

由氫氧同位素組成顯示 嘉南平原南側地下水之補注及鹽化現況

彭宗仁^[1] 汪中和^[2] 黃智昭^[3]
陳文政^[4] 費立沅^[4] 賴典章^[5]

摘 要 本研究係依據台灣地區地下水觀測網整體計畫，於嘉南平原南側地區新設地下水觀測井開鑿試水後，進行新設地下水觀測井水樣之氫氧同位素採樣與分析工作，其目的在經由地下水之氫氧同位素之分析研究，以瞭解該地區水文環境之同位素特徵、研判地下水之補注來源及受鹽化污染之分佈情況。調查研究結果顯示在後勁溪以北地區，地下水之補注來源為平原地區之地表天水，在後勁溪以南地區，地下水補注來源主要來自高屏溪之水體。沿海地區地下水因顯著受海水污染而模糊了同位素訊號，致難以清楚劃分含水層，以現有證據而言，約略有三個含水層的區分。地下水鹽化之範圍可能含括整個沿海地區，在鹽水溪至阿公店溪間之地區更為顯著。至於地下水鹽化形成之原因仍待進一步綜合放射性碳、氬測定及化學分析資料後才能釐定。

關鍵詞：地下水、氫氧同位素、鹽化、補注、嘉南平原。

Groundwater Recharge and Salinization in South Chianan Plain: Hydrogen and Oxygen Isotope Evidences

Tsung-Ren Peng

*Department of Soil and Environmental Sciences,
National Chung Hsing University, Taichung 402, Taiwan, R.O.C.*

Chung-Ho Wang

Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, R.O.C.

Chih-Chao Huang, Wen-Cheng Chen, Li-Yuan Fei, Tien-Chang Lai

*Hydrogeological Division, Central Geological Survey,
Ministry of Economic Affairs, R.O.C.*

ABSTRACT The hydrogen and oxygen isotopes in groundwaters of new observation wells of the Groundwater Monitoring Program in South Chianan Plain

[1] 國立中興大學土壤環境科學系助理教授
[2] 中央研究院地球科學研究所研究員
[3] 經濟部中央地質調查所水文地質組技正
[4] 經濟部中央地質調查所水文地質組科長
[5] 經濟部中央地質調查所水文地質組組長

were analyzed for understanding the isotope characteristics of hydrological environment, identifying recharge and salinization of groundwater. The results showed that groundwater in the north of Hou-jing-chi is recharging from the meteoric water in plain area, and that in the south side is recharging from Kao-ping-chi. Although aquifer stratification is ambiguous induced by groundwater salinization, three different aquifers could be identified by isotopic characteristics. Groundwater salinization distributes along the pan-coastal area and deteriorates most in the region between Yen-shui-chi and A-kun-tien-chi. Further study needs to be combined with chemical compositions, radiocarbon and tritium concentrations to verify the causes of groundwater salinization.

Key Words: groundwater, oxygen and hydrogen isotopes, recharge, salinization, Chianan Plain.

一、前言

由於地下水在使用上具有分佈廣、開發費用低、取用方便、水質水量穩定等優點，地下水遂成為台灣地區的重要水資源。雖然台灣地區的地下水水量非常豐富，但若在毫無限制與計劃下超抽地下水，使抽水量大於含水層所允許的安全出水量時，易導致地盤下陷、海水入侵、水質污染及地下水資源枯竭等嚴重問題，進而影響到地下水資源的安全與有效利用。因此，為確保地下水源的持續利用，必須對水文地質及地下水資源等相關主題進行分析與調查，以建立水文地質等現況之基礎背景資料，以為後續各項因應措施及應用研究之依據。

本研究係依據台灣地區地下水觀測網整體計畫(經濟部, 1996)，於台糖地下水開發保育中心在嘉南平原新設地下水觀測井開鑿試水後，進行新設地下水觀測井水樣之氫氧同位素採樣與分析工作，其目的在經由地下水氫氧同位素之調查結果，可瞭解該地區地下水之氫氧同位素特徵、建立基本資料外，經由地下水之氫氧同位素之分析研究，以瞭解該地區水文環境之同位素特徵、研判地下水之補注來源及受鹽化污染之分佈情況。

1. 國內外相關之研究

國外有關水文同位素的研究，例如在全球大氣降水模式(Craig, 1961; Yurtserver & Gat, 1981)，河川水入滲(Fritz, 1981)，地下水的起源(Rozanski, 1985; Simpson & Stewart, 1987)，地下水年齡的測定(Fontes, 1983; Mook, 1980; La Salle *et al.*, 1996)，地下水與地表水的相互作用(Payne, 1983a;

McCarthy *et al.*, 1992)，地下水的鹹化機制(Payne, 1983b; Banner *et al.*, 1989)等方面都有相當豐碩的研究成果，顯示在水文循環研究上的應用甚廣。

早期國內之水文同位素研究以在地熱水方面的研究為主(Liu, 1984; Liu *et al.*, 1990)，接續是以針對台灣各地之地下水區，以探討水文環境及水文循環等相關問題的研究，如濁水溪沖積扇地區之研究(何等, 1990; 林, 1992; 劉, 1992a; 1993; 1994; 1995; 1996; 劉等, 1996; 汪等, 1997a)，台北及宜蘭地區之研究(彭等, 1992; 1994; 1995; Wang *et al.*, 1996)，台中地區之研究(汪等, 1998)，嘉南地區之研究(劉, 1997; Wang & Liu, 1994; 1995)，屏東地區之研究(劉, 1992b; 劉等, 1998; 彭等, 1993; 汪等, 1996a; 1997b; 1997c)，澎湖地區的研究(Wang *et al.*, 1990; 1994; 汪等, 1996b)等。

2. 研究地區之同位素水文地質概述

(1) 台灣地區降水與氫氧同位素關係式

從海水蒸發到內陸降水的作用過程是建立在蒸發和冷凝的同位素平衡條件下，因而大氣降水中的氫和氧同位素分佈就有一特定關係存在，亦為氫氧同位素天水線(Craig, 1961)。氫氧同位素天水線在同位素水文相關領域的研究上是一條很重要的參考線，因為在常溫(非溫泉或地熱水)的情況下，地下水中的穩定氫、氧同位素會幾乎保存當初天水情形時的組成，也就是說它記錄著當時天水的狀況(Yurtserver & Gat, 1981)。

台灣地區四季之劃分並沒有明顯之界線，四季之自然氣候主要受東北和西南二季風之交替

影響。夏季盛行之西南季風氣團主要來自太平洋的赤道海洋氣團及熱帶海洋氣團。冬季盛行之東北季風氣團為源自西伯利亞及中國大陸北部的極地大陸氣團，此氣團在到達台灣之前，或行經黃海、東海，或經日本南方海域吸收水氣，後至台灣因地形等因素而降雨，因此台灣地區之降雨主要是源自此二大季風系統(劉, 1961; 戚, 1969)。

根據中央氣象局之氣候年報資料的整理，台灣地區年平均雨量的分佈，因不同季風期而有顯著差異之分佈，越向台灣南部，西南季風降雨所佔之比例越大。在北部地區，西南季風期與東北季風期的年平均雨量分佈比例相當；在東部地區，花蓮年平均雨量分佈的趨勢與台北、宜蘭地區相似；台東地區則與中部之台中、日月潭地區相似(中央氣象局, 1951~1991)。依據彭(1995)對台灣地區不同季節降雨之氫氧同位素之研究，台灣地區在冬季東北季風期降雨之氫氧同位素關係式為 $\delta D = 8.6 \delta^{18}O + 23.3$ ($r^2=0.71$)，在夏季西南季風期降雨之氫氧同位素關係式為 $\delta D = 8.3 \delta^{18}O + 9.0$ ($r^2=0.97$)。夏季降水有陸地效應存在，亦屏東至台中地區，越往北部，降水之氫氧同位素之值越輕。但由南投地區之水文同位素研究顯示，台灣中南部地區冬季早期之降水來源可能仍為西南季風氣團所主控(彭等, 2001)。

