



EJ095200032023

師大地理研究報告
第32期 民國89年5月
Geographical Research
No. 32, May. 2000

礁溪溫泉安全出水量之研究

A Study of Hot Spring Safe Yield in Chiao-Shi

張智欽 *
Chih-Chin Chang

摘要

台灣的溫泉分布很廣，在各縣市中，宜蘭縣境內分布最多。縣內規模最大者要屬礁溪溫泉，礁溪鄉聚落、產業發展多與溫泉資源有密切相關。

近年來宜蘭縣政府高唱觀光、文化、環保立縣，故大力推展觀光事業，到宜蘭旅遊人口遽增，溫泉區之旅館、飯店如雨後春筍般林立，建築業者亦在溫泉區興建數千戶的套房、別墅大樓；礦泉水公司亦因此區之地下水量多質優而大肆開採，在溫泉區下游更利用溫泉栽種蔬菜及溫水養殖且頗具成效；但此珍貴自然資源卻出現前所未有的警訊—溫泉水量大減，多處湧泉乾涸，水溫及水位下降等；長久以往礁溪溫泉將有枯竭的一天。所以應加強對溫泉特性的瞭解，以水平衡的理念來經營管理，才能保證溫泉資源的永續利用。

本文藉著水文、地質、地形的分析，配合地層電阻探測、鑿井資料等，作抽水試驗、流量調查、水溫監測、水質化驗、各標的用水量調查等實地調查研究，並以水平衡的觀點作研究架構，初步瞭解礁溪溫泉的分布範圍，流域的入滲(補注)量，溫泉蘊藏量、開發量、及礁溪溫泉資源的特徵等基礎資料，或可供日後作合理規劃開發的依據。

關鍵詞：溫泉、安全出水量、水平衡、永續經營

Abstract

As hot spring water undergoes unprecedented large-scale exploitation by many

* 國立宜蘭技術學院人文及科學教育中心副教授

public and private sectors, warning signs begin to emerge : drastic reduction in hot spring water yield, drying up of many hot springs and drops in water temperatures. There is the possibility of losing Chiao-Shi hot springs altogether eventually. It is thus necessary that we study the characteristics of hot springs and manage the hot water resources from a water balance point of view to ensure sustainable hot water development.

In this paper, an analysis was conducted on the hydrologic, geologic and geomorphic nature of the Chiao-Shi hot springs. By using the electric logs and boring logs from previous works, it was possible to conduct pumping tests and water quality analysis and to measure water temperature and discharge flow. The results were interpreted from a water balance perspective. They included the distribution of hot springs, recharge of the watershed, the amount in storage and volumes of water use. It is hoped that this work will provide the basis for future development of Chiao-Shi hot springs.

Keywords : hot spring ,safe yield, water balance, sustainable development

一、前 言

(一) 研究動機與目的

台灣的溫泉分布很廣，在各縣市中，宜蘭縣境內分佈最多，其分布地區由北而南，在得子口溪流域的礁溪，蘭陽溪流域的員山、清水、梵梵、天狗溪、土場、仁澤、寒溪，大南澳溪流域的五區、四區、烏帽，和平溪流域的硬骨、大濁水、臭乾、茂邊，以及東邊海域裡的龜山島溫泉（陳肇夏，1989）。

上述這些有溫泉徵兆的地點是否能發展成爲溫泉區，則要視溫泉的品質、交通易達性、經營管理及市場營運而定。在宜蘭縣的各溫泉中較具開發潛力的地區有礁溪、仁澤、員山及梵梵等四處，依照目前開發的狀況，礁溪溫泉屬於高度開發區，仁澤溫泉屬中度開發區，清水、梵梵屬於低度開發區。

漢人拓墾之初，並未將溫泉視爲珍貴之自然資源，日治後日人偏好溫泉，以礁溪溫泉區(湯圍)爲中心，在刻意經營下，形成今日礁溪主要聚落的雛形。近年來宜蘭縣政府提倡觀光、文化、環保立縣，故大力推展觀光事業，礁溪溫泉區快速發展，到宜蘭旅遊人口遽增，溫泉區之旅館、飯店如雨後春筍般林立，建築業者亦在溫泉區興建數千戶的套房、別墅大樓；礦泉水公司亦因此區地下水量多質優而大肆開採，在溫泉區下游更利用溫泉栽種蔬菜及溫水養殖且頗具成效；由於溫泉用量大增，但此珍貴自然資源卻出現前所未有的警訊—溫泉溝的水量驟減、地下水位下降、多處湧泉乾涸、水溫變冷，某些地區十年來水溫下降約10°C，因此當地居民紛紛加深水井或安裝熱水器來因應，如

此毫無節制的開發，長久以往礁溪溫泉將會有枯竭的一天。所以應加強對溫泉特性的了解，以水平衡的理念來經營熱水資源，才能確保溫泉資源的永續利用。

本文希望透過實地調查，了解礁溪溫泉形成過程、分布、水量、水質、用水量、水溫下降地區及原因等，希望能建立一套完整資料，並釐清水循環、水資源利用概念，將作為日後合理規劃熱水資源之依據，及提供環境資源保育之參考。

本文主要的研究目的有四：

- 1.確定溫泉的分布範圍及可能形成原因。
- 2.調查溫泉的蘊藏量、用水量及安全出水量。
- 3.明瞭溫泉的物理、化學特性及其季節變化。
- 4.了解水溫下降的地區、原因及與淺層地下水的關係。

(二) 研究範圍與文獻回顧

近年來國內外對地下水資源開發造成環境問題方面的研究成果十分豐碩，但國內有關溫泉方面的研究文獻卻非常有限，尤其是小區域的研究文獻幾乎完全闕如；在多溫泉的日本，對溫泉的分布、成因、開發利用等均有詳細的調查研究(早川正巳，1970；湯原浩三，1979；中村久由，1979)。台灣溫泉、地熱方面的研究以地質界為多，且多以地質的觀點來研究，如台灣75%溫泉所在的變質岩區，地熱產狀之地質控制因素被歸納為岩性及地質構造為主(張寶堂、李春生，1984)。陳肇夏(1975，1989)在台灣溫泉的成因與地熱探勘文中，就全省已有之溫泉資料與歷年地熱探勘結果，對非火山區熱水之成因與大規模熱水田存在之可能性探討，亦對台灣地熱潛能與開發利用之可行性分析(陳肇夏，1975)。亦有從地球化學理論來研究溫泉與深部熱水之地化關係(張君立，1984)。在宜蘭地區相關之研究是以地熱為主，且多偏重地熱井工程鑽探(林錦仁，1976，1977)，或地質結構、地熱產狀調查(曾長生，1978)，或重力探勘(鄭文哲、劉金城，1977)，或土場地區熱水的化學性質研究(程楓萍，1975)，工研院能資所(1989)亦調查土場地區地熱，認為可作多目標开发利用。亦有學者從微震分析來了解台灣溫泉生成原因(蔡義本、劉穗玲，1977)，或在溫泉區電探了解台灣地區之地質結構(劉永鳳，1979)。雖然廣義地熱是包括溫泉，但以溫泉為主題的區域研究十分有限，地理學界有劉鴻喜(1975)，將台灣地區主要溫泉資源的分布、溫泉的分類、物理化學性質分析等作概括性的研究；楊萬全(1986)以南投縣東埔溫泉個案研究，調查其出水量、用水量、溫水的物理性質及探討溫泉的形成過程。本研究區的範圍是礁溪鄉目前已開發利用溫泉區為主，面積約一平方公里，溫泉區及其上游集水區面積約三平方公里，溫泉區下游即北迴鐵路以東地區，利用溫泉養殖區與溫泉蔬菜專業區，亦為研究調查範圍。

(三) 研究步驟與方法

1. 基本資料蒐集：研究區內之水文、地形、溫泉旅館數目、使用人口、利用溫泉栽種蔬菜、養殖等概況。
2. 溫泉範圍界定：利用比例尺二萬五千分之一地形圖及五千分之一相片基本圖配合實地調查，繪出溫泉的分布及其相關之地面水系、集水區及沖積扇地形等位置。
3. 蘊藏量與安全出水量之推估：根據現有地質及地下 C¹⁴ 、 H³ 等同位素的調查文獻，初步了解此區溫泉的成因，應為循環水理論；以溫泉區地下水補注範圍內入滲量做為溫泉開發量的上限，水平衡理論基本式(即 P-ET=RO)來推算安全出水量，及以未固結地層中有效孔隙率來推算溫泉蘊藏量。
4. 溫泉水質化驗：分別於豐水期、枯水期採水化驗，委託國立宜蘭技術學院環工系，化驗其主要化學成分，以了解水質變化情形及水溫與化學成分的關係。
5. 水溫調查：選擇溫泉之湧泉區自流井及一般民井，定期或乾、雨期調查水溫，並繪出等溫，以了解水溫分布、季節性的變化和水溫下降的地區，配合水質化驗或可了解水溫下降的原因。
6. 用水量調查：以抽樣調查方式，調查溫泉區內旅館、公共浴池、泳池、農業、養殖及一般家庭等的抽水量與溫泉湧泉量的推估。

二、研究區環境概要

(一) 氣候與水文

1. 氣候概況

本區位於台灣東北部，屬副熱帶季風氣候區華南型（王益堯，1981），在柯本（Koppen）氣候分類上為 Cfa 類型（陳國彥，1986），全區受季風風向及地形影響，終年有雨，雨日超過 200 天，梅雨之前的四月或若無颱風的七月是年中短暫的乾季，年平均降水量平原地區多在 2500 ~ 3000mm 之間，迎風面與背風面雨量相差一倍以上，區域差異甚大，年中雨量最多的月份是九月至十二月，就流域降水量而言，以蘇澳溪流域最多，年平均降水量為 3974.6 公釐，以此流域向南北遞減，至背東北風的和平溪流域降水量已不足 3000 公釐，至得子口溪流域年平均降水量僅有 2630.5 公釐。

平原地區年平均氣溫為 22°C，一月平均氣溫 15 ~ 16°C，七月平均氣溫則在 27 ~ 28°C 之間，七百公尺之丘陵地區年平均氣溫 18°C，一月平均氣溫在 12°C 以下，七月在 24 ~ 25°C 之間，2000 公尺以上的高山，年平均氣溫在 12°C 以下，一月則在 6°C 以下，最熱的七月平均氣溫亦在 18°C 以下。

由於終年多雨，宜蘭地區之相對濕度之高亦是全省之冠，各月平均相對濕度皆在 83% 以上，年平均為 86%，高山地區如太平山更高達 93%。同樣的本區雲量多、日照少，平地平均雲量高達十分之八以上，山區則更高，全年平均日照率為 33%，（僅次於基隆），最低之十一月平均日照率竟不到 20%（張智欽，1993）。

2. 蒸發散量之推估

水平衡計算的基本式是：

$$\text{降水量}(P) = \text{蒸發散量}(ET) + \text{逕流量}(RO)$$

式中的蒸發散量是實際的蒸發散量(ET_r)，但此數據觀測不易，所以通常採用皿蒸發量乘以一定係數，或利用可能蒸發散量或合理蒸發散量，乘以一定係數計算。台灣地區的林口台地和花蓮以北，實際蒸發散量約為皿蒸發量的 0.6 倍，可能蒸發散量的 0.7 倍（楊萬全，1989）。但在植被良好地區，如山區則因蒸散(transpiration)作用較盛，所以用皿蒸發量來換算並不適宜。故本文以可能蒸發散量來換算，可能蒸發散量的數據，以月平均氣溫資料採用桑士偉(C.W.Thornthwaite)法計算。

