尾區乃扇央區以西至沿海，各含水層間

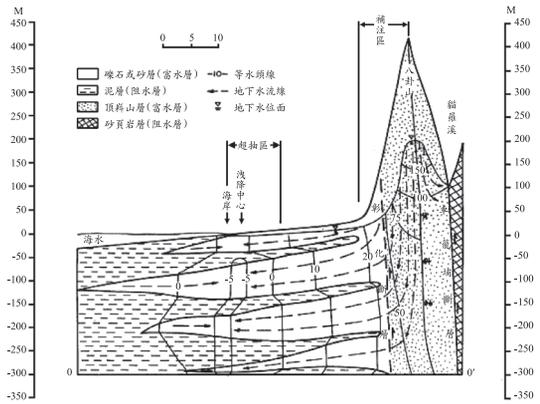


圖 6 濁水溪沖積扇垂直水文地質剖面與流網圖 (江崇榮等(2006))

亦如扇央區皆有明顯之阻水層存在；依此地層材料分布趨勢推測，各含水層最終均尖滅於台灣海峽增厚之阻水層中，亦即含水層下游端近似封閉，未出露於海床。

濁水溪沖積扇地下水系統之深度達到 330 公尺左右，在此範圍內由上而下，可劃分為四個含水層、四個阻水層，其地下水含水層分層與流網如圖 6 所示(江崇榮等，2006)。含水層一(F1)分布範圍涵蓋全區，厚度從 19 至 103 公尺不等，平均厚度約 42 公尺；本層於沖積扇頂附近以礫石層和粗砂層為主，地層厚度較大；經扇央及扇尾後其岩性漸次變相為細砂層和泥層；扇頂非受壓含水層之比出水量(specific yield)在 0.137 至 0.237 之間，受壓含水層之蓄水係數 S (storage coefficient)在 10^{-4} 至 10^{-3} 之間。含水層二(F2)深度介於地表下 35 至 217 公尺之間，平均厚度約為 95 公尺；沖積扇頂附近以礫石和粗砂層為主，與 F1 之間並無明顯之阻水層分隔，扇央及扇尾區地層材料粒徑變細，惟仍有粗砂或礫石層存在；F2 以次區域性之阻水層可劃分為含水層二之一(F2-1)與含水層二之二(F2-2)；F2-1 之 S 在扇頂非受壓含水層與 F1 相同，其他幾乎皆在 10^{-4} 至 10^{-3} 之間；F2-2 之 S 約為 1.15×10^{-4} 至 2.98×10^{-3} 之間。含水層三(F3)位於阻水層二以下，其分布範圍涵蓋全區，深度在 140 至 275 公尺之間，全區平均厚約 86 公尺， S 約為 5.66×10^{-5} 至 1.07×10^{-3}

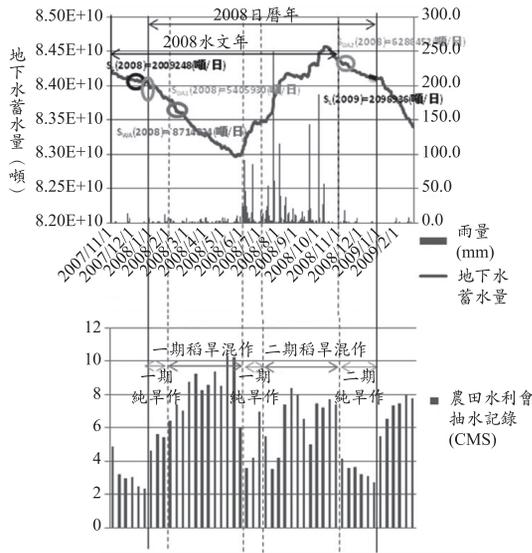


圖 9 濁水溪沖積扇 2008 年地下水抽水率之估算

抽水率之估算方式如圖 9 所示，由農田水利會抽水記錄可以看出抽水最小時期為 12 月中下旬，因此非灌溉抽水率為 12 月中下旬之地下水退水線斜率；一期純旱作未降雨該旬之抽水率以 1 月上旬附近之地下水退水線斜率來代表；一期稻旱混作未降雨該旬之抽水率以 2 月中旬之地下水退水線斜率來代表；而二期純旱作未降雨該旬之抽水率則以 11 月上旬附近之地下水退水線斜率來代表。灌溉抽水天數方面，一期稻旱混作由於位於枯水期，缺水風險較大，因此灌溉不抽水之降雨門檻值較高，假設為 1 mm/日；二期稻旱混作由於位於豐水期，缺水風險較小，因此降雨門檻值較低即不抽水，假設為 0.5 mm/日。