因局部地區形成降水的蒸發、冷凝條件(溫度、濕度等)不同，或有較獨特的地理環境，因此會表現出不同的區域性氫氧同位素關係式(Sakai & Matsubaya, 1977; Senturk *et al.*, 1970)。根據 Wang *et al.* (2001)所發表的文獻指出，台灣嘉南地區之氫氧同位素天水線為： $\delta D = 7.9 \delta^{18}O + 11.8$ ，與所謂之世界天水線相近。

(2) 嘉南地區之同位素水文地質

嘉南平原位於北港溪以南至高雄鳳山丘陵間，為台灣地區最大之平原，面積約 2500 平方公里，除嘉義東部依傍之麓山帶出現有更新世紅土台地外，廣大之平原均為現代沖積層。境內之沉積相主要有台南層、潟湖、鹽沼、三角洲、台地堆積、沙洲、沖積扇(劉, 1997)。

區內主要水系自北而南主要有北港溪、朴子溪、八掌溪、急水溪、曾文溪、鹽水溪、二仁溪、阿公店溪等。因地面水源不足，因此鑿井抽用地下水甚為普遍，但本區亦屬地下水資源較貧乏的

區域(水資會, 1994)。根據 Wang & Liu (1994; 1995)對嘉南地區天水及地下水的水文同位素研究，其中有關氫氧同位素部分大致可歸納出下列幾點結論：(1)地表水之季節效應顯著，在乾(冬)季之氫氧同位素組成分佈範圍較雨(夏)季為大，且雨季之同位素平均值較輕；平原內雨水之氫氧同位素分佈範圍較地表水為廣，但其平均值與地表水相近，顯示地表水承襲雨水之特徵。(2)代表 200 公尺以上之地表溪水所顯示之氫氧同位素高程梯度分別為 $\delta^{18}O$: $-0.5 \text{‰}/100\text{m}$, δD : $-3 \text{‰} \sim -4 \text{‰}/100\text{m}$ 。(3)淺層地下水(自由含水層)之地下水受不同程度之附近地表水入滲影響，故亦有季節性之變化。(4)部分海岸地區之地下水有海水污染之訊號。(5)內陸地區部分地區之地下水的氫氧同位素組成出現非海水污染的異常重值，推測可能與垃圾掩埋場之滲水有關。

二、材料與方法

1. 研究材料

為了解研究地區地表水的氫、氧穩定同位素組成的分佈，本研究在嘉南平原地區收集二仁溪至高屏溪河口間之地表水體，包括二仁溪、阿公店溪、後勁溪、高屏溪流域及鳳山水庫等之溪水之標本(圖 1)，計 13 個採樣點。地表水之採樣分別於 1999 年 12 月及 2000 年 7 月進行，分別代表旱、雨二季之標本。為避免受人為污染干擾，各溪之採樣位置儘量靠近上游源頭地區，以採樣裝備能到達為原則。

地下水標本係配合台糖公司地下水開發及保育中心執行嘉南平原新設地下水觀測井開鑿試水後，進行新設地下水觀測井水樣之氫氧同位素採樣與分析工作。因本研究之採樣井為後續水利單位觀測地下水位而設，故當開鑿試水後即安置自計式水位觀測儀，不利標本採樣，因此本研究地下水之採樣工作僅在觀測井進行試水工作時為之，故無進行季節性標本採樣。1999 年至 2000 年間在研究區內共鑿設 19 站 36 口分層水位觀測井(圖 1)，分別為：台南站觀測井(一)、(二)、(三)、(四)，岡山站觀測井(一)，仁和站觀測井(一)，依仁站觀測井(一)，楠梓站觀測井(一)，阿蓮站觀測井(一)、(二)，省躬站觀測井(一)、(二)，竹滬站觀測井(一)、(二)、(三)，興達站觀測井(一)、(二)，五林站觀測井(一)、(二)、(三)，五甲站觀測井

(一)、(二)，永華站觀測井(一)，彌陀站觀測井(一)，成功站觀測井(一)、(二)，大社站觀測井(一)，一甲站觀測井(一)，港和站觀測井(一)、(二)、(三)，鹽埕站觀測井(一)、(二)、(三)，仁德站觀測井(一)、(三)。

現場所收集之水樣標本盛裝在 100 ml 之標本瓶內。在取樣的同時加入一小匙之氯化汞 (HgCl₂) 至水樣標本瓶內，以防微生物孳生，並以膠帶黏封口蓋接縫處，防止蒸發作用。

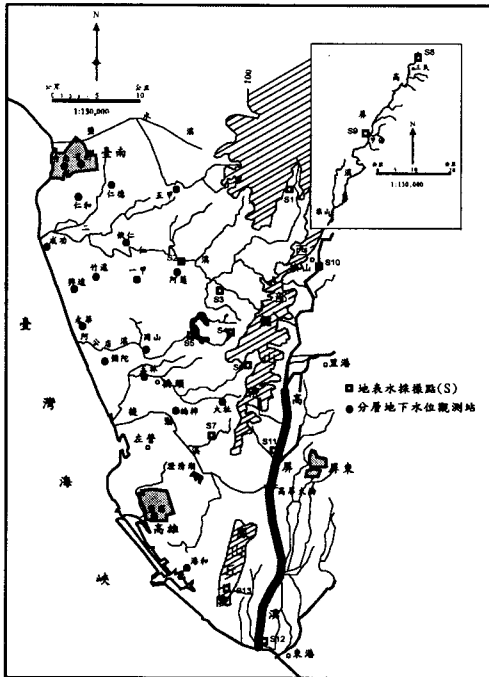
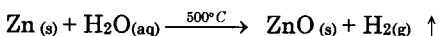


圖1 本研究地表水採樣點及觀測井位置圖

Fig.1 Map showing the location of the sampled sites of surface waters(□) and groundwaters(●) in this study.

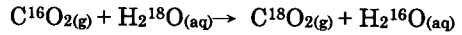
2. 分析方法

氫同位素的萃取是使用鋅粒還原水樣標本產生氫氣(Coleman *et al.*, 1982)。其方法為先秤取鋅粒約 200 mg，以毛細管沾取 4 μL 的水樣同置於(1/4)"口徑的 pyrex 玻璃管內。先以液態氮凍住毛細管內之水樣，待抽真空後以氧氣密封住玻璃管。將置放水樣及鋅粒之密封 pyrex 玻璃管置於 500 °C 的烘箱內 30 min，鋅粒即可與水樣標本完成反應並產生氫氣，其反應式如下：



反應完成後，使用比值氣相質譜儀測定玻璃管內之氫氣，即得水樣之氫同位素組成。

氧同位素測定是使用 CO₂-H₂O 同位素平衡法(Epstein & Mayeda, 1953)，利用已知氧同位素值的標準 CO₂ 氣體與 2 ml 水樣標本，在真空系統及一定溫度下震盪，進行同位素交換平衡反應，其反應式如下：



達成平衡後，使用比值氣相質譜儀測定與水樣標本達成同位素平衡的 CO₂ 氣體之氧同位素值。根據相關同位素分化係數與溫度之關係式，回推原來水樣相對於標準海水(SMOW)的氧同位素值。

