

應用氫氧穩定同位素分析地下水補注之研究

A Study on Groundwater Recharge by Hydrogen and Oxygen Stable isotopes

簡銘成¹ 杜永昌² 汪中和³ 丁澈士^{4*}

1. 國立屏東科技大學土木工程系碩士
2. 國立屏東科技大學坡地防災暨水資源工程研究所博士班
3. 中央研究院地球科學研究所研究員
4. 國立屏東科技大學土木工程系教授

摘要

本研究目的為應用氫氧穩定同位素分析林邊河流域之地下水各補注來源比例，並推估 2006 年林邊河流域之地下水總補注量。研究結果顯示林邊河流域 2006 年之地下水年補注量約為 4.6 億立方公尺，年抽水量與流失量總合約為 4.1 億立方公尺，除部份沿海地區外，整體來說未超抽。林邊河流域之地下水補注源經由氫氧同位素質量平衡分析後，發現受降雨直接補注的比例，以含水層 F1 最高($\delta^{18}\text{O} = 16\%$ 、 $\delta\text{D} = 19\%$)，F3 最低($\delta^{18}\text{O} = 9\%$ 、 $\delta\text{D} = 7\%$)；受山區側向補注之比例以 F3 最高($\delta^{18}\text{O} = 91\%$ 、 $\delta\text{D} = 93\%$)，F1 最低($\delta^{18}\text{O} = 84\%$ 、 $\delta\text{D} = 81\%$)，顯示林邊河流域深層含水層之地下水補注受山區河水之補注效應較明顯，而在淺層含水層則是以降雨直接補注較明顯。

關鍵字：林邊溪、地下水補注、地下水流向、氫氧穩定同位素

The purposes of this research are to analyze the correlation of the compositions of hydrogen and oxygen stable isotopes in groundwater recharge sources; and then to estimate the total groundwater recharge amount in Lin Bian River basin as well as its flow direction for the year 2006. The annual groundwater recharge amount in Lin Bian River basin is estimated as about 460 million cubic meters in 2006. The total annual water extraction amount plus the water loss is estimated as about 410 million cubic meters; thus, these two parameters are within the extraction allowance, except for some coastal areas

According to the hydrogen and oxygen isotopic mass balance analyses of the groundwater recharge sources in Lin Bian River basin, the aquifer F1 has the highest ($\delta^{18}\text{O} = 16\%$ 、 $\delta\text{D} = 19\%$) and F3 has the lowest ($\delta^{18}\text{O} = 9\%$ 、 $\delta\text{D} = 7\%$) proportions of rainfall recharge, respectively. On the other hand, F3 has the highest ($\delta^{18}\text{O} = 91.3\%$ 、 $\delta\text{D} = 93\%$) and F1 carries the lowest ($\delta^{18}\text{O} = 84\%$ 、 $\delta\text{D} = 81\%$) proportions of lateral recharge from the mountain area, respectively. These results show that the groundwater for the deeper aquifer of Lin Bian River area has relatively higher recharge from the mountain river, while in the shallower aquifer the rainfall recharge is the dominant factor.

Keywords: *Lin Bian River, groundwater recharge, groundwater flow direction, hydrogen and oxygen stable isotopes*

*通訊作者，國立屏東科技大學土木工程系教授，91207 屏東縣內埔鄉學府路 1 號，csting@mail.npust.edu.tw
聯絡電話：(08)7740238

一、前言

屏東縣為台灣的農業大縣，故屏東平原境內之高屏溪、東港溪、林邊溪等河川便成為農業灌溉用水的主要來源。台灣雖然雨量豐富，但由於地形陡峻，河川湍急，雨量分布不均，可供利用之地表水十分有限，所以大量利用地下水資源，屏東平原尤其是如此，而地下水具有水質、水溫、水量穩定，且取用方便、價格低廉等優點，由於儲存量，若可有效規劃利用，不僅可供應屏東地區之民生及農業灌溉用水，更可改善沿海地區因地下水超抽所引起的海水入侵及土壤鹽化問題。若需有效的評估與管理地下水資源，能否準確的掌握當地之地下水文情況，如地下水抽水量、年補注量及補注來源等，實為重要的課題。有鑑於此，本研究應用屏東平原之地下水位觀測網取得林邊河流域之 2006 年地下水位歷線，進而推估林邊河流域之地下水補注量；並結合示蹤劑原理(環境同位素技術)搭配地下水位以來探討林邊河流域天然補注源。

二、文獻回顧

彭宗仁(1995)^[13]對台灣地區不同季節之雨水氫氧同位素研究顯示，台灣各地因氣候、地形差異，會產生不同但相似的氫氧同位素天水線。於 2002 年依據台灣地區地下水觀測網計劃，於嘉南平原南側之新設地下水觀測井試水後，進行氫氧同位素之採集與分析，以期瞭解該區地下水體之同位素特徵，研判地下水之補注源，結果顯示在後勁溪以北，地下水之補注來源為平原地區之天水，後勁溪以南則主要來自高屏溪水體。

江崇榮與汪中和(2002)^[5]利用地下水、雨水及河水氫氧穩定同位素組成，進行各分區之同位素質量平衡分析，探討屏東平原之地下水補注源，結果顯示，地下水區內由降雨入滲之補注量佔地下水之 55%，山區降雨以河水或河床伏流水方式之補注量為 45%；並利用地下水位歷線分析地下水之收支，分析結果 88、89、90 年之地下水補注量平均約 20.66 億立方公尺。

丁澈士等人(2003)^[2]以地下水流模擬程式 MODFLOW 進行地數值模擬，進行人工湖入滲補注方法之優化管理成果顯示，分別於萬隆、大響營構設人工湖，並設計七個方案進行最佳化模式管理，其優化成果以儲蓄增量的觀點分析，此 7 個方案儲蓄增量均在 3 百萬噸以上，其效果均十分顯著，亦表示本區適合設定人工湖入滲補注法。

江崇榮等人(2005)^[7]利用濁水溪沖積扇地下水區水文地質架構，配合當地雨水、山區河水及臨接區外地下水樣之氫氧同位素分析，可劃分出在濁水溪沖積扇之上部及中部地下水層共同補注區約 285 平方公里；利用地下水和各項補注源氫氧同位素進行質量平衡分析，推算各項補注源之補注比率為：濁水溪水 34.0%，斗

六丘陵地下水 29.0%，雨水 27.4%，八卦台地地下水 5.2%，烏溪溪水 4.4%。

Williams (1997)^[21] 利用穩定氫氧同位素追蹤加州橘郡地區的天然與人工補注的地下水，研究發現在 Colorado 河之 δD 值為 -125‰， $\delta^{18}O$ 為 -16.5‰，當地降雨之直接補注效應較明顯。

Laudon and Slaymaker (1997)^[17] 利用河水之水質(導電度與矽的濃度)及氫氧穩定同位素做為示蹤劑，以劃分河水之逕流，推求河川地表水之組成，結果顯示，透過河水之化學組成變化有助於瞭解降雨事件前後之水文變化，並建議以交錯的示蹤劑追蹤水文變化現象，雖部分之水質檢測項目不適合用於水文追蹤，但仍可提供區域性之差異性顯示。

Lambs(2002)^[18] 應用氫氧穩定同位素之質能平衡原理、及不易受外在環境改變之特性，追朔法國西南部 Garonne 河水之不同補注源的比例。

三、研究區域概況

本研究之水文分析針對林邊河流域 2006 年之雨量、蒸發量、林邊溪河川流量、地下水位做分析整理，藉由以上之水文資料，搭配氫氧穩定同位素之分析，探討在豐枯水季水文變化，瞭解研究區域內之水文背景。

雨量分析採用林邊河流域雨量站，經由平均月雨量歷線分析，可瞭解林邊河流域豐枯水期的雨量所帶來之影響及差異性。地下水位採用經濟部水利署於屏東平原設置地下水觀測井網，位在林邊河流域內觀測站，分析月平均地下水位，繪製地下水位歷線圖，探討地下水位時序變化。地表水部分因力力溪下游處與林邊溪匯流，所以在流量分析方面採用水利署位於林邊溪與力力溪之流量站或水文觀測站所收集之資料加以進行月平均流量分析。