研究年限內平均各月非灌溉及灌溉抽水量估算結果如圖 10 所示，月非灌溉抽水量為非灌溉抽水率(全年穩定)乘上月天數，灌溉抽水量主要集中於一、二期稻旱混作期間，純旱作抽水量較稻旱混作抽水量少，一期稻旱混作抽水量稍較二期稻旱混作抽水量多，一期純旱作抽水量也較二期純旱作抽水量多。加總各月抽水量可得到年抽水量，其結果如表 1 所示，結果顯示研究年限內年總抽水量大約於 20.7 至 22.2 億噸之間，西元 2009 年由於為嚴重枯水年，因此年總抽水量

表 1 年抽水量估算結果

(單位：億噸)

	非灌溉抽水量	灌溉抽水量	總抽水量
2004	8.45	12.91	21.36
2005	8.67	12.10	20.77
2006	9.66	12.42	22.08
2007	8.55	13.16	21.70
2008	8.89	13.31	22.20
2009	8.42	17.12	25.54
平均	8.77	13.50	22.28
占總量之比例	39.4%	60.6%	100.0%

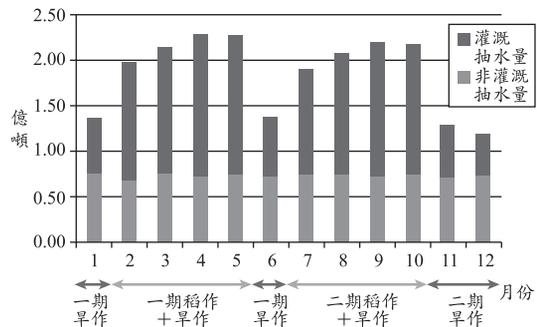


圖 10 濁水溪沖積扇兩類抽水量估算之月平均結果

較大(25.54 億噸)，年平均總抽水量為 22.28 億噸，每平方公里年抽水量約為 0.87 百萬噸，前人研究中每平方公里抽水量估算結果約於 0.41 至 1.34 百萬噸之間，如表 2 所示，因此本研究總抽水量估算結果合理。其中，非灌溉抽水量占總抽水量之 39.4%，灌溉抽水量占總抽水量之 60.6%。

3.2.3 地下水系統流入量之估算

本研究灌溉水入滲比例以前省政府水利局對不同土壤滲漏率之估算值(甘俊二(1979))和農田水利會抽水紀錄來求得；濁水溪沖積扇由於長年翻耕，許多地區原有壤土漸漸形成牛踏層(組成以黏土為主)，透水性較差，也有些區域之牛踏層受到耕耘機運作所絞碎，為了合理地估算濁水溪沖積扇灌區之平均滲漏率，本研究將壤土至重黏土之滲漏率平均(壤土：8.8 mm/day，黏質壤土：6.85 mm/day，壤質黏土：5.24 mm/day，黏土：4.04 mm/day，中黏土：3.16 mm/day，重黏土：

表2 濁水溪沖積扇抽水水量估算相關研究結果

估算人(年份)	方法	單位面積抽水水量 (百萬噸/平方公里)
曹以松等(1989)	水平衡法配合地下水數學模式(有限元素法)	0.61
水資會(1992)	現場調查	1.17
張誠信(1996)	3DFEWA 數值模擬	0.59
水利處(1997)	水平衡法	0.78 與 0.48
葉文工(1998)	MODFLOW 數值模擬	0.56
林再興等(1998)	MODFLOW 數值模擬	1.34
水利處(2001)	MODFLOW 數值模擬	0.49
張良正與劉振宇(2002)	MODFLOW 數值模擬	1.28
江崇榮等(2006)	地下水歷線分析法(未考慮旱作抽水)	0.64
雲科大學水土及防災中心與農工中心 (2000 至 2008)	抽水機用电量推估	1.04
本研究	地下水歷線分析法(同時考慮非灌溉與灌溉抽水)	0.87

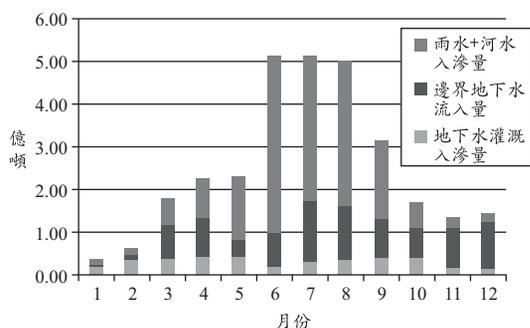


圖 11 濁水溪沖積扇地下水各類流入量估算之月平均結果

2.45 mm/day)，取其代表值約為 5.09 mm/day 當作灌區之平均滲漏率，接著乘上由彰化與雲林農田水利會灌溉記錄所估算出西元 2004 至 2008 年(2009 年灌溉面積記錄較為不完整，故不採用)之日平均灌溉面積：42749.78 萬平方公尺(假設旱作單位灌溉面積所需之灌溉次數與水量約為稻作之一半，單期稻作灌溉時程約為 4 個月、單期旱作灌溉時程約為 2 個月，整體來看一年稻作與旱作可分為兩期)及灌溉天數(抽水記錄中各旬皆有抽水，故採 365 天為代表值)再除以年平均灌溉水量(31.35 億噸)，即為灌溉入滲比例，其值約為 25.3%。