前述實驗過程所轉換成之氣體標本，經氣相比值質譜儀測定所測得之同位素比值均以校準標準校正後，以 δ 代表標本的同位素組成，其定義為：

$$\delta (\text{‰}) = \left(\frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{std}}} - 1 \right) \times 1000$$

單位以‰表示。其中 *R_{sample}* 代表在標本中各穩定同位素的比值，如 ²H/¹H、¹⁸O/¹⁶O。*R_{std.}* 為國際通用的標準，對於水樣的氫、氧同位素而言為 SMOW(世界平均海水值)標準。所有穩定同位素實驗校準標本的分析誤差(一個標準偏差，1σ)，對氧同位素而言為小於±0.2 ‰，對氫同位素而言為小於±2 ‰。

三、結果與討論

1. 地表水與地下水之氫氧同位素特徵

(1) 地表水：

本研究地表水標本之採樣分析，以西部麓山帶--鳳山丘陵為界可分為二個區域：一為西部麓山帶西側嘉南平原區內鹽水溪至後勁溪間之河流，包括二仁溪、阿公店溪及後勁溪；另一為西部麓山帶--鳳山丘陵東側之高屏溪主流，含括上、中、下游各河段並包括鳳山水庫。各溪溪水之採樣位置及分析結果如圖 1 及表 1 所示。

在嘉南平原區內之各河流，冬季早期之δD 值分佈在-61 ‰~-19 ‰間，平均值為 -34 ‰；δ¹⁸O 值分佈在-8.6 ‰~-4.2 ‰間，平均值為-6.0 ‰。夏季雨期之δD 值分佈在 -49 ‰~-32 ‰間，平均值為-41 ‰；δ¹⁸O 值分佈在-7.7 ‰~-5.4 ‰間，平均值為-6.8 ‰。在高屏溪主流各河段方面，冬季之δD 值分佈在-71 ‰~-33 ‰間，平均值為-55

表1 研究區地表水之氫氧同位素組成

Table 1 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of surface waters in study area

(1) 平原地區各河流

採樣流域	採樣點	採 樣 年 月				二 季 平 均 值	
		1999/12		2000/07		δD	δ ¹⁸ O
		δD	δ ¹⁸ O	δD	δ ¹⁸ O		
-----‰-----							
二仁溪	長寮埔橋(S1)	-24	-5.1	-49	-7.7	-37	-6.4
	南雄橋(S2)	-61	-8.6	-43	-6.6	-52	-7.6
	牛稠埔(水塘)(S3)	-31	-5.3	-32	-5.4	-32	-5.3
阿公店溪	金山2號橋(S4)	-19	-4.2	-40	-6.6	-30	-5.4
	阿公店水庫(S5)	-21	-4.9	-32	-6.2	-27	-5.5
後勁溪	深水橋(S6)	-38	-6.5	-49	-7.6	-44	-7.0
	龍霖山莊(S7)	-30	-5.9	-37	-6.6	-34	-6.2
最 小 值		-61	-8.6	-49	-7.7	-55	-8.2
最 大 值		-19	-4.2	-32	-5.4	-26	-4.8
平 均 值		-34	-6.0	-41	-6.8	-38	-6.4

(2) 高屏溪主流

採樣流域	採樣點	採 樣 年 月				二 季 平 均 值	
		1999/12		2000/07		δD	δ ¹⁸ O
		δD	δ ¹⁸ O	δD	δ ¹⁸ O		
-----‰-----							
高屏溪	民生橋(S8)	-71	-10.8	-70	-10.9	-70	-10.8
	甲仙橋(S9)	-33	-6.5	-49	-8.5	-41	-7.5
	旗尾橋(S10)	-60	-8.6	-60	-8.7	-61	-8.6
	大樹國小旁(S11)	-63	-9.2	-62	-9.0	-63	-9.1
	雙園大橋(S12)	-47	-7.4	-59	-9.3	-53	-8.3
	鳳山水庫(S13)	-51	-7.8	-48	-7.6	-50	-7.7
	最 小 值		-71	-10.8	-70	-10.9	-70
最 大 值		-33	-6.5	-49	-8.5	-41	-7.5
平 均 值		-55	-8.5	-60	-9.3	-58	-8.9

‰; δ¹⁸O 值分佈在-10.8‰~-6.5‰間, 平均值為-8.5‰。夏季δD 值分佈在-70‰~-49‰間, 平均值為-60‰; δ¹⁸O 值分佈在-10.9‰~-8.5‰間, 平均值為-9.3‰。二區域地表水之氫氧同位素組成與平原內雨水之值(Wang & Liu, 1994; 1995)相比較, 顯示平原內之地表水的同位素組成承襲雨水之同位素特徵, 且其平均值與雨水之平均值(δD: -36‰; δ¹⁸O: -6.0‰)相近, 而高屏溪主

流各河段之同位素組成則與平原內雨水之值差異頗大。

平原區內與高屏溪流域二區域溪水在夏季顯現有略為較輕之同位素組成, 此乃夏季雨期有較多之雨量所致(Wang & Liu, 1994; 1995)。比較二區域溪水冬夏二季之氫氧同位素組成與台灣地區降水之氫氧同位素關係式(圖 2), 顯示都分佈在東北與西南二季風期降水之氫氧同位素關

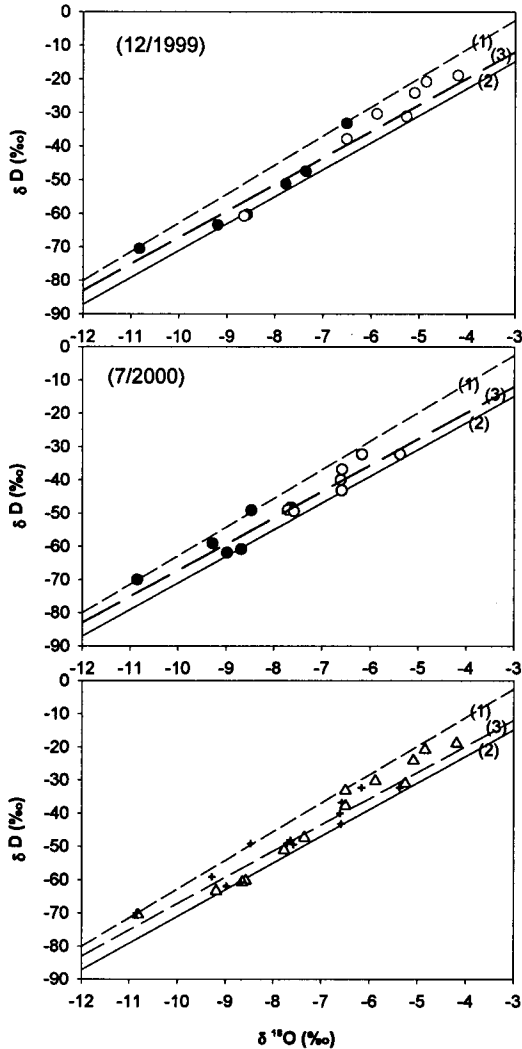


圖2 本研究地表水氫氧同位素組成分佈圖

Fig. 2 The δD - $\delta^{18}O$ relationship for surface waters in this study.