由於礁溪地區降水及氣溫資料期間太短不足採信，乃改用中央氣象局宜蘭站六十年以上的氣候資料作為氣候水平衡分析，宜蘭站與研究區相距僅八公里，以近三年兩地降水比較，兩者相關頗高($r = 0.98$, $n = 35$, $\alpha < 0.01$)（表 1），所以用宜蘭站的氣候資料取代礁溪資料應屬合理。

表 1. 宜蘭、礁溪降水量比較表

月份 年		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
宜 蘭	1996	78.4	89.3	103.9	293.2	272.1	13.1	383.8	94.5	287.3	630.8	667.5	49.7	2963.6
	1997	93.5	206.5	99.7	36	118.7	287	52	367.7	276.9	206.9	18.4	73	1836.3
	1998	86.8	263.8	160.7	101.9	235.3	180.5	61.1	249.4	542.6	1860	754	449.2	4945.3
礁 溪	1996	85	88.5	131	254	320.5	15.5	442.5	219.5	426	563.5	601.5	15.5	3163
	1997	80	161	95.5	40	190	386	95	485	352.5	206.5	25	76.5	2193
	1998	71	290	190	139	262	246.5	95.5	223	613.5	1735	633	304.5	4803

用量單位：mm

資料來源：中央氣象局宜蘭站

宜蘭地區之蒸發散量計算結果，可能蒸發散量（ET_p）等於合理蒸發散量（ET_a），所以本研究採用可能蒸發散量乘以0.7之值。宜蘭平原年平均可能蒸發散量，大致上以沿海地區最高超過1080公釐，向西向南遞減，蘭陽溪上游低於1000公釐。本研究區得子口溪流域為1068.8公釐，蘭陽溪流域為992.0公釐，新城溪流域為1156.7公釐。

3. 遷流量

遷流量的多少，可由河川流量的直接觀測，也可由水平衡式計算，其水平衡式可簡化為：

$$\text{遷流量} = \text{降水量} - \text{蒸發散量}$$

得子口溪流域年平均降水量為2360.5公釐，年平均可能蒸發散量為1062.8公釐，年平均實際蒸發散量約為748.2公釐，集水面積含支流（金面溪及福德溪）合計為112.19平方公里，所以遷流量為：

$$\begin{aligned} (1) \text{ 年平均遷流水深 } & 2630.5\text{mm} - 748.2\text{mm} = 1882.3\text{mm} \\ (2) \text{ 平均遷流量} & = 1882.3\text{mm} \times 10^{-3} \times 112.19\text{km}^2 \times 10^6 \\ & = 211.18 \times 10^6 \text{m}^3/\text{年} \\ & = 578.56 \times 10^3 \text{m}^3/\text{日} \\ & = 6.696 \text{m}^3/\text{秒(CMS)} = 5157 \text{CMD}/\text{km}^2 \end{aligned}$$

4. 氣候水平衡

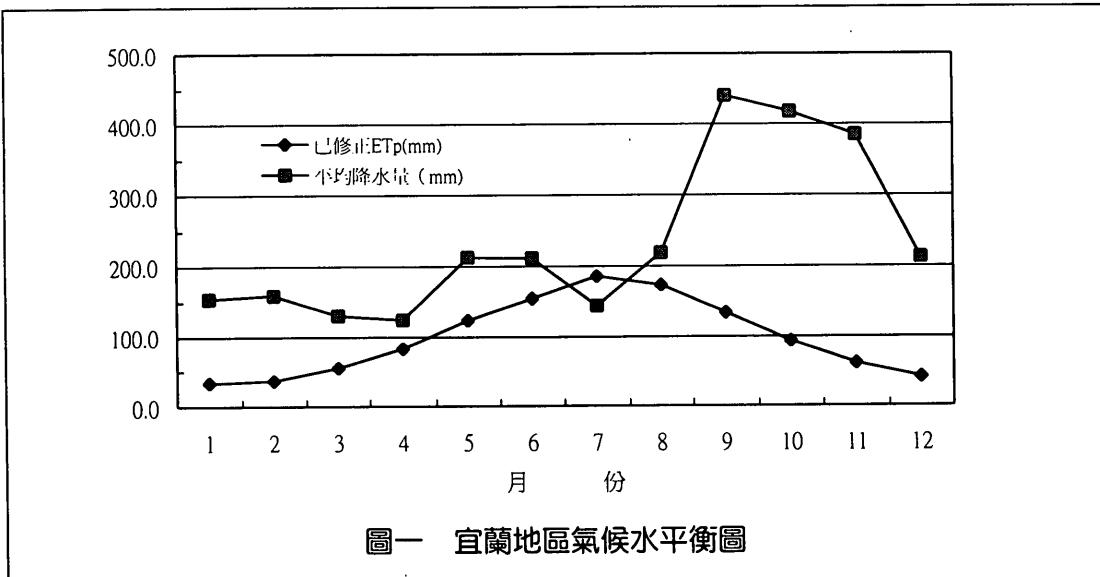
降水、蒸發、遷流是了解水文量的三要素，而水平衡（water balance）的基本式即為降水量（P）=蒸發散量（ET）+遷流量（RO）。本文以Thornthwaite法（楊萬全，1993）來推估蒸發散量或計算水平衡，即以月均溫推算之可能蒸發散量（potential evapotranspiration），要再乘以緯度修正係數，才是月可能蒸發散量（ET_p）。而修正以後的月可能蒸發量與月平均降水量的關係，以有效土壤水分100mm來調節，以求得實際（合理）蒸發散量（actual ET，ET_a）。若月平均可能蒸發散量大於月平均降水量，而土壤水分已因蒸發為零而不能再調節時，ET_a最多等於月平均降水量（表2）。

將降水量與可能蒸發散比較，宜蘭地區只有七月一個月的降水量小於蒸發散量，需要消耗土壤的水分，而八月土壤水補注，全年除了七月外皆有過剩之水量，全年總和為1575mm。根據楊萬全（1988b）台灣地區氣候水平衡分類屬於第一類型，即ET_a=ET_p<P，各月平均降水量（P）或小於月平均可能蒸發散量（ET_p），但因土壤中貯存的水分可充分供應調節之月，所以ET_p=ET_a（月平均合理蒸發散量），而宜蘭平原地區是屬於第一類型中的第二亞型；即全年有三個月以內P<ET_p，此時期必須耗用土壤水，但有充分之土壤水可供調節，所以ET_a=ET_p，為盛夏耗用土壤水型。

表 2. 宜蘭地區氣候水平衡 (1936-1998)

	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	年
平均氣溫 (°C)	15.8	16.6	18.4	21.3	24.1	26.4	28.1	27.8	26.1	22.9	20.1	17.3	22.1
月熱能指數 (i)	5.7	6.2	7.2	9.0	10.8	12.4	13.6	13.4	12.2	10.0	8.2	6.5	115.3
已修正ETp(mm)	33.4	36.3	54.7	82.0	122.2	153.1	184.5	171.8	133.0	92.3	60.7	41.3	1165.3
平均降水量 (mm)	153.0	157.6	129.0	123.2	211.3	210.3	142.6	217.7	440.4	417.5	384.5	211.3	2798.4
增減 (mm)	119.6	121.3	74.3	41.2	89.1	57.2	-41.9	45.9	307.4	325.2	323.8	170.0	1633.1
土壤水分變化(mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-41.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
土壤有效水分(mm)	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	58.1	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	
Actual ET(mm)	33.4	36.3	54.7	82.0	122.2	153.1	184.5	171.8	133.0	92.3	60.7	41.3	1165.3
水平衡	不足	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	過剩	119.6	121.3	74.3	41.2	89.1	57.2	0	4	307.4	325.2	323.8	170.0

以土壤最大蓄水量 100mm 計算



圖一 宜蘭地區氣候水平衡圖

從上述資料分析，宜蘭地區的氣候因素有利於增加水資源條件：(一)溫度低、日照少、濕度大、風速小等使得蒸發散量相對變小。(二)雨日超過 200 天，可說終年有雨，沒有明顯的乾季，雖然七月蒸發散量大於降水量，必須耗用土壤水分，但八月常有颱風帶來大量的降水，立即可以補充。(三)從氣候水平衡來看，每年過剩水量高達 1633.1 公噸，若以剩水月份每日最大入滲量以 5 公噸估計，全年將有 1116.7 公噸水量可作為地下水源之補注。

(二)地形與地質

1. 地形

宜蘭平原西側、南側有許多沖積扇，沖積扇地形是決定平原地區地下水文最重要因素。當河流由上游搬運礫石、土砂至下游時，在谷口因河床坡度減緩，流幅增寬，深度變淺，磨擦力增加，流速減弱，而形成半圓錐體的堆積，即為沖積扇 (Alluvial fan)。蘭陽地區，地形起伏大，岩層脆弱易侵蝕，降雨豐沛，縱谷及山麓沖積扇十分發達，在平原地區就有 17 個 (張瑞津等，1995)，多分布於平原西側雪山山脈山麓，由福德溪、林美溪、小礁溪、大礁溪及大湖溪等切割斷層崖之小溪谷，於此斷層崖下連成合流沖積扇 (confluent fan) (林朝棨，1957)。礁溪溫泉區北緣有十一股溪，南側有得子口溪，中間為湯圍溪及其支流所穿越，除得子口溪外河流十分短促，沖積扇上游的長度未超過 2 公里，其坡降在 20 % 至 27 % 之間。礁溪溫泉區分布在十一股溪沖積扇大部分、湯圍溪沖積扇的全部及得子口溪沖積扇的北半部，前兩者扇頂在跑馬古道與湯圍溪交會處下方，標高在 80 至 90 公尺之間，扇端在北迴鐵路沿線東側，標高約 5 公尺，幾乎終年有湧泉沖積扇平均坡度在 3.7 % 至 6.3 % 之間，三沖積扇在溫泉區的面積共約 3 平方公里 (圖二)。