3.1 雨量分析

本研究所分析之雨量站共有台糖公司之大響營農場、昌隆農場、太源農場、興華農場，以及水利署之萬隆站、來義站等六站，皆位於林邊河流域，如表 3.1。林邊河流域 2006 年之年降雨量為 2824mm，豐水期(5~10 月)月平均雨量為 437.4mm，枯水期月平均雨量則僅為 33.6mm，顯示豐枯水期雨量之差異甚大，豐水期雨量佔了全年降雨量約 92%，枯水期僅佔 8%，豐枯水期差異極大，為台灣南部典型的降雨特性，而降雨量在接近 6 月才有較明顯之攀升，顯示 2006 年雨季來得較往年晚。由各雨量站資料顯示，來義雨量站的降雨量最高、太源農場最低，以相關位置來看，來義雨量站位於林邊溪沖積扇頂，且靠近山區；太源農場位於扇尾且地勢較低。

2006 年台灣地區共有 7 個颱風侵襲，以碧利斯及凱米颱風對屏東地區影響較大，警報期間為 7 月 12 到 15 日以及 7 月 23 到 26 日，而 2006 年 7 月之雨量亦有特別明顯之增加，因此，可將此月份因颱風降雨事件列為影響要素之一(如氫氧同位素分析)，作為颱風事件對於水文特性影響之可能性的參考。

表 3.1 2006 年林邊河流域雨量站之雨量分析(單位：mm)

| 站名 | 台糖 大響營農場 | 台糖 昌隆農場 | 台糖 太源農場 | 台糖 興華農場 | 水利署 萬隆站 | 水利署 來義站 | 平均 雨量 |
|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| 1 月 | 17 | 14 | 19 | 16 | 24 | 23 | 19 |
| 2 月 | 5 | 5 | 7 | 7 | 13 | 13 | 13 |
| 3 月 | 7 | 7 | 9 | 18 | 24 | 19 | 14 |
| 4 月 | 78 | 79 | 69 | 72 | 33 | 49 | 69 |
| 5 月 | 156 | 159 | 155 | 172 | 328 | 278 | 208 |
| 6 月 | 376 | 388 | 309 | 528 | 654 | 512 | 445 |
| 7 月 | 1,019 | 1,037 | 883 | 1,276 | 835 | 1,200 | 1,042 |
| 8 月 | 885 | 737 | 537 | 352 | 642 | 770 | 602 |
| 9 月 | 293 | 234 | 184 | 229 | 263 | 171 | 233 |
| 10 月 | 92 | 70 | 73 | 144 | 89 | 78 | 97 |
| 11 月 | 37 | 29 | 25 | 37 | 32 | 28 | 31 |
| 12 月 | 7 | 5 | 5 | 9 | 8 | 18 | 9 |
| 年降雨量 | 2,967 | 2,764 | 2,273 | 2,857 | 2,934 | 3,149 | 2,824 |

資料來源：經濟部水利署、台糖公司南州糖廠，2006

3.2 地下水文

林邊河流域地下水觀測站 (萬隆、餉潭、大響、新埤、枋寮、林邊、大庄、崎峰，由上游至下游依序排列)，月平均地下水位比較分析，如表 3.2 及圖 3.1。林邊河流域在豐水期(5~10 月)時為其高峰期，枯水期地下水位退水明顯，與降雨特性相同，亦顯示林邊河流域地下水之降雨補注效應明顯。

可看出位於上、中游之測站豐、枯水期之水位變化較大，以位於最上游之萬隆站為例，8 月份地下水位最高峰時為 34.4m，最低時為 5 月份 15.8m，相差 18.6m；位於林邊溪出海口附近之崎峰站最高豐期為 7 月份-0.6m(低於海平面)，最低時為 4 月份-1.72m，相差僅 1.2m，其原因為地下含水層之厚度不同及可補注之距離所導致，如表 3.3 所示，含水層一(F1)於近補注區之萬隆地區其厚度為 80.5m，而在補注區末端之崎峰僅有 30m，所以在豐枯水期時上游之水位變化會較為明顯。

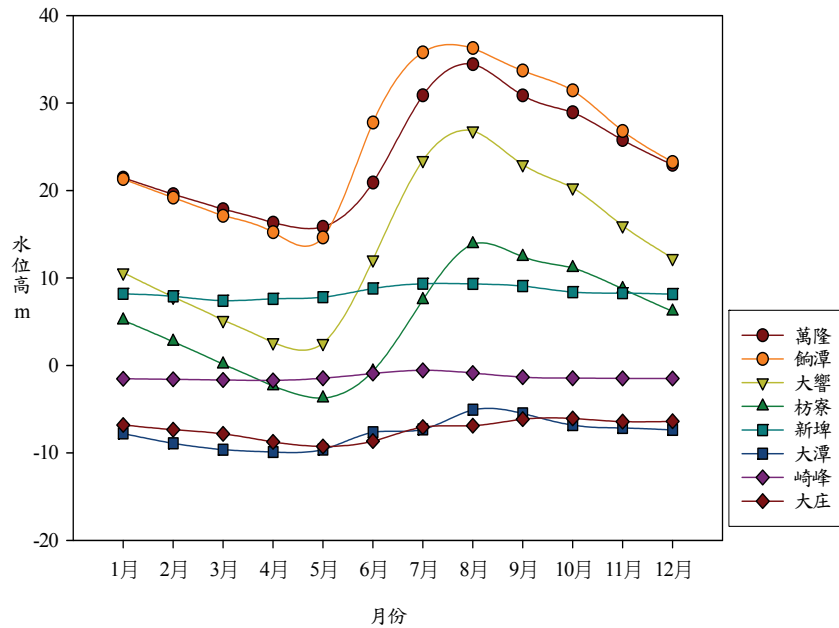


圖 3.1 林邊河流域地下水位觀測站歷年月平均地下水水位

表 3.2 林邊河流域地下水位觀測站歷年月平均地下水水位(單位：m)

| | 萬隆 | 餉潭 | 大響 | 枋寮 | 新埤 | 林邊 | 崎峰 | 大庄 |
|-----|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|
| 1月 | 21.45 | 21.30 | 10.60 | 5.16 | 8.19 | -7.79 | -1.53 | -6.81 |
| 2月 | 19.57 | 19.18 | 7.82 | 2.71 | 7.90 | -8.91 | -1.59 | -7.35 |
| 3月 | 17.86 | 17.09 | 5.16 | 0.13 | 7.39 | -9.64 | -1.67 | -7.83 |
| 4月 | 16.32 | 15.24 | 2.62 | -2.36 | 7.61 | -9.91 | -1.72 | -8.75 |
| 5月 | 15.84 | 14.62 | 2.53 | -3.75 | 7.80 | -9.63 | -1.46 | -9.27 |
| 6月 | 20.90 | 27.77 | 12.09 | -0.67 | 8.79 | -7.64 | -0.93 | -8.67 |
| 7月 | 30.88 | 35.80 | 23.44 | 7.48 | 9.34 | -7.33 | -0.56 | -7.06 |
| 8月 | 34.44 | 36.28 | 26.83 | 13.87 | 9.32 | -5.08 | -0.87 | -6.90 |
| 9月 | 30.87 | 33.71 | 22.98 | 12.43 | 9.07 | -5.50 | -1.34 | -6.15 |
| 10月 | 28.93 | 31.44 | 20.32 | 11.16 | 8.38 | -6.83 | -1.46 | -6.07 |
| 11月 | 25.76 | 26.80 | 15.97 | 8.75 | 8.26 | -7.16 | -1.49 | -6.43 |
| 12月 | 22.93 | 23.25 | 12.26 | 6.18 | 8.15 | -7.37 | -1.50 | -6.39 |