- ：高屏溪流域；○：平原區內
- △：12/1999 採樣點之值；+：07/2000 採樣點之值
- (1)：東北季風期降水之氫氧同位素關係式：
 $\delta D = 8.6 \delta^{18}O + 23.3$ (彭, 1995)
- (2)：西南季風期降水之氫氧同位素關係式：
 $\delta D = 8.3 \delta^{18}O + 9.0$ (彭, 1995)
- (3)：嘉南地區天水之氫氧同位素關係式：
 $\delta D = 7.9 \delta^{18}O + 11.8$ (Wang *et al.*, 2001)

係式之間，但均沿嘉南地區之天水線分佈。以同位素平均值而言，高屏溪主流各河段之氫氧同位素組成較平原區內之各河流分佈在較輕的區域範圍，但此現象在冬季較為模糊，較輕之氫氧同位素組成顯示其溪水來自高度較高之區域。至於

在冬季二區域地表水之氫氧同位素組成分佈範圍不若夏季有較為明顯之區分且分佈範圍較廣，其原因可能是在西南部地區冬乾夏濕的季節性氣候差異所致(Wang & Liu, 1994; 1995)。因此以西部麓山帶為界，高屏河流域與平原區內之各河流表現出不同之氫氧同位素特性。

(2) 地下水：

地下水觀測井主要分佈在鹽水溪至後勁溪間，19 站 36 口分層觀測井地下水之氫氧同位素組成分析之結果如表 2 所示。

整體而言， δD 值分佈在 $-62\text{‰} \sim +3\text{‰}$ 間， $\delta^{18}O$ 值分佈在 $-8.7\text{‰} \sim +0.5\text{‰}$ 間，地下水之氫氧同位素組成之分佈範圍不僅較地表溪水之值為廣，且部份之值顯示出有海水之訊號。地下水之氫氧同位素組成分佈與相關之氫氧同位素關係式比較(圖 3)，顯示地下水標本均介於東北、西南二季風降水之氫氧同位素關係式間，所有地下水之氫氧同位素迴歸式為： $\delta D = 8.3\delta^{18}O + 15.0$ ($r^2=0.85$)，與 Wang *et al.* (2001) 所謂之嘉南地區天水線 $\delta D = 7.9\delta^{18}O + 11.8$ 相近。除去受海水污染之地下水，其餘觀測井地下水之氫氧同位素組成均沿當地之氫氧同位素分佈，指示地下水之來源均來自天水，且未與含水層基質發生同位素交換反應。

地下水之氫氧同位素組成與二季地表溪水之值比較(表 1、表 2 及圖 3)，除受鹽水污染之觀測站地下水外，本研究區地下水之來源主要與嘉南平原區內之河流有關，但部分地區有較輕同位素組成之地下水來源可能與高屏溪有關。因此，西部麓山帶可能是本區水文環境的重要地質界線，而南側鳳山丘陵對於水的區隔則可能沒有那麼明顯。有關各觀測站各分層觀測井地下水較確切之可能來源，在下節之分層探討中會有進一步之討論。

從上述地表水與地下水之氫氧同位素的結果比較，並且參考 Wang & Liu (1994; 1995) 的水文同位素研究結果，我們可獲得幾點水文環境特徵作為接續探討的依據及方向：(1) 地表水顯示出季節差異，雨季之同位素組成分佈範圍較旱季集中且平均值較輕；(2) 西部麓山帶為本研究區水文環境的顯著界線，在地表水文而言，尤在夏季雨期更為顯著，在地下水方面，可能是本研究區地下水補注來源的區隔；(3) 部分地區之地下水有海水污染之訊號。

表2 分層觀站地下水之氫氧同位素組成

Table 2 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of groundwaters in study area

站井	濾管位置(m)	採樣日期	電導度* $\mu S/cm$	δD -----‰-----	$\delta^{18}O$ -----‰-----	地下水分層**
1. 鹽水溪以南至二仁溪間：						
台南(一)	22~34	02/22/90	98300	2	0.5	
台南(二)	90~114	04/10/90	12940	-25	-4.9
台南(三)	180~192	04/10/90	1598	-36	-6.7
台南(四)	227~233, 251~257	02/22/90	1485	-41	-7.2
省躬(一)	42~66	04/10/90	19720	-27	-4.5	
省躬(二)	225~237	04/10/90	2660	-40	-6.6
仁德(一)	30~48	08/10/90	2150	-49	-7.2
仁德(三)	207~219	08/10/90	3700	-31	-5.3
五甲(一)	6~12, 34~40	05/20/90	2062	-40	-6.3
五甲(二)	145~163	05/20/90	554	-46	-7.1
仁和(一)	12~30	03/22/90	857	-39	-6.6	
依仁(一)	10~22, 28~34	03/28/90	1648	-49	-8.3	
2. 二仁溪以南至阿公店溪間：						
成功(一)	20~38, 60~72	06/07/90	77200	-4	-0.5	
成功(二)	140~149	06/07/90	48900	-2	-0.4	
竹瀝(一)	10~34	04/18/90	8810	-4	-1.8
竹瀝(二)	108~126	05/05/90	29800	-17	-3.1
竹瀝(三)	196~220	04/18/90	39300	-4	-1.5
興達(一)	38~50, 72~84	05/16/90	65300	-3	-0.4	
興達(二)	155~164	05/16/90	41800	3	0.4	
永華(一)	18~27	05/02/90	66900	1	0.1	
一甲(一)	11~23	06/23/90	756	-50	-7.3	
阿蓮(一)	13~28	04/10/90	885	-35	-6.8
阿蓮(二)	155~185	04/10/90	1159	-41	-7.1
岡山(一)	4~16	03/14/90	1839	-34	-6.3	
3. 阿公店溪以南至後勁溪間						
五林(一)	13~25	05/29/90	3410	-30	-5.4
五林(二)	146~158, 167~182	06/02/90	7890	-34	-6.0
五林(三)	193~217	05/29/90	9410	-29	-5.6
彌陀(一)	6~15	05/29/90	9760	-45	-7.1	
楠梓(一)	10~22	04/18/90	731	*	-6.6	
大社(一)	10~16	06/19/90	1425	-42	-7.0	
4. 後勁溪以南						
港和(一)	9~21	07/21/90	649	-62	-8.7
港和(二)	85~109	08/14/90	8630	-51	-7.4
港和(三)	250~262	07/21/90	391	-58	-8.2
鹽埕(一)	12~30	08/10/90	41200	-11	-2.1
鹽埕(二)	66~84	08/24/90	27800	-23	-4.3
鹽埕(三)	209~218	/08/10/90	30100	-20	-3.7

*：電導度數據引用水資源局(2000)

**：..... 表示阻水層(aquitard)之出現

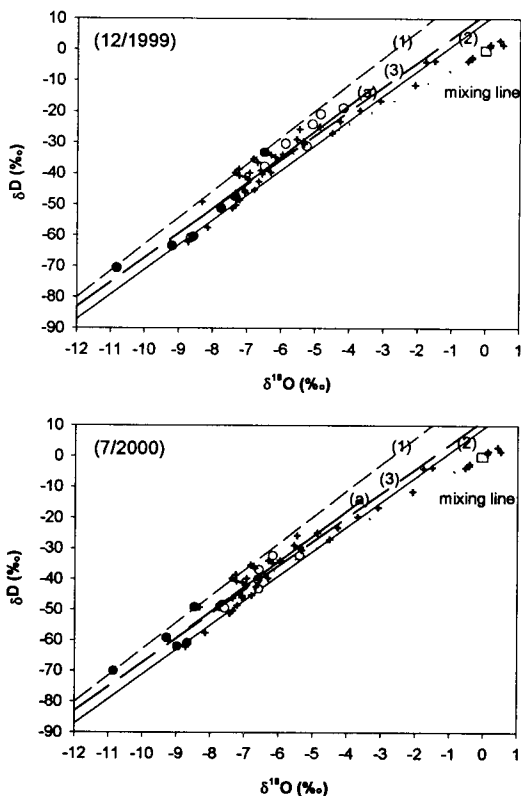


圖3 本研究地下水氫氧同位素組成分佈圖
 Fig. 3 The δD - $\delta^{18}O$ relationship for groundwaters in this study.