研究年限內濁水溪沖積扇地下水系統流入量估算之月平均結果如圖 11 所示，而年估算結

表3 地下水系統流入量之年估算結果

(單位：億噸)

	雨水+河水入滲量	地下水灌溉入滲量	邊界地下水流入量	總流入量
2004	14.87	3.27	11.96	30.10
2005	17.14	3.06	10.61	30.80
2006	17.51	3.15	9.48	30.14
2007	20.69	3.33	7.42	31.44
2008	19.19	3.37	7.43	29.99
2009	14.43	4.34	10.23	28.99
平均	17.30	3.42	9.52	30.24

果則如表 3 所示，結果顯示邊界地下水年流入量平均約為 9.52 億噸，枯水期之流入比例較豐水期大，邊界地下水為山區雨水與河水入滲至區外地下含水層後，再與區外鄰區地下水混合而成之流入水源，其流入潛勢受到邊界之水力坡降所影響，深層含水層(F2 以下)之流入水源以邊界地下水流入為主；地下水灌溉年入滲量則平均約為 3.42 億噸，由於一期和二期稻旱混作灌溉抽水量大，因此其地下水灌溉入滲量較純旱作期間大；雨水及河水年入滲量平均約為 17.30 億噸，雨水入滲量補注於平原非受壓區，河水入滲量於河川上游扇頂區之入滲潛勢較大，至中下游之後入滲潛勢逐漸減緩而且與地下水形成交互作用之機制，此機制主要發生於 F1；由於濁水溪沖積扇豐

表 4 濁水溪沖積扇地下水系統各類流入水源之氧同位素差異比

	區內地下水		雨水		河水		邊界地下水	
	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	樣本數	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	樣本數	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	樣本數	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	樣本數
豐水期	-7.52	456	-6.30	36	-9.13	40	-7.65	58
枯水期			-3.79	41	-9.62	43		

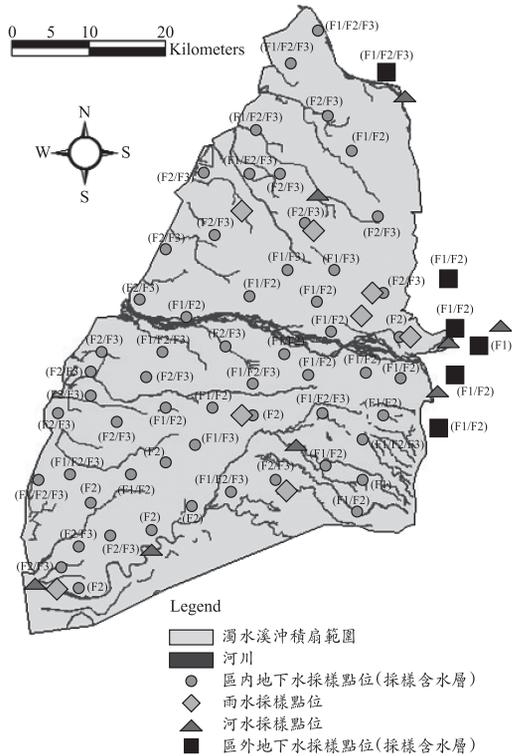


圖 12 濁水溪沖積扇雨水、河水與地下水之採樣點位圖

枯水期降雨量分佈不均，因此入滲量主要集中於豐水期；在同時考慮全年非降雨及降雨日之流入量下，地下水系統年平均流入量約為 30.24 億噸，而豐枯水期之流入量比則約為 0.74 : 0.26。

3.2.4 雨水與河水入滲量之估算

濁水溪沖積扇地下水系統各類流入水源之氧同位素差異比如表 4 所示，而各流入水源與地下水之採樣點位如圖 12 所示；區內地下水之平均氧同位素組成不隨時間而變，以區內地下水系統各層水樣之氧同位素差異比取平均值來代表之，其值為-7.52‰，總樣本數有 456 筆；雨水則