資料來源：經濟部水利署水文年報，2006

表 3.3 林邊河流域所屬區域含水層厚度劃分(單位：m)

| 站名 | 層別 | | | | | | |
|-----|------|------|------|----|------|----|------|
| | F1 | T1 | F2 | T2 | F3-1 | T3 | F3-2 |
| 新埤 | 23.5 | 23.5 | 45.5 | 23 | 62.5 | 18 | 15 |
| 萬隆 | 80.5 | 6.5 | 50.5 | 0 | 72.5 | 0 | 0 |
| 崎峰 | 30 | 19 | 42 | 10 | 83.5 | 0 | 45.5 |
| 大響 | 86 | 0 | 9 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 大響二 | 67 | 9.5 | 59.5 | 0 | 4 | 0 | 0 |
| 枋寮 | 73 | 0 | 51 | 0 | 80 | 10 | 6 |
| 大庄 | 47.5 | 8.5 | 51 | 0 | 84 | 0 | 29 |

資料來源：經濟部中央地質調查所，2001

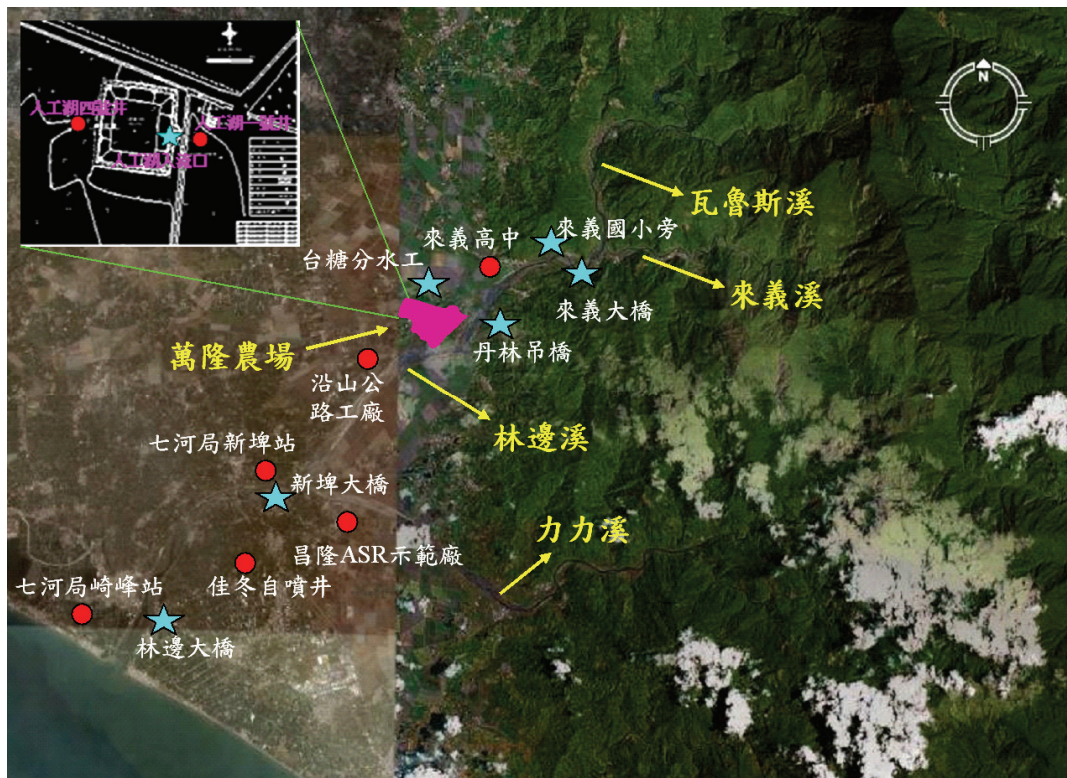
3.3 地表水文

2006 年河川流量高峰期位於 7 月份與降雨成正比關係，顯示林邊溪流域降雨事件直接反應在河川流量上，根據新埤流量站流量統計資料顯示(經濟部水利署，2006)，該年林邊溪河川總流量為 272.9cms。在豐水期為 243.2 cms，佔全年流量 89%，枯水期 29.7 cms，僅佔全年流量之 11%，與屏東地區之豐枯水期之降雨特性吻合。

3.4 氫氧同位素採樣位置

氫氧同位素採樣分別於林邊溪流域之豐枯水期，包括研究區域內之地下水、林邊溪水(地表水)以及屏東地區雨水。

雨水收集於屏東科技大學內選定為採樣點，於下雨時立即用採樣瓶收集，以避免因蒸發所產生之同位素分化作用。地面水採樣點為林邊溪上游之來義大橋靠近二峰圳集水廊道附近，沿途有丹林吊橋下方、來義國小出水涵洞、萬隆人工湖入流口、台糖公司萬隆機場分水工、新埤大橋，終點為林邊大橋下之林邊溪出海口。地下水於萬隆人工湖試驗場一號及四號觀測井、來義高中、沿山公路旁工廠、昌隆 ASR 示範場之二號觀測井、佳冬鄉自噴井、經濟部水利署地下水位觀測站之新埤、崎峰站等 8 個採樣點。



資料來源：修改自 Google earth，2006

註：紅色圓點為地下水、藍色星號為地表水

圖 3.2 氫氧同位素採樣分佈圖

四、研究方法

4.1 穩定氫氧同位素組成分析

穩定氫氧同位素係依據中央研究院地球科學所同位素水文實驗室在測定水樣之氫氧同位素組成是以國際原子能總署 (International Atomic Energy Agency, IAEA) 所分發的標準水樣 (Vienna Standard Mean Ocean Water, V-SMOW, $\delta D = 0\text{‰}$, $\delta^{18}O = 0\text{‰}$)，及 SLAP (Standard Light Antarctic Precipitation, $\delta D = -428\text{‰}$, $\delta^{18}O = -55\text{‰}$) 作為校正基準的參考標本。以 δD 及 $\delta^{18}O$ 分別代表水樣相對於標準海水 (Standard Mean Ocean Water, SMOW) 的氫、氧同位素組成之間的差值，其定義為：

$$\delta = \left(\frac{R_{Sample}}{R_{SMOW}} - 1 \right) \times 1000$$

單位以‰表示，其中 R 為 $D/{}^1H$ 、 ${}^{18}O/{}^{16}O$ 。根據測定，氧同位素的分析精確度可達 0.10 ‰ (1 σ)，氫同位素則可達 1.5 ‰ (1 σ)。

4.2 地下水補注量推估

地下含水層經由天然或者人工之補注後，地下水位必然會上升，但並不是所有造成地下水位上升的原因都是來自於地下水補注事件，潮汐、氣壓、地潮以及當地抽用地下水的狀況都會是影響地下水位的因素。本研究擬利用林邊溪沖積扇第一含水層(F1)之月平均水位歷線，搭配林邊溪流域的降雨量、河川流量與地下水位之間的相關性，藉以辨識出地下水補注事件，探討林邊溪流域地下水補注量 (江崇榮等，2004)^[6]。一特定區域的地下水收支平衡如式(1)與圖 4.1 表示：

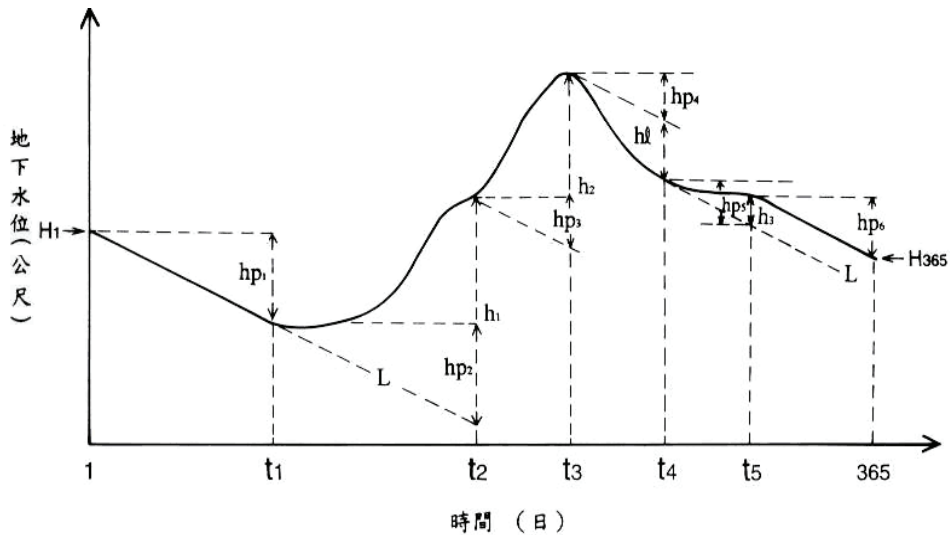
$$Q_r = Q_p + Q_l + Q_s \dots\dots\dots(1)$$