2. 地層

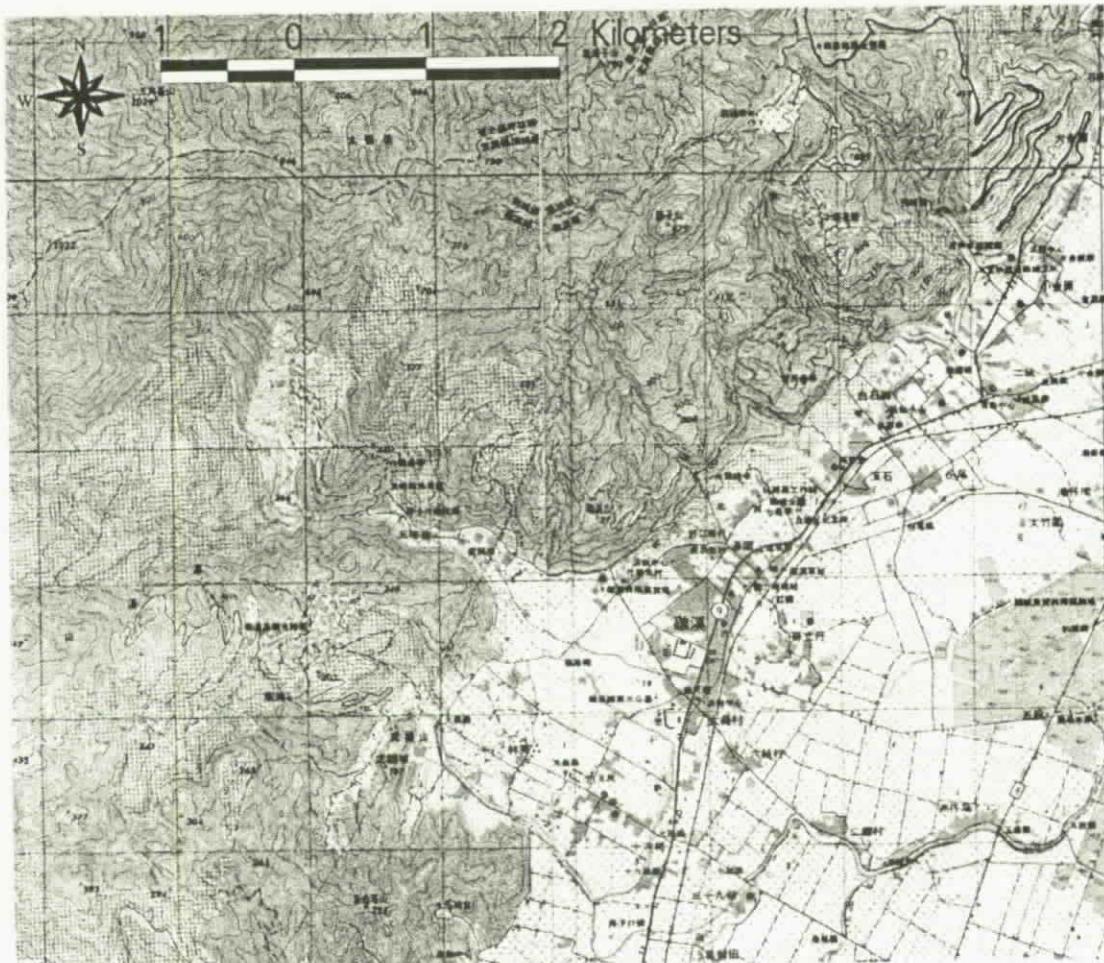
根據中央地質調查所 (詹新甫，1976；何春蓀，1986) 及中興工程顧問公司之調查，宜蘭地區地層之分布由老而新包括：始新世至漸新世之西村層，漸新世之四稜砂岩、乾溝層、粗窟砂岩及大桶山層，中新世之廬山層及更新世至現代之階地堆積層與沖積層，各岩層的分布如圖三。

3. 地層構造

宜蘭地區褶皺軸線與斷層走向相同，大致呈東北東轉東北向，較重要的褶皺構造由北至南依序有倒吊子向斜、四堵背斜、萱原向斜、西村背斜、寒溪背斜及烏帽向斜。

以上地層構造與地下水有密切關係，地面地質影響滲透量，地下地質、斷層、向斜、背斜、傾斜方向等均影響地下水水流，覆蓋層之分布，影響飽和含水層或飽和帶的分布，均能影響地下水出水量的多寡，斷層線之兩側，出水量有極大的差異，背斜附近地下水量較少，向斜軸附近可能有自噴井 (楊萬全，1993)，均顯示地質條件深刻影響地下水狀況。沖積扇的上游靠山地區也就是上述主要斷層分布界線，斷層線以西或以南之山區地下水域，與平原地區之地下水域並未相連，所以在估算平原地區地下水量時，山區之地下水量往往可忽略不計。

根據江新春之震測結果 (圖三) 可知宜蘭平原之地層層序如下：



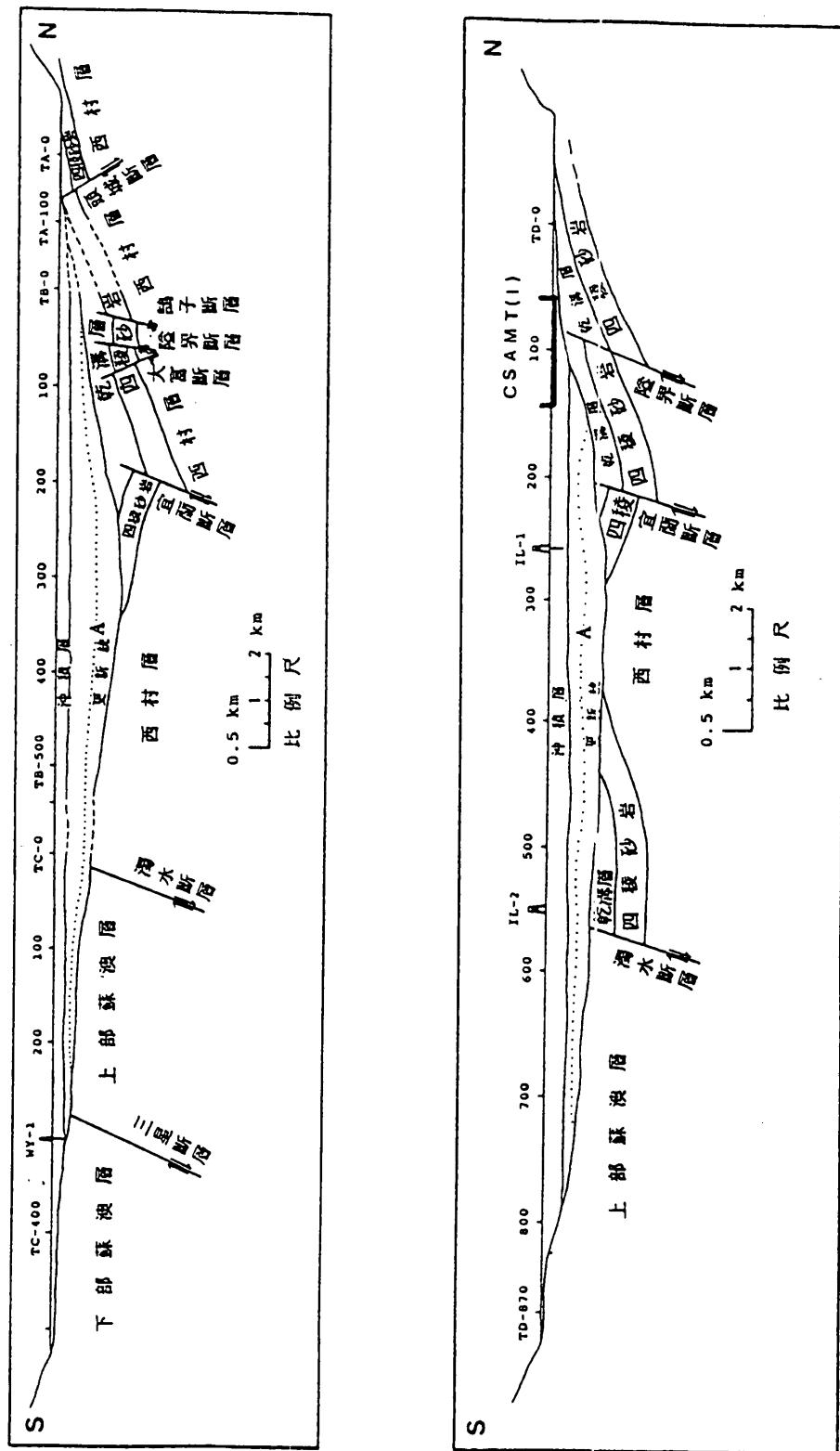
圖二 礁溪地區水系地形圖

(1) 現世沖積層

本層幾乎全部分佈於宜蘭平原，其組成主要是礫石、粗砂及黏土，以不整合關係覆蓋於更新層之上；其厚度約在100~400公尺之間，以平原中心及海域附近最厚，向平原邊緣減薄(江新春1976)。一般而言平原的地質均為未固結現代沖積層，堆積物顆粒分布，靠河川上游處，由黑色細砂岩及黏板岩之圓扁形礫石組成，地面地質在5公尺等高線或北迴鐵路以西，沖積扇相連不斷，多為礫石、粗砂，透水性良好，北迴線鐵路以東為三角洲沖積平原，多由中砂、細砂及砂質黏土組成，質地細密，透水性較差（水資會，1978）。

(2) 更新世地層

本層以灰色、淡棕灰色黏土為主，間夾砂礫層；上為沖積層所覆蓋，下則覆蓋於基盤地層之上，各層間均以不整合關係相接觸。不整合面下界自平



圖三 蘭陽地區地層地質剖面圖（摘自江新春，1976）

原邊緣向中心凹下，形成一盆狀低窪地形面。本層由於上下凹兩不整合面之影響，乃形成一半透鏡狀，而以龜山島西側顯示最厚，約為1600公尺，並以此為中心，分向龜山島及宜蘭平原邊緣減薄(江新春，1976)。

(3) 基盤地層

本基盤呈一不規則之盆狀低窪凹形面，以龜山島西側附近之海域顯示最凹下，向平原各邊緣上升，最後露出地面。基盤地層以平原中心之西村層最老，向北漸次變新為四稜砂岩、萱原粘板岩及乾溝層，向南則依次變為下蘇澳層及上蘇澳層。基盤地層之構造較上層之更新統為複雜，非但皺褶劇烈及地層傾斜急陡(20° - 60° 之間)，且斷層繁生，由北而南有頭城、鵠子、隘界、宜蘭、濁水及三星等六條斷層(江新春，1976)。

三、溫泉分布與特性

(一)調查方法

溫泉、地熱探勘的目的，主要在於尋找足夠高的溫度和滲透性的地熱系統的分布及蘊藏概況，以便開發利用這種珍貴的地熱流體(水和蒸氣)，在開始正式探勘之前，對調查區已有的一些地形、氣候、水文地質、地球化學及地球物理資源應加以蒐集整理，並儘可能做出較正確的評價，如此可以減少探勘的工作量及提高其正確性。水文地質的調查著重在區域地質構造，特別是與現代火山活動有關構造斷裂，在過去的地熱資料中，不論其地熱成因為何種類型，多數為斷層所控制，斷層系統常成為地熱流體的通道，換言之，地熱溫泉出露的構造條件是晚近活動較強的構造體系的復合部位，主斷層和次斷層的交會處，張力與擠壓斷裂及節理，都是地熱流體的賦存場所和良好通道。

1. 地球化學方法

近年來地球化學方法在地熱勘查，多被用來區分地熱系統的類型，推定地下儲熱體的溫度以及按照熱液蝕變的礦物預測熱儲的歷史及演變等。

美國學者 White D.E. (1969) 歸納了世界各地有經濟價值的地熱類型，其依據氯化物含量的多寡，將高溫地熱系統分為熱水系統及蒸氣系統。降水入滲到地下在其深部循環時，由於不同的溫度壓力下，與周圍的岩石相互作用，溶解了各類物質而成了特殊的化學成份，那些受溫度控制並與其存在相關的元素、成份，便成為熱水的溫度指示計，其指示計及代表意義如表3(沈照理，1985)：

表 3. 热水系統溫度的指示計

指 示 計	意 義
SiO ₂	最好的指示計，假定在高溫條件下，石英在水分與岩石間達到平衡，並在冷卻後未經稀釋和沈澱。
Na/K	比例介於 20/1~8/1 之間，一般為重要地熱田，但也有些已知地熱系統，不在此變化範圍內。
Mg/Mg/Ca	低值表示高溫。
被稀釋的氯含量	如熱水被冷水所稀釋而降溫，根據氯含量高的水的混入量，可以推算地下水的溫度。
Na/Ca	比值高可能說明高溫，但 Ca 高的水例外。
Cl/HCO ₃ +CO ₃	比值高表示地下溫度高
Cl/F	比值高可能表示溫度高，但 Ca 含量(受 pH 值及 CO ₃ ²⁻ 含量控制)妨礙其用於定量解釋。
H ₂ /其他氣體	高比值定性的表示高溫
矽體沈澱	說明地下高溫(目前或曾經有過)>180°C 的可靠指示計
石灰華	說明地下低溫的有力指示計，除非是和灰岩接觸的重碳酸水變冷。