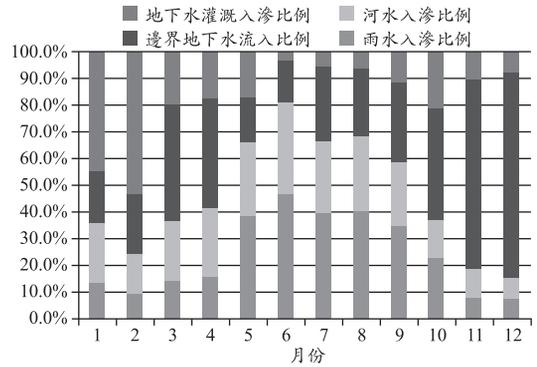


圖 13 濁水溪沖積扇地下水各類流入水源比例之月分佈

於豐水期和枯水期來取氧同位素差異比之代表值，其值分別為-6.30‰與-3.79‰，樣本數則分別為 36 和 41 筆；河水也以豐水期和枯水期來取氧同位素差異比之代表值，濁水溪沖積扇河水水樣取樣點由北而南主要位於烏溪、濁水溪和北港溪，結果顯示豐水期與枯水期之河水氧同位素代表值分別為-9.13‰與-9.62‰，樣本數則分別為 40 和 43 筆；邊界外地下水之平均氧同位素組成不隨時間而變，以區外觀測井各層水樣之氧同位素差異比取平均值來代表之，水樣較不足之邊界則以最鄰近該邊界中最深含水層之水樣來代表之，其值為-7.65‰，總樣本數則為 58 筆。

取得濁水溪沖積扇各類流入水源於豐水期和枯水期之氧同位素差異比後，配合 3.2.3 節所估算得之邊界地下水流入量和地下水灌溉入滲量，即可進行各月同位素質量守恆分析，以得到地下水系統各類水源流入比例之月分佈，研究年限內地下水系統各流入水源比例之月分佈如圖 13 所示，結果顯示雨水與河水入滲比例之月分佈與降雨量類似，年雨水入滲比例約為 32.0%、年河水入滲比例約為 25.2%、年邊界地下水流入比

表 5 雨水與河水入滲量之年估算結果

(單位：億噸)

	雨水入滲量	河水入滲量
2004	8.55	6.33
2005	9.61	7.52
2006	9.54	7.97
2007	11.63	9.06
2008	10.96	8.23
2009	7.83	6.59
平均	9.69	7.62

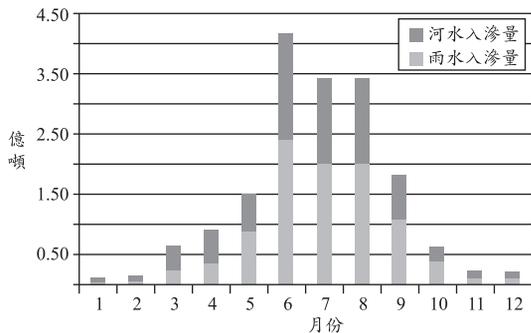


圖 14 濁水溪沖積扇雨水與河水入滲量估算之月平均結果

例約為 31.5%、年地下水灌溉入滲比例約為 11.3%。接著將地下水系統月流入量乘以雨水與河水之月流入比例，即可求得雨水與河水之月入滲量，其月平均估算結果如圖 14 所示、各年估算結果則如表 5 所示，研究年限內雨水年平均入滲量約為 9.69 億噸，河水年平均入滲量則約為 7.62 億噸。

3.2.5 地下水系統流失量之估算

地下水系統月流失量可由月總流入量減去月總抽水量和月蓄水變化量來得到，而各月之蓄水變化量為月終減去月初之地下水蓄水量。研究年限內濁水溪沖積扇地下水系統之月平均蓄水變化量如圖 15 所示，結果顯示每年 1 月至 5 月及 10 月至 12 月之蓄水變化量皆小於零，表示這段期間內地下水呈現超抽之情形，尤其又以 1 月和 2 月之地下水蓄水量減少最多；6 月至 9 月由於受到梅雨和颱風降雨補注，而且在水源較充足之情況下地下水蓄水變化量於這段期間才大於