$$Q_r = \sum h_j \times A \times S_y \quad \text{為年補注量}$$

$$Q_p = \sum h_p \times A \times S_y \quad \text{為年抽水量}$$

$$Q_l = \sum h_l \times A \times S_y \quad \text{為年流失量(包括蒸發散量、逕流損失量)}$$

$$Q_s = (H_{365} - H_1) \times A \times S_y \quad \text{為年蓄水變化量}$$



資料來源：江崇榮等，2004

圖 4.1 地下水位歷線分析補注量示意圖

圖中 L 為乾季退水線，hp 為抽水失水位(需乘以退水線斜率 λ)，h 為補注水位，hl 為流失水位，H1 和 H365 代表該年第一天和最後一天之地下水位。式中的 A 為利用徐昇式法所推求出的各水位站平均控制面積，非受壓區為 27.2km²，受壓區為 28.1km²，圖 4.2 為徐昇式法所推求的屏東平原第一含水層(F1)各測站控制面積網格；Sy 為屏東平原之地下含水層儲水係數(出水率)，根據屏東平原水文地質調查研究報告(2001)進行抽水試驗，屏東平原非受壓含水層之 Sy 介於 0.071~0.239 之間，平均為 0.173；受壓含水層在 $3.79 \times 10^{-5} \sim 1.55 \times 10^{-3}$ ，平均為 5.14×10^{-4} ，如表 4.1 所示。

表 4.1 屏東平原地下水區之徐昇式控制面積與儲水係數

| 受壓或非受壓地區 | 徐昇式法控制面積(F1) km ² | 儲水係數 Sy |
|----------|------------------------------|-----------------------|
| 受壓 | 28.1 | 5.14×10^{-4} |
| 非受壓 | 27.2 | 0.173 |

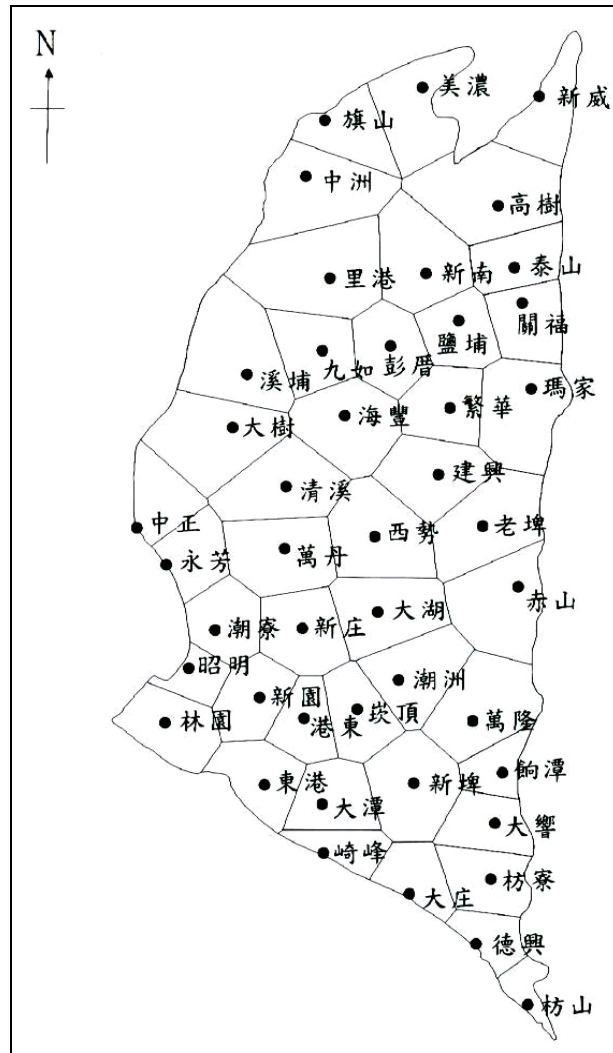
資料來源：經濟部中央地質調查所，2001

表 4.2 與圖 4.2 說明研究區域地下水經由補注後，假設無抽用及流失，則補注水大部分會進入第一含水層(F1)之非受壓區，少部分再分配到(F1)、(F2)及(F3-1)的受壓區中，(F1)之非受壓區分配到的補注水量佔了總補注水量之 99.03%，若再加上(F1)之受壓區補注水量，則(F1)之總補注水為達到全區總補注量之 99.16%，(F2)與(F3)因均屬受壓含水層，其所分配到的地下水補注量各僅佔約 0.42%，所以在地下水補注量推估計算上，應可直接採用第一含水層(F1)之地下水位歷線以及徐昇式法控制面積來分析(江崇榮等，2004)^[6]。

表 4.2 地下水補注後分配至各含水層之水量概估表

| 地下水層 | 補注量分配百分比 | | | |
|------|---|-------------------------------------|---------------------------------------|--------|
| | 受壓區 | 非受壓區 | 合計 | 百分比 |
| F1 | $\Delta h \times 0.3A \times 5.14 \times 10^{-4}$ | $\Delta h \times 0.7A \times 0.173$ | $Q1 = 0.121254 \Delta h A$ | 99.16% |
| F2 | $\Delta h \times A \times 5.14 \times 10^{-4}$ | 0 | $Q2 = 5.14 \times 10^{-4} \Delta h A$ | 0.42% |
| F3 | $\Delta h \times A \times 5.14 \times 10^{-4}$ | 0 | $Q3 = 5.14 \times 10^{-4} \Delta h A$ | 0.42% |
| 合計 | $1.182 \times 10^{-4} \Delta h A$ | $0.1211 \Delta h A$ | $Qr = 0.122282 \Delta h A$ | 100% |
| 百分比 | 0.97% | 99.03% | 100% | |
| 備註 | Δh : 補注水位 A : 地下水區面積 $Sy = 0.173$ $S = 5.14 \times 10^4$ | | | |

資料來源：整理自江崇榮，2004

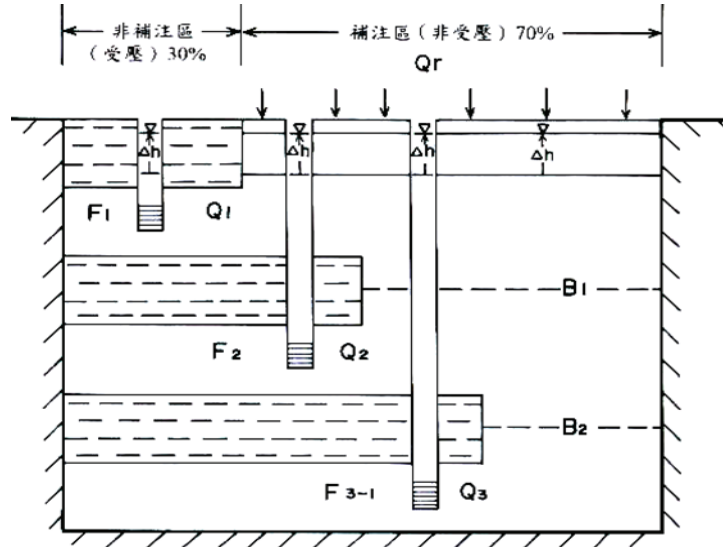


資料來源：江崇榮，2004

圖 4.2 屏東平原地下水位觀測站之徐昇式網格

4.3 地下水補注源分析

屏東平原之雨水及河水之氫氧穩定同位素組成均落在世界天水線 ($\delta D=8\delta^{18}O+10$)附近，可輔證屏東平原之地下水及河水主要來源是當地降雨(江崇榮等，2004)^[5]。屏東平原之地下水可分為四個分區，如圖 4.3 所示。