- ：高屏溪流域地表水；○：平原區內地表水；
- 十：本研究地下水；□：海水
- (1)：東北季風期降水之氫氧同位素關係式：
 $\delta D = 8.6 \delta^{18}O + 23.3$ (彭, 1995)
- (2)：西南季風期降水之氫氧同位素關係式：
 $\delta D = 8.3 \delta^{18}O + 9.0$ (彭, 1995)
- (3)：嘉南地區天水之氫氧同位素關係式：
 $\delta D = 7.9 \delta^{18}O + 11.8$ (Wang et al., 2001)
- (a)：地下水之氫氧同位素關係式：
 $\delta D = 8.3 \delta^{18}O + 15.0$

2. 地下水鹽化現況

前述由同位素組成顯示部份觀測井之地下水已遭受海水之污染，受污染之程度因地而異。一般而言，海水之 $\delta^{18}O$ 值約為0‰左右，淡水若受海水混染，其同位素組成則會變重，且為二端點之線性變化，故圖3顯示部份地下水位於淡水與海水的混合線(mixing line)上。另外，電導度值是常用於判斷鹽化污染的簡易指標(劉等, 1996; Bergelson et al.,

1999; Morell et al., 1996)，根據彭(1995)所做不同比例海水與地表淡水人為混合與電導度測值之關係式顯示，每混合10%之海水則淡水之電導度值約會升5,000~6,000 $\mu S/cm$ 的幅度，而依據電導度之水質標準，2,250~5,000 $\mu S/cm$ 屬極高含鹽量等級之水質。因本研究區地表淡水 $\delta^{18}O$ 值之分佈範圍在-6.4~-8.9‰間，故若淡水與海水相混，則不易以氧同位素組成鑑別個別之鹽化程度，因此本研究以地下水之氧同位素組成配合其電導度值之資料(水資源局, 2000)，共同做為判斷水體可能遭受海水污染程度之基礎。

本研究區地下水依鹽化程度可分為未受污染之淡水(F)、受海水污染之半淡鹹水(T)及與海水組成相似(S)等三個區帶(圖4)。S區帶之劃分依據為其 $\delta^{18}O$ 值與海水相仿的地下水，其值約在0‰左右；F區帶劃分依據為電導度值小於2,250 $\mu S/cm$ 者之地下水，餘者則屬半淡鹹水之T區帶。依其地理分佈(圖5)，屬S區帶者包括有台南觀測井(一)，成功觀測井(一)、(二)，興達觀測井(一)、(二)及永華觀測井(一)等6口。屬T區帶者有台南觀測井(二)，省躬觀測井(一)、(二)，仁德觀測井(三)，竹滬觀測井(一)、(二)、(三)，五林觀測井(一)、(二)、(三)，彌陀觀測井(一)，港和觀測井(二)及鹽埕觀測(一)、(二)、(三)等15口。其餘屬淡水之F區帶，包括有台南觀測井

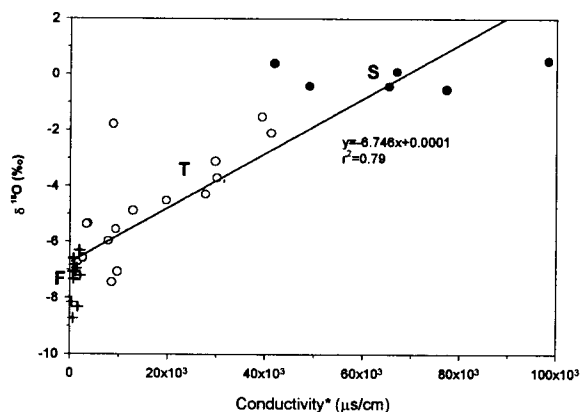


圖4 本研究地下水氧同位素組成與電導度之關係
 Fig. 4 Relationship between $\delta^{18}O$ vs. conductivity for groundwaters in this study.

- F：未受污染之淡水(十)；T：受海水污染之半淡鹹水(○)；
- S：與海水組成相似之地下水(●)。
- *：Conductivity數據引用水資源局(2000)

(三)、(四), 仁德觀測井(一), 五甲觀測井(一)、(二), 仁和觀測井(一), 依仁觀測井(一), 一甲觀測井(一), 阿蓮觀測井(一)、(二), 岡山觀測井(一), 楠梓觀測井(一), 大社觀測井(一)及港和觀測井(一)、(三)等 15 口。依以上各區帶觀測井之地理位置, 可繪出本研究區地下水不同鹽化程度之分佈範圍 (圖 5)。

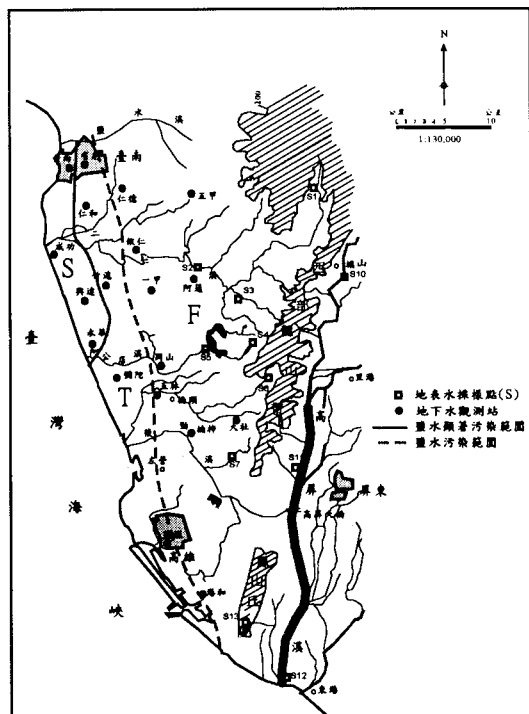


圖5 本研究沿海地區受海水入侵污染之分佈範圍圖

Fig. 5 Map showing distribution of saline groundwaters in study area.

由圖 5 顯示顯著之鹽水污染之 S 區帶, 主要發生在鹽水溪至阿公店溪間之海岸地區, 約伸入內陸 1~3 公里, 本區帶之地下水之組成幾與海水相同。而依據觀測井之深度(表 2), 在台南附近主要是發生在淺層, 而在南側之竹瀝地區有出現在深層之現象。T 區帶之半淡鹹水顯現範圍擴及到整個沿海地區, 與淡水之 F 區帶約交界於仁德 - 一甲 - 五林 - 左營 - 港和一線。圖 5 為一概括性不同鹽化程度之描述, 因各觀測站的觀測井之設置井數及深度不盡相同, 因此難以推估嘉南平原受鹽水污染之深度及範圍的剖面分佈, 如彌陀站只設觀測井(一)(深度約 15 m), 至於該觀測站更深層之地下水是否也受鹽水污染, 因本研究尚無標本可採樣分析, 故無法判斷。

至於本研究鹽水污染之來源是否為現階段之海

水入侵, 或殘留地層中之古海水, 抑或含水層中基質吸附位址上的鹽類離子被淋洗交換出來所造成高鹽度之鹹水, 則須進一步配合地下水之放射性碳、氬測定及主要基本離子分析, 綜合研判後才能釐定。