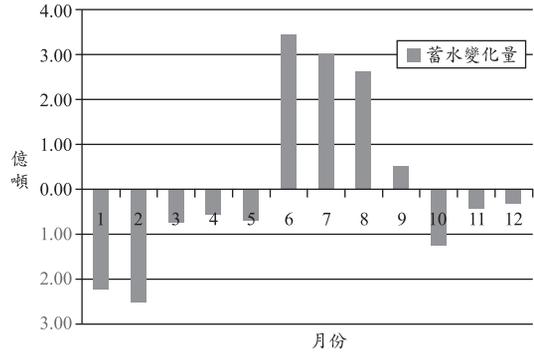


圖 15 濁水溪沖積扇地下水蓄水變化量之月平均結果

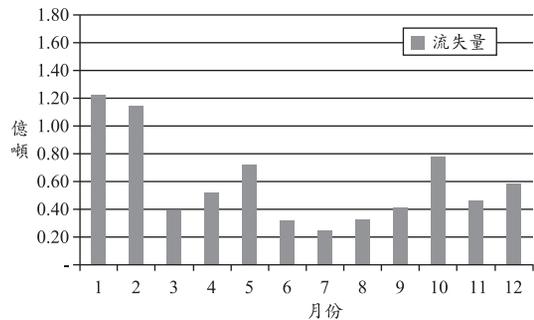


圖 16 濁水溪沖積扇地下水流失量估算之月平均結果

零。整體來看，研究年限內地下水蓄水變化量年平均約為 0.84 億噸，雖然整年蓄水變化量趨近於零，但是整年中蓄水變化量歷線震盪極大。

流失量估算之月平均結果如圖 16 所示，由其中可以發現每年 10 月至隔年 2 月之流失量屬於較大時期，主因為此段期間河川水位為最低之時期，然而此時地下水位才剛從最高點開始下降中，尚屬於較高水位時期，因此地下水在此段期間以河床出滲之方式大量流失，而且流失量明顯大於河床入滲量，代表此時河川屬於得水河川；而每年 6 月至 8 月之流失量為較小時期，主因為此段期間河川水位為最高之時期，然而地下水位才剛從最低點開始上升中，河川水位普遍比地下水位高，因此此段期間地下水流失量較少，河床補注量明顯大於流失量，代表此時河川屬於失水河川。將一年中各月之平均流失量加總後可以發現地下水年平均總流失量約為 7.15 億噸。

表 6 濁水溪沖積扇補注量估算相關研究結果

估算人(年份)	方法	單位面積補注量 (百萬噸/平方公里)
張誠信(1996)	3DFEWA 數值模擬	0.44
姜儷安與歐陽湘(1996)	MODFLOW 數值模擬	0.42
劉聰桂(1996)	碳十四定年與氫示蹤	0.50
水利處(1997)	非飽和一維長期水文模式 (未考慮邊界地下水補注和旱作灌溉補注)	0.75
		1.07
劉振宇等(1998)	非飽和一維長期水文模式 (未考慮邊界地下水補注和旱作灌溉補注)	0.61
		0.59
葉文工(1998)	MODFLOW 數值模擬	0.50
陳進發等(1998)	水平衡法	0.53
林再興等(1998)	MODFLOW 數值模擬	0.97
水利處(1998)	MODFLOW 數值模擬 (未考慮邊界地下水補注)	0.45
		水平衡法
陳尉平等(1999)	消退曲線位移法	0.58
能邦科技(2000)	一維垂向水平衡法 (未考慮邊界地下水補注和旱作灌溉補注)	0.47 至 0.53
水利處(2001)	MODFLOW 數值模擬 (未考慮邊界地下水補注)	0.42
張良正與劉振宇(2002)	MODFLOW 數值模擬	1.26
李振諳等(2002)	基流資料估計法	0.52
江崇榮等(2006)	地下水壓線分析法 (未考慮未降雨時期之邊界地下水補注和地下水灌溉補注)	0.62
本研究	地下水壓線分析法 (同時考慮雨水補注、河水補注、邊界地下水補注和地下水灌溉補注)	0.90

3.2.6 地下水系統各類補注量之估算

估算得到地下水系統年流入量與年流失量後，可以得知每平方公里年總補注量約為 0.90 百萬噸，前人研究中每平方公里估算結果約於 0.29 至 1.26 百萬噸之間，如表 6 所示，因此本研究總補注量估算結果還算合理；前人應用各種方法估算補注量所考量到之補注機制不盡相同且大部分未完全考量全部補注來源，而本研究則考量到多類灌溉型式下各種補注機制之補注量，若以本研究估算結果為基準，並以前人估算結果之標準差(0.24)為基準至上下界之合理範圍，可以得知若考量所有機制之補注量下，單位面積總補注量之合理估算範圍約為每平方公里 0.66 至 1.14 百萬噸之間。研究年限內各類補注量估算之月平均結果如圖 17 所示、年補注量估算則如表 7 所示，結果顯示每年 1 月及 2 月流失量大於流入量，因