F1. F2. F3 地下水層 Δh 水位上升量
 B1. B2. 地下水層概念界面 Q1. Q2. Q3 各層分配補注量
 Qr 補注量

資料來源：江崇榮，2004

圖 4.3 屏東平原水文地質分層結構概念圖

均受平原降雨及位於不同分區內河川之入滲補注，本研究擬利用林邊溪雨水及山區河水之氫氧同位素組成，進行質量平衡(mass balance)分析，可計算出雨水及山區河水補注源在林邊溪地區分別所佔之比例^[11]。質量平衡之計算式如式 2 所示：

$$C(V_B + V_A) = BV_B + AV_A$$

$$C = B \frac{V_B}{V_B + V_A} + A \frac{V_A}{V_B + V_A} = BX + A(1 - X) \dots\dots\dots(2)$$

- C: 地下水之穩定同位素組成(‰)
- V_B : 山區河水補注體積
- V_A : 平原雨水補注體積
- B : 山區河水穩定同位素組成(‰)
- A : 平原雨水穩定同位素組成(‰)
- X : 山區河水補注比例
- 1-X : 平原雨水補注比例

水中之氫氧同位素 δD 、 $\delta^{18}O$ 的組成，是由採集之水樣和標準海水樣(SMOW)同位素比率的差值，除以標準海水樣之同位素比率，並以千分比為單位表示，如式(3)、(4)所示：

$$\delta D(\text{‰}) = \frac{\text{水樣}(D/H) - \text{標準}(D/H)}{\text{標準}(D/H)} \times 1000 \dots\dots\dots(3)$$

$$\delta^{18}O(\text{‰}) = \frac{\text{水樣}(^{18}O/^{16}O) - \text{標準}(^{18}O/^{16}O)}{\text{標準}(^{18}O/^{16}O)} \times 1000 \dots\dots\dots(4)$$

將上述所得到之補注源比例，乘上地下水分區(林邊溪屬屏東平原第三分區)之面積比，再將所求得之補注比例乘上其所對應之地下含水層有效厚度比，可得到該地下含水層之平原雨水及山區河水所佔之補注比例，地下含水層分區之面積比以及含水層厚度比如表 4.2 所示，本研究僅針對林邊溪流域之平原雨水及山區河水之補注源比例做探討，故未考慮林邊溪之地下水分區所佔之屏東平原全區地下水面積百分比以及含水層有效厚度比。

五、結果分析

5.1 雨水氫氧同位素組成分析

圖 5.1 為林邊溪流域 2006 年雨量分佈圖豐、枯水期之雨量比例各佔全年總量的 92%與 8%，符合屏東平原降雨特性。因降雨量之差異性，對於研究區域內各水體間相關性必然會有相當程度的影響，本研究的採樣期間包括了林邊溪流域的豐枯水期，也包括了特殊的降雨事件(如颱風等)。

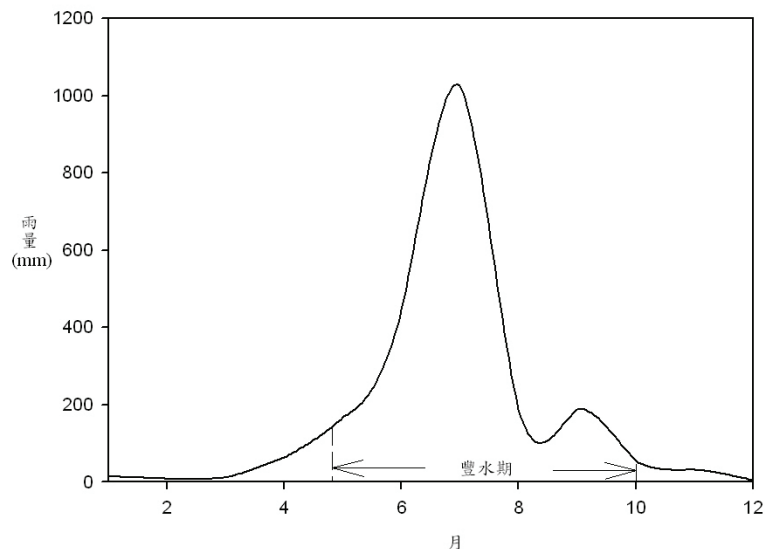


圖 5.1 林邊溪流域 2006 年雨量分佈圖

圖 5.2 為屏東平原之雨水氫氧穩定同位素組成分佈圖，包含本研究期間所採集之 15 個標本（2006 年取樣）以及前人採集之 99 個標本。結果顯示屏東地區的雨水氫氧同位素值分佈範圍廣($\delta^{18}O = -1.0\text{‰} \sim -15.6\text{‰}$ ； $\delta D = 11\text{‰} \sim -119\text{‰}$)，

本研究除少部分樣本之氫氧同位素值稍稍偏離天水線，研判原因為二次蒸發效應所導致，其餘大致上均沿著屏東地區之天水線分佈。

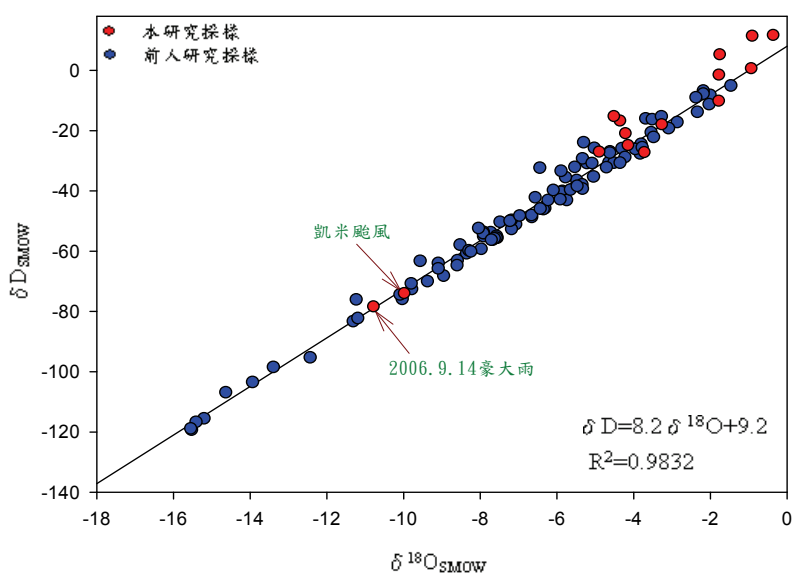


圖 5.2 雨水氫氧同位素組成

檢視屏東地區之雨水同位素值發現，豐水期之雨水同位素值明顯較枯水期時輕了許多，2006 年 7 月 26 日及 9 月 14 日之雨水同位素值超出其他水樣值甚多，而 2006 年 7 月 26 日之水樣為凱米颱風過後所挾帶的豪大雨；2006 年 9 月 14 日為山區午後雷陣雨，雨量也相當豐沛，顯示降雨型態會直接影響雨水的同位素組成形式，如颱風或豪大雨之雨量及氫氧同位素值都是非常突出的端點值，在水文之分析上亦是重要的參考點。

5.2 各水體同位素組成分析

圖 5.3 與 5.4 研究區域之雨水、地面水、地下水之氫氧同位素在豐、枯水期分佈直方圖，從圖中可看出，不論是豐水期或枯水期，雨水氫氧同位素的分佈範圍都是最廣，其次為地表水，而地下水之同位素分佈範圍最為窄小，是地下水同位素值分佈典型的特性，同時也可提供地下水補注之來源與補注時期之訊息(Gat, 1981)^[15]。