3. 地下水與地表天水之關聯及地下水分層

考量氧同位素不似氫同位素般易受生物作用而改變, 同時考量穩定同位素實驗校準標準的分析誤差 (1σ), 氧同位素之分析誤差要比氫同位素小一個數量級(對氧同位素而言為小於 $\pm 0.2\%$, 對氫同位素而言為小於 $\pm 2\%$), 因此氧同位素常被用來當作比較之依據。因氧同位素之分析誤差小於 $\pm 0.2\%$, 因此如果二標本的氧同位素值之差大於 0.5% 的話, 可視為是存在自然環境中實際的差異(Wang & Liu, 1994; 1995)。因此若各二分層地下水之氧同位素值差大於 0.5% , 在水文地質意義上視為其間存在一阻水層(aquitard), 但其前提假設須是地下水並未發生其他同位素分化作用或混合作用而改變其原來之同位素組成。但是此以水氧同位素分層作為分層依據所顯示的是地下水中因氧同位素組成之差異而所做的分層, 此差異代表著因不同來源水體有不同之同位素組成, 與一般利用沉積物質地粗細為基礎所做的水文地質分層不盡相同。水氧同位素分層在一般水文地質分層輔助利用上之意義應視為不同含水層可能因來源不同而有不同之同位素組成; 但若不同含水層有相似之同位素組成, 代表著可能有相似之水源, 或者代表相鄰含水層間之水力連通性佳。此外, 地表水下滲成為地下水流後, 若無與其他水體發生混合作用, 則此地下水流之上、中、下游氧同位素組成也應無顯著的變化。

因本研究區幅員遼闊, 下述之討論是以地理分區為之, 並以氧同位素值差大於 0.5% 作為地下水分層鑑別(阻水層出現與否)之依據(表 2), 以了解本研究區含水層之分佈情況。在從事此項作業時, 同時考慮 Wang & Liu (1994; 1995) 對本區的研究指出, 淺層地下水會受季節性地表天水滲入作用顯著, 使得氧同位素組成的變化幅度可達 0.4% 以上, 以及前述本研究部分地下水疑已受鹽水污染之變因。此外, 也由 Wang & Liu (1994; 1995) 的研究結果顯示, 平原內雨水之氫氧同位素分佈範圍較地表水為廣, 且顯示有雨期較輕、早期較重的同位素特徵, 而平原內地表水承襲雨水之同位素特徵, 且其平均值與雨水之平均值相近。因此, 在考慮地下水之地表入滲源時, 會遭遇

難以區分雨水或河水源之困擾，故如遇有地表水與雨水之同位素組成相似之情況，則概以地表天水源代表地下水之地表入滲源，而以各河水之數據代表之。

(1) 鹽水溪以南至二仁溪間之觀測站：

此區域之觀測站包括台南、省躬、仁德、仁和、依仁及五甲。在此區域有二點地表水體可供參考比較，一為長寮埔橋(S1)，其 $\delta^{18}\text{O}$ 值分佈在-7.7‰~-5.1‰間，平均值為-6.4‰；另一為南雄橋(S2)，其 $\delta^{18}\text{O}$ 值分佈在-8.6‰~-7.6‰間，平均值為-7.6‰。

台南及省躬觀測站之淺層地下水有海水污染之現象，且兩站地理位置相近，如果以受海水污染之程度或氧同位素之相似度作為指導，可將省躬觀測井(一)($\delta^{18}\text{O}$ ：-4.5‰)與台南觀測井(二)($\delta^{18}\text{O}$ ：-4.9‰)對比。省躬觀測井(二)($\delta^{18}\text{O}$ ：-6.6‰)可與台南觀測井(三)($\delta^{18}\text{O}$ ：-6.7‰)對比，而台南觀測井(四)($\delta^{18}\text{O}$ ：-7.2‰)可能為另一更深含水層之水體。仁德觀測井(三)($\delta^{18}\text{O}$ ：-5.3‰)疑似受到輕微之海水污染(電導度值為 $3700\ \mu\text{S}/\text{cm}$)，故有較重之氧同位素組成。五甲觀測井(二)($\delta^{18}\text{O}$ ：-7.1‰)可能與台南觀測井(三)或(四)對比。

仁和觀測井(一)可與仁德觀測井(一)及五甲觀測井(一)對比，屬最上層自由含水層之地下水， $\delta^{18}\text{O}$ 值分佈為-7.2‰~-6.3‰間，與地表水之變化幅度相似，因為淺層自由含水層，故氧同位素值的變化幅度較大(Wang & Liu, 1994; 1995)。依仁觀測井(一)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值為-8.3‰，在南雄橋地表水(S2)的測值範圍內，故應屬自由含水層。

綜上所述，本區可分成三或四層之地下水體，最上層屬自由含水層， $\delta^{18}\text{O}$ 值分佈為-8.3‰~-6.3‰間。第二層含水層出現在沿海地區，受海水污染；第三含水層的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的特徵可能在-7.0‰~-6.5‰間，而 $\delta^{18}\text{O}$ 值小於-7.0‰，可能屬於第四含水層。無論第三或第四含水層，其氧同位素組成均在附近地表水的測值範圍內。

(2) 二仁溪以南至阿公店溪間之觀測站：

此區域之觀測站包括成功、竹滬、興達、永華、一甲、阿蓮及岡山。在此區域內有五點地表水體可供參考比較，一為二仁溪流域的長寮埔橋(S1)與南雄橋(S2)，其氧同位素組成特性如上節所述。另一為阿公店溪流域的金山二號橋(S4)、阿公店水庫(S5)及附近山區的牛稠埔水塘(S3)，

其 $\delta^{18}\text{O}$ 值分佈在-6.6‰~-4.2‰間，平均值約為-5.4‰，其值顯較二仁溪流域之測值為重，同時水塘之值較其週遭水體要顯的較重。

本區域內 2/3 以上之分層觀測井遭受海水污染而洗掉原來之同位素訊號(表 2)，故難以作分層比對，如成功與興達二觀測站，不過竹滬觀測站因各分層遭受海水污染的程度不同，可看出有三層之區隔。

未遭受海水影響之觀測井為阿蓮(一)、(二)、岡山(一)及一甲(一)，阿蓮及一甲觀測站近二仁溪流域，岡山觀測站近阿公店溪流域。阿蓮觀測井(一)之 $\delta^{18}\text{O}$ 值為-6.8‰，一甲觀測井(一)之 $\delta^{18}\text{O}$ 值為-7.3‰，均在二仁溪流域地表水之變化範圍內；阿蓮觀測井(二)之 $\delta^{18}\text{O}$ 值為-7.1‰，在本區而言可能屬另一含水層。岡山觀測井(一)就其深度而言應屬最上層之含水層，其 $\delta^{18}\text{O}$ 值為-6.3‰，在阿公店溪流域地表水體的變化範圍內，與地表水之夏季測值(-6.1‰)相近。

(3) 阿公店溪以南至後勁溪間之觀測站：

本區域之觀測站包括彌陀、五林、大社及楠梓。在此區域內有四點地表水體可供參考比較，一為阿公店溪流域的金山二號橋(S4)及阿公店水庫(S5)其氧同位素組成特性如前節所述。另一為後勁溪流域之深水橋(S6)及龍霖山莊(S7)，深水橋其 $\delta^{18}\text{O}$ 值分佈在-7.6‰~-6.5‰間，平均值約為-7.0‰，龍霖山莊之 $\delta^{18}\text{O}$ 值分佈在-6.6‰~-5.9‰間，平均值約為-6.2‰。