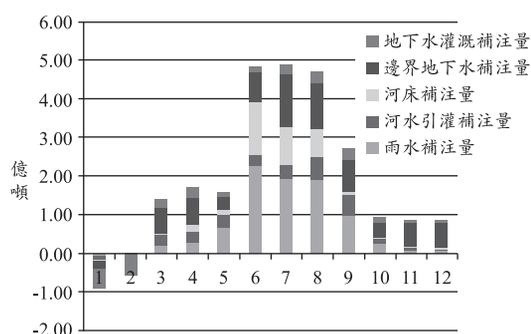


圖 17 濁水溪沖積扇各類補注量之月平均結果

此補注量為負值，其餘月份補注量皆為正值，1 月與 2 月各水源補注量為負值代表各補注源從當月之前補注進地下水系統而儲蓄起來之水體於當月所流失掉之水量比當月流入量還大；豐水期補注水源以雨水和河水為主，枯水期補注水源以

表 7 濁水溪沖積扇各類補注量之年估算結果

(單位：億噸)

年份	雨水補注量	河床補注量	河水引灌補注量	地下水灌溉補注量	邊界地下水補注量	總補注量
2004	7.83	3.33	2.42	1.91	9.16	24.65
2005	8.68	3.69	3.01	1.92	7.57	24.87
2006	7.71	2.97	3.16	0.42	7.22	21.47
2007	9.83	4.01	3.34	1.25	4.96	23.39
2008	9.79	4.60	2.35	0.93	5.65	23.32
2009	7.14	3.22	2.85	-0.80	8.57	20.98
平均	8.50	3.64	2.85	0.94	7.19	23.11
佔總量之比例	36.8%	15.7%	12.4%	4.1%	31.1%	100.0%

邊界地下水補注為主；雨水年平均補注量約為 8.50 億噸，河水年平均補注量約為 6.49 億噸，邊界地下水年平均補注量約為 7.19 億噸，地下水灌溉年平均補注量約為 0.94 億噸；其中，雨水補注平均占總量之 36.8%，河水補注平均占總量之 28.1%，邊界地下水補注平均占總量之 31.1%，地下水灌溉補注平均占總量之 4.1%。表 7 地下水各類補注量等於表 3 地下水系統各類流入量減去各自之流失量，本研究假設各類流失量比例與流入量比例相同。

至於河水補注量分離為河水引灌補注量與河床補注量方面，河水引灌損失率依照農田水利會現場工程師經驗以 40% 為原則，結果顯示由於灌區普遍具有透水性較差之牛踏層存在，雖然河水引灌量大，但是由於滲漏率相對於扇頂區來說較小，因此河水引灌補注量稍較河床補注量小，河水引灌年平均補注量約為 2.85 億噸，河床年平均補注量約為 3.64 億噸，兩者年平均補注量百分比約為 44%：56%；其中，豐水期河水補注以河床補注為主，枯水期河水引灌補注比例較豐水期高上許多。

四、結論與建議

本研究方法考量多類灌溉型式地下水系統中各類型抽水操作與各種補注機制對於地下水歷線之變化關係，利用枯水期地下水歷線配合降雨歷線與歷史灌溉抽水變化來估算地下水非灌溉與灌溉抽水之月分佈；並利用氧同位素分

析求得地下水流入來自雨水、河水、邊界地下水流入與地下水灌溉入滲之比例，接著結合改良式地下水歷線分析法之估算結果，即可估算出地下水系統各類補注量之月分佈；本研究改良前人所提出之地下水歷線分析法，利用枯水期灌溉且未降雨期間，不同地下水退水線型態與歷史灌溉抽水變化間之關係，可估算出多類灌溉型式下灌溉抽水隨時間之月分佈；接著將補注量視為地下水系統中具有恆定水文關係之流入量與流失量差值，可解決 Healy 與 Cook (2002) 所指出地下水歷線波動會同時受到流入(前人所定義之補注)與流失影響而無法單純估算出實際補注量之問題，並且可適切提供給地下水數值模式進行參數率定；此外，每日皆以由地下水歷線所估算出之實際抽水率分別估算降雨日與非降雨日之地下水系統流入量，再結合氧同位素質量守恆方程式並減去流失量後，即可估算出各類型補注於地下水系統各含水層之總量，可有效解決 Healy 與 Cook (2002) 所指出降雨後補注至深層含水層之過程中，地下水歷線抬升反應較慢且不明顯而估算不出補注量之問題。研究結果顯示本研究可有效且合理地估算出地下水系統中兩類抽水量與各類補注量之月分佈歷線，單位面積總抽水之估算結果與前人研究結果相近；單位面積總補注量之估算結果落於前人研究結果之範圍內，並且可得到較詳細且合理之補注機制與各類型補注量。因此本研究方法適合未來用於率定抽水量、補注量及地下水參數之空間分佈，足見本研究對