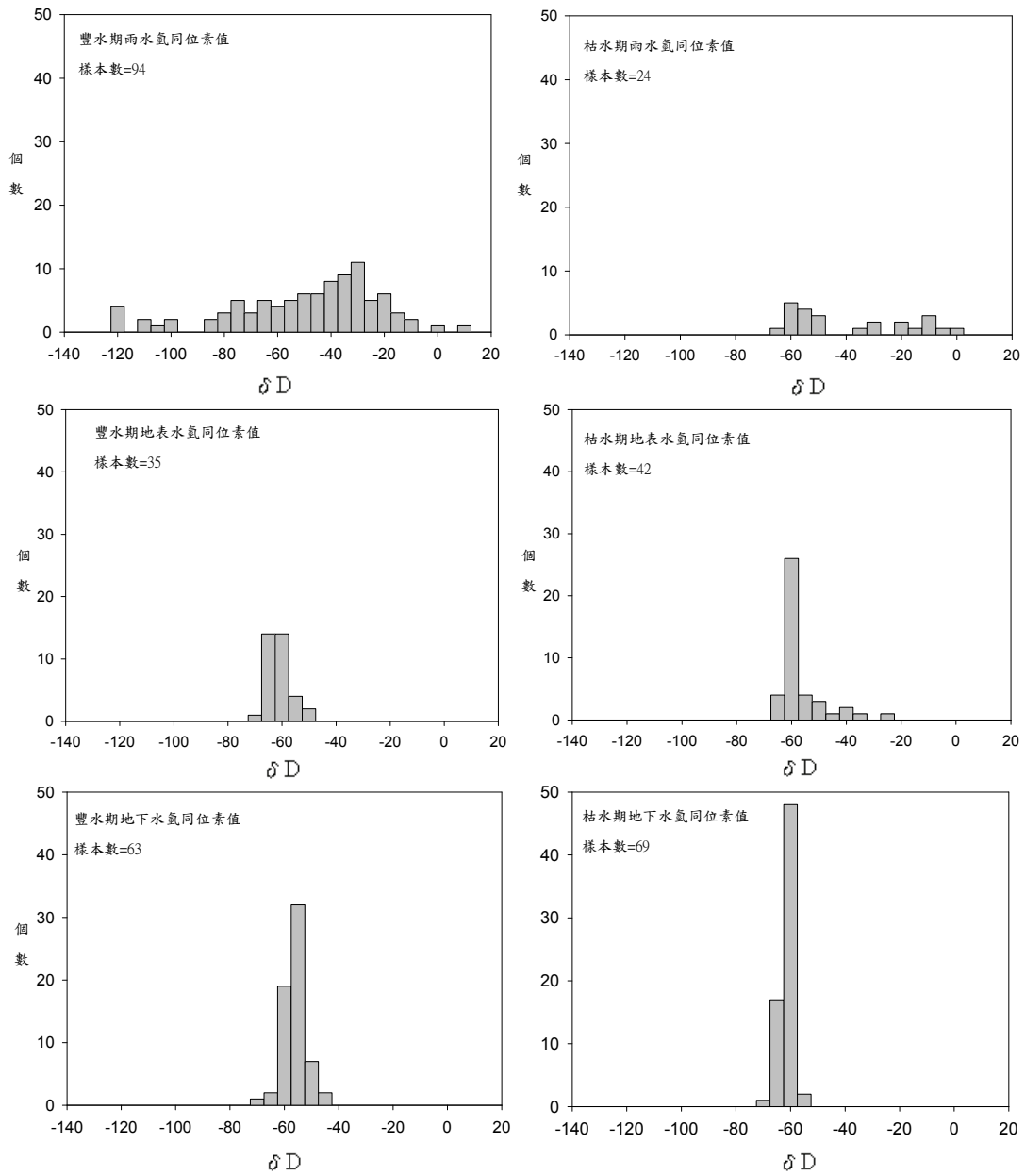


圖 5.3 各水體豐、枯水期之氫同位素組成分佈直方圖

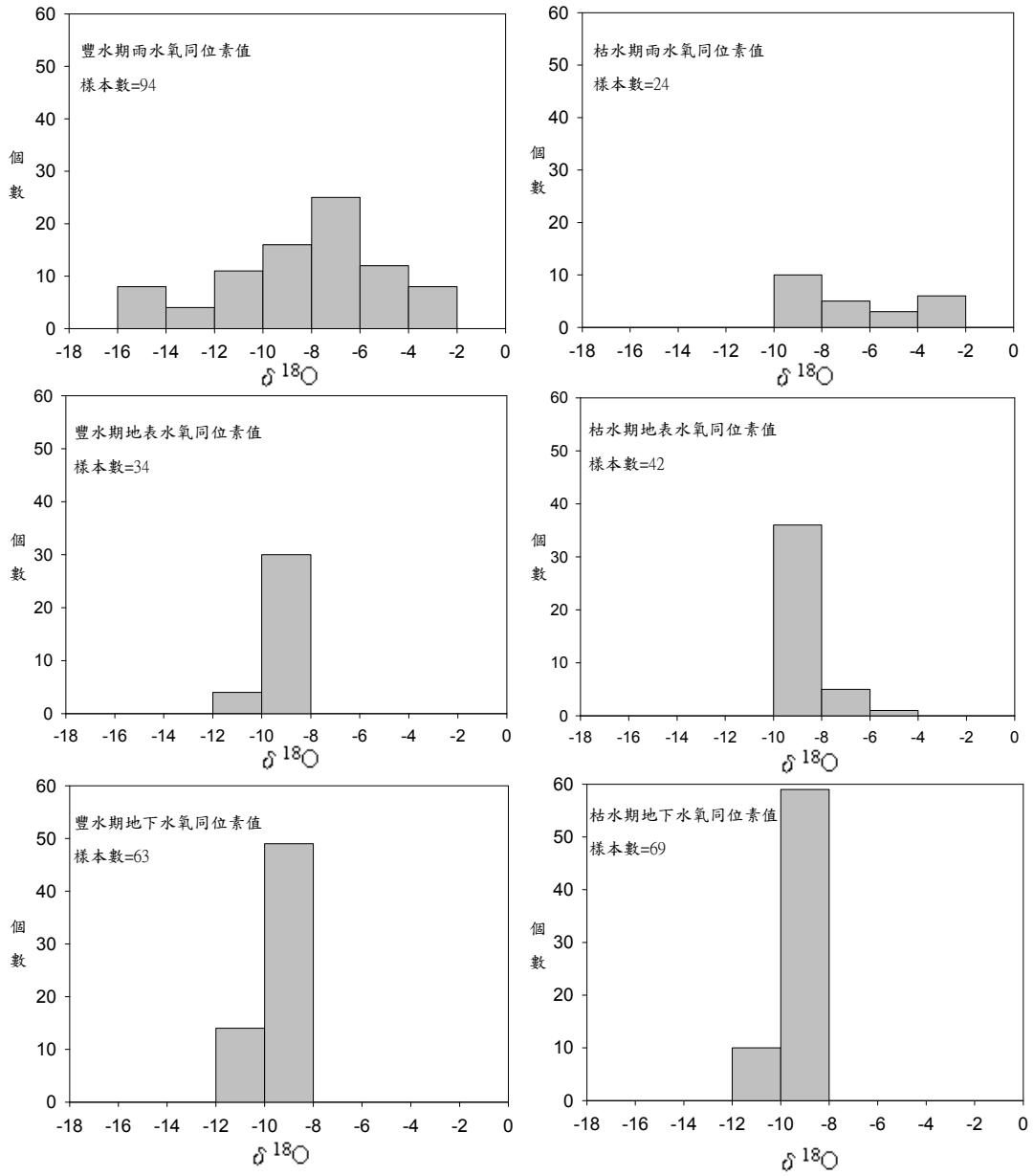


圖 5.4 各水體豐、枯水期之氧同位素組成分佈直方圖

5.3 地下水補注源分析

林邊溪流域地下水補注源之分析結果如表 5.1~表 5.4 所示，林邊溪雨水氫氧同位素在旱季時之平均值為 $\delta^{18}\text{O} = -5.6\text{‰}$ 、 $\delta\text{D} = -36\text{‰}$ ；雨季時平均值為 $\delta^{18}\text{O} = -6.8\text{‰}$ 、 $\delta\text{D} = -47\text{‰}$ ，經乾、旱季之雨水百分比加權計算後得到 $\delta^{18}\text{O} = -6.7\text{‰}$ 、 $\delta\text{D} = -46\text{‰}$ 。林邊溪第一含水層(F1)共有 70 個水樣，氫氧同位素平均值為 $\delta^{18}\text{O} = -8.7\text{‰}$ 、 $\delta\text{D} = -58\text{‰}$ ；第二含水層(F2)共 32 個水樣，氫氧同位素平均值為 $\delta^{18}\text{O} = -8.8\text{‰}$ 、 $\delta\text{D} = -60\text{‰}$ ；第三含水層(F3)共 29 個水樣，氫氧同位素平均值為 $\delta^{18}\text{O} = -8.9\text{‰}$ 、 $\delta\text{D} = -60\text{‰}$ 。地面水共 18 個水樣標本，使用之採樣點為來義大橋之地面水樣。氫氧同位素平均值為 $\delta^{18}\text{O} = -9.1\text{‰}$ 、 $\delta\text{D} = -61\text{‰}$ 。經由質量平衡分析後，得到含水層(F1)之平原雨水補注為 $\delta^{18}\text{O} : 16\%$ 、 $\delta\text{D} : 18\%$ ，山區河水補注為 $\delta^{18}\text{O} : 84\%$ 、 $\delta\text{D} : 82\%$ ；含水層(F2)之平原雨水補注為 $\delta^{18}\text{O} : 10\%$ 、 $\delta\text{D} : 9\%$ ，山區河水補注為 $\delta^{18}\text{O} : 90\%$ 、 $\delta\text{D} : 91\%$ ；含水層(F3)之平原雨水補注為 $\delta^{18}\text{O} : 9\%$ 、 $\delta\text{D} : 7\%$ ，山區河水補注為 $\delta^{18}\text{O} : 91\%$ 、 $\delta\text{D} : 93\%$ 。

經過同位素組成質量平衡計算後，不論是 $\delta^{18}\text{O}$ 或 δD ，平原雨水之降雨直接補注百分比從含水層(F1)逐漸往含水層(F2)及含水層(F3)依序遞減，顯示林邊溪流域之雨水直接補注效應在淺層含水層中較深層含水層明顯，而受到山區側向補注則是深層含水層所佔的比例較大，而降雨直接補注之比例最高僅為含水層 F1 之 16.0%，表示在林邊溪流域之地下水補注是以山區之側向補注為主，受到地表或降雨直接補注較少。

表 5.1 屏東地區雨水同位素組成平均值

| 季 節 | $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ | | $\delta\text{D}(\text{‰})$ | | 樣本數 n |
|--|---------------------------------|-----------------------|----------------------------|-----------------------|-------|
| | 平均值 X | 標準差 σ_{n-1} | 平均值 X | 標準差 σ_{n-1} | |
| 旱 季 | -5.6 | 2.5 | -35.7 | 21.3 | 24 |
| 雨 季 | -6.8 | 3.5 | -46.9 | 26.6 | 94 |
| 對旱季和雨季雨量各佔之比例加權代表值：旱季 8% 雨季 92% $\delta^{18}\text{O} = -6.8 \times 0.92 - 5.6 \times 0.08 = -6.7(\text{‰})$ $\delta\text{D} = -46.9 \times 0.92 - 35.7 \times 0.08 = -46(\text{‰})$ | | | | | |

表 5.2 林邊溪流域地下水同位素組成平均值

| 含水層 | δ18O(‰) | | δD(‰) | | 樣本數 n |
|-----|----------|-------------|----------|-------------|----------|
| | 平均值 X | 標準差 σn-1 | 平均值 X | 標準差 σn-1 | |
| F1 | -8.7 | 0.3 | -58.3 | 2.8 | 70 |
| F2 | -8.8 | 0.5 | -59.7 | 4.0 | 32 |