2. 地球物理探勘法

一般應用於地熱、溫泉探勘之地球物理探勘方法有磁力、重力、電探、震測與熱流等幾種。常用之電探法又包括自然電位、誘導極化比電阻及(磁)地電流等。

每一種地球物理探勘方法都有其優、缺點。通常重力、磁力用於探勘深部地質構造，震測用於探測地下岩性之變化，熱流用於探勘地溫異常區，電探則用於探測地下岩層之電性異常區。

熱流方法用於探勘溫泉之分布有效而直接，但此方法須鑽鑿地溫觀測井，費用昂貴，因此一般之地熱地球探勘，除非經費寬裕或有其實施熱流探勘之迫切性，通常先以其他方法作先期之初勘，以推估溫泉可能賦存之範圍與概貌，再以鑽探來證實或作進一步之評估。

比電阻法基本原理：

$$\boxed{\text{地層破碎帶}} + \boxed{\text{溫泉賦存}} ==> \boxed{\text{低地電阻}}$$

岩石電性為岩石所具有基本物理性質之一，不同之岩層其導電性亦會有所差異。影響岩層導電性差異的原因相當複雜，包括組成岩石之礦物成份、孔隙率、含水率及其他因素。

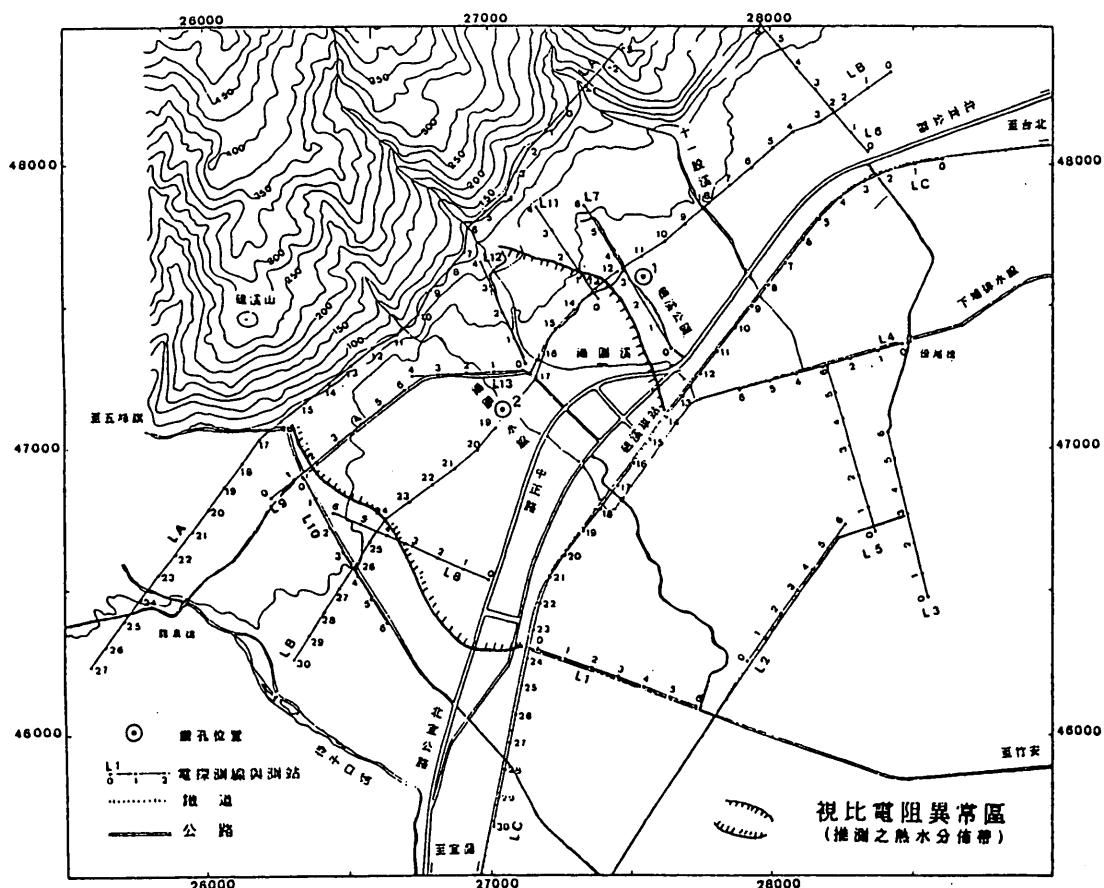
一般沈積岩層之比電阻約在數十至數百 ohm-m 之間，於地熱溫泉區，當高孔隙率之岩層或岩層內之裂隙與破碎帶賦存高溫之熱水時，因熱水與溶解離子之影

響，將造成與背景地層不同之低地電阻異常，此異常帶之範圍與深度，可由野外地電阻電探法獲得其概貌，以供進一步選定鑽探井位之參考。

工研院能資所在礁溪溫泉區的電阻探勘採用 Schlumberger 垂直探勘法(Vertical Electrical Sounding, 簡稱VES)(其測線分布如圖四)。兩個電流極在外側，兩個電位在內側，外側之電流流直流電或低頻(低於20Hz)之電流到大地，訊號則經由內側之電位加以接收。一般用電流極之半展距表示探勘之深度，電流半展距愈大，所獲得之地電阻資料亦愈深，但是訊號之接收則更困難，野外探勘費用亦趨高昂。

探勘結果顯示礁溪地區地層之視比電阻分佈，於沖積層地區約20至100ohm-m，於山麓四稜砂岩地區則顯示數百至數千ohm-m。經電腦比對分析後，沖積層地區之地層比電阻約20-200ohm-m，四稜砂岩地區仍顯示數百到數千 ohm-m(能資所，1993)。

由於四稜砂岩地層之高比電阻推測四稜砂岩層相當緻密，本身不具透水與儲



圖四 電探測線位置分布圖（工研院能資所，1993）

水功能；但四稜砂岩質地堅硬較不具可塑性，歷經地殼變動之擠壓後，部份地層因而產生次生裂隙(Secondary fracture)，若有適當之地質條件配合，此次生裂隙就成為熱水上升之通道，如果裂隙連通很廣的話，裂隙本身也可能形成熱水之儲集層。

由探勘之地層視比電阻分布顯示，低視比電阻異常區分布範圍在不同深度下略有不同，暗示沖積層之組成非但因地而異，且隨深度改變而不同，非一成不變之均質結構（圖五）。

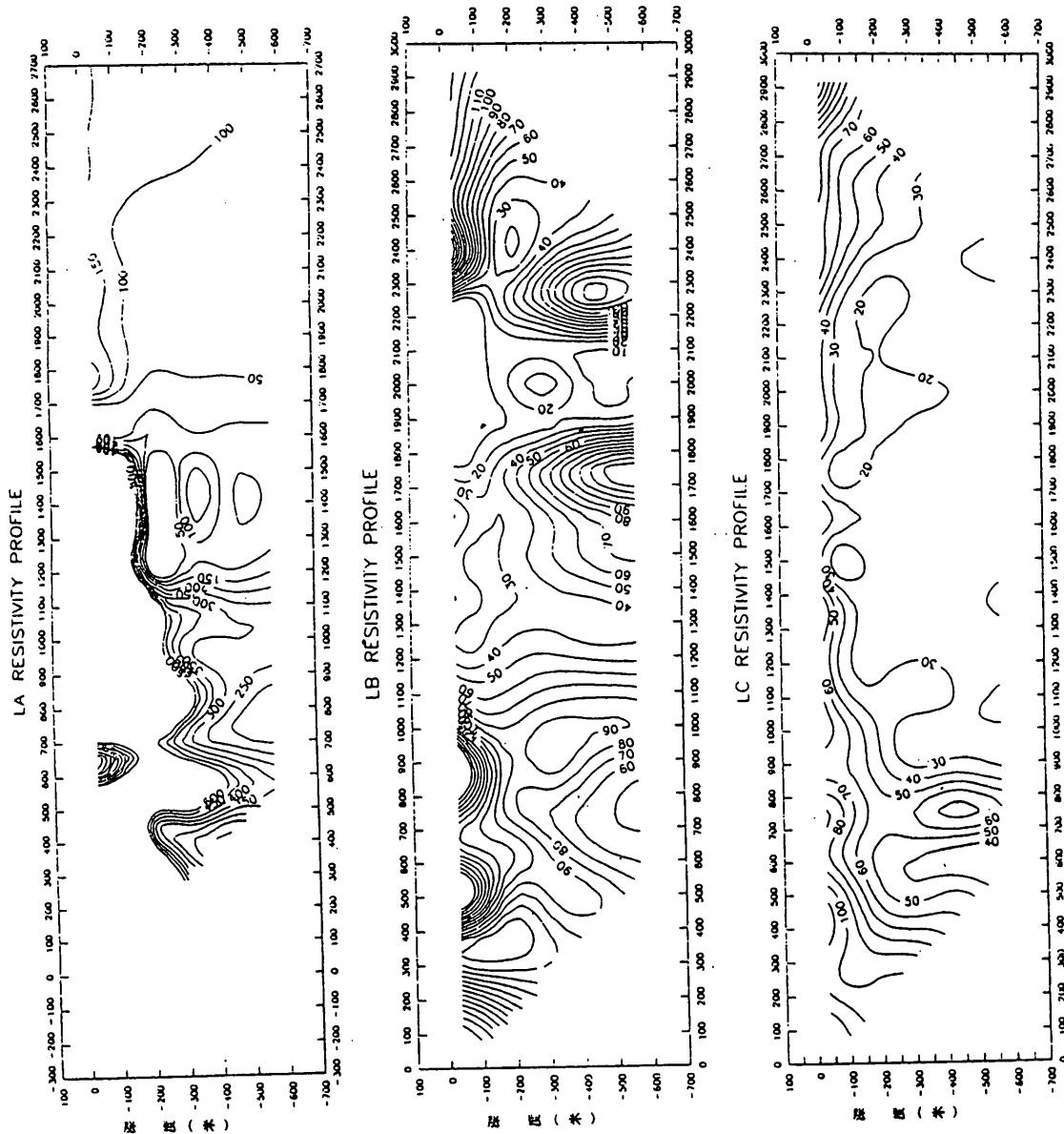
低視比電阻異常區之分布範圍，一般與熱水之賦存範圍有很密切的關聯，但是不會完全吻合一致，因為影響地層比電阻的因素很多，其他如：沈積物種類、孔隙率、水中溶解礦物質量、水中含鹽量…等因素亦會影響地層之比電阻值。

由探勘結果推測，若以 $40\text{ohm}\cdot\text{m}$ 為低視比電阻分布範圍為熱水賦存之界線，則礁溪地區之溫泉分佈約略呈東北-西南走向，與本區西北側之四稜砂岩地層走向大略一致，範圍北起公園路南側，南迄大忠路北側；西起四稜砂岩地層山麓，東至鐵道西側，面積概約一平方公里($1200\text{公尺} \times 800\text{公尺}$)（能資所，1993）。東邊有向鐵道東側續移之跡象，但鐵道東側地表上有魚池、水田及其灌流系統，地下水位與地面水接近，加上離海岸較近，養殖魚塭或其放流水入滲或古鴻湖（張智欽，1995）等因素會影響地層比電阻的判釋，故雖呈現低比電阻異常，縱有熱水賦存，推測其溫度亦不高。