於未來地下水資源研究之貢獻。

本研究建議未來研究應增加各含水層地下水與各類補注來源之水樣，以得到同位素隨時空分佈之歷線，如此方可增進各類補注量估算之精度。

參考文獻

1. 江崇榮、黃智昭、陳瑞娥，「以地下水歷線分析法評估濁水溪沖積扇之地下水收支」，經濟部中央地質調查所彙刊，第十九號，第 61-89 頁(2006)。
2. 徐年盛、汪中和、江崇榮、劉振宇、黃建霖、楊艾芸，「結合地下水平衡分析結果與氫氧同位素分析推估濁水溪沖積扇地下水各補注水源之水量」，第七屆地下水資源及水質保護研討會，pp. F36-F45，台北(2009)。
3. 徐年盛、江崇榮、汪中和、劉振宇、劉宏仁、黃建霖，「地下水系統水平衡分析與補注源水量推估之研究」，中國土木水利工程學刊(2011 已接受)。
4. 何麗如，「北港地區地下水之地球化學初探」，碩士論文，國立中山大學海洋地質研究所，高雄(1989)。
5. 江崇榮、陳瑞娥、賴慈華、黃智昭，「濁水溪沖積扇地下水區之補注水源評估」，第二屆資源工程研討會，第 86-91 頁(2005)。
6. 汪中和、張慈君、林裕隆、劉文撤、李隆安、金紹興、張秉權、藍繁盛，「由碳氫氧同位素組成探討屏東平原地下水的補注」，中研院地科所研究報告，IESCER96-021，72 頁，台北(1996)。
7. 江崇榮、汪中和，「以氫氧同位素組成探討屏東平原之地下水補注源」，中央地調所彙刊，第十五號，第 49-67 頁(2002)。
8. 甘俊二，「灌溉系統配水技術之分析與研究」，台灣大學農工系(1979)。
9. 曹以松、施嘉昌、徐年盛、鄭昌奇，「濁水溪平原地下水數值模式之評估與應用」，農業工程研究中心研究報告(1989)。
10. 水資會，「台灣地區地下水資源」，(1992)。
11. 張誠信，「雲林地區地下水流三維數值模擬」，國立台灣大學農業工程研究所碩士論文，台北(1996)。
12. 台灣省政府水利處，「濁水溪沖積扇地表地下水聯合應用第一階段」，濁水溪沖積扇地下水可開發潛能評估報告(1997)。
13. 葉文工，「台灣沿海地區地下水超抽改善方案研擬與評估(II)」，經濟部水資源局委辦(1998)。
14. 林在興、陳時祖、李振誥，「地層下陷防治推動綜合計畫子計畫四-彰化地層下陷區地下水入滲補注及安全出水量之評估」，經濟部水資源局委辦(1998)。
15. 經濟部水利處，「濁水溪沖積扇地表地下水聯合運用第三階段」，濁水溪沖積扇地表地下水聯合營運規劃報告(2001)。
16. 張良正與劉振宇，「地下水資源整體營運規劃與綜合評估(I)」，經濟部水利署委辦(2002)。
17. 經濟部水資源局，「雲林科技大學水土資源及防災科技研究中心八十九至九十七年度工作推動計畫補助計畫」，期末報告，雲林(2000 至 2008)。
18. 姜儷安、歐陽湘，「雲林地區地下水與水平衡初步分析」，濁水溪沖積扇地下水及水文地質研討會論文集，pp. 181-206 (1996)。
19. 劉聰桂，「濁水溪沖積扇之地下水資源-碳十四與氬定年/示蹤研究」，濁水溪沖積扇地下水及水文地質研討會論文集，第 145-164 頁(1996)。
20. 台灣省政府水利處，「濁水溪沖積扇扇頂平原地區地表垂向補注量估計」(1997)。
21. 劉振宇、李天浩、蘇明道、林國峰，「濁水溪沖積扇扇尾平原區地表垂向補注量評估」，經濟部水資源局委託(1998)。
22. 陳進發、李振誥、陳尉平，「應用未飽和層水平衡理論估計彰化地區地下水補注量之研究」，台灣水利季刊，第四十七卷，第一期，第 54-66 頁(1998)。
23. 台灣省政府水利處，「濁水溪沖積扇地表地下水聯合應用第二階段」，濁水溪沖積扇地