| F3 | -8.9 | 0.3 | -60.2 | 2.6 | 29 |

表 5.3 林邊溪流域地面水同位素組成平均值

| δ18O(‰) | | δD(‰) | | 樣本數 n |
|----------|-------------|----------|-------------|-------|
| 平均值 X | 標準差 σn-1 | 平均值 X | 標準差 σn-1 | |
| -9.1 | 0.6 | -61.1 | 4.5 | 18 |

註：地面水採用來義大橋之樣本

表 5.4 林邊溪流域地下水補注源比例

| 地下 含水 層 | δ18O 質量平衡 | | δD 質量平衡 | |
|---------------|-----------------|---------------|-----------------|---------------|
| | 平原雨水 1-X (%) | 山區河水 X (%) | 平原雨水 1-X (%) | 山區河水 X (%) |
| F1 | 16 | 84 | 19 | 81 |
| F2 | 10 | 90 | 9 | 91 |
| F3 | 9 | 91 | 7 | 93 |

5.4 地下水補注量分析

表 5.5 為各站之地下水收支平衡補注量分析，林邊溪流域 2006 年之地下水補注量大約為 4.6 億立方公尺，抽用量約為 3.56 億立方公尺，流失量約為 0.5 億立方公尺。主要的補注量來自萬隆、餉潭、大響以及枋寮地區，由此可知上述地區為林邊溪流域之主要補注區；新埤和大庄為受壓區，含水層厚度及儲水係數小，所以這兩個地區之地下水幾乎沒有補注，且 2006 年全年之補注量略小於抽水量及地下水流失量之總和，顯示這兩個地區可能有地下水超抽的現象，但林邊溪總體年蓄水變化量為 3.95×10^{-3} 億立方公尺，所以林邊溪流域整體而言地下水補注量可滿足使用量，只有新埤、大庄有超抽現象，應改善管理策略。

表 5.5 林邊河流域 2006 年地下水收支平衡表

| 站名 | 補注量 Qr | | 抽水量 Qp | | 流失量 Ql | | 淨蓄水變化量 Qs | |
|--------|---------------------------------------|-----|---------------------------------|----|---------------------------------|----|---------------------------------|----|
| | ×10 ⁶ m ³ | % | ×10 ⁶ m ³ | % | ×10 ⁶ m ³ | % | ×10 ⁶ m ³ | % |
| 萬隆 | 185.83 | 100 | 122.71 | 66 | 26.21 | 14 | 4.49 | 2 |
| 餉潭 | 66.19 | 100 | 58.89 | 89 | 7.09 | 10 | 0.16 | 2 |
| 大響 | 119.26 | 100 | 100.42 | 84 | 10.04 | 8 | -5.00 | 4 |
| 新埤 | 0.11 | 100 | 0.01 | 89 | 0.01 | 11 | -0.02 | 2 |
| 枋寮 | 85.80 | 100 | 71.44 | 83 | 8.21 | 2 | 4.27 | 5 |
| 大潭 | 0.04 | 100 | 0.01 | 39 | 0.02 | 42 | 0.004 | 11 |
| 大庄 | 0.05 | 100 | 0.0045 | 92 | 0.0055 | 11 | 0.0003 | 1 |
| 崎峰 | 3.75 | 100 | 2.14 | 57 | 1.57 | 42 | 0.05 | 1 |
| 總補注量 | 461.03×10 ⁶ m ³ | | | | | | | |
| 總抽水量 | 355.63×10 ⁶ m ³ | | | | | | | |
| 總流失量 | 53.15×10 ⁶ m ³ | | | | | | | |
| 總蓄水變化量 | 3.95×10 ⁶ m ³ | | | | | | | |

林邊河流域內各地下水位觀測站之地下水位歷線分析發現域各水位觀測站之水位歷線從 11 月開始自隔年之 4 月，地下水位歷線會持續下降，到 5 月開始才會回升，而這段時間為退水期，此時地下水位較深，枯水期時地下水應無蒸發散流失的問題，所以造成水位持續呈線性下降的原因應單純為當地之抽水所形成。因此，枯水期時是補注地下水的重要時期。

江崇榮等人(2004)^[6]所推估出 2000 年全屏東平原之地下水補注量約為 19.68 億立方公尺，經驗證推估，2000 年林邊河流域之地下水補注量約為 4.28 億立方公尺，如表 4.16，與本研究 2006 年之結果相吻合，但與丁澈士(1997)^[19]所推算出之屏東平原之地下水年補注量約為 9.43 億立方公尺相差甚多，會造成此差異之原因為估計的方法不同，取捨的參數互異所造成，另外有可能是因為屏東平原之地下水補注來源以降雨為主，所以當年度之降雨量多寡會直接影響到全年之地下水補注量；再者本研究採用的是月平均地下水位，而地下水位與降雨事件有非常直接且同步的共變關係，所以利用月平均水位較無法真實反應地下水位因降雨補注或抽水之瞬時水位昇降，進而造成繪製水位歷線時之誤差；在沿海地區之地下含水層因與海溝連通，地下水位在漲退潮時亦會受到潮汐影響。