(二) 溫泉分布與特性

1. 溫泉分布範圍

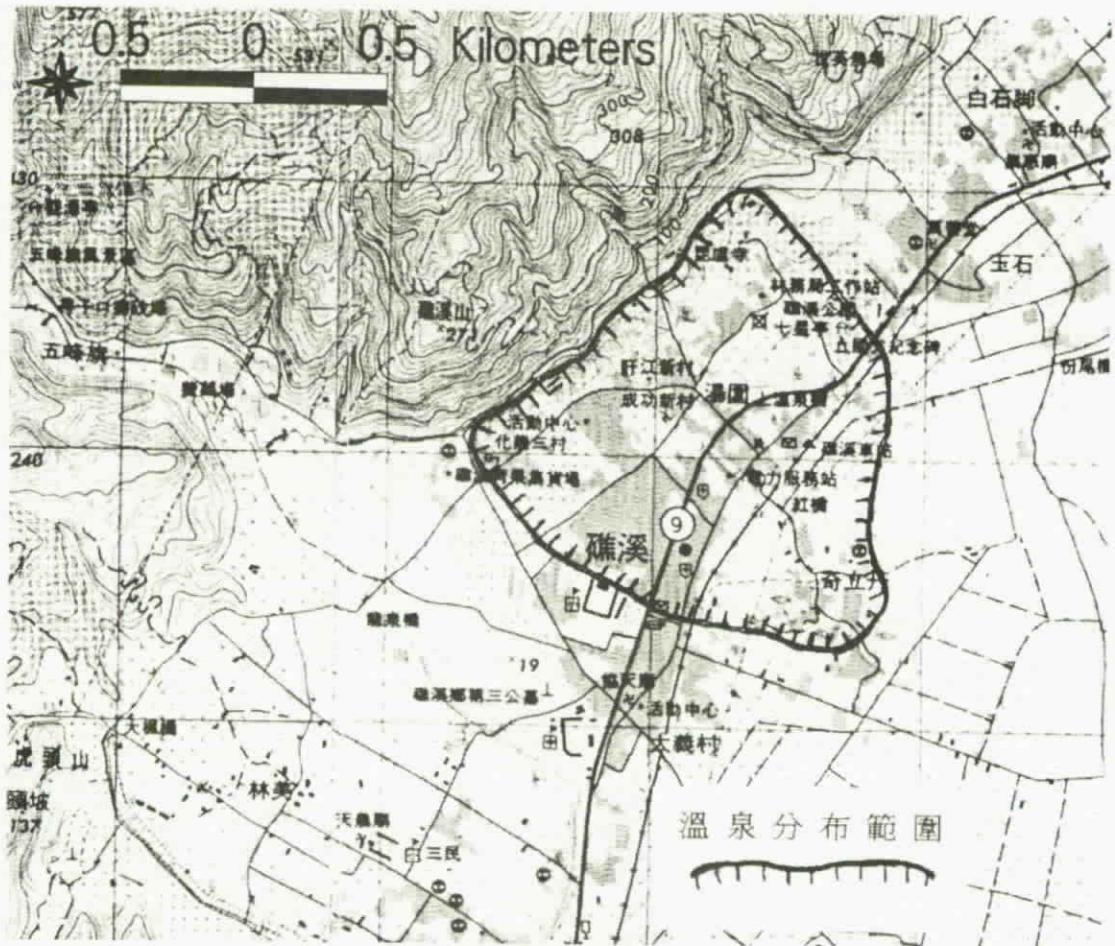
根據前項探勘的結果，大致上可以知道溫泉的分布範圍，大約有一平方公里，若以測量水溫並配合比例尺五千分之一的相片基本圖作實地調查，其範圍要比電阻探測的範圍大些，事實上溫泉區的範圍界定有些困難，因為水溫要多熱（溫）才能稱為溫泉？並無絕對的界定，在實地調查時，可以發現已開發利用（鑿井抽水，或利用溫泉）者，其溫度多在 40°C 以上，若以一般家庭抽溫泉水利用的範圍，北起礁溪公園路以北約300公尺，南從化龍三村沿大忠路往東南方向，經礁溪國小左側至育英路，東界大致沿鐵路以東（礁溪公園至鄉公所段長約1000公尺）約300公尺以內，但湯圍溪支流附近，鐵路以東500公尺水溫仍超過 45°C ，西邊大致以等高線30公尺為界，整個溫泉區位於平原地區，上述之面積約1.5平方公里（圖六），是目前居民以淺井($20\sim30\text{公尺}$)即可抽到溫泉的範圍。若以超過當地之平均地下水溫(22.5°C)作為地熱徵兆，則溫泉區分布範圍的面積約



圖五 主要測線等視比電阻圖（工研院能資所，1993）
為 3 平方公里。

2. 水溫特性

本區地下水溫平均22.5°C，而目前已開發利用的溫泉水溫約為43°C至59°C，水井深度不是影響溫度的主要因素，溫泉水溫分布以湯圍溪支流(溫泉溝)為中心，向南北遞減，水溫的分布如圖七，在中心地區250公尺深的井，其湧泉與30公尺深之湧泉水溫並無差異，溫泉區南北兩側受十一股溪及得子口溪沖積扇良好入滲率的影響，出水量較大，但水溫較低。



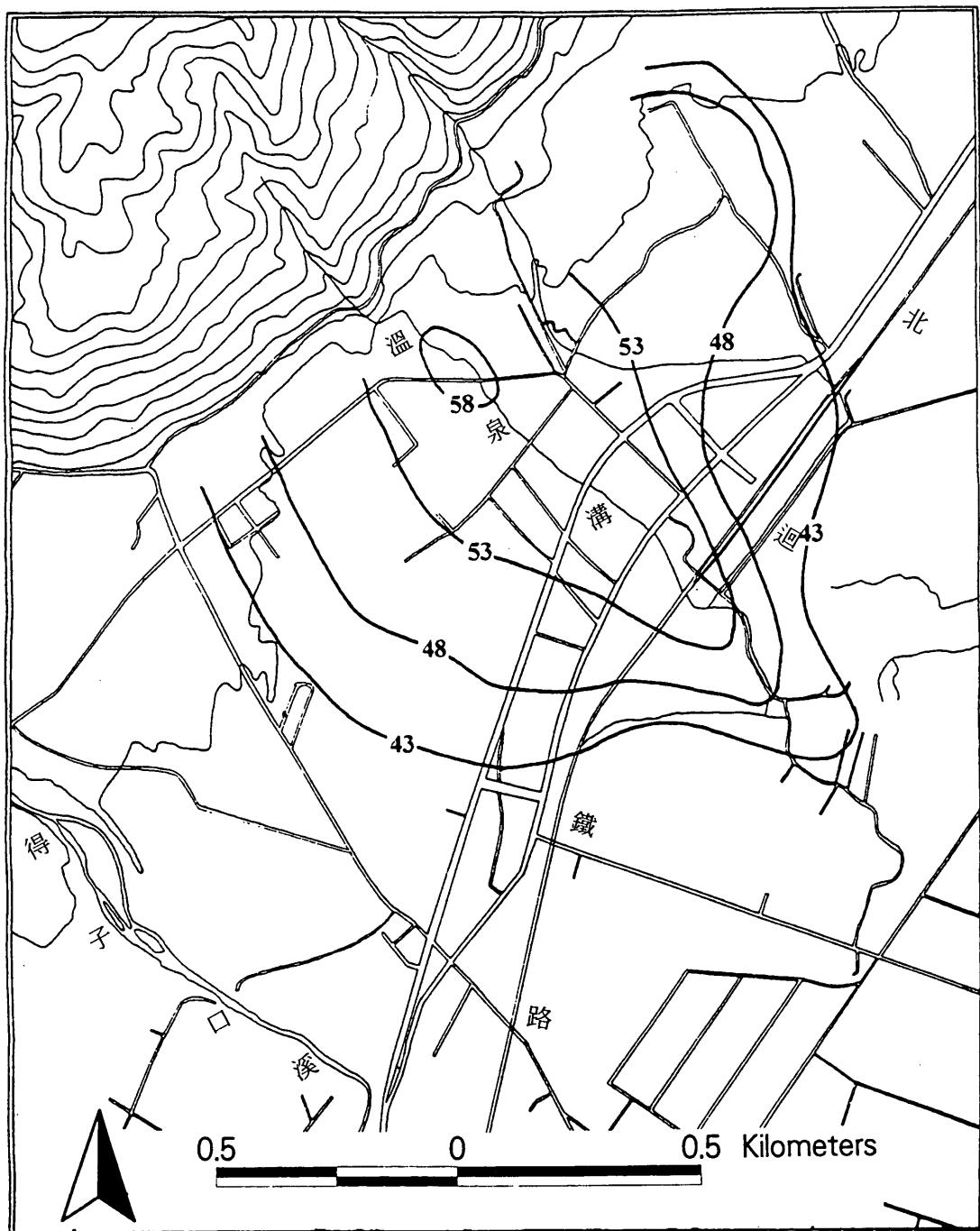
圖六 礁溪溫泉分布圖

溫泉溝(湯圍排水線)，等高線5~25公尺間河床上早年有豐富的自然湧泉，其水溫因受地面水影響，今多未超過50°C，早年多在55°C以上，溫泉溝沿線，井深超過40公尺者，可終年自噴，水溫穩定(約58.3°C)，完全不受季節、豐枯水期及附近抽水的影響。目前除溫泉溝自福崇寺至公共浴池這一段終年湧泉，出水量大約在6.3至19m³/h之間；其他自噴井只有在豐水期，或超過150公釐以上降水3~5日後，方見自然湧泉，但在1999年7.29及9.21大停電期間，幾乎全面停止抽水時，大範圍地區水井都能自噴。在溫泉區中心地點一般抽水井水溫在豐枯水期變化極小，而南北兩側則有2~3°C之變化。

3. 水質概況

礁溪溫泉平均溫度為52°C，為中溫溫泉，水質近中性，pH值在7.2~7.9之間之碳酸氫鈉泉(Na^+ , HCO_3^-)，鈣、鎂較少，這類溫泉多在變質岩區，少數位於沉積岩。電導度在1300~2000微姆歐/公分之間，可能是水溫較高溶解較多

單位：℃



圖七 礁溪溫泉等溫線分布圖

礦物質，氯鹽及電導度比一般地下水高，水質清澈透明，無臭無味，品質極佳之溫泉，全區水質區域差異不大，且豐枯期水質變化亦小。一般而言，溫泉區水質尚稱良好，電導度及少數重金屬含量雖超過公告之灌溉水質標準，農民卻偏好引溫泉水種植蔬菜，是否會造成土壤污染，有待做進一步的研究（表4）。

若干化學成分之濃度與熱水溫度有關，有些化學元素可作為地溫指標，如 SiO_2 地溫指標、 Na-K-Ca 地溫指標及混合模式（Mixing models）等，可推算出地溫之高限及低限，礁溪溫泉以混合模式推算出原始溫度在 165°C 至 130°C 之間（程楓萍，1975）。