- 下水人工補注計畫規劃報告(1998)。
24. 陳尉平、李振誥、陳進發，「由河川資料之流量歷線估計濁水溪流域之地下水補注量」，臺灣水利，第47卷，第4期，第54-66頁(1999)。
 25. 能邦科技股份有限公司，「台灣地區地下水補注量估算」，經濟部水資源局委託計畫報告，第4-1至4-70頁、第5-1至5-140頁(2000)。
 26. 李振誥、陳尉平、李如晃，「應用基流資料估計法推估台灣地下水補注量」，台灣水利，第50卷，第1期，pp. 69-80 (2002)。
 27. Wittenberg, H., and Sivapalan, M., "Watershed groundwater balance estimation using stream-flow recession analysis and baseflow separation," *Journal of Hydrology*, vol. 219, Issues1-2, pp. 20-33 (1999).
 28. Arnold, J. G., Muttiah, R. S., Srinivasan, R., and Allen, P. M., "Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin," *Journal of Hydrology*, vol. 227, pp. 21-40 (2000).
 29. Healy, R. W. and Cook, P. G., "Using groundwater levels to estimate recharge," *Hydrogeology Journal*, vol. 10, pp. 91-109 (2002).
 30. Moon, S. K., Woo, N. C., and Lee, K. S., "Statistical analysis of hydrographs and water-table fluctuation to estimate groundwater recharge," *Journal of Hydrology*, vol. 292, pp. 198-209 (2004).
 31. Lee, C. H., Yeh, H. F., and Chen, J. F., "Estimation of groundwater recharge using the soil moisture budget method and the base-flow model," *Environ. Geol.*, vol. 54, pp. 1787-1797 (2008).
 32. Martínez-Santos, P., and Martínez-Alfaro, P. E., "Estimating groundwater withdrawals in areas of intensive agricultural pumping in central Spain," *Agricultural Water Management*, vol. 98, pp. 172-181 (2010).
 33. Bhattacharya, S. K., Gupta, S. K., and Krishnamurthy, R. V., "Oxygen and Hydrogen Isotopic-Ratios in Groundwater and River from INDIA," *Proceedings of the Indian Academy of Sciences*, vol. 94, no. 3, pp. 283-295 (1985).
 34. Hendry, M. J., "Do Isotopes Have a Place in Groundwater Studies," *Ground Water*, vol. 26, no. 4, pp. 410-415 (1988).
 35. Dirican, A., and Ozaydin, V., "Use of stable isotopes in the determination of groundwater flow direction and case studies, Turkish," *Journal of Engineering and Environmental Sciences*, vol. 24, no. 3, pp. 171-179 (2000).
 36. Weyhenmeyer, C. E., Burns, S. J., Waber, H. N., and Macumber, P. G., "Isotope study of moisture sources, recharge areas, and groundwater flow paths within the eastern Batinah coastal plain, Sultanate of Oman," *Water Resources Research*, vol. 38, no. 10 (2002).
 37. Wang, C. H., Wang, C. Y., Kuo, C. H., and Chen, W. F., "Some isotopic and hydrological changes associated with the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan," *The Island Arc*, Vol. 14, pp. 37-54 (2005).
 38. Liu, W. H., Zhang, Y. P., Li, H. M., and Liu, Y. H., "Fog drip and its relation to groundwater in the tropical seasonal rain forest of Xishuangbanna, Southwest China: a preliminary study," *Water Research*, vol. 39, no. 5, pp. 787-794 (2005).
 39. Squeo, F. A., Aravena, R., Aguirre, E., Pollastri, A., Jorquera, C. B., and Ehleringer, J. R., "Groundwater dynamics in a coastal aquifer in north-central Chile: Implications for groundwater recharge in an arid ecosystem," *Journal of Arid Environments*, vol. 67, no. 2, pp. 240-254 (2006).
 40. Song, X. F., Liu, X. C., Xia, J., Yu, J. J., and Tang, C. Y., "A study of interaction between surface water and groundwater using environmental isotope in Huaisha River basin," *Science in China Series D-Earth Sciences*, vol. 49, no.

- 12, pp. 1299-1310 (2006).
41. Lee, K. S. and Kim, Y., "Determining the seasonality of groundwater recharge using water isotopes: a case study from the upper North Han River basin, Korea," *Environmental Geology*, vol. 52, no. 5, pp. 853-859 (2007).
42. Bassett, R. L., Steinwand, A., Jorat, S., Petersen, C., and Jackson, R., "Forensic isotope analysis to refine a hydrologic conceptual model," *Ground Water*, vol. 46, no. 3, pp. 372-383 (2008).
43. Voronoi, G., "Nouvelles applications des paramètres continus à la théorie des formes quadratiques," *Journal für die Reine und Angewandte Mathematik*, vol. 133, pp. 97-178 (1907).

收稿日期：民國 100 年 8 月 2 日

修正日期：民國 100 年 10 月 14 日

接受日期：民國 100 年 10 月 18 日