本區域之觀測站只有五林觀測站具三層分層觀測井，其餘均為單一淺層深度在 6~20 m 間之觀測井，因此彌陀(一)、大社(一)及楠梓(一)觀測井之地下水應屬最上層之含水層。彌陀觀測井(一)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值為-7.1‰，大社觀測井(一)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值為-7.0‰，均與其附近之深水橋之測值類似；而楠梓觀測井(一)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值為-6.6‰與其附近之龍霖山莊之測值相近，故此三觀測井之地下水屬自由含水層。

五林觀測井(一)、(二)、(三)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分別為-5.4‰、-6.0‰及-5.6‰，均較其餘各觀測井及附近地表水之值為重，且其電導度值分別為 $3410\ \mu\text{S}/\text{cm}$ 、 $7890\ \mu\text{S}/\text{cm}$ 、 $9410\ \mu\text{S}/\text{cm}$ ，應是受海水之污染所致，只是程度較輕微。如果五林觀測站有受海水污染，究其地理位置，則彌陀觀測井(一)可能也有受海水污染(電導度值為 $9760\ \mu$

S/cm)。如同前述之竹滬觀測站,各分層可能遭受海水污染的程度不同,仍可看出有三層之區隔。

(4) 後勁溪以南之觀測站:

本區域之觀測站包括鹽埕及港和二站。在此區域內有屬高屏溪流域之三點地表水體可供參考比較,一為大樹(S11),其 $\delta^{18}\text{O}$ 值分佈在-9.2‰~-9.0‰間,平均值約為-9.1‰;雙園大橋(S12)之 $\delta^{18}\text{O}$ 值分佈在-9.3‰~-7.4‰間,平均值約為-8.3‰;另一為鳳山水庫(S13),其 $\delta^{18}\text{O}$ 值分佈在-7.8‰~-7.6‰間,平均值約為-7.7‰,如阿公店溪流流域的牛稠埔水塘(S3)一樣,封閉水體可能因易受蒸發作用的影響,而同位素值會比週遭水體顯得較重。

從氧同位素組成來看,鹽埕及港和顯示出三層含水層之訊息,但鹽埕觀測站明顯有海水入侵污染的訊號。港和觀測井(一)、(二)、(三)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分別為-8.7‰、-7.4‰及-8.2‰,港和觀測井(一)、(三)之同位素值與雙園大橋(S12)之平均值(-8.3‰)相近,顯示高屏溪高屏大橋至雙園大橋(S12)間之河水可能為其主要補注水源,而源自雨水之分量幾無。至於港和觀測井(二)有較重之氧同位素組成,原因可能為遭受海水之污染(電導度值為 $8630\ \mu\text{S/cm}$),使得其氧同位素組成顯得較重。

從上述各分區地表水與地下水之關聯及地下水分層之探討可了解:(1)地下水之補注源大都與其附近地表水體有關,在後勁溪以北地區,地下水之補注來源為平原地區之地表天水,而本區之河水均源自其東側平均高度不及300公尺的麓山帶集水區;在後勁溪以南,地下水補注之來源主要與高屏溪之水體有關,鳳山丘陵則不構成顯著之屏障。因此,麓山帶丘陵集水區及高屏溪水源之水質與水量的維護,攸關本研究區之地下水資源。(2)沿海地區地區地下水受海水污染之現象非常顯著而模糊了同位素訊號,且各觀測站之分層觀測井之鑽鑿深度不一,致難以清楚地劃分含水層,以現有證據而言,約略有三個含水層的區分(表2)。

四、結論與建議

綜合上述之氫氧同位素分析研究,可獲得下述有關研究區之水文環境特徵及意義:

1. 地表水顯示出季節性之差異,雨季之同位素組成分

佈範圍較旱季集中且平均值較輕。西部麓山帶為本研究區水文環境的重要屏界,在後勁溪以北地區,地下水之補注來源為平原地區之地表天水,在後勁溪以南地區,地下水補注來源主要來自高屏溪之水體。因此麓山帶丘陵集水區及高屏溪水源之水質與水量的維護,攸關本研究區之地下水資源。

2. 本研究區因幅員遼闊,沿海地區地區地下水受海水污染之現象非常顯著而模糊了同位素訊號,且各觀測站之分層觀測井之鑽鑿深度不一,致難以清楚地劃分含水層,以現有同位素證據而言,約略有三個含水層的區分。
3. 沿海地區地下水鹽化之情況非常顯著,其範圍擴及到整個嘉南沿海地區,顯著之鹽化現象則主要發生在鹽水溪至阿公店溪間之地區。至於此鹽水之來源仍須進一步綜合放射性碳、氬測定及化學分析資料後才能釐定。

誌謝

本研究計畫執行期間,承台糖公司新營總廠地下水開發保育中心前主任郭繁元先生、地質師陳文福先生協助採樣,特此申謝。中央地質調查所計畫編號:89EC2A380408。

參考文獻

1. 水資會(1994),台灣地區之水資源, p.286。
2. 水資源局(2000),「蘭陽平原及嘉南平原地下水水質試驗分析研究」,經濟部水資源局成果報告 MOEA/WRB8900035, p.143。
3. 中央氣象局(1951~1991),氣象資料年報,第一部分:地面資料。
4. 何麗如、汪中和、陳鎮東(1990),「北港地區地下水之地球化學初探」,中華民國環境保護學會會誌, 13(2): 38-59。
5. 林玫君(1992),「濁水溪沖積扇(雲林部分)地下水碳十四定年分析」,國立台灣大學碩士論文, p.88。
6. 汪中和、張慈君、林裕隆、劉文徹、李隆安、金紹興、張秉權、藍繁盛(1996a),「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, IESCR96-021, p. 90。