四、水平衡的探討

(一) 溫泉蘊藏量之估算

溫泉資源是地下水資源又似礦產資源，其蘊藏量不同於其他礦產，因為地下水開發後還可以隨時降水或河流入滲補充，只要合理的開發就無枯竭之虞。礁溪溫泉的確實成因雖然不十分清楚，根據地質資料、鑽探及電阻探測等資料分析，應是地面水入滲成地下水沿著斷層或裂隙深入熱源區，加熱後形成龐大的地下熱水庫，壓力變大沿著裂隙或適合的通道湧至淺層或地表。而這個巨大的熱水庫的容量即所謂的溫泉的蘊藏量。地下水的蘊藏量可分為：1. 孔隙蘊藏量(interstitial storage) 2. 補注蘊藏量(recharge storage) 3. 滲透蘊藏量(seepage and leakage storage) 4. 脫水滲漏蘊藏量(squeeze and leakage storage)，這四種蘊藏量中能較明確推估其量，且有助於地下水資源經營管理者為前兩項，孔隙蘊藏量即為地下水庫容量，指飽和含水層中貯留的地下水，以含水層的總體積乘以平均有效孔隙率即可求出。補注蘊藏量為地下水天然補注量，也可視為一個地下水域中由補注區至流出區的地下水流動量，可由地下水通過的斷面積(A)與地下流速(V)的乘積($Q=VA$)，即戴西定律(Darcy's law)計算出補注蘊藏量(楊萬全，1993)。但此區並無溫泉水位監測井，一般民用井不易測得正確的靜水位，且此區水井密度甚高，抽水試驗所求出之 K 值，可能會因相互干擾而產生誤差，所以用流域內氣候水平衡剩餘水量作為地下水補注量。溫泉區範圍之地下水蘊藏量之估算是一面積 1km^2 未固結地層(300公尺)的飽和含水層的厚度約295公尺以上，其平均有效孔隙率根據鑽探地質資料分析是粗砂、礫石應在 20 % 以上(能資所，1994；山本莊毅，1983；Fetter，1994)，若以 25 % 推算，地下水蘊藏量約為 $73.75 \times 10^6\text{m}^3$ ，這包含冷水及溫泉的總量，其中有多少是溫水(泉)，依工研院能資所電阻探測的資料分析，以 $\leq 40 \text{ ohm}\cdot\text{m}$ 視比電阻作為熱水賦存的分界，依不同的深度求出熱水含水層的體積，再乘以孔隙率則可估算 45°C 以上的溫泉蘊藏量，若以有效孔隙率 15 % 計算，其蘊藏量約為 $39.04 \times 10^6\text{m}^3$ ，若以

表 4 溫泉豐枯水期水質

編 號 項 目	溫泉溝 自噴井		林務局 工作站		林同吳		香格 里拉		玉石 浴池		德陽 三巷		高忠訓		黃清照		富士 花都		日式 浴池	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10										
	枯水	豐水	枯水	豐水	枯水	豐水	枯水	豐水	枯水	豐水	枯水	豐水	枯水	豐水	枯水	豐水	枯水	豐水	枯水	豐水
溫度	58.2	58.2	56.2	55.4	48.4	48.8	51	51	51.3	51.1	41.6	43.2	52.1	51.2	43	48.3	49.2	51.7	58.3	58.7
pH 值	7.21	7.47	7.28	7.59	7.44	7.59	7.16	7.88	7.62	7.41	7.71	7.89	7.43	7.66	7.44	7.61	7.33	7.55	7.37	7.75
電導度 $\mu\text{s}/\text{cm}$	1499	1425	1785	2168	1725	1612	1358	1400	1635	1620	1316	1452	1732	1467	1352	1334	1590	1597	2055	2080
硝酸鹽氮 mg/l	ND	ND	ND	0.18	ND	ND	0.49	0.12	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	0.01	ND	0.02	ND
亞硝酸鹽氮 mg/l	0.62	1.08	0.88	5.42	0.35	ND	1.15	64.34	40.29	0.21	6.61	1.17	ND	ND	0.48	ND	8.47	12.29	ND	ND
總硬度 mg/l	49.2	58.00	47.81	57.20	48.21	56.20	54.38	59.80	49	67.20	44.82	61.60	45.42	50.00	67.33	76.20	44.62	50.40	51.59	57.60
鈰度 mg/l	466.5	463.1	485.5	483.1	443.17	405.8	393.9	376.9	369.7	405.6	346.5	370.6	428.9	429.8	403.8	398.1	429.9	470.6	476.4	475.0
氯鹽 mg/l	48.25	43.66	56.94	51.03	47.16	39.46	47.70	38.40	46.62	44.19	49.88	48.93	39.55	35.25	30.32	27.88	31.95	30.25	39.55	32.62
硫酸鹽 mg/l	1.80	1.75	1.77	3.91	1.97	2.03	2.28	7.02	7.25	1.90	5.80	2.81	1.94	1.69	1.97	1.87	2.68	2.90	1.80	1.75
二氧化矽 mg/l	39.55	41.43	40.79	43.28	39.00	41.04	36.71	39.57	37.17	38.95	23.56	24.17	31.38	32.43	41.26	44.37	41.08	44.93	38.78	41.16
鈣 mg/l	12.5	12.94	12.2	12.57	12.5	11.79	13.8	14.01	12.6	14.81	11.1	12.19	10.8	11.11	16.5	18.56	12.0	13.30	12.7	13.27
鎂 mg/l	3.0	3.36	2.9	3.20	3.0	2.93	3.3	3.50	3.1	3.75	2.9	3.60	2.4	2.73	4.6	5.13	2.7	3.15	3.1	3.42
鈉 mg/l	215.2	223.5	228.0	236.0	205.5	198.5	182.1	183.0	174.4	192.5	170.3	186.5	196.9	205.0	175.4	325.5	191.8	213.5	211.7	217.0
鉀 mg/l	10.1	9.48	10.6	9.83	9.5	8.48	9.1	7.90	8.4	8.46	7.9	7.66	9.0	8.62	5.6	5.05	9.8	9.55	10.2	9.62
鐵 mg/l	0.096	0.15	0.129	0.48	0.288	0.43	0.218	0.43	0.318	0.31	0.041	0.05	0.098	0.12	0.138	0.41	0.296	0.49	ND	0.41
錳 mg/l	47.03	3.55	18.65	66.30	15.27	14.60	3.11	34.00	20	11.92	34.86	11.68	30.13	12.26	192.8	1110	10.54	26.75	22.03	49.70
銅 mg/l	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
鉻 mg/l	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
鉛 mg/l	ND	0.016	ND	0.032	0.023	0.03	ND	0.039	ND	0.03	0.023	0.025	ND	ND	ND	0.02	0.019	0.035	0.023	0.047
銀 mg/l	ND	0.123	ND	ND	ND	0.36	ND	ND	ND	0.146	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
鋅 mg/l	ND	ND	ND	0.108	ND	ND	0.002	0.002	ND	ND	0.004	0.004	0.003	0.003	0.002	0.002	0.004	0.004	ND	ND
硒 mg/l	5.05	ND	ND	ND	4.09	ND	3.33	ND	3.34	ND	3.24	ND	4.36	ND	3.55	ND	2.84	ND	3.05	ND
砷 mg/l	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	12.40	15.68	56.55	72.65	30.81	43.23	ND	ND	ND	ND
汞 mg/l	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	0.83	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	1.03

備註：ND 值為小於偵測極限

資料來源：1998-1999 年自行採樣調查，水質委託化驗

25 % 計算，其蘊藏量則約為 $63.83 \times 10^6 m^3$ (表 5)。

表 5 礁溪地區溫泉蘊藏量估算表

深度 m	含水層 厚度 m	面積 $k m^2$	體積 $10^6 m^3$	孔隙率 15 %		孔隙率 20 %		孔隙率 25 %	
				蘊藏量	累計	蘊藏量	累計	蘊藏量	累計
20	10	0.480	4.8	0.72	0.72	0.96	0.96	1.20	1.20
40	20	0.665	13.3	2.00	2.72	2.66	3.62	3.33	4.53
50	10	0.790	7.9	1.19	3.91	1.58	5.20	1.98	6.51
60	10	0.852	8.5	1.28	5.19	1.70	6.90	2.13	8.64
80	20	0.949	19.9	2.85	8.04	3.80	10.70	4.98	13.62
100	20	0.965	19.3	2.90	10.94	3.86	14.56	4.38	18.00
150	50	0.947	47.3	7.10	18.04	9.46	24.02	11.83	29.83
200	50	0.992	49.6	7.44	25.48	9.92	33.94	12.40	42.23
250	50	0.923	46.2	6.93	32.41	9.24	43.18	11.55	53.78
300	50	0.883	44.2	6.63	39.04	8.84	52.02	10.05	63.83

1. 300 公尺以下可能為堅硬的四稜砂岩基盤。

2. 溫泉蘊藏量單位為 $10^6 m^3$ 。

(二)入滲補注量推估

以氣候水文、地形、地質、土地利用及植被等資料推算集水區內的入滲量，全區若以同樣的入滲率，不僅太粗略也不合理，現有之地質資料不足且不同的調查研究對地質構造線(背斜、斷層分布、性質)界定不一，計算出之入滲量也會有很大出入，根據上文溫泉區沖積扇面積約為2平方公里，區內已高度開發，旅館大樓林立，扣除該區域內道路、建築物等不透水面積約50 %，其他大部分為雜木林、休耕水田、空心菜田等，以3mm/day 入滲量計算，鐵路以東的溫泉分布範圍約0.48平方公里，土地利用以水田、溫泉空心菜田、茭白筍田及溫水養殖魚塭等，道路、建築物等不透水面積約佔20 %，以10mm/day 入滲量計算(溫理仁，1993)，則溫泉區地下水補注量為6840CMD ($3mm \times 2km^2 \times 0.5 + 10mm \times 0.48km^2 \times 0.8$)，年補注量為 $2.50 \times 10^6 m^3$ ，若以氣候水平衡(表2)之剩餘水量1633mm為最大入滲量，年補注量為 $2.26 \times 10^6 m^3$ ，兩者十分接近，沖積扇至上游(外澳斷層以東)山地面積約為2平方公里，幾乎完全被闊葉雜木林及五節芒等覆蓋，雨後之蒸發散量應在3mm/day 以上，而且地表之四稜砂岩風化成之黃壤透水性差，所以儘管有良好的植被，其入滲量應不會超過2mm/day，而能成為地下逕流補注到沖積扇地區者(外澳斷層以東)，可能非常有限；十一股溪雖然集水區面積很小，每逢大雨沖積扇端至海岸平原間就氾濫的情形來看，可能是不易入滲而有較大的逕流係數，綜觀以上因素，降雨後能成為淺層地下水者，以1mm/day 以內計

算應較合理 ($1\text{mm} \times 2\text{km}^2 = 2000\text{CMD}$)，根據上述資料推估全區地下水補注量約 8840CMD ($6840+2000$)。這個數據因為地下水位及地層係數等資料不足，且牽涉三個不完整的沖積扇及其上游之山區，地形十分複雜，不易以地下水流動量來檢驗，不過從較大範圍的地下水流網圖判釋(張智欽，1995)，及溫泉區兩側水溫降低的情形分析，十一股溪及得子口溪的沖積扇應有大量地下水流入溫泉區，所以沖積扇地下水流動量應大於地形面上之補注量。

上述 8840CMD 是指入滲至淺層的地下水量，至於溫泉的水源應是沿著斷層或岩層裂隙深入熱源區，加熱後再沿適當的通道湧至地面或地表淺層，根據循環水理論，水的進出應不是在同一通道(斷層線)，從地質構造剖面圖來看(圖八)，可能是由從碧湖斷層入滲，沿外澳斷層面湧出，但外澳斷層沿線，並無地熱徵兆出現，所以較可能的通路是由外澳斷層入滲，再由山麓地區破碎的四稜砂岩上升至地表附近或形成湧泉，之所以有如此推論是從水溫上考慮，此區深層溫泉的原始溫度應在 150°C 左右，混合了至少五倍的冷水後，才成為 50°C 左右的溫泉，從地表冷水大量混合說明，熱水上昇的通道並非狹窄斷層線，可能是一區破碎面，所以儘管在山麓(扇頂附近)由275公尺的水井自噴出來的溫泉，水溫仍未超過 60°C ，假如這個推論成立，溫泉補注應在外澳斷層以西，碧湖背斜嶺以東的範圍，面積約3平方公里，上覆以岩性緻密的乾溝層及較破碎四稜砂岩，後者透水性較好，但面積不大，所以 2mm/day ($2\text{mm} \times 3\text{km}^2 = 6000\text{CMD}$)，作為入滲量的推估應較合理；由上述三個不同地質地形區入滲量的累計，溫泉區及其上游集水區地下水(含溫泉)補注量約為 14840CMD ($6840+2000+6000$)。