林邊河流域在豐、枯水期時降雨量差異大，直接影響林邊溪河水量，在枯水期時林邊溪幾乎無地表逕流，形成伏流水(地下水)滲出補注地面水的形態，造成地下水逕流及蒸發散損失，但此種損失目前並無法有效且正確的推估，進而造成補注量推估上的誤差。

表 5.6 林邊河流域 2000 年地下水收支平衡表

| 站名 | 補注量 Qr | | 抽水量 Qp | | 流失量 Ql | | 淨蓄水變化量 Qs | |
|--------|---------------------------------------|-----|---------------------------------|----|---------------------------------|----|---------------------------------|----|
| | ×10 ⁶ m ³ | % | ×10 ⁶ m ³ | % | ×10 ⁶ m ³ | % | ×10 ⁶ m ³ | % |
| 萬隆 | 173.00 | 100 | 114.11 | 54 | 12.82 | 7 | 3.20 | 2 |
| 餉潭 | 62.89 | 100 | 44.87 | 71 | 11.21 | 18 | 5.19 | 8 |
| 大響 | 107.43 | 100 | 73.05 | 68 | 17.13 | 20 | 1.94 | 2 |
| 新埤 | 0.09 | 100 | 0.08 | 88 | 0.03 | 10 | -0.01 | 12 |
| 枋寮 | 80.60 | 100 | 66.29 | 61 | 7.63 | 5 | 1.51 | 2 |
| 大潭 | 0.03 | 100 | 0.02 | 47 | 0.01 | 41 | 0.003 | 9 |
| 大庄 | 0.07 | 100 | 0.06 | 83 | 0.0036 | 5 | -0.01 | 19 |
| 崎峰 | 4.19 | 100 | 0.80 | 19 | 1.31 | 31 | -0.97 | 23 |
| 總補注量 | 428.31×10 ⁶ m ³ | | | | | | | |
| 總抽水量 | 299.28×10 ⁶ m ³ | | | | | | | |
| 總流失量 | 50.15×10 ⁶ m ³ | | | | | | | |
| 總蓄水變化量 | 10.36×10 ⁶ m ³ | | | | | | | |

六、結論

6.1 補注源分析

整合雨水、地面水、地下水三種水體之同位素組成值，經由質量平衡計算各含水層中地下水補注來源(雨水直接補注、山區側向補注)後發現，林邊河流域之淺層含水層中，降雨直接補注所佔之補注源比例相對較重，分別為含水層(F1)： $\delta^{18}\text{O} = 16\%$ ， $\delta\text{D} = 19\%$ ；(F2)： $\delta^{18}\text{O} = 10\%$ ， $\delta\text{D} = 9\%$ ，(F3)： $\delta^{18}\text{O} = 9\%$ ， $\delta\text{D} = 7\%$ ；深層含水層中則是受山區河水側向補注之比例所佔較重，分別為(F1)： $\delta^{18}\text{O} = 84\%$ ， $\delta\text{D} = 81\%$ ；(F2)： $\delta^{18}\text{O} = 90\%$ ， $\delta\text{D} = 91\%$ ，(F3)： $\delta^{18}\text{O} = 91\%$ ， $\delta\text{D} = 93\%$ ，降雨直接補注之比例最高僅為含水層 F1 之 16.0%，表示在林邊河流域之地下水補注是以山區之側向補注為主。

6.2 補注量分析

林邊河流域 2006 年地下水補注量，利用屏東平原第一含水層之地下水位歷線進行地下水收支平衡分析後，得到全年地下水補注量約為 4.6 億立方公尺，年抽水量及流失量推估約為 4.1 億立方公尺，年蓄水變化量為 3.9×10^{-3} 億立方公尺，所以除了新埤地區以及沿海之大庄地區有輕微的超抽現象外，林邊河流域大致上並未超抽地下水。為驗證 2006 年補注量，應用地下水收支平衡式，再求得 2000 年林邊河流域之年補注量約為 4.3 億立方公尺，所以 2006 年之分析結果與江崇榮所分析之 1999、2000、2001 年屏東平原全區之補注量 20.6、19.7、21.7 億立方公尺大致來說吻合。

參考文獻

1. 丁澈士，廖秋榮，林龍海，1998，農業灌溉用水對地下水補注影響之調查評估(I)：水稻灌溉部份研究。財團法人曹公農業水利研究發展基金會研究報告。財團法人曹公農業水利研究發展基金會出版，ISBN 957-8516-11-8。
2. 丁澈士，鄒禕，黃信恩，2003，地下水資源最佳化管理模式之研究-地下水人工補注之可行性評估。國科會工程科技通訊。第 66 期，62-67 頁。
3. 王淑姿，2003，南投烏溪流域河水之氫氧同位素研究。國立中興大學土壤環境科學系碩士論文。
4. 江崇榮、汪中和，1998，屏東平原地下水區之海水入侵。屏東平原地下水及水文地質研討會，297-315 頁。
5. 江崇榮、汪中和，2002，以氫氧同位素組成探討屏東之地下水補注源。經濟部中央地質調查所彙刊第 15 號，49-67 頁。
6. 江崇榮、黃智昭、陳瑞娥、費立沅，2004，屏東平原地下水補注量及抽水量之評估。經濟部中央地質調查所彙刊，第 17 號，21-53 頁。
7. 江崇榮、陳瑞娥、賴慈華、黃智昭，2005，濁水溪沖積扇地下水區之補注區與補注探討。經濟部中央地質調查所彙刊，第 18 號，1-29 頁。
8. 汪中和、張慈君、林裕隆、劉文徹、李隆安、金紹興、張秉權、藍繁盛，1996，由碳氫氧同位素組成探討屏東平原地下水的補注。中央研究院地球科學研究所研究報告(IESCR96-021)，共 90 頁。
9. 高雨瑄，2006，花蓮溪流域地下水與地表水之氫、氧同位素組成之時空分布特徵。逢甲大學水利工程學系碩士論文。
10. 張東緯，1998，長期水文與氯離子傳輸模式應用於推估地下水補注量之方法研究。國立台灣大學土木工程學研究所，碩士論文。
11. 經濟部中央地質調查所，2001，屏東平原水文地質調查研究報告。
12. 經濟部水利署水文水資源管理供應系統網站，2006 年 12 月，取自 <http://www.wra.gov.tw/>。
13. 彭宗仁，1995，宜蘭地區天水和地下水中穩定碳、氫、氧及放射性碳、氚之環境同位素研究。台灣大學地質學研究所博士論文。
14. 簡銘成，丁澈士，汪中和，張祥仁，2007，氫氧穩定同位素應用於地下水補注之研究-以屏東萬隆農場為例。2007 第十六屆水利工程研討會，苗栗市，

pp.83-84 °

15. Gat, J. R., 1981, Properties of the isotopic of Water : the Isotope effect, in : Gat. J. R. and R. Gonfiantini (eds). Stable isotope hydrology deuterium and oxygen-18 in water cycle, 2:p7-19.
16. Langelier, W. F., 1936, The analytical control of anti-corrosion water treatment, J. Am. Water Works Assoc., 28, pp.1500.
17. Laudon, H and O. Slaymaker, 1997, Hydrograph separation using stable isotopes, silica and electrical conductivity: an alpine example. Journal of Hydrology, Vol.201, pp.82-121.
18. Lambs, L., 2000, Correlation of conductivity and stable isotope ^{18}O for the assessment of water origin in river system. Chemical Geology, 164:p160-170.
19. Ting, Cheh-Shyh, 1997, Groundwater resources evaluation and management for Pingtung Plain, Taiwan, PhD thesis, Free University, Amsterdam, 199 p. (Published: ISBN 90-9008794-X).
20. Van Tonder, G. J., and J. Kirchner, 1986, Estimation of natural groundwater in the karoo Aquifers of South Africa. Journal of Hydrology, Vol.25, No.2, pp.395-419.
21. Williams, A. E., 1997 Stable isotope tracers: natural and anthropogenic recharge, Orange County, California. Journal of Hydrology, Vol.201, pp230-248.