7. 汪中和、張慈君、王麗文、李隆安、陳榮藏(1996b),「澎湖赤崁地下水庫的供水限制」,「八十五年農業工程研討會」論文集, pp. 633-639。
8. 汪中和、王麗文、陳淑芬、劉文徹、于蓓、黃信誠(1997a),「雲林地區的同位素水文變化」,中央研究院地球科學研究所, IESCR97-009, p. 69。
9. 汪中和、張慈君、劉文徹、劉聰桂(1997b),「屏東地區的同位素水文變化」,「長期水資源預測研討會」論文彙編, 台北, 119-131頁。
10. 汪中和、劉文徹、于蓓(1997c),「由同位素組成探討美濃地區的地下水特性」,「八十六年度農業工程研討會」論文集, pp. 381-387。
11. 汪中和、王麗文、陳淑芬、劉文徹、于蓓、黃信誠(1998),「台中-彰化地區的同位素水文變化」,中央研究院地球科學研究所, IESCR98-007, p. 66。
12. 戚啓勳(1969),「台灣之山地氣候」,台灣銀行季刊, 20(4):155-207。
13. 彭宗仁、汪中和、劉聰桂(1992),「台北及宜蘭地區地下水及地表水之穩定碳同位素組成」,地質, 12(2): 199-212。
14. 彭宗仁、劉聰桂、汪中和(1993),「屏東平原地下水穩定氫氧同位素組成之初布結果」,地質, 13(2): 117-130。
15. 彭宗仁、劉聰桂、汪中和(1994),「宜蘭地區地下水氫氧穩定同位素組成之初布結果」,地下水資源及水質保護研討會, pp. 117-130。
16. 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、氙之環境同位素研究」,台灣大學地質學研究所博士論文, p. 248。
17. 彭宗仁、劉聰桂、汪中和、賈儀平、劉振宇、譚義績(1995),「宜蘭平原之水文地質及地下水之補注型態」,「八十四年度農業工程研討會」論文集, pp. 343-357。
18. 彭宗仁、汪中和、劉滄琴、洪玉倫(2001),「由氫氧同位素組成顯示南投烏溪上游集水區之水文環境特徵及意義」,台灣農業化學與食品科學(Accepted)。
19. 劉衍淮(1961)「台灣氣團之性質」,氣象學報, 7(4):1-6。
20. 劉聰桂(1992a),「台灣地區地下水觀測網第一期計畫--地下水定年分析81年度報告(濁水溪沖積扇)」。
21. 劉聰桂(1992b),「屏東平原地下水碳十四定年研究」,經濟部水資會委託計畫報告, p. 40。
22. 劉聰桂(1993),「台灣地區地下水觀測網第一期計畫--地下水定年分析82年度報告(濁水溪沖積扇)」。
23. 劉聰桂(1994),「台灣地區地下水觀測網第一期計畫--地下水定年分析83年度報告(濁水溪沖積扇)」。
24. 劉聰桂(1995),「台灣地區地下水觀測網第一期計畫--地下水定年分析84年度報告(濁水溪沖積扇)」。
25. 劉聰桂(1996),「台灣地區地下水觀測網第一期計畫--地下水定年分析85年度報告(濁水溪沖積扇)」。
26. 劉聰桂、田巧玲、邱等輝、張炎銘(1996),「濁水溪沖積扇地下水資源—碳十四與氙定年/示蹤研究」,「濁水溪沖積扇地下水及水文地質研討會」論文集, pp. 145-167。
27. 劉聰桂(1997),「嘉南地區地下水碳十四定年與氙示蹤研究」,經濟部水資源局委託計畫報告, p. 112。
28. 劉聰桂、田巧玲、張炎銘、盧瑞興(1998),「由氙定年/示蹤探討屏東平原地下水流模型」,「第二屆海峽兩岸資源地質研討會」論文集, pp. 247-257。
29. 劉振宇、楊輔邦、高華聲、劉志純(1996),「雲林沿海地區地下水水質分析」,台灣水利, 44(2):62-76。
30. 經濟部(1996),「台灣地區地下水觀測網整體計畫」, p. 69。
31. Banner, J.L., G.J. Wasserburg, P.F. Dobson, A.B. Carpenter and C.H. Moore (1989), "Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of saline groundwaters from central Missouri," *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 383-398.
32. Bergelson, G., R. Nativ and A. Bein (1999), "Salinization and dilution history of ground water discharging into the Sea of Galilee, the

- Dead Sea Transform," *Israel. Applied Geochemistry*, 14: 91-118.
33. Coleman, M. L., T. J. Shepherd, J. J. Durham, J. E. Rouse and G. R. Moore (1982), "Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis," *Anal. Chem.*, 54: 993-995.
 34. Craig, H. (1961), "Isotopic variations in meyeoric waters," *Science*, 133: 1702-1703.
 35. Epstein, S. and T. Mayeda (1953), "Variation of O18 content of waters from natural sources," *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4: 213-224.
 36. Fontes, J. Ch. (1983), Guidebook on Nuclear Technique in Hydrology, I.A.E.A. Tech. Rep. Ser., No.91, pp.285-317.
 37. Fritz, P. (1981), Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle, I.A.E.A. Tech. Rep. Ser. No.210, pp.177-202.
 38. La Salle, C.L.G., C. Marlin, S. Savoye and J.Ch. Fontes (1996), "Geochemistry and ¹⁴C dating of groundwaters from Jurassic aquifers of North Aquitaine Basin (France)," *Appl. Geochem.*, 11: 433-445.
 39. Liu, K.K. (1984), "Hydrogen and oxygen isotopic compositions of meteoric waters from the Tatun Shan area, northern Taiwan," *Bull. Ins. arth Sci., Academia Sinica*, 4: 159-175.
 40. Liu, K.K., T.F. Yui, Y.N. Shieh, S.C. Chiang, L.H. Chen and J.Y. Hu (1990), "Hydrogen and oxygen isotopic compositions of meteoric and thermal waters from the Chingshui geothermal area, northeastern Taiwan," *Proceed. Geol. Soc. China*, 33: 143-165.
 41. McCarthy, K.A., W.D. McFarland, J.M. Wilkinson and L.D. White (1992), "The dynamic relationship between ground water and the Columbia River: using deuterium and oxygen-18 as tracers," *Jour. Hydrology*, 135: 1-12.
 42. Mook, W.G. (1980), "Carbon-14 in hydrogeological studies," In: Gat, P. and Fontes, J.Ch. (Editors), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, pp. 49-74.
 43. Morell, I., E. Gimenez and M. V. Esteller (1996), "Application of principal components analysis to the study of salinization on the Castellon Plain (Spain)," *The Science of Total Environment*, 177: 161-171.
 44. Payne, B.R. (1983a), Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, I.A.E.A. Tech. Rep. Ser., No.91, pp.319-326.
 45. Payne, B.R. (1983b), Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, I.A.E.A. Tech. Rep. Ser., No.91, pp. 319-326.
 46. Rozanski, K. (1985), "Deuterium and oxygen-18 in European groundwaters—Links to atmospheric circulation in the past," *Chem. Geol., (Isot. Geosci. Sect.)*, 52: 349-363.
 47. Sakai, H. and O. Matsubaya (1977), "Stable isotopic studies of Japanese geothermal system," *Geothermics*, 5: 97-124.
 48. Senturk, F., S. Bursali, Y. Omay, I. Ertan, S. Guler, H. Yalcin and E. Onhan (1970), *Isotope Hydrology 1970*, I.A.E.A., Vienna, p.153-161.
 49. Simpson, B. and M.K. Stewart (1987), "Geochemical and isotope identification of warm groundwaters in coastal basins near Tauranga, New Zealand," *Chem. Geol.*, 64: 67-77.
 50. Wang, C.H. and W.C. Liu (1994), "Preliminary results of stable isotope determinations for groundwaters of the alluvial plain in south Chia-Nan area," Taiwan, Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, IES-ER94-003, p. 25.
 51. Wang, C.H. and W.C. Liu (1995), "Preliminary results of stable isotope determinations for groundwaters of the alluvial plain in north Chia-Nan area," Taiwan, Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, IES-EP95-003, p. 42.

52. Wang, C.H., P.F. Chen, T.R. Peng and C.C. Yeh (1990), "A preliminary report on stable isotope geochemistry in groundwaters of the Penghu Islands," Taiwan, Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, IES-ER-705, pp. 36.
53. Wang, C.H., T.R. Peng, P.S. Tsai, S.F. Wu, Y.T. Shieh and F.P. Cherng (1994), "Stable isotope compositions of groundwaters from Penghu Islands and its implications," Proceedings of Groundwater Resources and Water Protection, Taipei, ROC, p. 147-163.
54. Wang, C.H., T.R. Peng and T.K. Liu (1996), "The salinization of groundwater in the northern Lan-Yang Plain," Taiwan: stable isotope evidence, *Jour. Geol. Soc. China*, 39(4): 301-310.
55. Wang, C.H., C.H. Kuo, T.R. Peng, W.F. Chen, T.K. Liu, C.J. Chiang, W.C. Liu and J.J. Hung (2001), "Isotope characteristics of Taiwan groundwaters," *Western Pacific Earth Sciences*, 1(4): 415-428.
56. Yurtsever, Y. and J.R. Gat (1981), Gat, J.R. and Gonfiantini (Editors), 1981, Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle, I.A.E.A. Tech. Rep. Ser., No.210, pp. 103-142.

2002年1月9日 收稿

2002年3月28日 修正

2002年4月24日 接受

(本文開放討論至2002年12月31日)