(三) 溫泉開發量之調查

溫泉的開發可分為人工抽取與自然湧出兩種，目前除溫泉溝及少數自噴井外，絕大部分溫泉取得都需以馬達抽水，要詳細的計算開發量十分複雜且有實際困難，本文就筆者長期調查後做嘗試性推算。溫泉區內除溫泉自然湧出區外，大部分地區為冷熱水混合，即地表以下10至20餘公尺(有區域差異)之淺層地下水多為冷水，較深層則為溫熱水，有些地區很難將兩者區分，而且高溫熱水需要加入冷水才能使用，所以只能以混合後的用水量來推估。

1. 自然湧泉(含自噴井)

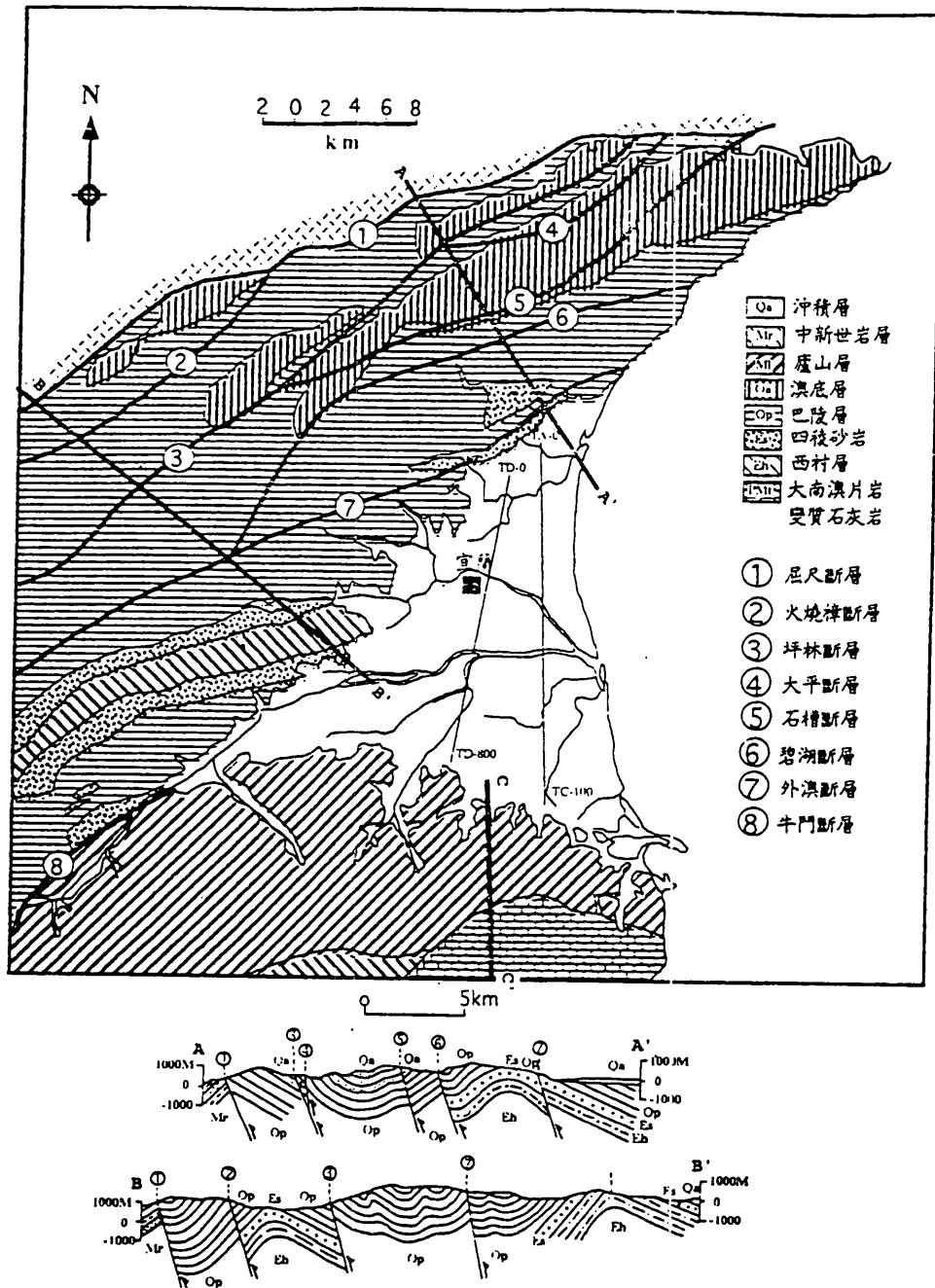
$$(1) \text{ 終年自噴井有三處 } (80+7+1) \text{ m}^3/\text{h} \times 24 = 2112 \text{ CMD}$$

(2) 湧泉量

$$\text{a. 溫泉溝流量 } Q = V A \quad 0.2\text{m/s} \times 1.75\text{m} \times 0.02\text{m} = 605 \text{ CMD}$$

$$\text{b. 鐵路沿線有多處湧泉 } (24.5^\circ\text{C}) \text{ 約 } 300 \text{ CMD}$$

$$\text{c. 兩處公共浴池 (不含溫泉溝) } 15 \text{ l/s } \approx 1300 \text{ CMD}$$



圖八 宜蘭地區地質圖 (詹新甫, 1976)

2.人為抽取(45°C以上溫泉)

- (1)當地居民用水 (含溫泉區外引水) $0.15 \text{ m}^3 \times 10000 \text{ 人} = 1500 \text{ CMD}$
- (2)遊客平均每日 2000 人 (含套房大樓用戶) $0.2\text{m}^3 \times 2000 \text{ 人} = 400 \text{ CMD}$
- (3)公、私溫泉泳池容量 50 至 360 m^3 有六處用水量約 1000 CMD

- (4) 礦泉水公司三家及其工廠用水約 500 CMD
- (5) 溫泉養殖魚塭每公頃須 3 吋抽水管 8 支，每天抽水約 6 小時，出水量 $15 \text{ m}^3/\text{h}$ ，6-8 公頃魚塭抽水量為 6000 CMD (年中抽水 6 個月)
- (6) 溫泉空心菜田：每公頃須 3 吋抽水管 4 支，出水量 $15 \text{ m}^3/\text{h}$ ，有 3 公頃須以溫泉水保溫，每天抽水約 18 小時以上，抽水量為 3240 CMD (年中抽水 3 個月) 以上總用水量最多時為 16957 CMD 。

(四) 安全出水量與水平衡探討

根據前面對溫泉區地下水補注量、開發量的調查推算得知，補注量為 14840 CMD，開發量(流出量)約為 16957CMD，從粗略的數據上來看是入不敷出，有超抽的情況，超抽的量是否在允許的範圍？是否有顯見的跡象證明溫泉超量開發？又安全出水量是多少？應進一步探討。

首先要對地下水安全出水量 (safe yield) 定義，safe yield 在 1915 第一次被提出時，意指抽水後不致造成水位長期下降或水源枯竭，但抽水後必定使水位下降，所以這個定義已失去水文上的意義，經多次修正，安全出水量一詞已轉變為經濟安全出水量 (economic safe yield)，法律安全出水量 (legal safe yield) 及環境安全出水量 (environmental safe yield) (楊萬全，1993；Fetter，1994)；現在多以 potential sustained yield (位持續出水量) 、permissive sustained yield (容許持續出水量) 或 perennial yield (永續出水量) 等取代之。

按前文推估溫泉區最大開發量，若超抽 2000 CMD 是否超出安全範圍？因為溫泉的需求有時間 (季節) 及空間 (地區) 的明顯差異，15000 至 17000 CMD 的需求量只是最大的平均值，事實上冬季夏季的需求量可能相差 8000 CMD 以上，但冬季與夏季的地下水位相差無幾，而且地下水位隨著降水有機動的變化，雖然冬季溫泉用量較大，從氣候水平衡 (表 2) 來看，能入滲為地下水的過剩水量也是以 9 月至翌年 3 月為主，年中最熱的 6 、7 、8 月降水蒸發後所剩無幾；以地下水中的氫氧同位素分析，也可證明宜蘭地區地下水入滲以冬季為主 (彭宗仁，1995)。所以冬雨夏乾的氣候可以減緩溫泉短缺的壓力，使全區供需接近平衡，但在高密度的開發區就略顯不足，近十年來溫泉量雖然沒有明顯減少，但使用人口大量增加，毫無限制的抽取溫泉，造成溫泉區地下水位普遍下降，使得溫泉溝自然湧泉減少，原來在豐水期有 3 至 5 個月甚至超過半年的自噴井或湧泉，目前只有在連續大雨數天後 (降水約大於 150mm)，始見少數水井會短暫自噴，為期很少超過 2 個月；如此一來使得原來自然湧泉的泳池、公共浴室、溫泉空心菜田等，必須改為較不經濟取水方式；在溫泉區南北兩側百餘公尺範圍的水井，十年來溫度下降了近 10°C ，必須加深水井 30 至 50 公尺才能有 45°C 以上的溫泉。

礁溪鄉自民國 76 年起為經濟部頒佈的地下水管制區，區內除公共造產外不得私自鑿井抽水，所以幾乎所有的水井都是沒有申請水權的違法水井，目前私自鑿井亦無法管理，沒有水權就無所謂法律的問題，沒有溫泉了（或水溫降低）就加深水井，只有經濟問題；所幸除地面標高 20 公尺以上或大量抽水的井戶，才須以深水馬達抽水，若以比較嚴格的標準來看，礁溪溫泉目前的開發量已經超出經濟的安全出水量，若以較經濟地面水泵抽水臨界水位（距地面 7-8 公尺）來界定，則還在經濟的安全出水量允許的範圍。由於溫泉開發量勢必持續增加，要維持少於永續性出水量（less than perennial yield）已不可能，理想的狀況是以天然補注量等於開發量，即最小永續性出水量（minimum perennial yield），目前的開發量已經超出天然補注量，假如以地下水經營的觀點，有條件降低地下水位增加出水量（deferred or increased perennial yield）並無不可，但對溫泉來說未必可行，因為地下水位降低時即改變溫泉產狀而造成水溫下降，所以 minimum perennial yield 最安全的出水量，即不超過 15000 CMD 最為理想。

五、溫泉資源永續經營

礁溪鄉聚落、產業發展多與溫泉資源有密切相關，溫泉是礁溪鄉最重要的自然資源，也是其發展觀光遊憩、精緻農業及提升生活品質的命脈，但由於毫無節制的開發，此種珍貴自然資源卻出現前所未有的警訊—溫泉水量減少，多處湧泉乾涸，水溫及水位下降等；長久以往礁溪溫泉將有枯竭的一天；所以必須了解問題，並以永續利用為經營理念，才是礁溪地區繁榮發展的保證。

（一）水溫降低的地區與可能原因

根據工研院能資所電測資料顯示，1974 年礁溪的地面溫泉徵兆範圍有 1.4 平方公里，至 1993 年則減少為 0.96 平方公里，地面溫泉徵兆範圍少了 30% 以上，20 多年前溫泉區鐵路以東約 1 公里有些地區仍有溫泉，目前已往雪山山脈方向退縮三至五百公尺，這個現象可能說明溫泉區上游地區大量抽水，使下游溫泉枯竭，也可能是下游地區因溫水養殖而過度抽水，使溫泉水體壓力變小，地表或淺層冷水入侵混合而使水溫下降（當地之地下水位似無降低）；筆者曾於 1989 年測量礁溪國小左側及鄉公所右側 150 公尺左右之民宅溫泉，水溫約 47-49°C，1998 年水溫以降至 38°C 以下，近年田野調查時也發現礁溪公園以東、以北也有類似降溫的情形，但在溫泉區中心的水溫 20 年來幾乎完全不變（59°C），溫泉區南北兩側溫度明顯下降原因，可能是中心區高度開發大量抽水，使該區的地下水位下降形成下降錐，加速南北兩側地下水流入，南北兩側分別是得

子口溪、十一股溪及其沖積扇，有豐富的地面水與地下水及較高的滲透係數(張智欽，1995)，所以造成水溫下降。根據抽水試驗所算出的K值，在溫泉區東北緣位於十一股溪沖積扇的水井(距十一股溪約300公尺)其滲透係數(K 值) $K = 1.3 \times 10^{-2} \text{cm/sec}$ ，是溫泉區滲透係數最大值，其次是在得子口溪沖積扇北側，在大忠路南側300公尺處的 $K = 1.1 \times 10^{-2} \text{cm/sec}$ ，再其次是湯圍排水支線(溫泉溝)兩側 300 至 400 公尺範圍的 K 值在 $3 \sim 4 \times 10^{-3} \text{cm/sec}$ ，溫泉區中心地區的 K 質最小，大致在 $1.5 \sim 1.8 \times 10^{-3} \text{cm/sec}$ 之間，一般而言，溫泉區地下水之 K 值大小與水溫高低成反比。

假設地下熱源量固定，地下水較豐沛或入滲率大的地區(南北兩側)溫度低；溫泉區中心，溫度不受豐枯水期影響，邊緣地區枯水期溫泉儲集層壓力較小，而改變冷熱水原來平衡的狀態，而使冷水佔據熱水水體空間而降溫。有些地區也可能是因為鑿井氾濫，使得地層中之難透水層或不透水層(泥層、黏土層)支離破碎百孔千瘡，造成上層的冷水與下層的溫水混合而使溫泉變冷。溫泉溝的湧泉因四週大量抽水而減少，而地面水或伏流水(冷水)之水量變化不大，所以相對的冷水增加混合而降溫。

(二)永續經營之理念與方法

溫泉資源是地下水資源又是能源，它不像一般礦產資源無法循環再生，其形成、循環過程也較地下水複雜，為考量其產狀及溫度，其開發限制也比地下水多，過去總以為地下水資源是「取之不盡，用之不竭」，事實上全省沿海多處因為超抽地下水而產生水質惡化、海水入侵、地層下陷等環境生態問題。礁溪溫泉更是珍貴的天賦資源，必須懂得如何有效經營，才能為我們及後代子孫永續利用。

要能永續利用，需在不過度開發的前提下才能達成，所以安全出水量的觀念必須被接受，也就是開發量必須管制在允許的範圍內，只有透過嚴格的水權登記與執行才能奏效。我國水利法明文規定「水為天然資源，屬於國家所有，不因人民取得土地所有權而受影響」，一般人多認為地下水資源附屬於土地，事實上地下水是流動的，雖然在自己的土地上抽水，卻可能造成大範圍的影響。日本是個多溫泉的國家，對溫泉資源的規劃管理十分完善，開發量有嚴格的管制，甚至政府公部門亦不得任意開發溫泉，而且管制區內每一口溫泉井皆有抽水量的限制，由水表(出水量)控制抽水之電源，全區亦有總量管制，所以少有所謂溫泉枯竭的問題發生。

礁溪溫泉得天獨厚，是台灣唯一在標高 20 公尺以下的中性碳酸溫泉，且水量豐富，但近年因為用水量增加，補注量有一定限制的情況，已有入不敷出的跡象，不能再任意揮霍，務必合理的經營才能永續利用；因此當前要務是水權管理制度修訂及執行，對現有水井普查、建檔及管理，開發的管制也勢在必行，若要徹底有效執行，則溫泉區內地面水、地下水、溫泉應統籌規劃經營，各標的用水人，應提出用水計畫，依不同的

用水量、水質、季節按量收費，落實使用者付費之公平原則，並以價制量避免浪費。

其次要對補注量、補注區做詳細調查研究，雖然溫泉源水未必是在沖積扇下滲，但溫泉中絕大部份是一般的地下水(冷水)，沖積扇的入滲是主要的補注，區內土地利用應做合理的管制，不能任意變更或增加其建敞率等，而減少地下水之入滲補注量。溫泉區內至少要設三處的水位及水溫監測井，以了解地下水資訊及水溫、水質變化，作為長期保育規劃之依據，並以水平衡觀點永續經營。

第三點是溫泉區內公共給水的規劃及溫泉尾水的利用，目前溫泉湧泉出口任意接管，雜亂無章且易引起糾紛，應興建聯合儲水、輸水，配水等設施，如此才能提高效率增加水量，降低成本減少浪費。公共浴室，泳池，社區等大量用水戶也應聯合鑿井，鋪設輸送管線，共同分擔成本共享資源。溫泉區內積極興建中水道系統，蒐集旅館區、公共浴室及泳池等使用後的排水，因為沐浴泡湯後的排水、泳池為維持水溫不斷加入溫水而溢流之水，仍然高出非溫泉區平均地下水溫許多，可作為溫水蔬菜之灌溉用水，避免溫泉的浪費及排水溝之污染。

六、結論與建議

- (一) 以電阻探測之視比電阻 $\leq 40\text{ohm}\cdot\text{m}$ ，作為熱水賦存的分界，礁溪溫泉分布面積約1平方公里，比20年前少約30%，經實地調查，水溫 40°C 以上範圍，北起公園路以北約300公尺，從化龍三村沿礁溪國小左側，東界是上述對應之鐵路以東三至五百公尺，西以等高線30公尺為界，面積約1.5平方公里。
- (二) 溫泉溫度最高 59.5°C ，平均 $52\text{-}53^\circ\text{C}$ ，pH在7.2-7.9間之碳酸氫鈉泉，鈣、鎂少，電導度1300-2000微姆歐公分。以化學成份分析其原始溫度在 $130\text{-}165^\circ\text{C}$ 之間，與大量混合後降溫，終年自噴井之水溫不受季節、晴雨、抽水等因素影響，水溫不變。
- (三) 根據鑽探及電阻探測地質資料分析，並以有效孔隙率15% -25%推估300公尺以內， 45°C 以上之溫泉蘊藏量為 $39.04 \times 10^6\text{m}^3$ 至 $68.83 \times 10^6\text{m}^3$ 。
- (四) 以不同之地質、地形及土地利用，分三區以不同入滲率推估溫泉區及其上游集水區的入滲量約為15000CMD，區內各標的用水總量最高約為17000CMD，略超出安全出水量，使地面湧泉變少，地下水位降低，除中心區外，水溫略降，多處需加深水井才有溫泉。
- (五) 溫泉區南北兩側10年來水溫下降約 10°C ，其原因可能與大量抽水後，兩側之十一股溪及得子口溪及其沖積扇大量的地面、地下水流入有關。其他地區水溫降低，可能與過量抽水造成溫泉水體壓力降低及過度開挖水井有關。

- (六) 落實水權制度、加強溫泉區之水文地質調查監測，及妥善規劃區域供水系統，才能有效經營、永續利用這攸關礁溪繁榮發展的珍貴自然資源。
- (七) 從現有地質資料推測，礁溪溫泉的成因應是循環水說，即降水經由斷層或裂隙深入地下岩層，吸收熱源儲集於貯留層，再由適當通路湧至地表，但由於地下地質資料不足，溫泉真正的成因及循環過程有待進一步之研究。

參考文獻

- 工研院能資所 (1993) 礁溪溫泉區地球物理及鑽井探勘報告。
- 王鑫(1990)宜蘭的地質與地形，pp.27-40 宜蘭縣政府委託。
- 中村久由 (1979) 溫泉，地熱から熱をとりだ技術，地下水ハドブック，pp.1253-1263，建設產業調查會。
- 江新春 (1976) 宜蘭平原之震測，礦業技術，14(6)：212-221。
- 早川正巳 (1970) 地熱－第四のエネルギー，NHK。
- 何春蓀(1986)台灣地質概論，經濟部中央地質調查所
- 沈照理(1985)水文地質學，科學出版，pp.723-801。
- 林錦仁(1991)地熱能源開發之基本問題，能源季刊，21(4)：108-115。
- 陳肇夏(1975)台灣溫泉的成因與地熱探勘之我見，地質 1(2)：107-117。
- 陳肇夏(1989)台灣的溫泉與地熱，地質，9(2)：327-340。
- 張君立(1984)中低溫溫泉與探部熱水的地化關係，礦業技術，22(1)：4-9。
- 張瑞津、石再添等(1995)蘭陽地區沖積扇地形學研究，師大地理研究報告，23：151-191。
- 張智欽 (1993) 宜蘭地區水資源初探，宜蘭農工學報，7：202-235。
- 張智欽 (1997) 宜蘭地區地下水之研究，台灣師大地理系，23-63。
- 張寶堂(1979)台灣地熱徵兆分布之特性，能源季刊，9(4)：75-85。
- 張寶堂、李春生(1984)台灣變質岩區地熱產狀之地質控制因素，工業技術，116：28-43。
- 湯原浩三、瀨野錦藏 (1969) 溫泉學，地人書館。
- 湯原浩三 (1979) 溫泉，地下水ハドブック，pp.151-166，建設產業調查會。
- 程楓萍(1978)台灣溫泉之地球化學探勘，礦冶，22 (4) : 72-83。
- 程楓萍(1995)地球化學地溫指標-應用溫泉化學特性推測地下熱液溫度，能源、資源與環境，8(3) : 6-9。
- 溫理仁 (1994)水田、地下水與地盤下陷，地下水資源及水質保護研討會論文集，pp.

391-411。

楊宏瑛(1995)溫泉空菜，農藥世界 146：57-59。

楊金臻(1992)泉鄉，內部營建署陽明山國家公園管理處，pp.6-16。

楊萬全(1986)，南投縣東埔溫泉-兼論溫泉形成過程，中國地理學會會刊，14：39-50。

楊萬全(1993)水文學，台灣師大地理系，pp.93-111; 220-223。

詹新甫（1976）宜蘭第三紀之地質，礦業技術，14(5): 252-257。

Chen, C.H. (1982) Analysis of Topographic Effect on Ascending Thermal Water in the Central of Taiwan, Proceedings of the National Science Council Part A: Applied Sciences, 6(4): 241-249

Chen, C.H. (1985) Chemical Characteristics of Thermal Waters in the Central Range of Taiwan. Chemical Geology, 49: 303-317 Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam

Fetter C.W. (1994) Applied Hydrology 3d ed, pp.514-526 Macmillan College Publishing Company New York.

Strahler A.N. and Strahler A. H. (1983) Modern Physical Geography 2d ed, pp. 206-224 John Wiley & Sons New York

Sniegocki, R.T. (1996) Water of Hot Springs National Park, Arkansas-their Nature and origin. Environ-Geol, 27(2) : 79-84

Truesdell, A.H. and Fournier, R.O. (1977) Procedure for Estimating the Temperature of Hot Water Component in a Mixed Water by a Plot of Dissolved Silica Versus enthalpy, Jour. Res. U.S.G.S., 5(2) : 49-52

White, D. E. (1970) Geochemistry Applied to the Discovery, Evaluation, and Exploration of Geothermal Energy Reservoirs. Geothermics, Special Issue 2, V. 1

Yoshikazu, (1996) Utilization of Geothermal Water for Agriculture in Japan, Proceedings of the International Symposium Alternative Sources of Energy for Agriculture : 391-402

收稿日期：89年5月1日

修正日期：89年5月29日

接受日期：89年5月30日